

eman ta zabal zazu



Universidad
del País Vasco

Euskal Herriko
Unibertsitatea

TESIS DOCTORAL

**Explorando el efecto de las impurezas
en la criósfera de alta montaña:**

**Efectos en el manto de nieve
estacional (Cordillera del Karakórum,
Pakistán) y en la microestructura de
hielo glaciar (glaciar de Monte
Perdido, España)**

Nicolás A. González Santacruz

2023

UNIVERSIDAD DEL PAIS VASCO / EUSKAL HERRIKO UNIBERTSITATEA

Facultad de Ciencia y Tecnología

TESIS DOCTORAL

Explorando el efecto de las impurezas en la criósfera de alta montaña: efectos en el manto de nieve estacional (Cordillera del Karakórum, Pakistán) y en la microestructura del hielo glaciar (glaciar de Monte Perdido, España)

Nicolás A. González Santacruz

Director:

Dr. Sérgio Henrique Faria

Tutor:

Dr. Alejandro Cearreta Bilbao

2023

A mi familia y amigos a ambos lados del Atlántico, Japón, Chile y Pakistán.

日本、チリやパキスタン、大西洋を越えた先の家族や友人に感謝を込めて
بحر اوقیانوس، جاپان، چلی اور پاکستان کے دونوں جانب میرے خاندان اور دوستوں کے لیے۔

“Las obras no se terminan, se abandonan”

Paul Valéry

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mi director, el **Dr. Sergio Henrique Faria**, por acompañarme y guiarme en este arduo camino, y por siempre animarme a salir de mi zona de confort. Gracias por darme la oportunidad de participar en proyectos que me han permitido ampliar mis horizontes y crecer como profesional. Quiero expresar mi gratitud a **Patri** por su inestimable ayuda durante las largas horas de trabajo en el laboratorio a $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$, así como por sus consejos y su amistad. Sin su ayuda, no habría sido posible llevar a cabo todos los experimentos a tiempo. También quiero agradecer a **Alejandro Cearreta**, **Itziar Eskubi** y a la **oficina de proyectos de BC3** por toda la ayuda prestada en el campo administrativo.

Esta tesis no habría sido posible sin la financiación otorgada por el **Gobierno Vasco** a través de la beca PRE-2018-1-0116. Gracias por haber confiado en mi proyecto y brindarme el respaldo necesario. Los proyectos que conforman esta tesis tampoco habrían sido posibles sin el apoyo económico del **Basque Centre for Climate Change (BC3)**, a través del proyecto *Sherpa* (BalElur) bajo el amparo de la acreditación de excelencia **María de Maeztu 2018–2022** (MDM-2017-0714). También quiero agradecer a la **Agencia Estatal de Investigación (AEI)** por su ayuda a través de los proyectos Paleoice Explora (CGL2015-72167-EXP) e iMechPro (RTI2018-100696-B-I00).

Agradezco al **Instituto Pirenaico de Ecología (IPE)** por proporcionarnos las muestras de hielo del glaciar de Monte Perdido, especialmente a **Ana Moreno**, **Miguel Bartolomé** e **Ignacio López-Moreno**. También quiero agradecer al grupo de investigación **IBeA**, en especial a **Juanma Madariaga**, **Julene Aramendia**, y **Jennifer Huidobro**, por su participación en nuestro proyecto a través del análisis químico del hielo glaciar.

Agradezco a **Eñaut Izaguirre**, **Ibai Rico** y **Carles García** (NIVORISK) por todas las enseñanzas en la ciencia de la nivología que posteriormente apliqué en el trabajo de campo en Pakistán y en la interpretación de datos. Gracias también al **instituto Niels Bohr** de la **universidad de Copenhague** por apoyarme económicamente para asistir al ICAT (Ice Core Analysis Techniques, Ph.D. School), curso celebrado en Dinamarca en 2019.

El camino de esta tesis empezó en los Pirineos, pero después me llevó hacia el este, a Pakistán. En este contexto, el proyecto BalElur no habría sido posible sin la ayuda, los consejos y la información proporcionados por **Iñaki Antigüedad** y la **Fundación Félix-Baltistán**. Agradezco infinitamente a **Jasmine Tours** y en especial a su director, **Asghar Ali Porik**, y a **Imran Shigri** por organizar toda la logística de la expedición. Quiero expresar mi gratitud a mi guía hacia el campo base del K2, **Fida Hussain**, y a los porteadores (**Alisha**, **Muhammad**, **Jousaf**, **Rahman**), con su frase repetida durante la travesía del glaciar: *Insha'Allah* (si Dios quiere). También agradezco a **Alex Txikón** y a **todo su equipo** por invitarme a formar parte de la expedición WinterTopAppeal al K2. Un agradecimiento especial a **Eneko Garamendi**, cocinero de la expedición, cuyas comidas alegraban los días de encierro debido al mal tiempo, y a **Kepa Lizarraga**, médico de la expedición, por todos sus consejos. La recolección de muestras en los campos de altura no hubiera sido posible sin la ayuda de los sherpas nepalés **Nuri**, **Gelje**, **Pasang**, **Cheppal** y **Walung**. Quiero agradecer a **Pawel Dunaj** y a sus leves congelaciones en las mejillas, cuya evacuación desde el Campo Base y su ofrecimiento de acompañarlo permitió que yo (y las muestras) pudiéramos descender en helicóptero hasta Skardu. Mi agradecimiento también a la **Universidad de Baltistán** por colaborar con nosotros y ayudarnos durante nuestra estancia. Agradezco a todo el **personal del Hotel Summit** en Skardu y a la valiosa compañía de **Nuri “Sherpa”** durante mi estancia en Islamabad. El tiempo, y toda una tesis en medio, han hecho que olvide algunos nombres, pero me gustaría agradecer al **cocinero/alpinista** que me acompañó y guió en todas mis salidas del campo base para realizar los estudios en el glaciar. Quiero agradecer a todo el **personal de seguridad** que me acompañó en todos los desplazamientos por carretera, así como a los **conductores** y a **aquellas gentes que en el camino** nos ofrecieron sus cuadras y un colchón mientras esperábamos a que se despejara la carretera y así poder continuar nuestro camino. Finalmente, quisiera agradecer a **Fran Llano** por haberme permitido usar parte del material fotográfico perteneciente a la expedición al Campo base del K2 realizada en Julio del 2022.

Continuando hacia el lejano oriente, en Japón, me gustaría agradecer a **Kumiko Goto-Azuma** del **National Institute of Polar Research (NIPR)** y a **Nobuhiko Azuma**, presidente durante mi estancia de la **Universidad Técnica de Nagaoka (NUT)**. Agradezco a **Morimasa Takata** por enseñarme prácticamente todo lo que sé sobre prácticas en laboratorio de baja temperatura, y a **Tomoyuki Homma** por su guía y apoyo. Gracias a **Ryo Inoue** por su amistad y por ser mi guía en Tokio. Quiero agradecer a todas las **personas españolas, mexicanas y chilenas** que se convirtieron en mi familia durante mi estancia en Nagaoka (**Juansito, Borja, Alain, Alejandro, Gontzal**, y como no, al **restaurante Ashoro...**). Agradezco a **Kaori Fukuda** y a **Tomoyuki Saruya** del NIPR por ayudarme en la preparación de muestras del testigo de hielo EastGRIP de Groenlandia, y a **Bruno Rocha** (CryoPDP) por gestionar la logística del transporte de las muestras a Bilbao.

Continuando al este, cruzando el océano Pacífico y cambiando de hemisferio, me gustaría agradecer a todo el personal del **Laboratorio de Análisis Isotópico (LAI)** de la Universidad Andrés Bello (Viña del Mar, Chile), especialmente a su director **Francisco Fernandoy** por su orientación profesional y su amistad. Agradezco a todo el personal del laboratorio por acogerme tan bien: **Javi, Natu, Lucho, Vero, Marion...** También quiero agradecer a **Deniz Bozkurt** del Departamento de Meteorología de la Universidad de Valparaíso por sus consejos y amistad. Agradezco a **Raúl Cordero** de la Universidad de Santiago de Chile (USACH) y a **Sarah Feron** de la Universidad de Groningen por su inestimable ayuda.

Desplazándonos hacia el norte, quiero agradecer a toda mi **familia en Colombia: mi padre, hermana, abuelos, tíos, primos...** Aunque la distancia nos separe, siempre están presentes.

Cruzando el Atlántico y cerrando el círculo, terminamos por donde todo empezó, en Bilbao. Aquí quiero agradecer a **Marimar, Ainara** (dupla de nachos), **Itxaso, Manu, Nerea, Cristina** y a mis paisanos **Dani y Luz** por su amistad, apoyo e inestimable respaldo. Además, un agradecimiento especial a **Maitane** por regalarme su arte en la portada de esta tesis. Por último, no puedo olvidar agradecer a mis mayores pilares quienes me han empujado hasta el final: a mi **madre** por su apoyo incondicional, a mi compañera de vida, **Nagore**, por su cariño, paciencia y ánimo, y a **Igone, José Manuel, Nerea y Mamen**, mi familia bilbaína.

Gracias a todos, sin vosotros no hubiera sido posible.

Resumen

Los aerosoles son partículas en suspensión en la atmósfera. Algunos son generados por actividades humanas, como el Black Carbon (BC), que se produce debido a la combustión incompleta de combustibles fósiles. Otros tienen un origen natural, como el polvo mineral, cuya presencia puede estar relacionada con cambios en el uso del suelo causados por actividades humanas. Estas partículas, pueden depositarse en la criosfera de alta montaña: mantos de nieve estacionales (o perennes) y los glaciares. La presencia de estas partículas altera el balance radiativo de la superficie de la nieve/hielo, disminuyendo su albedo y acelerando la fusión. Además, algunas pueden sobrevivir al proceso de transformación de la nieve en hielo, interactuando con la microestructura y, finalmente, afectando las propiedades mecánicas del hielo. En esta tesis, se presentan dos casos de estudio que ilustran ambos efectos. En primer lugar, se analiza el impacto del BC en el manto de nieve estacional del glaciar Godwin-Austen en la Cordillera del Karakorum, Pakistán. Se investiga su origen y las posibles consecuencias para la seguridad hídrica de la región. En segundo lugar, se realiza un estudio microestructural de una sección rica en impurezas de un testigo de hielo extraído del glaciar de Monte Perdido en la Cordillera de los Pirineos. Los resultados preliminares de los análisis químicos sugieren que estas partículas podrían tener un origen en el polvo mineral. Mediante estos dos ejemplos se intenta exponer los efectos perjudiciales de la presencia de las partículas en un ecosistema tan frágil como la criosfera de alta montaña.

Abstract

Aerosols comprise suspended particles in the atmosphere. Some are a product of human activities, such as Black Carbon (BC), generated by the incomplete combustion of fossil fuels. Other aerosols have a natural origin, such as mineral dust, which can be related to changes in land use resulting from human activities. These particles can settle on the high-mountain cryosphere, including seasonal or perennial snow covers and glaciers. They alter the radiative balance of the snow and ice surface, reducing its albedo and increasing the melting rate. Certain particles can withstand the snow-to-ice transformation, interacting with the microstructure and consequently impacting the mechanical properties of the ice. This thesis presents two case studies that illustrate both effects. The first one examines the impact of BC on the seasonal snow cover of the Godwin-Austen Glacier in the Karakoram Range, Pakistan, inquiring about its origin and potential consequences for regional water security. The second one involves a microstructural study on an ice core's impurity-rich section obtained from the Monte Perdido Glacier in the Pyrenees Mountain Range. Preliminary chemical analyses suggest that the nature of these particles may originate from mineral dust. Through these two examples, the thesis aims to illustrate the effects of particles in this highly fragile ecosystem.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

	<i>Página</i>
Agradecimientos	9
Resumen de la tesis	11

CAPÍTULO I

Introducción

1. Introducción	21
1.1. Criosfera en regiones de alta montaña	21
1.2. Degradación de la CAM	22
1.3. Motivación de la tesis	23
1.4. Estructura de la tesis	25
REFERENCIAS	26

CAPÍTULO II

Aerosoles atmosféricos: black carbon y polvo mineral

2. Aerosoles atmosféricos: black carbon y polvo mineral	33
2.1. Black Carbon (BC)	33
2.2. Polvo mineral	34
2.3. Efectos de los aerosoles en el balance radiativo terrestre	35
REFERENCIAS	36

CAPÍTULO III

Propiedades físicas del manto de nieve estacional

3. El manto de nieve estacional	43
3.1. Temperatura	44
3.2. Densidad	46
3.3. Efecto de los aerosoles sobre las propiedades radiativas del manto de nieve	47
3.4. Forzamiento radiativo del BC en el manto de nieve.	48
REFERENCIAS	49

CAPÍTULO IV

Formación, evolución y microestructura del hielo natural

4. Formación, evolución y microestructura del hielo natural	59
4.1. Estudios en hielo natural: inicios y trayectoria	59
4.2. Formación del hielo natural	61
4.3. Microestructura del hielo	62
4.3.1. Estereología de los granos	64
4.3.2. Fábrica	65
4.3.3. Evolución de la microestructura con la profundidad	66
4.3.3.1. Crecimiento Normal de Grano (NGG)	67

4.3.3.2. Recristalización por rotación (RXX)	67
4.3.3.3. Migración de la recristalización (SIBM)	68
4.4. Efectos de las impurezas en los procesos de recristalización	68
4.4.1. Hielo de periodos glaciales	72
4.5. Efectos de las impurezas sobre las propiedades mecánicas del hielo	72
REFERENCIAS	74

CAPÍTULO V

Black carbon en el manto de nieve estacional

Caso 1: Proyecto *BalElur*

(Glaciar Godwin-Austen, Cordillera del Karakorum, Pakistán)

5. Black carbon en el manto de nieve estacional	87
5.1. Objetivos	87
5.2. Justificación del proyecto	87
5.2.1. Glaciares de HMA: importancia hídrica	88
5.2.2. Efectos del BC en la criósfera de HMA	90
5.3. BalElur: Contexto geográfico	91
5.4. Metodología	94
5.4.1. Elección de los puntos de muestreo	95
5.4.2. Mediciones in situ: temperatura y densidad	95
5.4.3. Almacenamiento y transporte de las muestras	96
5.4.4. Black carbon (BC): análisis instrumental	96
5.4.5. Isotopos estables en la precipitación: significado ambiental	98
5.4.6. Reanálisis atmosféricos	100
5.4.7. Análisis de trayectorias	101
5.4.8. Cálculo del forzamiento radiativo producido por las partículas de BC	102
5.5. Resultados y discusión	105
5.5.1. Estructura, temperatura y densidad del manto de nieve	106
5.5.2. Variaciones isotópicas en el manto de nieve	110
5.5.2.1. Factores de variación y modificación isotópica	111
5.5.2.2. Explorando la escala temporal del manto: relación δ -T	113
5.5.2.3. Cálculo y clasificación de trayectorias	116
5.5.2.4. Exceso de deuterio: indicador de la fuente de humedad	119
5.5.3. Black carbon (BC) en el manto de nieve	121
5.5.3.1. Registros previos de BC en la criosfera de HMA	122
5.5.3.2. Alteración de la concentración de BC	125
5.5.3.3. BC sobre el Glaciar Godwin-Austen	126
5.5.3.3.1. Fuentes potenciales de BC a nivel local y regional	128
5.5.3.3.2. Cálculo de los efectos del BC en el manto de nieve	133
5.5.4. Patrones anómalos en la precipitación (invierno 2018–2019)	136
5.6. Conclusiones	137
REFERENCIAS	139

CAPÍTULO VI

Impurezas en la microestructura del hielo glaciar

Caso 1: Proyecto *PaleoIce*

Glaciar de Monte Perdido (Cordillera de los Pirineos, España)

6. Impurezas en la microestructura del glaciar de monte perdido	159
6.1. Contexto geográfico	159

	<i>Página</i>
6.2. Motivación del proyecto	162
6.2.1. Estudios microestructurales en glaciares de montaña	162
6.2.2. Glaciar de Monte Perdido (GMP): estado actual	163
6.3. Materiales y métodos	165
6.3.1. Estratigrafía visual	166
6.3.2. Fotografías bajo polarizadores cruzados	166
6.3.3. Microscopía	166
6.3.4. Análisis químico	167
6.4. Resultados	168
6.5. Discusión	171
6.5.1. Origen de la estratificación del hielo	171
6.5.1.1. Origen primario	172
6.5.1.2. Origen secundario	175
6.5.2. Interacción entre el crecimiento de grano y las impurezas.	178
6.6. Conclusiones	178
REFERENCIAS	181
Epílogo	191
Anexo (Datos)	197

ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

IAEA	International Atomic Energy Agency (Agencia Internacional de la Energía Atómica)
ABCs	Atmospheric Brown Clouds (Nubes Marrones Atmosféricas)
ACM	Anomalía Climática Medieval
AERONET	Aerosol Robotic Network (Red Robotica de Aerosoles)
AFA	Automatic Fabric Analyzer (Analizador Automático de la Fábrica)
AMAP	Arctic Monitoring and Assessment Programme (Programa de Monitoreo y Evaluación del Ártico)
AOD	Atmospheric Optical Depth (Profundidad Optica Atmosférica)
AR5	Fifth Assessment Report (Quinto Informe de Evaluación)
BC	Black Carbon (Carbono Negro)
BC3	Basque Centre for Climate Change (Centro Vasco del Cambio Climatico)
BCS	Below-Cloud Scavenging (Barrido por debajo de la nube)
BD	Bandas de Deslizamiento
BHZ	Buble-hydrate transition zone (Zona de transición entre burbujas e hidratos de aire)
CAM	Criosfera de Alta Montaña
CB	Cloudy Bands (“Bandas Nubosas”, capas de hielo con concentración alta de impurezas)
CCD	Charge Coupled Device (Dispositivo de Carga Acoplada)
CE	Carbono Elemental
CO	Carbono Orgánico
COHMAP	Cooperative Holocene Mapping Project (Proyecto Cooperativo de cartografía del Holoceno)
COVs	Compuestos Orgánicos Volátiles
CSIC	Centro Superior de Investigaciones Científicas
CTP	Comunidad de Trabajo de los Pirineos
DGG	Dynamic Grain Growth (Crecimiento de Grano Dinámico)
DH	Depth Hoar (Escarcha Profunda)
EC	Era Común
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos a Medio Plazo)
EDC	EPICA Dome C (testigo de hielo)
EDML	EPICA Dronning Maud Land (testigo de hielo)
EGU	European Geosciences Union (Unión Europea de las Ciencias de la Tierra)
EPF	Expediciones Polares Francesas

EPICA	European Project for Ice Coring in Antarctica (Proyecto Europeo para la Perforación de Testigos de hielo en la Antártida)
ERA5	ECMWF Re-Analysis 5 (Quinto re-análisis del ECMWF)
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations (Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura)
FR	Forzamiento Radiativo (+; positivo, -; negativo)
GDAS	Global Data Assimilation System (Sistema Global de Asimilación de Datos)
GISP2	Greenland Ice Sheet Project II (Proyecto de la Capa de Hielo de Groenlandia II; testigo de hielo)
GMAO	Global Modeling and Assimilation Office (Oficina Global de Modelado y Asimilación)
GMP	Glaciar de Monte Perdido
GMWL	Global Meteoric Water Line (Línea Global de Agua Meteórica)
GNIP	Global Network of Isotopes in Precipitation (Red Global de Isótopos en la Precipitación)
GPWv3	Gridded Population of the World (GPW), version 3. (Población Mundial en Formato de Cuadrícula, versión 3)
GRIP	Greenland Ice-core Project (Proyecto de Testigo de Hielo de Groenlandia)
HARv2	High Asia Refined Analysis (Análisis refinado de la parte alta de Asia)
HK-KK-H	Hindu-Kush – Karakorum – Himalaya
HMA	High Mountain Asia (Región de las altas montañas asiáticas, incluyendo MT)
HR	Humedad Relativa
HYSPLIT	The Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model (Modelo Híbrido de Trayectorias Integradas Lagrangianas de Partícula Única)
IBIS	Indus Basin Irrigation System (Sistema de Irrigación de la Cuenca del Indo)
ICS	In-Cloud Scavenging (Barrido dentro de la nube)
IGP	Indo-Gangetic Plain (Llanura Indo-Gangética)
ILTS	Institute for Low Temperature Science (Instituto de Ciencia de Bajas Temperaturas)
IMD	India Meteorological Department (Departamento de Meteorología de la India)
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change (Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático)
IPE	Instituto Pirenaico de Ecología
IR	Radiación Infrarroja
IRMS	Isotopic Ratio Mass Spectrometer (Espectrómetro de Masas de Relación Isotópica)
ISSW	Integrating Sphere/Integrating Sandwich Spectrophotometer (espectrómetro de esfera integrada/ Espectrofotómetro de Configuración Sándwich Integrada)
IWMI	International Water Management Institute (Instituto Internacional de Gestión del Agua)
LAI	Laboratorio de Análisis Isotópico
LEG	Línea de Equilibrio Glaciar
LG	Límite de Grano
LsG	Límite de sub-grano
LIA	Last Ice Age (Última Edad de Hielo)
LII	Laser Induced Incandescence (Incandescencia Inducida por Láser)
LMWL	Local Meteoric Water Line (Línea Local de Agua Meteórica)
LPOs	Lattice Preferred Orientations (Orientaciones Preferenciales de la Red Cristalina)
MCG	Modelo de Circulación Global
MERRA-2	Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2 (Análisis Retrospectivo de la Era Moderna para Investigación y Aplicaciones, Versión 2)
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (Espectrorradiómetro de Imágenes de Resolución Moderada)
MT	Meseta Tibetana
NASA	National Aeronautics and Space Administration (Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio)
NBS	National Bureau of Standards (Oficina Nacional de Estándares)
NBSAE	Norwegian–British–Swedish Antarctic Expedition (Expedición Noruego-Británico-Sueca a la Antártida)
NCEP	National Centers for Environmental Prediction (Centros Nacionales de Predicción Ambiental)
Nd:YAG	Neodymium Doped Yttrium-Aluminium-Garnet (Granate de Ytrio-Aluminio Dopado con Neodimio)
NGG	Normal Grain Growth (Crecimiento de Grano Normal)
NGRIP	North Greenland Ice core Project (Proyecto de Núcleo de Hielo del Norte de Groenlandia)
NIPR	National Institute of Polar Research (Centro Nacional de Investigación Polar)

NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration (Administración Nacional del Océano y Atmósfera)
NUT	Nagaoka University of Technology (Universidad Técnica de Nagaoka)
OPAC	Optical Properties of Aerosols and Clouds (Propiedades Ópticas de los Aerosoles y las Nubes)
OPCC	Observatorio Pirenaico del Cambio Climático
PAL	Partículas Absorbedoras de Luz
PDB	PeeDee Belemite (estándar de calibración)
PM	Polvo Mineral
PSN	Particle-Stimulated Nucleation (Nucleación Estimulada por la presencia de Partículas)
RGI	Randolph Glacier Inventory (Inventario de glaciares Randolph)
RXX	Rotation Recrystallization (Recristalización por Rotación)
SAR	Synthetic Aperture Radar (Radar de Apertura Sintética)
SD	Standard Deviation (Desviación Estándar)
SFEI	Structure–Form–Environment Interplay (Interacción entre la Estructura, la Forma y el Entorno)
SHARE	Stations at High Altitude for Research on the Environment (Estaciones de Gran Altitud para la Investigación del Medio Ambiente)
SIBM	Strain Induced Boundary Migration; -O (old), -N (new). Migración de Límites Inducida por Deformación; -O (granos viejos), -N (granos nuevos)
SLAP-2	Standard Light Antarctic Precipitation 2 (Precipitación Ligera Antártica Estándar 2)
SMOW	Standard Mean Ocean Water (Agua Oceánica Media Estándar)
SP2	Single Particle Soot Photometer (Fotómetro de Hollín de Partícula Individual)
SWE	Snow Water Equivalent (Equivalente en Agua de la Nieve)
TAI	Tratado de Aguas del Río Indo
UIB	Upper Indus Basin (Cuenca alta del Indo)
UNAB	Universidad Andres Bello
USACH	Universidad de Santiago de Chile
UV	Radiación Ultravioleta
UV	Universidad de Valparaíso
VET	Varianza Espacial Total
VSMOW	Vienna Standard Mean Ocean Water (Estándar de Viena para el Agua Oceánica Media)
WAIS	West Antarctic Ice Sheet (Capa de Hielo del Oeste de la Antártida)
WMO	World Meteorological Organization (Organización Meteorológica Internacional)
WRF	Water Research Foundation (Fundación para la Investigación del Agua)

ÍNDICE DE UNIDADES DE MEDIDA

μm	micrómetros
%	Tanto por ciento
‰	Tanto por mil
Å	Angstrom
$\text{cm}^3/\text{m}^3/\text{km}^3/\text{hm}^3$	Centímetros, metros, kilómetros, y hectómetros cúbicos
g m^{-2}	Gramos por metro cuadrado
Gg a^{-1}	Gigagramos por año
Gt	Gigatoneladas
Gt a^{-1}	Gigatoneladas al año
$\text{kg m}^{-2} \text{a}^{-1}$	Kilogramos por metro cuadrado al año
kg m^{-3}	Kilogramos por metro cúbico
$\text{Km}^2 \text{a}^{-1}$	Kilómetros al año
MJ m^{-2}	Megajulios por metro cuadrado
Mt	Megatoneladas
m s^{-1}	Metros por segundo
m s.n.m.	Metros sobre el nivel del mar
m/z	Relación masa/carga

mm a⁻¹	Milímetros al año
mm d⁻¹	Milímetros al día
mm w.e./m w.e.	Milímetros o metros de equivalente en agua
mm/cm/m/km	Milímetros, centímetro, metro y kilómetro
mm²/m²/km²	Milímetros, metros y kilómetros cuadrados
ng g⁻¹	Nanogramos por gramo
°	Grados de inclinación respecto a la horizontal
°C	Grados centígrados
°C cm⁻¹/ °C m⁻¹	Grados centígrados por centímetro/metro
W m⁻¹ K⁻¹	Vatios por metro por kelvin
W m⁻²	Vatios por metro cuadrado
µg m⁻³	Microgramos por metro cúbico
µg L⁻¹	Microgramos por litro
# µL⁻¹	Número de partículas por microlitro

Capítulo I

Introducción

1. Introducción

Tradicionalmente, el sistema terrestre se dividía en cuatro subsistemas o esferas: litósfera, hidrósfera, biósfera y atmósfera. Sin embargo, durante la Conferencia sobre Medio Ambiente y Desarrollo Humano llevada a cabo en Estocolmo en 1972, la Organización Meteorológica Mundial (WMO, por sus siglas en inglés) propuso la inclusión de un quinto subsistema denominado *criósfera*. Este término deriva de la palabra griega “*kryos*” (*frío*) y engloba a todas las regiones donde el agua está contenida en estado sólido (hielo) sobre o bajo la superficie terrestre u oceánica. Los principales elementos que la constituyen son los mantos de nieve (estacionales y perennes), glaciares, capas y plataformas de hielo polares, icebergs, hielo marino, hielo en cuerpos de agua continentales (lagos o ríos), permafrost, y el suelo congelado estacional (Abraham et al., 2019). La criósfera alberga el 69 % del agua dulce del planeta (Gleick, 1996) y posee una alta sensibilidad a cambios en algunas variables climáticas como el viento, corrientes oceánicas, humedad, precipitación, o temperatura. Estas características convierten a la criósfera en un excelente registro de los cambios ambientales a nivel local, regional y global.

Los mayores elementos de la criósfera global se encuentran en Groenlandia y en la Antártida, ya que están cubiertas por grandes masas de hielo de tamaño continental que almacenan en conjunto aproximadamente el 99 % de los recursos de agua dulce del planeta. Por un lado, el hielo del continente antártico tiene un volumen de ~25 millones de km³, un grosor medio de ~2 km, y una extensión superior a los 13 millones de km². Además, si se derritieran completamente sus ~23 millones de Gt de hielo (el ~67 % del agua dulce de todo el planeta) producirían una subida del nivel del mar global de alrededor de 58 m (Lemke et al., 2007; Oppenheimer et al., 2019; Vaughan et al., 2013). Por otro lado, el hielo de Groenlandia tiene un espesor medio de ~1,5 km, un volumen ~3 millones de km³ (2,7 millones de Gt), una superficie de ~1,7 millones de km², y provocaría una subida del nivel de mar de unos 7,4 m (Morlighem et al., 2020; Weng, 1995). Aunque actualmente la tasa de pérdida de hielo de la Antártida se está acelerando, la capa de hielo de Groenlandia duplica la tasa de pérdida, convirtiéndola, por ejemplo, en el principal contribuidor al aumento global del nivel del mar entre el 2005 y 2006 (WCRP, 2018).

1.1. Criósfera en regiones de alta montaña

Las regiones de alta montaña se caracterizan por tener un terreno muy escarpado, un régimen climático de baja temperatura, por ser lugares muy remotos de difícil acceso y por presentar un abandono institucional generalizado (Bilbao-Barrenetxea y Faria, 2022). Debido a su gran elevación en comparación con los terrenos circundantes, pueden albergar algunos elementos de la criósfera, como glaciares, mantos de nieve estacionales (o perennes) y permafrost (Hock et al., 2019). A este binomio de elementos criosféricos y zonas de alta montaña se le denominará en esta tesis como *criósfera de alta montaña (CAM)*. A nivel global, las regiones de alta montaña ocupan aproximadamente el 22 % de la superficie emergida del planeta y albergan al ~10 % de la población mundial (~671 millones de personas; FAO, 2015; Jones y O’neill, 2016), cifra que se podría incrementar hasta alcanzar los 736–844 millones en el año 2050 (Gao, 2019). Si excluimos las regiones polares, las regiones de alta montaña albergan aproximadamente 17.000 glaciares que cubren un área de unos 250.000 km² (RGI Consortium, 2017), que abarcan un amplio rango de altitudes (desde el nivel del mar, hasta los 8.000 m en las cordilleras del Himalaya y del Karakórum), y contienen un volumen de hielo total que, si se derritiera completamente, produciría subida global del nivel del mar de 87 ± 15 mm (Farinotti et al., 2020).

Durante el invierno (o temporada húmeda en los trópicos) la precipitación que cae en forma de nieve se acumula en la superficie terrestre, donde los cristales de nieve se unen (Buser y Good, 1986) y conforman lo que se conoce como *manto de nieve estacional*. Durante la temporada de acumulación, la escorrentía de agua generada por la fusión del manto es mínima, mientras que en los meses de deshielo o ablación (primavera-verano o estación seca en los trópicos) la escorrentía aumenta, provocando que grandes cantidades de agua se incorporen a los sistemas hidrológicos aguas abajo. Esta dinámica estacional tiene un efecto importante en la seguridad hídrica (Barnett et al., 2005), ya que abastece a una parte importante de la población que vive en las zonas bajas de las cuencas (Barnett et al., 2005; Huning y AghaKouchak, 2018) lo que ha otorgado a los mantos de nieve denominaciones como “Idaho’s frozen liquid gold” (el oro líquido congelado de Idaho) en los EE.UU. (Abramovich, 2007) o “houille blanche” (carbón blanco) en Francia. Así, por ejemplo, en las regiones montañosas del oeste de Norte América, entre el 50 % y el 70 % de la precipitación cae en forma de nieve, convirtiéndola en la fuente principal de abastecimiento de agua. Sin embargo, esta región ha experimentado un fuerte crecimiento poblacional, elevando la demanda de recursos hídricos. En el caso particular de California, la fusión de la nieve estacional supone más del 50 % de la escorrentía (Mount, 1995), de la cual más del 75 % se destina a la agricultura (Rosenthal y Dozier, 1996). En las últimas décadas, y como consecuencia del cambio climático, en esta región se ha registrado una reducción de la precipitación en forma de nieve y de la extensión del manto de nieve estacional (Pierce et al., 2008), además de un incremento de las lluvias, y un adelanto de la temporada de fusión. Como consecuencia, la disponibilidad de agua de fusión en la época estival es cada vez menor (Barnett et al., 2008), lo que hace necesario mejorar las estrategias de gestión hídrica, a través del cálculo de la cantidad de agua disponible o la velocidad de la escorrentía (p.ej., Bryant y Painter, 2010). En comparación con el manto de nieve, el hielo que conforma los glaciares retrasa mucho más el paso del agua al sistema hidrológico, ya que, gracias al proceso de transformación de nieve en hielo, la precipitación se puede almacenar durante décadas o siglos (Pritchard et al., 2010). El agua de fusión a partir del hielo glaciar puede contrarrestar flujos muy bajos en las partes bajas de las cuencas glaciarizadas durante la el final de la época estival/seca o durante episodios de sequía prolongados (Barnett et al., 2005; Radić y Hock, 2014).

1.2. Degradación de la CAM

Debido al cambio climático, ha habido un aumento de la temperatura del aire en superficie en diversas regiones de alta montaña como el oeste de Norteamérica, Alpes Europeos o en las altas montañas de Asia (HMA; High Mountain Asia), con una tasa de aumento media de $0,3 \pm 0,2$ °C por década, sobrepasando la tasa media global de calentamiento de $0,2 \pm 0,1$ °C por década (IPCC, 2018). A diferencia de la temperatura, las tendencias en la precipitación son más difíciles de cuantificar, ya que siguen unos patrones más heterogéneos (Hartmann y Andresky, 2013), presentan una variabilidad alta (Mankin y Diffenbaugh, 2015) y están condicionadas por cambios en la circulación atmosférica a escala sinóptica (p.ej., Winski et al., 2017). Las proyecciones prevén un aumento en la precipitación total (agua y nieve) del 15–20 % durante el siglo XXI, especialmente en regiones como el Hindu–Kush, Himalaya, este de Asia, este de África, Alpes Europeos, y la región de los Cárpatos. Por el contrario, en la zona mediterránea y sur de los Andes se espera una disminución (Tabla SM2.5, Hock et al., 2019). En las montañas de la región del Himalaya y en la Meseta Tibetana se espera un incremento en la frecuencia e intensidad de las precipitaciones, en especial durante el monzón de verano en el este de los Himalayas (Palazzi et al., 2013; Panday et al., 2015; Sanjay et al., 2017). En cuanto a la precipitación en forma de nieve, se ha podido observar ha descendido especialmente en zonas bajas, en parte como consecuencia del aumento en las temperaturas (Hock et al., 2019).

Estas tendencias en los patrones de temperatura y precipitación tienen un efecto negativo en el estado de la CAM, alterando de forma generalizada la extensión, espesor, y tasa de fusión de los mantos de nieve y glaciares (Barnett et al., 2005). Como consecuencia, el balance de masa¹ neto de los glaciares en regiones de alta montaña durante el periodo 2006–2015 fue de $-123 \pm 24 \text{ Gt a}^{-1}$, con las mayores pérdidas ($\leq 850 \text{ kg m}^2 \text{ a}^{-1}$) concentradas en el sur de los Andes, Cáucaso y Oriente medio, Alpes Europeos y Pirineos (Hock et al., 2019). Las regiones que debido a su gran extensión han perdido mayor cantidad de masa y que por lo tanto han contribuido en mayor proporción a la subida del nivel del mar durante el periodo 2006–2015 son Alaska, Sur de los Andes y HMA (Hock et al., 2019). Estudios con un rango de tiempo más amplio (1961–2016) como el de Zemp y colaboradores (2019), estiman una pérdida de masa glaciar a nivel global de $-9.625 \pm 7.975 \text{ Gt}$ o de $-8.305 \pm 5.115 \text{ Gt}$ si excluimos los glaciares perimetrales de Antártida y Groenlandia, lo que supondría una contribución al nivel del mar global de $0,5 \pm 0,4 \text{ mm a}^{-1}$ y de $0,4 \pm 0,3 \text{ mm a}^{-1}$, respectivamente. Otros estudios han registrado un aumento de la pérdida desde el $25 \pm 35 \%$ durante el periodo 1851–2010 hasta el $69 \pm 24 \%$ durante el periodo comprendido entre 1991 y 2010 (Marzeion et al., 2014). Si estos patrones persisten, no solo disminuirá la contribución de los mantos de nieve a la escorrentía de agua de fusión durante la primera parte de la temporada de ablación, sino que también se reducirá la proporción del manto de nieve que posteriormente se transforme en hielo en las zonas de acumulación de los glaciares. A corto plazo, el agua de fusión glaciar tenderá a aumentar (debido a la fusión acelerada), produciendo que grandes volúmenes de agua, que han estado almacenados en forma de hielo durante largos periodos de tiempo, se liberen hasta alcanzar un valor máximo (Gleick y Palaniappan, 2010). No obstante, con el paso del tiempo este flujo descenderá como consecuencia del agotamiento de las reservas de hielo. De este modo, el efecto inmediato del aumento inicial será “positivo”, ya que asegura una mayor disponibilidad de agua dulce aguas abajo, pero a largo plazo el efecto será negativo (Immerzeel et al., 2013). Algunos estudios han asegurado que en algunos lugares este pico de caudal máximo de agua de fusión ya ha sido alcanzado o incluso sobrepasado (p.ej., Baraer et al., et al., 2012), o que se espera que ocurra en un plazo de 10 o 20 años (Farinotti et al., 2012; Immerzeel et al., 2013; Lutz et al., 2014).

Es muy probable que el calentamiento atmosférico, provocado en gran parte por la emisión antropogénica de gases de efecto invernadero, sea la principal causa de la tendencia hacia un balance de masa negativo (Hirabayashi et al., 2016; Marzeion et al., 2014; Vuille et al., 2018), no obstante, existen otros factores que también contribuyen, como altos niveles de humedad (Thibert et al., 2018), reducción de la cobertura de nubes (Toropov et al., 2019), cambios en la circulación atmosférica (Duethmann et al., 2015), y la presencia de partículas absorbedoras de luz (PAL), algas, bacterias (Ginot et al., 2014; Williamson et al., 2019; Zhang et al., 2017), o de detritos (Gardelle et al., 2012; Pellicotti et al., 2015) en la superficie de los mantos de nieve o hielo glaciar.

1.3. Motivación de la tesis

La degradación de la criósfera de alta montaña es un fenómeno complejo que depende de diversos factores, entre ellos la presencia de partículas en el manto de nieve. Estas partículas pueden reducir el albedo, lo que aumenta la absorción de radiación solar y acelera la fusión. Pero su impacto no se limita a la superficie, ya que, durante el proceso de transformación de nieve en hielo, algunas partículas pueden incorporarse al hielo y modificar su microestructura, afectando sus propiedades mecánicas. Estas partículas pueden provenir de aerosoles emitidos por actividades humanas o naturales y depositarse en la superficie de la nieve o del hielo. Una mejor comprensión de estos procesos es crucial para aumentar el conocimiento de los efectos del cambio climático en aspectos

¹ Diferencia entre la acumulación de masa (nieve y hielo) y la pérdida de masa debido a la fusión.

como la seguridad hídrica a nivel global, o la conservación de los ecosistemas de alta montaña. En este trabajo presentamos dos casos de estudio con el objetivo de contribuir al conocimiento de los efectos anteriormente descritos:

- **Caso 1.** Basado en los efectos del carbono negro o black carbon (BC; aerosol de origen natural o antrópico) en el manto de nieve estacional. El trabajo de campo se realizó sobre el Glaciar Godwin-Austen a los pies del monte K2 (8.611 m s.n.m; Cordillera del Karakórum, Norte de Pakistán) durante los meses de enero y marzo del 2019. Este estudio se realizó en el contexto del proyecto *BalElur*, creado y financiado por el Basque Centre for Climate Change (BC3), dentro de la acreditación de excelencia María de Maeztu 2018–2022.
- **Caso 2.** Efectos del polvo mineral (PM; aerosol de origen natural) sobre la microestructura del hielo del Glaciar Monte Perdido (Pirineos; noreste de la Península Ibérica), bajo el marco del proyecto *PaleoICE* financiado por la Agencia Estatal de Investigación (AEI). El análisis se hizo sobre un núcleo de hielo perforado en el otoño del 2017 por el Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC).

Ambos casos incluyeron un estudio detallado del medio. De esta manera, en el *Caso 1* se llevó a cabo un análisis completo de las características del manto de nieve (estructura, temperatura, densidad, y contenido isotópico). En el *Caso 2* no solo nos concentramos en los efectos de las partículas sobre la microestructura, sino que llevamos a cabo una descripción del resto de los elementos microestructurales. En consecuencia, los resultados y la discusión se construirán en base a esta mirada integral, pero sin perder el foco en el tema central: las impurezas insolubles (partículas).

Los dos casos presentan similitudes en su metodología, ya que involucran tanto trabajo de campo como análisis de laboratorio. En el primer caso (*BalElur*) realizamos personalmente la campaña de campo. Sin embargo, los análisis químicos estuvieron a cargo del National Institute of Polar Research (NIPR) en Tokio, Japón. En el segundo caso, la situación fue inversa: el equipo de investigación del IPE se encargó de perforar el núcleo de hielo en el sitio de estudio, y posteriormente fue trasladado al laboratorio de bajas temperaturas del Basque Centre for Climate Change (*IzotzaLab*), donde llevamos a cabo el análisis de la microestructura. En cuanto a la relevancia científica, *BalElur* es el primer estudio de estas características en el glaciar Godwin-Austen e incluso dentro del contexto del Karakórum central. Por un lado, los datos isotópicos nos ayudaron a comprender mejor cómo se comporta la dinámica atmosférica y los patrones de precipitación durante la temporada de estudio, y por el otro, las mediciones de BC sirvieron para entender los efectos que están teniendo las emisiones de origen antropogénico en la hidrología de las zonas de alta montaña. Por su parte, el estudio llevado a cabo en el Glaciar de Monte Perdido forma parte de un reducido grupo de estudios microestructurales que se han llevado a cabo en glaciares templados de montaña, al contrario de las regiones polares, donde son muy abundantes. La información obtenida en este proyecto puede ayudar a comprender la evolución de los glaciares templados en un contexto de calentamiento global asociado a un cambio climático, y por lo tanto, puede ayudar a refinar predicciones y modelos enfocados a la evolución glaciar.

Una base conceptual importante en estos estudios es el concepto SFEI (Structure–Form–Environment Interplay; Interacción entre la Estructura–Forma–Ambiente; Faria et al., 2017). Generalmente, el término “estructura” implica todas las características constitutivas del sistema que determinan su simetría y su respuesta a diferentes escalas. La noción de forma está definida por el interior y los límites del sistema, de modo que los cambios en la forma implican todos los procesos morfológicos de deformación, flujo, crecimiento, disminución, etc., que sufre el sistema. Por último, el término “ambiente” comprende todas las condiciones exteriores y condiciones límite necesarias para caracterizar completamente el sistema en relación a su entorno. El SFEI también se puede

extrapolar a nuestros casos de estudio, ya que son dos ejemplos de procesos de los sistemas naturales que actúan a múltiples escalas. Por lo tanto, la *forma* describe la extensión y volumen del manto de nieve estacional y del hielo glaciar. La *estructura* involucra todas las estructuras en ambos entornos y a múltiples escalas (p.ej. la microestructura cristalina, las impurezas e inclusiones, la porosidad, la estratigrafía, etc.). Por último, la interacción con el *ambiente* se traduce en la acumulación de nieve por precipitación, los procesos de transformación de nieve en hielo, la fusión del hielo y de la nieve por efectos de la temperatura del entorno y de la radiación solar, el flujo de impurezas por deposición seca y húmeda, y en la dinámica del hielo por la interacción con los esfuerzos bajo los que está el glaciar.

1.4. Estructura de la tesis

El núcleo de esta tesis doctoral se centra en dos casos de estudio detallados en los capítulos V y VI, donde se incluye toda la información relevante sobre los objetivos, finalidad, contexto geográfico y metodología utilizada, así como los resultados y discusión de cada uno de manera independiente. No obstante, para comprender verdaderamente la ciencia detrás de estos casos de estudio, es fundamental tener unas bases conceptuales sólidas. Por ello, los capítulos II, III y IV están dedicados a sentar las bases de conocimiento necesarias.

Capítulo II: Aerosoles

Presenta una visión general de los aerosoles, enfocándose especialmente en los dos tipos relevantes para este estudio: el carbono negro o “black carbon” (BC) y el polvo mineral (PM). Se explora la interacción de estos aerosoles con la radiación solar y su capacidad para modificar el balance radiativo terrestre.

Capítulo III: Manto de nieve estacional

Profundiza en el proceso de formación del manto de nieve estacional, ofreciendo detalles sobre sus características físicas, como la temperatura y la densidad. Se explora la formación de los cristales de nieve en las nubes y se analizan las transformaciones y modificaciones que experimenta el manto una vez que se acumula en la superficie terrestre. Se otorga especial atención al albedo de la superficie del manto de nieve. Además, se examina cómo los aerosoles que se incorporan al manto de nieve pueden alterar su albedo, lo que intensifica los procesos de ablación y que, en última instancia, afecta al ciclo hidrológico.

Capítulo IV: Formación, evolución y microestructura del hielo natural

Resume brevemente las distintas campañas científicas que se han realizado en zonas polares con el objetivo de estudiar la evolución y propiedades del hielo natural. Con el conocimiento adquirido en estas campañas, y buscando seguir una línea narrativa coherente, se explica la evolución natural de algunos mantos de nieve: su transformación en hielo. Después, se explican de manera detallada la microestructura del hielo, los elementos que la componen y su evolución en función de la profundidad y el tiempo. Finalmente, aborda las diferentes formas en que las partículas presentes en la matriz de hielo interactúan con la microestructura, y como esta interacción puede afectar a las propiedades reológicas del hielo.

Capítulo V: Proyecto BalElur

Presenta el primer caso de estudio: los efectos del black carbon (BC) en el manto de nieve estacional sobre el Glaciar Godwin-Austen, ubicado en la Cordillera del Karakórum, Pakistán. A través de análisis in situ de las propiedades de la nieve y el uso de datos isotópicos, se busca definir las características y la duración del periodo de acumulación del manto de nieve estacional. Además, empleando las bases teóricas expuestas en el Capítulo III y los resultados de los análisis de la concentración de BC, se realiza una aproximación de los efectos que tiene la presencia de estas partículas en la tasa de fusión del manto durante la temporada de ablación.

Capítulo VI: Proyecto PaleoICE

Presenta el segundo caso de estudio: el efecto de las impurezas en la microestructura del glaciar de Monte Perdido, ubicado en el noreste de la península ibérica. Utilizando los conceptos presentados en el Capítulo IV y un fragmento de un testigo de hielo extraído del límite superior de la zona de ablación, se analizan las propiedades estratigráficas y las características de los diferentes elementos microestructurales, como las burbujas, los límites de grano, los límites de sub-grano y las impurezas. Se hace hincapié en la forma en que estas partículas interactúan con la microestructura del hielo.

Epílogo

Se abordarán los trabajos futuros que podrían derivarse de la investigación realizada, así como los desafíos y obstáculos superados durante el proceso. Además, se analizarán los posibles caminos a seguir para continuar expandiendo el conocimiento en este campo de estudio.

REFERENCIAS

- Abram, N., J.-P. Gattuso, A. Prakash, L. Cheng, M.P. Chidichimo, S. Crate, H. Enomoto, M. Garschagen, N. Gruber, S. Harper, E. Holland, R.M. Kudela, J. Rice, K. Steffen, and K. von Schuckmann, 2019: Framing and Context of the Report. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)].
- Abramovich, R. (2007), Uses of natural resources conservation service snow survey data and products, paper presented at 75th Western Snow Conference, pp. 103–113.
- Baraer, M., Mark, B. G., McKenzie, J. M., Condom, T., Bury, J., Huh, K.-I., Portocarrero, C., Gómez, J., & Rathay, S. (2012). Glacier recession and water resources in Peru's Cordillera Blanca. *Journal of Glaciology*, 58(207), 134–150. doi: 10.3189/2012JoG11J186
- 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(7066), 303–309. doi: 10.1038/nature04141
- Bilbao Barrenetxea, N. y S.H. Faria (2022) Climate change in high-mountain regions: an international perspective and a look at the Pyrenees. *Metode Science Studies Journal*, 12: 115–121.
- Bonfils, C., Santer, B., Pierce, D., Hidalgo, H., Bala, G., Dash, T., Barnett, T., Cayan, D., Doutriaux, C., Wood, A., Mirin, A., & Nosawa, T. (2008). Anthropogenically-induced changes in temperatures and implications for water resources in the western United States. 2008, GC33C-01.
- Bryant, A.C., & Painter, T.H. (2011). Radiative forcing by dust in snowmelt-dominated hydrologic systems using coupled satellite and in situ measurements.

- Buser, O. y W. Good (1986), Acoustic, geometric and mechanical parameters of snow, in *International Symposium on Avalanche Formation, Movement and Effects*, vol. 162, edited by B. Salm and H. Gubler, pp. 61–71, IAHS Publ., Davos, Switz.
- Duethmann, D., Bolch, T., Farinotti, D., Kriegel, D., Vorogushyn, S., Merz, B., Pieczonka, T., Jiang, T., Su, B., & Güntner, A. (2015). Attribution of streamflow trends in snow and glacier melt-dominated catchments of the Tarim River, Central Asia: attribution of streamflow trends. *Water Resources Research*, 51(6), 4727–4750. doi: 10.1002/2014WR016716
- FAO. 2015. Mapping the vulnerability of mountain peoples to food insecurity. Romeo, R., Vita, A., Testolin, R. & Hofer, T. Rome.
- Farinotti, D., Immerzeel, W. W., De Kok, R. J., Quincey, D. J., & Dehecq, A. (2020). Manifestations and mechanisms of the Karakoram glacier Anomaly. *Nature Geoscience*, 13(1), 8–16. doi: 10.1038/s41561-019-0513-5
- Gao, J. 2019. Global Population Projection Grids Based on Shared Socioeconomic Pathways (SSPs), Downscaled 1-km Grids, 2010-2100. Palisades, NY: NASA Socioeconomic Data and Applications Center (SEDAC). doi: 10.7927/H44747X4
- Gardelle, J., Berthier, E., & Arnaud, Y. (2012). Slight mass gain of Karakoram glaciers in the early twenty-first century. *Nature Geoscience*, 5(5), 322–325. doi: 10.1038/ngeo1450
- Ginot, P., Dumont, M., Lim, S., Patris, N., Taupin, J.-D., Wagnon, P., Gilbert, A., Arnaud, Y., Marinoni, A., Bonasoni, P., & Laj, P. (2014). A 10 year record of black carbon and dust from a Mera Peak ice core (Nepal): Variability and potential impact on melting of Himalayan glaciers. *The Cryosphere*, 8(4), 1479–1496. doi: 10.5194/tc-8-1479-2014
- Gleick, P. H. (1986). Methods for evaluating the regional hydrologic impacts of global climatic changes. *Journal of Hydrology*, 88(1–2), 97–116. doi: 10.1016/0022-1694(86)90199-X
- Gleick, P. H. y Palaniappan, M. (2010). Peak water limits to freshwater withdrawal and use. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(25), 11155–11162. doi: 10.1073/pnas.1004812107
- Hartmann, H. and L. Andresky, 2013: Flooding in the Indus River basin – A spatiotemporal analysis of precipitation records. *Glob. Planet. Change*, 107, 25–35. doi: 10.1016/j.gloplacha.2013.04.002
- Hock, R., G. Rasul, C. Adler, B. Cáceres, S. Gruber, Y. Hirabayashi, M. Jackson, A. Kääb, S. Kang, S. Kutuzov, A. Milner, U. Molau, S. Morin, B. Orlove, and H. Steltzer, 2019: High Mountain Areas. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)].
- Huning, L. S., & AghaKouchak, A. (2018). Mountain snowpack response to different levels of warming. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 115(43), 10932–10937. doi: 10.1073/pnas.1805953115
- Immerzeel, W. W., Pellicciotti, F., y Bierkens, M. F. P. (2013). Rising river flows throughout the twenty-first century in two Himalayan glacierized watersheds. *Nature Geoscience*, 6(9), 742–745. doi: 10.1038/ngeo1896
- IPCC, 2018: Summary for Policymakers. In: *Global Warming of 1.5oC. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5oC above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, Maycock, M. Tignor and T. Waterfield (eds.)]. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 32 pp.
- Lemke, P., J. Ren, R.B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R.H. Thomas and T. Zhang, 2007: Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Lutz, A. F., Immerzeel, W. W., Shrestha, A. B., & Bierkens, M. F. P. (2014). Consistent increase in High Asia's runoff due to increasing glacier melt and precipitation. *Nature Climate Change*, 4(7), 587–592. doi: 10.1038/nclimate2237
- Mankin, J.S. and N.S. Diffenbaugh, 2015: Influence of temperature and precipitation variability on near-term snow trends. *Clim. Dyn.*, 45(3–4), 1099–1116. doi: 10.1007/s00382-014-2357-4.
- Marzeion, B., Cogley, J. G., Richter, K., & Parkes, D. (2014). Attribution of global glacier mass loss to anthropogenic and natural causes. *Science*, 345(6199), 919–921. doi: 10.1126/science.1254702
- Morlighem, M., Rignot, E., Binder, T., Blankenship, D., Drews, R., Eagles, G., Eisen, O., Ferraccioli, F., Forsberg, R., Fretwell, P., Goel, V., Greenbaum, J. S., Gudmundsson, H., Guo, J., Helm, V., Hofstede, C., Howat, I., Humbert, A., Jokat, W., ... Young, D. A. (2020). Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet. *Nature Geoscience*, 13(2), 132–137. doi: 10.1038/s41561-019-0510-8
- Mount, J. F. (1995), *California Rivers and Streams: The Conflict Between Fluvial Process and Land Use*, Univ. of Calif. Press, Berkeley.
- Jones, B. y O'Neill, B. C. (2016). Spatially explicit global population scenarios consistent with the Shared Socioeconomic Pathways. *Environmental Research Letters*, 11(8), 084003. doi: 10.1088/1748-9326/11/8/084003
- Oppenheimer, M., B.C. Glavovic, J. Hinkel, R. van de Wal, A.K. Magnan, A. Abd-Elgawad, R. Cai, M. Cifuentes-Jara, R.M. DeConto, T. Ghosh, J. Hay, F. Isla, B. Marzeion, B. Meyssignac, and Z. Sebesvari, 2019: Sea Level Rise and Implications for Low-Lying Islands, Coasts and Communities. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegria, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.
- Palazzi, E., J. von Hardenberg and A. Provenzale, 2013: Precipitation in the Hindu-Kush Karakoram Himalaya: Observations and future scenarios. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(1), 85–100, doi:10.1029/2012JD018697.
- Panday, P.K., J. Thibeault and K.E. Frey, 2015: Changing temperature and precipitation extremes in the Hindu Kush-Himalayan region: an analysis of CMIP3 and CMIP5 simulations and projections. *International Journal of Climatology*, 35(10), 3058–3077. doi:10.1002/joc.4192.
- Pellicciotti, F., Stephan, C., Miles, E., Herreid, S., Immerzeel, W. W., & Bolch, T. (2015). Mass-balance changes of the debris-covered glaciers in the Langtang Himal, Nepal, from 1974 to 1999. *Journal of Glaciology*, 61(226), 373–386. doi: 10.3189/2015JoG13J237
- Pierce, D. W., Barnett, T. P., Hidalgo, H. G., Das, T., Bonfils, C., Santer, B. D., Bala, G., Dettinger, M. D., Cayan, D. R., Mirin, A., Wood, A. W., & Nozawa, T. (2008). Attribution of Declining Western U.S. Snowpack to Human Effects. *Journal of Climate*, 21(23), 6425–6444. doi: 10.1175/2008JCLI2405.1
- Pritchard, D. M. W., Forsythe, N., Fowler, H. J., O'Donnell, G. M., & Li, X.-F. (2019). Evaluation of Upper Indus Near-Surface Climate Representation by WRF in the High Asia Refined Analysis. *Journal of Hydrometeorology*, 20(3), 467–487. doi: 10.1175/JHM-D-18-0030.1
- RGI Consortium. (2017). Randolph Glacier Inventory—A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 6 [Data set]. National Snow and Ice Data Center. doi: 10.7265/4M1F-GD79
- Radić, V., Hock, R. Glaciers in the Earth's Hydrological Cycle: Assessments of Glacier Mass and Runoff Changes on Global and Regional Scales. *Surv Geophys* 35, 813–837 (2014). doi: 10.1007/s10712-013-9262-y
- Rosenthal, W., & Dozier, J. (1996). Automated Mapping of Montane Snow Cover at Subpixel Resolution from the Landsat Thematic Mapper. *Water Resources Research*, 32(1), 115–130. doi: 10.1029/95WR02718
- Sanjay, J., Krishnan, R., Shrestha, A. B., Rajbhandari, R., & Ren, G.-Y. (2017). Downscaled climate change projections for the Hindu Kush Himalayan region using CORDEX South Asia regional climate models. *Advances in Climate Change Research*, 8(3), 185–198. doi: 10.1016/j.accre.2017.08.003
- Thibert, E., Dkengne Sielenou, P., Vionnet, V., Eckert, N., & Vincent, C. (2018). Causes of Glacier Melt Extremes in the Alps Since 1949. *Geophysical Research Letters*, 45(2), 817–825. doi: 10.1002/2017GL076333

- Toropov, P. A., Aleshina, M. A., & Grachev, A. M. (2019). Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century. *International Journal of Climatology*, 39(12), 4703–4720. doi: 10.1002/joc.6101
- Vaughan, D.G., J.C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang, 2013: Observations: Cryosphere. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Vuille, M., Carey, M., Huggel, C., Buytaert, W., Rabatel, A., Jacobsen, D., Soruco, A., Villacis, M., Yarleque, C., Elison Timm, O., Condom, T., Salzmann, N., & Sicart, J.-E. (2018). Rapid decline of snow and ice in the tropical Andes – Impacts, uncertainties and challenges ahead. *Earth-Science Reviews*, 176, 195–213. doi: org/10.1016/j.earscirev.2017.09.019
- Weng, W. (1995) The area of Greenland and the ice cap, letter to the editor, *Arctic*, 40, p. 206.
- WCRP, 2018: Global sea-level budget 1993–present. *Earth System Science Data*, 10 (3), 1551–1590. doi: 10.5194/essd-10-1551-2018
- Williamson, C. J., Cameron, K. A., Cook, J. M., Zarsky, J. D., Stibal, M., & Edwards, A. (2019). Glacier Algae: A Dark Past and a Darker Future. *Frontiers in Microbiology*, 10, 524. doi: 10.3389/fmicb.2019.00524
- Winski, D., Osterberg, E., Ferris, D., Kreutz, K., Wake, C., Campbell, S., Hawley, R., Roy, S., Birkel, S., Introne, D., & Handley, M. (2017). Industrial-age doubling of snow accumulation in the Alaska Range linked to tropical ocean warming. *Scientific Reports*, 7(1), 17869. doi: 10.1038/s41598-017-18022-5
- Zemp, M., Huss, M., Thibert, E., Eckert, N., McNabb, R., Huber, J., Barandun, M., Machguth, H., Nussbaumer, S. U., Gärtner-Roer, I., Thomson, L., Paul, F., Maussion, F., Kutuzov, S., & Cogley, J. G. (2019). Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature*, 568(7752), 382–386. doi: 10.1038/s41586-019-1071-0
- Zhang, H.-X., & Zhang, M.-L. (2017). Spatial Patterns of Species Diversity and Phylogenetic Structure of Plant Communities in the Tianshan Mountains, Arid Central Asia. *Frontiers in Plant Science*, 8, 2134. doi: 10.3389/fpls.2017.02134

Capítulo II

Aerosoles atmosféricos: black carbon y polvo mineral

2. Aerosoles atmosféricos: black carbon y polvo mineral

Los aerosoles atmosféricos son una mezcla de partículas sólidas y líquidas que se encuentran en suspensión en la atmósfera y presentan una gran variabilidad de la composición química, concentración, características físico-químicas, morfología y distribución de tamaños de grano (Colbeck et al., 2010; Pataud et al., 2010). De manera general, los tamaños varían en un rango de entre 0,001 μm y 100 μm (Hinds 2022; Seinfeld y Pandis 2016). Por encima de su rango máximo (100 μm), las partículas no están el tiempo suficiente en suspensión como para ser consideradas aerosoles. Los aerosoles pueden ser el resultado de procesos de combustión, suspensión de materiales de suelo o de espárragos marinos, o reacciones químicas. Además, pueden ser emitidos directamente a la atmósfera desde la fuente (aerosoles primarios) que pueden tener una naturaleza orgánica o inorgánica, o generarse en la atmósfera a partir de gases precursores (aerosoles secundarios) como los emitidos por la combustión de combustibles fósiles, incendios, y emisiones de compuestos orgánicos volátiles (COVs). Para los estudios que llevamos a cabo, únicamente se consideraron dos tipos de aerosoles: el carbono negro (black carbon; BC) y el polvo mineral.

2.1. Black Carbon (BC)

Dentro de los aerosoles con un alto contenido en carbono se pueden identificar tres especies principales: carbono orgánico (CO), carbono negro (BC), que también es llamado carbono elemental (CE), y carbono inorgánico. Cada una de ellas posee diferentes características térmicas, químicas y ópticas (Lavanchy y Gäggeler, 1999). El BC se genera a partir de la quema de biomasa (incendios forestales) o a partir de la combustión incompleta de combustibles fósiles (AMAP, 2011), es decir, cuando durante el proceso de combustión no hay suficiente oxígeno para llevar a cabo una conversión completa del combustible en agua y CO_2 . En comparación con las demás especies, las partículas de BC absorben de manera más eficiente la radiación solar (Bond et al., 2013; Hansen y Nazarenko, 2007; Schwarz et al., 2013) en un amplio rango de longitudes de onda, desde UV hasta IR, razón por la cual ha sido reconocido como el tercer contribuidor al calentamiento global de origen antropogénico por detrás del CO_2 y el CH_4 (IPCC, 2013; Jacobson et al., 2002; Marimoni et al., 2010). Para ilustrar el poder de absorción del BC: se ha observado que 1 ng g^{-1} de este compuesto tiene casi el mismo efecto en la reducción del albedo que 100 ng g^{-1} de polvo mineral bajo la influencia de una misma longitud de onda de 500 nm (Warren, 1982). El BC también se puede identificar fácilmente debido a su morfología, naturaleza refractaria (estabilidad a altas temperaturas), y por su insolubilidad en agua (AMAP, 2011). Por otra parte, el CO puede ser emitido por las mismas fuentes que emiten el BC, sin embargo, usando la ratio entre estos dos compuestos (BC/CO) se puede llegar a determinar si la fuente es natural o antrópica. Los valores más altos corresponden a emisiones procedentes de la quema de combustibles fósiles, mientras que los valores más bajos corresponderían a emisiones generadas por la quema de biomasa (AMAP, 2011).

Las partículas de BC son pequeñas y tienen una tendencia a la hidrofobia inmediatamente después de su emisión. A medida que pasa el tiempo, las partículas se van haciendo cada vez más hidrófilas, aglomerando (condensando) en torno a ellas agua y otras especies gaseosas que también son emitidas durante los procesos de combustión (Abel et al., 2003; Martins et al., 1998), aumentando las probabilidades de ser eliminadas de la atmósfera a través de la deposición húmeda (Stier et al., 2006). Esto les confiere un periodo de residencia atmosférica corto, que normalmente se asume que es alrededor de una semana (Lee et al., 2013; Lohmann et al., 1999; Ramanathan y Carmichael, 2008). Sin embargo, existen otras estimaciones que prevén un tiempo de permanencia más corto, de 5 a 6 días (Samset et al., 2014; Stier et al., 2005; Wofsy et al., 2011), e incluso otros estudios indican un rango mucho más amplio, por ejemplo, de 4 a 12 días (Cape et al., 2012). Estos tiempos de transporte

son suficientes para que las partículas en suspensión recorran distancias que pueden superar los 1.000 km (Bond et al., 2013; Byceniene et al., 2011; Rodhe et al., 1972; Sharma et al., 2013). El tamaño de las partículas de BC dependerá del proceso que las haya generado y de las condiciones atmosféricas imperantes en el momento de su emisión. Por ejemplo, según Petzol et al. (1999) el tamaño de las partículas producto de actividades antropogénicas tienen un diámetro que varía entre los 0,03 μm (partículas individuales) a 0,15 μm (partículas aglomeradas).

La cantidad de BC que fue emitida en el año 2000 fue aproximadamente de 7.500 Gg a^{-1} , de los cuales 4.800 Gg a^{-1} se estima que fueron emitidos por procesos de combustión relacionados con la obtención de energía (Bond et al., 2013). Estimaciones posteriores han cuantificado las emisiones globales de BC en 17.800 ± 5.600 Gg a^{-1} (Cohen y Wang, 2014), mientras que otros estudios muestran valores de 7.100 Gg a^{-1} para el año 1960 y de 8.500 Gg a^{-1} para el año 2017 (Xu et al., 2021). Hasta la década de 1950 las regiones de Norte América y de Europa Occidental eran las mayores fuentes de emisiones de BC. En la actualidad, las naciones en vías de desarrollo, junto con Asia oriental son consideradas como las principales regiones emisoras, debido a su rápida industrialización y mayor presión demográfica (Novakov et al., 2003; Bond et al., 2007; Oshima et al., 2012). Entre los principales focos de emisión de BC a nivel mundial se encuentra la llanura Indo-Gangética (IGP, por sus siglas en inglés), el este de China, sudeste asiático, Indonesia, África subsahariana y sur, México, Centroamérica, y muchas zonas de Brasil y Perú. En total, alrededor de 3000 millones de personas están bajo la influencia de este tipo de emisiones (Ramanathan et al., 2007). Además, una intensificación de los incendios a nivel mundial también ha contribuido a incrementar la cantidad de BC emitido a partir de la quema de biomasa (Kaspari et al., 2015; Keegan et al., 2014).

2.2. Polvo mineral

A diferencia del BC, que puede tener un origen tanto natural como antropogénico, el polvo mineral normalmente se considera un aerosol de origen natural ya que es producido por la erosión del viento sobre regiones áridas o semiáridas (Prospero, 1999). Se estima que contribuye al 45 % de la carga total de aerosoles de la atmósfera, por lo que tiene la tasa de emisión de masa más alta de todos los aerosoles (Satheesh and Moorthy, 2005). Algunas estimaciones intentaron cuantificar la emisión global (p.ej., Duce et al., 1991) en un rango entre 1.000 y 3.000 Mt al año. Está compuesto principalmente por una mezcla de cuarzo, feldespatos (plagioclasa y feldespatos alcalinos), micas (principalmente moscovita y biotita), minerales de la arcilla (ej., illita, montmorillonita, palygorskita, caolinita), carbonatos (ej., calcita y dolomita), óxidos (ej., hematites, magnetita, rutilo) y evaporitas como halita, yeso y sulfato de potasio (Engelbrecht y Derbyshire, 2010; Engelbrecht et al., 2016). Todos estos minerales pueden aparecer de forma individual, como agregados, o como recubrimientos superficiales, con tamaños que varían entre 1 μm a 30 μm de diámetro. Además, la composición mineralógica de estas partículas puede dar pistas sobre la fuente.

La suspensión de partículas en la atmósfera depende de la velocidad del viento, condiciones atmosféricas (ej., inestabilidad), el tamaño de las partículas, rugosidad y humedad de la superficie del terreno, grado de explosión de las partículas a las condiciones atmosféricas, cobertura vegetal, o de la composición mineralógica (Engelbrecht y Derbyshire, 2010). Una vez en la atmósfera, las partículas más pesadas se depositarán cerca de la fuente y las más ligeras continuarán en suspensión, pudiendo incorporarse en la troposfera superior, donde recorren grandes distancias (Alastuey et al., 2005; Betzer et al., 1988; Lawrence and Neff, 2009; McTainsh et al., 1997; Menéndez et al., 2014). Se ha observado como este transporte de largo recorrido transporta grandes cantidades de polvo desde el Sahara hasta el sureste de Norte América o hasta la cuenca del Amazonas (Prospero et al.,

2021), contribuyendo de forma significativa a la sedimentación en cuencas oceánicas profundas (Chester et al., 1972; Rea et al., 1985), o aportando nutrientes a las capas superficiales de los océanos (Duce et al., 1991).

A parte de las áreas fuente naturales de polvo como desiertos y zonas semidesérticas, las actividades humanas también pueden crear escenarios propicios para que la carga atmosférica de este aerosol aumente. Por ejemplo, aumentando la proporción de la superficie dedicada a la agricultura, intensificando la deforestación, intensificando el tráfico en zonas no pavimentadas, o como consecuencia de los cambios de los patrones de precipitación o desertificación acelerada relacionados con el cambio climático de origen antrópico. No obstante, su cuantificación sigue siendo un reto para la comunidad científica (Boucher, 2013; Zender et al., 2004). Ginoux et al. (2010) mostró que en regiones donde entre el 5 y 25 % de la superficie de la tierra estaba modificada por actividades antrópicas, más de la mitad de ese territorio puede convertirse en una fuente potencial de polvo. Las principales regiones de emisión de PM son el norte de África (especialmente el Sahara Occidental), Oriente Medio, Península Arábiga, Asia Central, este de Asia, oeste de Norte América, Australia, sur de África, y Sudamérica (Engelbrecht y Derbyshire, 2010; Engelstaedter et al., 2006; Shao et al., 2011; Tanaka y Chiba, 2006). Los desiertos son las principales fuentes de PM, por lo que el desierto del Sahara y el Sahel contribuyen al 50 % de las emisiones globales, los desiertos asiáticos contribuyen en un 40 % y los desiertos de Norte América, del hemisferio sur, y regiones de alta latitud contribuyen en un 10 % (Bullard et al., 2016; Kok et al., 2021). Además, las regiones donde la agricultura es muy importante y que además tienen una alta propensión a sufrir periodos prolongados de sequía (ej., algunas zonas de África, Australia, China, o el medio oeste de Estados Unidos) también son fuertes muy importantes de PM.

2.3. Efectos de los aerosoles en el balance radiativo terrestre

La energía que alcanza la superficie terrestre llega en forma de energía solar (o de onda corta), con una longitud de onda (λ) que varía entre 0,3 μm y 2,8 μm y en forma de energía térmica (o de onda larga) con unos valores de 5 a 40 μm . Las superficies terrestres reflejan parte de esta radiación incidente en mayor o en menor medida dependiendo de su naturaleza. La ratio entre la radiación reflejada y la radiación incidente se conoce como *albedo* (Oke, 1987), un parámetro adimensional cuyos valores varían entre 0 y 1, siendo 1 una superficie que refleja la totalidad de la radiación incidente y 0 que absorbe la totalidad de la radiación.

Las variaciones de la energía afectan sistema climático global a través de un fenómeno llamado *forzamiento radiativo (FR) o forzamiento climático*. Los factores que controlan el FR pueden ser naturales o antropogénicos y se conocen como *controladores climáticos*. Dentro de los naturales se encuentran los cambios en la energía solar incidente, cambios en el ciclo orbital terrestre, o la emisión de material a partir de grandes erupciones volcánicas o incendios forestales. Mientras que los factores antropogénicos engloban las emisiones producidas por la industria y el transporte, o los cambios en el uso de la tierra. El albedo de nuestro planeta puede ser modificado tanto por factores naturales como antropogénicos. Por lo tanto, cuando la energía absorbida es mayor que la energía reflejada, el planeta sufrirá un calentamiento (FR positivo), mientras que en el caso contrario el planeta se enfriará (FR negativo).

Algunos aerosoles presentes en la atmosfera pueden producir FR negativo (enfriamiento), ya que aumentan del albedo del planeta, reduciendo la cantidad de radiación solar que alcanza la superficie terrestre (ej., polvo mineral o sales como el sulfato y nitrato de amonio). Otros, como las partículas carbonosas o los óxidos de hierro actúan como *partículas absorbedoras de luz (PAL)*, que absorben la radiación solar que incide directamente sobre ellas, pero también la radiación reflejada por la

superficie terrestre, lo que reducirá el albedo planetario (FR positivo) y, por lo tanto, producirá un calentamiento (Hinds, 2022; Wang et al., 2011). Este efecto se acentúa cuando los aerosoles están por encima de las nubes, ya que estas son el elemento que más contribuye al albedo terrestre. Además, este tipo de partículas también pueden afectar el sistema atmosférico global (Hansen et al., 1997), atenuando los procesos convectivos ascendentes de las masas de aire y reduciendo la humedad relativa, ambos procesos responsables de la generación de nubes. Una reducción de la cobertura de nubes, reduciría de manera considerable el albedo, dando lugar a la absorción de más radiación solar, activando un ciclo de retroalimentación positiva, cuyo resultado sería un calentamiento cada vez mayor.

Se han realizado cuantificaciones del FR de los aerosoles considerados en este trabajo (BC y PM). Por un lado, el FR producido por el BC en la era industrial es de $+1,1 \text{ W m}^{-2}$ (rango de incertidumbre de $+0,17 \text{ W m}^{-2}$ a $+2,1 \text{ W m}^{-2}$; Bond et al., 2013), lo que ha producido un calentamiento. Por el otro, el efecto del polvo mineral sobre el balance energético terrestre es de $-0,2 \pm 0,5 \text{ W m}^{-2}$, sugiriendo que de manera neta el polvo enfría el planeta.

REFERENCIAS

- Abel, S. J., Haywood, J. M., Highwood, E. J., Li, J., & Buseck, P. R. (2003). Evolution of biomass burning aerosol properties from an agricultural fire in southern Africa: Smoke Properties From Biomass Burning. *Geophysical Research Letters*, 30(15). doi: 10.1029/2003GL017342
- Alastuey A, Querol X, Castillo S, Avila A, Estarellas C, Torres C, Exposito F, Garcia O, Diaz J, Van Dingenen R, Putaud J. Characterisation of TSP and PM_{2.5} at Izana and Sta. Cruz de Tenerife (Canary Islands, Spain) During a Saharan Dust Episode (July 2002). *Atmospheric Environment*, 39(26); 2005. p. 4715-4728. JRC30744
- AMAP, 2011. The Impact of Black Carbon on Arctic Climate (2011). By: P.K. Quinn, A. Stohl, A. Arneth, T. Berntsen, J. F. Burkhardt, J. Christensen, M. Flanner, K. Kupiainen, H. Lihavainen, M. Shepherd, V. Shevchenko, H. Skov, and V. Vestreng. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo. 72 pp.
- Bond, T. C., Bhardwaj, E., Dong, R., Jogani, R., Jung, S., Roden, C., Streets, D. G., & Trautmann, N. M. (2007). Historical emissions of black and organic carbon aerosol from energy-related combustion, 1850-2000: historical BC/OC emissions. *Global Biogeochemical Cycles*, 21(2). doi: 10.1029/2006GB002840
- Bond, T. C., Doherty, S. J., Fahey, D. W., Forster, P. M., Berntsen, T., DeAngelo, B. J., Flanner, M. G., Ghan, S., Kärcher, B., Koch, D., Kinne, S., Kondo, Y., Quinn, P. K., Sarofim, M. C., Schultz, M. G., Schulz, M., Venkataraman, C., Zhang, H., Zhang, S., ... Zender, C. S. (2013). Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment: Black Carbon In The Climate System. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(11), 5380–5552. doi: 10.1002/jgrd.50171
- Betzer, P. R., Carder, K. L., Duce, R. A., Merrill, J. T., Tindale, N. W., Uematsu, M., Costello, D. K., Young, R. W., Feely, R. A., Breland, J. A., Bernstein, R. E., & Greco, A. M. (1988). Long-range transport of giant mineral aerosol particles. *Nature*, 336(6199), 568–571. doi: 10.1038/336568a0
- Boucher, O., D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U.Lohmann, P. Rasch, S.K. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens and X.Y. Zhang, 2013: Clouds and Aerosols. In: ClimateChange 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of theIntergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung,A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
- Bullard, J. E., Baddock, M., Bradwell, T., Crusius, J., Darlington, E., Gaiero, D., Gassó, S., Gisladottir, G., Hodgkins, R., McCulloch, R., McKenna-Neuman, C., Mockford, T., Stewart, H., & Thorsteinsson, T.

- (2016). High-latitude dust in the Earth system. *Reviews of Geophysics*, 54(2), 447–485. doi: 10.1002/2016RG000518
- Byčenkienė, S., Ulevicius, V., & Kecorius, S. (2011). Characteristics of black carbon aerosol mass concentration over the East Baltic region from two-year measurements. *Journal of Environmental Monitoring*, 13(4), 1027. doi: 10.1039/c0em00480d
- Cape, J. N., Coyle, M., & Dumitrean, P. (2012). The atmospheric lifetime of black carbon. *Atmospheric Environment*, 59, 256–263. doi: 10.1016/j.atmosenv.2012.05.030
- Chester, R., Elderfield, H., Griffin, J. J., Johnson, L. R., & Padgham, R. C. (1972). Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic Ocean. *Marine Geology*, 13(2), 91–105. doi: 10.1016/0025-3227(72)90048-5
- Cohen, J. B., & Wang, C. (2014). Estimating global black carbon emissions using a top-down Kalman Filter approach. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(1), 307–323. doi: 10.1002/2013JD019912
- Colbeck, I., & Lazaridis, M. (2010). Aerosols and environmental pollution. *Naturwissenschaften*, 97(2), 117–131. doi: 10.1007/s00114-009-0594-x
- Duce, R. A., Liss, P. S., Merrill, J. T., Atlas, E. L., Buat-Menard, P., Hicks, B. B., Miller, J. M., Prospero, J. M., Arimoto, R., Church, T. M., Ellis, W., Galloway, J. N., Hansen, L., Jickells, T. D., Knap, A. H., Reinhardt, K. H., Schneider, B., Soudine, A., Tokos, J. J., ... Zhou, M. (1991). The atmospheric input of trace species to the world ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 5(3), 193–259. doi: 10.1029/91GB01778
- Engelbrecht, J. P., & Derbyshire, E. (2010). Airborne Mineral Dust. *Elements*, 6(4), 241–246. doi: 10.2113/gselements.6.4.241
- Engelbrecht, J. P., Moosmüller, H., Pincock, S., Jayanty, R. K. M., Lersch, T., & Casuccio, G. (2016). Technical note: Mineralogical, chemical, morphological, and optical interrelationships of mineral dust re-suspensions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(17), 10809–10830. doi: 10.5194/acp-16-10809-2016
- Ginoux, P., Garbuzov, D., & Hsu, N. C. (2010). Identification of anthropogenic and natural dust sources using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Deep Blue level 2 data. *Journal of Geophysical Research*, 115(D5), D05204. doi: 10.1029/2009JD012398
- Hansen, J., Sato, M., & Ruedy, R. (1997). Radiative forcing and climate response. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D6), 6831–6864. doi: 10.1029/96JD03436
- Hansen, J., & Nazarenko, L. (2004). Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101(2), 423–428. doi: 10.1073/pnas.2237157100
- Hinds, W. C., & Zhu, Y. (2022). *Aerosol technology: Properties, behavior, and measurement of airborne particles* (Third edition). Wiley.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Jacobson, M. Z. (2002). Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming. *Journal of Geophysical Research*, 107(D19), 4410. doi: 10.1029/2001JD001376
- Kaspari, S., McKenzie Skiles, S., Delaney, I., Dixon, D., & Painter, T. H. (2015). Accelerated glacier melt on Snow Dome, Mount Olympus, Washington, USA, due to deposition of black carbon and mineral dust from wildfire: Black Carbon and Dust on Snow Dome. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(7), 2793–2807. doi: 10.1002/2014JD022676
- Keegan, K., Albert, M. R., & Baker, I. (2014). The impact of ice layers on gas transport through firn at the North Greenland Eemian Ice Drilling (NEEM) site, Greenland. *The Cryosphere*, 8(5), 1801–1806. doi: 10.5194/tc-8-1801-2014
- Kok, J. F., Adebisi, A. A., Albani, S., Balkanski, Y., Checa-Garcia, R., Chin, M., Colarco, P. R., Hamilton, D. S., Huang, Y., Ito, A., Klose, M., Li, L., Mahowald, N. M., Miller, R. L., Obiso, V., Pérez García-

- Pando, C., Rocha-Lima, A., & Wan, J. S. (2021). Contribution of the world's main dust source regions to the global cycle of desert dust. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21(10), 8169–8193. doi: 10.5194/acp-21-8169-2021
- Lavanchy, V. M. H., Gäggeler, H. W., Schotterer, U., Schwikowski, M., & Baltensperger, U. (1999). Historical record of carbonaceous particle concentrations from a European high-alpine glacier (Colle Gnifetti, Switzerland). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D17), 21227–21236. doi: 10.1029/1999JD900408
- Lawrence, C. R., & Neff, J. C. (2009). The contemporary physical and chemical flux of aeolian dust: A synthesis of direct measurements of dust deposition. *Chemical Geology*, 267(1–2), 46–63. doi: 10.1016/j.chemgeo.2009.02.005
- Lee, Y. H., Lamarque, J.-F., Flanner, M. G., Jiao, C., Shindell, D. T., Berntsen, T., Bisiaux, M. M., Cao, J., Collins, W. J., Curran, M., Edwards, R., Faluvegi, G., Ghan, S., Horowitz, L. W., McConnell, J. R., Ming, J., Myhre, G., Nagashima, T., Naik, V., ... Yoon, J.-H. (2013). Evaluation of preindustrial to present-day black carbon and its albedo forcing from Atmospheric Chemistry and Climate Model Intercomparison Project (ACCMIP). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(5), 2607–2634. doi: 10.5194/acp-13-2607-2013
- Lohmann, U., Feichter, J., Chuang, C. C., & Penner, J. E. (1999). Prediction of the number of cloud droplets in the ECHAM GCM. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D8), 9169–9198. doi: 10.1029/1999JD900046
- Marinoni, A., Cristofanelli, P., Laj, P., Duchi, R., Calzolari, F., Decesari, S., Sellegri, K., Vuillermoz, E., Verza, G. P., Villani, P., & Bonasoni, P. (2010). Aerosol mass and black carbon concentrations, a two year record at NCO-P (5079 m, Southern Himalayas). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(17), 8551–8562. doi: 10.5194/acp-10-8551-2010
- Martins, J. V., Artaxo, P., Liousse, C., Reid, J. S., Hobbs, P. V., & Kaufman, Y. J. (1998). Effects of black carbon content, particle size, and mixing on light absorption by aerosols from biomass burning in Brazil. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D24), 32041–32050. doi: 10.1029/98JD02593
- McTainsh, G. H., Lynch, A. W., & Hales, R. (1997). Particle-size analysis of aeolian dusts, soils and sediments in very small quantities using a Coulter Multisizer. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22(13), 1207–1216. doi: 10.1002/(SICI)1096-9837(199724)22:13<1207::AID-ESP820>3.0.CO;2-K
- Menéndez, I., Pérez-Chacón, E., Mangas, J., Tauler, E., Engelbrecht, J. P., Derbyshire, E., Cana, L., & Alonso, I. (2014). Dust deposits on La Graciosa Island (Canary Islands, Spain): Texture, mineralogy and a case study of recent dust plume transport. *CATENA*, 117, 133–144. doi: 10.1016/j.catena.2013.05.007
- Menon, S., Koch, D., Beig, G., Sahu, S., Fasullo, J., & Orlikowski, D. (2010). Black carbon aerosols and the third polar ice cap. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(10), 4559–4571. doi: 10.5194/acp-10-4559-2010
- Novakov, T., Ramanathan, V., Hansen, J. E., Kirchstetter, T. W., Sato, M., Sinton, J. E., & Sathaye, J. A. (2003). Large historical changes of fossil-fuel black carbon aerosols: change in fossil-fuel black carbon aerosols. *Geophysical Research Letters*, 30(6). doi: 10.1029/2002GL016345
- Oke, T. R. (1987). *Boundary Layer Climates* (2nd ed.). Routledge. doi: 10.4324/9780203407219
- Oshima, N., Kondo, Y., Moteki, N., Takegawa, N., Koike, M., Kita, K., Matsui, H., Kajino, M., Nakamura, H., Jung, J. S., & Kim, Y. J. (2012). Wet removal of black carbon in Asian outflow: Aerosol Radiative Forcing in East Asia (A-FORCE) aircraft campaign: removal of black carbon. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D3), n/a-n/a. doi: 10.1029/2011JD016552
- Petzold, A., Döpelheuer, A., Brock, C. A., & Schröder, F. (1999). In situ observations and model calculations of black carbon emission by aircraft at cruise altitude. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D18), 22171–22181. doi: 10.1029/1999JD900460
- Prospero, J. M. (1999). Long-term measurements of the transport of African mineral dust to the southeastern United States: Implications for regional air quality. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D13), 15917–15927. doi: 10.1029/1999JD900072

- Prospero, J. M., Delany, A. C., Delany, A. C., & Carlson, T. N. (2021). The Discovery of African Dust Transport to the Western Hemisphere and the Saharan Air Layer: A History. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 102(6), E1239–E1260. doi: 10.1175/BAMS-D-19-0309.1
- Putaud, J.-P., Van Dingenen, R., Alastuey, A., Bauer, H., Birmili, W., Cyrys, J., Flentje, H., Fuzzi, S., Gehrig, R., Hansson, H. C., Harrison, R. M., Herrmann, H., Hitztenberger, R., Hüglin, C., Jones, A. M., Kasper-Giebl, A., Kiss, G., Kousa, A., Kuhlbusch, T. A. J., ... Raes, F. (2010). A European aerosol phenomenology – 3: Physical and chemical characteristics of particulate matter from 60 rural, urban, and kerbside sites across Europe. *Atmospheric Environment*, 44(10), 1308–1320. doi: 10.1016/j.atmosenv.2009.12.011
- Ramanathan, V., Li, F., Ramana, M. V., Praveen, P. S., Kim, D., Corrigan, C. E., Nguyen, H., Stone, E. A., Schauer, J. J., Carmichael, G. R., Adhikary, B., & Yoon, S. C. (2007). Atmospheric brown clouds: Hemispherical and regional variations in long-range transport, absorption, and radiative forcing. *Journal of Geophysical Research*, 112(D22), D22S21. doi: 10.1029/2006JD008124
- Ramanathan, V., & Carmichael, G. (2008). Global and regional climate changes due to black carbon. *Nature Geoscience*, 1(4), 221–227. doi: 10.1038/ngeo156
- Rea, D. K., Leinen, M., & Janecek, T. R. (1985). Geologic Approach to the Long-Term History of Atmospheric Circulation. *Science*, 227(4688), 721–725. doi: 10.1126/science.227.4688.721
- Rodhe, H., Persson, C., & Åkesson, O. (1972). An investigation into regional transport of soot and sulfate aerosols. *Atmospheric Environment (1967)*, 6(9), 675–693. doi: 10.1016/0004-6981(72)90025-X
- Samset, B. H., Myhre, G., Herber, A., Kondo, Y., Li, S.-M., Moteki, N., Koike, M., Oshima, N., Schwarz, J. P., Balkanski, Y., Bauer, S. E., Bellouin, N., Berntsen, T. K., Bian, H., Chin, M., Diehl, T., Easter, R. C., Ghan, S. J., Iversen, T., ... Zhang, K. (2014). Modelled black carbon radiative forcing and atmospheric lifetime in AeroCom Phase II constrained by aircraft observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(22), 12465–12477. doi: 10.5194/acp-14-12465-2014
- Shao, Y., Ishizuka, M., Mikami, M., & Leys, J. F. (2011). Parameterization of size-resolved dust emission and validation with measurements. *Journal of Geophysical Research*, 116(D8), D08203. doi: 10.1029/2010JD014527
- Sharma, S., Ishizawa, M., Chan, D., Lavoué, D., Andrews, E., Eleftheriadis, K., & Maksyutov, S. (2013). 16-year simulation of Arctic black carbon: Transport, source contribution, and sensitivity analysis on deposition: 16 yr transport of BC to the arctic. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(2), 943–964. doi: 10.1029/2012JD017774
- Satheesh, S., & Krishnamoorthy, K. (2005). Radiative effects of natural aerosols: A review. *Atmospheric Environment*, 39(11), 2089–2110. doi: 10.1016/j.atmosenv.2004.12.029
- Schwarz, J. P., Samset, B. H., Perring, A. E., Spackman, J. R., Gao, R. S., Stier, P., Schulz, M., Moore, F. L., Ray, E. A., & Fahey, D. W. (2013). Global-scale seasonally resolved black carbon vertical profiles over the Pacific. *Geophysical Research Letters*, 40(20), 5542–5547. doi: 10.1002/2013GL057775
- Seinfeld, J. H., & Pandis, S. N. (2016). *Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change* (Third edition). John Wiley & Sons.
- Stier, P., Feichter, J., Kinne, S., Kloster, S., Vignati, E., Wilson, J., Ganzeveld, L., Tegen, I., Werner, M., Balkanski, Y., Schulz, M., Boucher, O., Minikin, A., & Petzold, A. (2005). The aerosol-climate model ECHAM5-HAM. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(4), 1125–1156. doi: 10.5194/acp-5-1125-2005
- Stier, P., Seinfeld, J. H., Kinne, S., Feichter, J., & Boucher, O. (2006). Impact of nonabsorbing anthropogenic aerosols on clear-sky atmospheric absorption. *Journal of Geophysical Research*, 111(D18), D18201. doi: 10.1029/2006JD007147
- Tanaka, T. Y., & Chiba, M. (2006). A numerical study of the contributions of dust source regions to the global dust budget. *Global and Planetary Change*, 52(1–4), 88–104. doi: 10.1016/j.gloplacha.2006.02.002
- Wang, Y., Hopke, P. K., Rattigan, O. V., Xia, X., Chalupa, D. C., & Utell, M. J. (2011). Characterization of Residential Wood Combustion Particles Using the Two-Wavelength Aethalometer. *Environmental Science & Technology*, 45(17), 7387–7393. doi: 10.1021/es2013984
- Warren, S. G. (1982). Optical properties of snow. *Reviews of Geophysics*, 20(1), 67. doi: 10.1029/RG020i001p00067

- Wofsy, S., Daube, B., Jimenez, R., Kort, E., Pittman, J., Park, S., Commane, R., Xiang, B., Santoni, G., Jacob, D., Fisher, J., Pickett-Heaps, C., Wang, H., Wecht, K., Wang, Q., Stephens, B., Shertz, S., Watt, A., Romashkin, P., ... M. J. Mahoney (Deceased). (2017). *HIPPO Merged 10-Second Meteorology, Atmospheric Chemistry, and Aerosol Data. Version 1.0* (1.0, p. 1 data file, 4 ancillary/documentation files, 100 MiB) [Tabular/Columnar ASCII]. UCAR/NCAR - Earth Observing Laboratory. doi: 10.3334/CDIAC/HIPPO_010
- Xu, H., Ren, Y., Zhang, W., Meng, W., Yun, X., Yu, X., Li, J., Zhang, Y., Shen, G., Ma, J., Li, B., Cheng, H., Wang, X., Wan, Y., & Tao, S. (2021). Updated Global Black Carbon Emissions from 1960 to 2017: Improvements, Trends, and Drivers. *Environmental Science & Technology*, 55(12), 7869–7879. doi: 10.1021/acs.est.1c03117
- Zender, C. S., Miller, R. L. R. L., & Tegen, I. (2004). Quantifying mineral dust mass budgets: Terminology, constraints, and current estimates. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(48), 509–512. doi: 10.1029/2004EO480002

Capítulo III

El manto de nieve estacional

3. El manto de nieve estacional

La formación de la nieve se inicia en las nubes con la nucleación de cristales de hielo a partir de la coalescencia de moléculas de agua en estructuras estables llamadas *embriones de hielo*. Estas estructuras tienden a crecer por la incorporación de más moléculas a la red cristalina en crecimiento. En las etapas iniciales, los cristales suelen tener un tamaño menor a $75 \mu\text{m}$ y formas simples (Schemenauer et al., 1981). La forma básica de los cristales de nieve son los prismas hexagonales con dos planos basales y seis planos prismáticos, producto de los enlaces covalentes entre el oxígeno y el hidrógeno dentro de la molécula de agua (Hallett, 1984). El crecimiento relativo de cada uno de los planos del cristal varía en función de la temperatura y de la sobresaturación del entorno, dando lugar a una gran variedad de formas (Figura 1), desde hexagonales (planas o prismáticas) a complejas (estructuras dendríticas o con forma de estrella) que se pueden encontrar de manera individual o formando agregados (copos de nieve; Lehning, 2009; Nakaya, 1954). Los cristales o agregados alcanzarán la superficie terrestre siempre y cuando tengan el tamaño necesario para adquirir una velocidad de caída significativa y para resistir los procesos termodinámicos (p.ej., sublimación) que son consecuencia de las variaciones de temperatura y humedad producidas por los cambios de altitud. Una vez en superficie, el tamaño de los cristales de nieve varía entre $\sim 0,05 \text{ mm}$ y $\sim 5 \text{ mm}$ (Lehning, 2008). La Clasificación Internacional de Nieve Estacional en Superficie (The International Classification for Seasonal Snow on the Ground; Colbeck et al., 1990; Fierz et al., 2009), basada en una descripción cualitativa de la forma y tamaño de los granos, distingue hasta nueve tipos de precipitación congelada en función de su forma y hábito: columnas, agujas, placas, formas estrelladas o dendríticas, cristales irregulares, graupel, granizo, pellets de hielo, y escarcha.

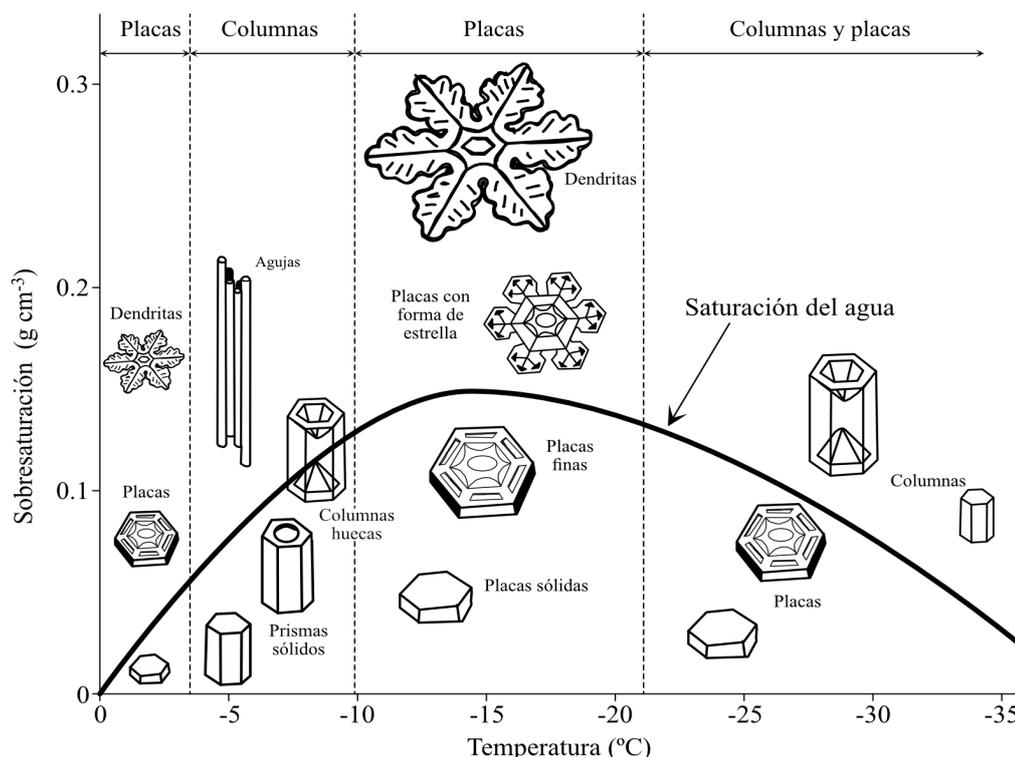


Figura 1. Diagrama de la morfología de cristales de nieve o diagrama de Nakaya. Indica las morfologías que predominan en condiciones de presión atmosférica estándar y bajo determinados niveles de temperatura y de humedad (sobresaturación). La línea de saturación de agua indica la sobresaturación del agua sobre-enfriada. Por un lado, una disminución de la temperatura determinará si se forman cristales en forma de placas o columnas, mientras que un aumento en el grado de sobresaturación determinará la complejidad de las formas de los cristales, como la formación de cristales con morfología dendrítica. Imagen reproducida a partir de Nakaya (1954).

Después del depósito en superficie, la nieve puede sufrir procesos de fusión o sublimación lo suficientemente intensos como para desaparecer rápidamente o, por el contrario, puede persistir en la superficie terrestre durante largos periodos de tiempo. En este último caso, los cristales de nieve se aglutinan (Buser y Good, 1986) y forman lo que se denomina como *manto de nieve*, un medio semi-poroso constituido por aire, vapor de agua, y hielo. Cuando está constituido únicamente por estos tres componentes se denomina “seco”, pero también puede ser “húmedo” si contiene agua en estado líquido ocupando los espacios vacíos de la matriz de nieve, cuyo origen pueden ser los procesos de fusión del propio manto o la precipitación en forma líquida (lluvia) sobre el manto (Essery, 2009). Durante la temporada de ablación del manto (primavera–verano o estación seca en climas tropicales) puede haber una alternancia continua entre condiciones húmedas y secas debido a las constantes transiciones de fase (Michele et al., 2013). Cada evento de precipitación ocurre bajo unas condiciones ambientales determinadas, por lo que eventos de precipitación sucesivos formarán capas superpuestas, cada una con unas características propias (principios en los que se basa el Capítulo V). Además, las heterogeneidades de la topografía del terreno donde se acumule la nieve (p.ej., pendiente, naturaleza del sustrato, o vegetación) también condicionan las características de cada capa. Todos estos factores le otorgan al manto de nieve un marcado *ordenamiento estratigráfico interno* (Fierz et al., 2009). De manera general, los límites entre las capas del manto no son netos y su trazado variará en función del observador.

3.1. Temperatura

La conductividad térmica de la nieve recién caída es muy baja ($\sim 0,1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), un valor de 10 a 20 veces menor que los valores del hielo o del suelo húmedo (Lehning, 2009). Para ejemplificar lo que implica unos valores tan bajos, una capa de nieve muy fina puede reducir tanto el flujo de calor hacia el suelo que en regiones sin permafrost solamente se congela la parte más superficial del suelo y el flujo de agua subterránea no se ve interrumpido (Lynch-Stieglitz, 1994). La variación de temperatura lo largo de todo el espesor del manto de nieve (línea vertical entre la interfase nieve–sustrato y nieve–atmósfera) dependerá del intercambio de calor con sus límites, de la conductividad de la matriz de nieve y del aire que rellena sus espacios vacíos, de los procesos endotérmicos (fusión, evaporación, sublimación) y exotérmicos (recristalización), de la difusión del vapor de agua entre los espacios vacíos, y de las propiedades intrínsecas de la nieve como su estructura, resistencia, viscosidad, densidad y módulo elástico (Derksen et al., 2009; Fierz, 2011; Rutter et al., 2014; Schneebeli y Sokratov, 2004).

A medida que pasa el tiempo, las interacciones termodinámicas entre las diferentes fases del agua que componen el manto (líquida, sólida, y gaseosa), tienden a transformar la estructura interna y propiedades físicas del manto mediante un proceso llamado *metamorfismo*, que puede acentuar o atenuar la estratificación inicial. En el interior de las capas de hielo polar (Antártida y Groenlandia) las temperaturas suelen ser muy bajas y el manto de nieve normalmente tiene espesor importante, con gradientes de temperatura inexistentes o muy bajos. En estos casos el metamorfismo se denomina *isotérmico* (Arnaud et al., 1998) o destructivo (Eugster, 1952). Cuando los cristales de nieve alcanzan la superficie terrestre suelen tener formas iniciales estrelladas, dendríticas, o de aguja (Sommerfeld y LaChapelle, 1970), lo que les confiere una energía superficial alta, que puede incrementarse aún más si los cristales son fragmentados por procesos postdeposicionales como la erosión eólica. Durante el metamorfismo isotérmico la energía libre de los cristales tiende a disminuir debido a una transferencia de masa desde las zonas convexas de los cristales, que tienen una mayor presión de vapor (y se produce una sublimación) hacia las zonas cóncavas, cuya presión de vapor es menor (y se produce una condensación). Es por esto que, en general, los cristales de nieve tienden a volverse más redondeados (equidimensionales; Bader et al., 1939; Yosida, 1955), los cristales más

pequeños a desaparecer, y los más grandes a aumentar su tamaño, incrementando el tamaño medio y disminuyendo su número total por unidad de área. Durante este tipo de metamorfismo la densidad del manto tiende a aumentar desde aproximadamente de 80 a 250 kg m⁻³ (Singh, 2014).

Fuera de las zonas polares los mantos de nieve son estacionales y no son tan profundos. La temperatura en las capas superficiales está constantemente condicionada por la temperatura atmosférica, mientras que, en las capas de la parte inferior, que están en contacto con el lecho (suelo, roca, hielo), la temperatura permanece prácticamente constante a ~0 °C. Este patrón de distribución de la temperatura produce un gradiente térmico (inestabilidad térmica) que da lugar al *metamorfismo de gradiente térmico o constructivo* (Colbeck, 1982; Eugster, 1952; Fierz et al. 2009; Sommerfeld y Lachapelle, 1970), que actúa desde el momento en el que se acumula la nieve hasta su desaparición (Sommerfeld y Businger, 1965). Además, también existe un gradiente de la presión de vapor (debido a su relación directa con la temperatura), con unos valores de presión mayores en la base y menores en la superficie, generando una migración ascendente del vapor a través de los espacios vacíos del manto (Quervain, 1958; Yosida, 1955). El vapor se produce a partir de la sublimación de la parte superior de los cristales y durante su trayectoria choca con la parte inferior de los cristales suprayacentes, donde se condensa, aumentando la masa y propiciando un crecimiento hacia abajo de los cristales (Sturm y Benson, 1997). Este mecanismo de crecimiento cristalino cinético por migración de vapor de agua fue denominado “hand-to-hand” (Yosida, 1955) y si se mantiene en el tiempo, los cristales que originalmente conformaban el manto de nieve pueden ser transformados y sustituidos por completo.

Cuando hay gradientes de temperatura muy altos, normalmente del orden de >10 °C m⁻¹ (Colbeck, 1982), el crecimiento de este tipo de cristales se acentúa, siendo particularmente prevalente en la relativamente “caliente” base del manto de nieve. En estos casos, los cristales que son producidos se caracterizan por tener por tener superficies planas y esquinas afiladas (anhedrales o solid-type), mientras que otros muestran superficies escalonadas bien desarrolladas y forma de copa invertida (euhedrales o skeleton-type; Akitaya, 1974; Bradley et al., 1977; Sommerfeld y LaChapelle, 1970). Ambos tipos se caracterizan por tener un tamaño que generalmente es mayor a 1 mm, una disposición vertical de su eje *c* (Shumskii, 1964) y una adherencia muy baja entre sí. Como consecuencia, las capas que estén constituidas por este tipo de cristales tendrán unos valores bajos de densidad que afectan directamente a los valores del módulo de Young y viscosidad (Mellor, 1975), lo que dará lugar a una resistencia baja a esfuerzos de cizalla (Singh, 2011). Además, este tipo de capas tienen una conductividad térmica baja (aislamiento térmico; MacKay y MacKay, 1975) y una porosidad alta (67–78 %; Bader, 1939). Los efectos de estos cristales que sobre la difusión del calor y del vapor de agua a través del manto pueden propiciar la alteración diagenética de la distribución de indicadores climáticos (Cuffey y Steig, 1998). Las primeras evidencias registradas de capas en profundidad conformadas por este tipo de cristales se encontraron en Laponia en el año 1858 por J. Wolley, en 1883 por E. Nordenskjold, y por otros exploradores entre los años 1885 y 1910 en Groenlandia y Antártida (Akitaya, 1974). Ya en Europa, en el año 1934, Paulcke las identificó en los Alpes. Finalmente, fue Seligman (1936) quien acuñó el término de escarcha profunda (*depth hoar*; *DH*) para denominar a este tipo de capas.

Aunque las capas de DH suelen aparecer en profundidad, también pueden presentarse en zonas cercanas a la superficie en un periodo corto de tiempo, como resultado de los constantes cambios de la temperatura atmosférica que hacen que la temperatura en esta parte del manto de nieve tenga una variabilidad muy alta. También han sido identificadas en mantos de nieve con gradientes térmicos muy pequeños (0,03 °C cm⁻¹; Flin y Brzoska, 2008) e incluso bajo condiciones isotérmicas (Dominé et al., 2003). Además del gradiente térmico, la formación de DH también está sujeta a factores como el tamaño de grano, textura, y densidad inicial de la nieve (Pfeffer y Mrugala, 2002). El DH también

puede estar presente en el Ártico, ya que los gradientes de temperatura necesarios para su formación pueden darse al inicio de la temporada invernal, cuando el manto de nieve tiene poco espesor y la temperatura en el contacto con el lecho es cercana a los 0 °C. En este tipo de entornos los cristales suelen ser grandes (2–20 mm), facetados, y estriados que forman capas con una densidad de 200–400 kg m⁻³ y una conductividad térmica de 0,025–0,1 W m⁻¹ K⁻¹ (Akitaya, 1974; Domine et al, 2012; Domine et al, 2016; Sturm et al, 1997; Sturm et al, 2002). Por lo tanto, estos niveles de DH son comúnmente usados como marcadores visuales de ciclos anuales (Alley et al., 1990). Para conocer y entender mejor la formación de este material se han llevado a cabo experimentos en laboratorio, donde se ha replicado la formación de DH (Akitaya, 1967; Bader, 1939; de Quervain, 1958, 1963). Según los experimentos de Akitaya (1974), existe una tercera clase de DH mucho más cohesivo denominado “hard”, que se forma cuando nieve de alta densidad y una temperatura media de -7 °C es expuesta a gradientes de temperatura de más de -0.39 °C cm⁻¹ y muestra una mayor resistencia a esfuerzos que las otras formas de DH.

Todos los fenómenos consecuencia del metamorfismo de gradiente térmico son especialmente importantes a la hora de evaluar el balance de masa glaciar (Bugnion y Stone, 2002), en la interpretación de registros isotópicos (Legagneux et al., 2003), balance energético (Sokratov y Barry, 2002), y en las simulaciones de la evolución temporal de los mantos de nieve (Brun et al., 1992; Bartelt y Lehning, 2002; Jordan, 1991).

3.2 Densidad

La densidad de la nieve recién caída depende de varios factores, entre ellos su morfología (diagrama de Nakaya; Figura 1) y varía entre 20 kg m⁻³ a 250 kg m⁻³ (p.ej., Fassnacht y Soulis, 2002; Reek et al., 1992) o incluso 10 kg m⁻³ y 350 kg m⁻³, según mediciones hechas en diferentes puntos de E.E.U.U. (Judson y Doesken, 2000). Con el paso del tiempo la densidad de la nieve cambia (Carroll 1977; Conger y McClung 2009; Michele et al. 2013), por lo que la densidad nominal de los mantos de nieve se encuentra entre los 80 kg m⁻³ y los 600 kg m⁻³ (Pomeroy y Gray, 1995). Las variaciones de densidad no son solo consecuencia de la acción de procesos metamórficos, como hemos visto en la sección anterior, sino que existen otros procesos postdeposicionales como la compactación gravitacional (Anderson, 1976; Kojima, 1967), condiciones atmosféricas, topografía del terreno (Harper y Bradford, 2003), tasa de precipitación, tamaño y morfología de los cristales de nieve, o la disgregación eólica que pueden modificar los valores iniciales de la densidad de masa. Es por esto que hay una marcada diferencia entre los valores que exhibe el manto entre el inicio y en el final de la temporada (Bormann et al., 2013).

Habitualmente se asume una relación aproximadamente lineal entre la densidad y el tiempo como una aproximación del proceso de densificación de la nieve (Jonas et al., 2009; Sturm et al., 2010). Sin embargo, es una aproximación muy simple, tiene una aplicación espacial muy limitada, no es válida para la variabilidad interanual de las tasas de densificación, ni provee nexos con los diferentes procesos físicos que afectan al manto de nieve (Bormann et al., 2013).

Las variaciones de densidad de masa afectan a la distribución del calor dentro del manto, ya que unos valores altos favorecen la conducción a través de la parte sólida, mientras que unos valores bajos favorecerán procesos de difusión y convección del calor a través de los espacios vacíos (Colbeck, 1994; Sommerfeld, 1983; Yosida, 1955). Además, la densidad de masa también es importante para la parametrización de otras propiedades físicas de la nieve como la permeabilidad (Calonne et al., 2012; Shimizu, 1970; Zermatten et al., 2014), la permeabilidad fotoquímica (Calonne et al. 2011; Sturm et al. 1997), parametrización de las propiedades mecánicas (Hannula et al., 2016; Jamieson y Johnston, 2001; Wang y Baker, 2013), predicción de aludes (Birkeland, 2001; Brun et

al., 1989; Hirashima et al., 2009), estimación de la carga de nieve (Meløysund et al., 2007), hidrología del manto de nieve (Jonas et al., 2009; Rango y Martinec, 1995; Sturm et al., 2010), traficabilidad de la nieve (Lee y Wang, 2009), y para los procesos de transformación de nieve en hielo, como los que se describen en el Capítulo IV (Alley, 1988). Entre los varios tipos de modelos de nieve, existen modelos climáticos como SNTherm.89 (Jordan, 1991), CROCUS (Brun et al., 1989), o SNOWPACK (Lehning et al., 2002), modelos que describen el flujo de aire a través del manto de nieve (Albert, 1996), su contenido isotópico (Neumann y Waddington, 2004), o modelos de deflación (Lenaerts et al., 2012) que usan la densidad de masa como parámetro de entrada.

3.3. Efecto de los aerosoles sobre las propiedades radiativas del manto de nieve

La nieve es un material que influye profundamente en el balance global de energía gracias a su alto albedo (Capítulo II; Hadley y Kirchstetter, 2012; Lemke et al., 2007), que puede variar entre 0,8 y 0,9. Gracias a su estructura y propiedades físicas, posee una reflectancia que es especialmente alta en el rango visible del espectro electromagnético, lo que explica su color blanco. Cuando un fotón entra en un manto de nieve “limpio” (i.e., cuyo contenido en impurezas es bajo) sufre sucesivos fenómenos de reflexión y refracción, que de manera constante cambian drásticamente la dirección de propagación de dicho fotón, aumentando las posibilidades de que en un momento dado sea expulsado del manto de nieve.

Una vez emitidos los aerosoles, las partículas que los componen pueden ser eliminadas de la atmósfera y depositadas en la superficie del manto de nieve mediante un proceso llamado deposición húmeda (Wang et al., 1978), que puede actuar a través de dos mecanismos: barrido dentro de la nube o ICS (In-Cloud Scavenging) y barrido por debajo de la nube o BCS (Below-Cloud Scavenging; Rasch et al., 2000; Slinn y Hales, 1971; Zikova y Zdimal, 2016). En el primer mecanismo, las partículas sirven de núcleos de condensación de gotas de agua o de cristales de hielo dentro de las nubes (Pruppacher y Klett, 2010), que posteriormente son eliminados de la atmósfera cuando crecen hasta alcanzar el tamaño crítico, a partir del cual caen por gravedad (Croft et al., 2010; Pruppacher y Klett, 2010). El segundo proceso (BCS) es muy dependiente del tamaño inicial de las gotas de lluvia o de los cristales de nieve (Andronache, 2003, 2006) ya que durante su caída colisionan y arrastran las partículas que se encuentren en su trayectoria (Chate et al., 2011). También se puede producir una deposición seca, producto de la sedimentación por gravedad, impacto, interceptación o difusión.

En la parte infrarroja del espectro, el albedo producido por la nieve es controlado especialmente por el tamaño y por la forma de los cristales de hielo (Warren, 1982; Wiscombe y Warren, 1980), mientras que en el espectro visible el albedo está más condicionado por la presencia de partículas, especialmente cuando tienen un alto contenido en carbono (p.ej., BC) que aumentan la probabilidad de que un fotón pueda ser absorbido por estas PAL, disminuyendo así la capacidad reflectiva de la nieve (menor albedo; Chylek et al., 1984). Este proceso provoca una mayor absorción de la energía solar, que desencadenará un calentamiento de la superficie del manto de nieve (FR positivo) y, por lo tanto, un incremento de la tasa de fusión (Skiles et al., 2018). Además, este calentamiento del manto de nieve puede activar tres procesos de retroalimentación: primero, propicia el crecimiento de los granos que conforman la nieve, lo que reducirá aún más su reflectividad o albedo (Doherty et al., 2013; Skiles y Painter, 2017). Segundo, a medida que la fusión progresa, la extensión de la cobertura de nieve va disminuyendo, dejando expuesto un porcentaje cada vez mayor de la superficie terrestre infrayacente, cuyo albedo habitualmente es mucho menor que el de la nieve, lo que intensificará la absorción de energía y a su vez dará lugar a una mayor tasa de fusión. Finalmente, debido al carácter insoluble de las PAL, a medida que progresa la fusión aumentará la concentración de partículas, lo

que intensificará aún más el derretimiento (Doherty et al., 2013). Estos procesos que disminuyen el albedo pueden verse ralentizados por la caída de nieve fresca (O'Neill y Gray, 1972), y pueden ser modulados por otros factores, como el ángulo del cenit solar, la densidad de la nieve, la rugosidad y topografía de la superficie, la profundidad del manto de nieve, o el contenido en agua líquida (Warren y Biscombe, 1985). Por todas estas razones, los efectos de las PAL sobre la criósfera (tanto mantos de nieve como glaciares) ha suscitado en los últimos 20 años un creciente interés científico (Di Mauro et al., 2015; Kaspari et al., 2015).

Cuando finaliza la temporada invernal o la temporada de lluvias en los trópicos, las temperaturas se incrementan por encima del punto de fusión y el manto de nieve deja de ser alimentado por nuevas nevadas y se empieza a derretir (temporada de ablación). A partir de este momento el manto pasa por 3 fases principales: primero, la temperatura de todo el manto se homogeniza en torno al punto de fusión (0 °C; isotérmico). Posteriormente, el agua líquida que se ha generado queda contenida dentro del manto de nieve, pero no es liberada en forma de escorrentía. Por último, la saturación de los poros en la matriz de nieve alcanza niveles tan altos que el agua es finalmente expulsada (Dingman, 2015), incorporándose a los sistemas hidrológicos aguas abajo. Sin embargo, el inicio de las condiciones isotérmicas tiene una variabilidad interanual alta (Kattelman y Dozier, 1999). Debido a la presencia de PAL (como el BC), la temporada de ablación del manto puede adelantarse y la tasa de fusión se puede incrementar.

3.4. Forzamiento radiativo del BC en el manto de nieve

La contribución antropogénica al cambio climático a través de la emisión de las PAL ha sido identificada desde inicios de la década de 1970 (Landsberg, 1970). Existen evidencias de que en las últimas décadas las emisiones han aumentado, provocando impactos importantes en el ciclo climático e hidrológico (Haywood et al., 1998; Kim et al., 2008). Estudios realizados a partir de observaciones in-situ y monitorización vía satélite han señalado la existencia de las llamadas Nubes Marrones Atmosféricas o ABCs (Atmospheric Brown Clouds), masas de aire con concentraciones altas de aerosoles primarios, como óxidos de nitrógeno (NO_x), CO, SO₂, o NH₃, así como cientos de ácidos y gases orgánicos. El color marrón se debe a la absorción y dispersión de la radiación solar causado por algunos de sus componentes como las partículas carbonosas, ceniza, partículas de polvo, y dióxido de Nitrógeno (Bonasoni et al., 2012). La concentración de las ABCs fuera de las zonas tropicales es más alta en verano, ya que durante el resto de estaciones la lluvia elimina de manera eficiente los aerosoles de la atmósfera (Bonasoni et al., 2012).

En promedio, el FR ejercido por el BC depositado en la nieve es muy pequeño (+0,05 W m⁻²). Sin embargo, en regiones donde hay una extensa cobertura de nieve como en el Ártico o los Himalayas los valores incrementan hasta alcanzar +0,6 W m⁻² y +0,3 W m⁻², respectivamente. Estos valores pueden ser comparables con el FR de +1,5 W m⁻² causado por la acumulación de CO₂ en la atmósfera desde la época preindustrial (Flanner et al., 2007). Por su parte el IPCC AR5 ha reportado un forzamiento radiativo antropogénico producto del BC en nieve y en hielo de +0,04 W m⁻², con un rango de incertidumbre de 0,02 a 0,09 W m⁻² (Boucher et al., 2013), siendo las estimaciones más recientes de +0,01 W m⁻² y de +0,04 W m⁻² (Lin et al., 2014; Namazi et al., 2015). Un ejemplo para ilustrar de manera clara los efectos que pueden tener el depósito de BC en nieve o hielo tenemos que fijarnos en los glaciares de los Alpes franceses, donde a partir de análisis llevados a cabo en núcleos de hielo, se sabe que hubo un incremento violento y generalizado en las concentraciones de BC a mediados del s. XIX, coincidiendo con la revolución industrial (McConnell et al., 2007). A su vez, los registros revelan un retroceso de estos glaciares a partir del año 1865 (Grove et al., 2004), que continúa en la actualidad. En un principio, este comportamiento fue relacionado con un aumento de

las temperaturas (Zumbühl et al., 2008) o con una disminución de la precipitación (Vincent et al., 2005), pero los registros climáticos no indicaron lo mismo (Auer et al., 2007; Casty et al., 2005), ya que cuando empezó el retroceso las temperaturas eran frías y las precipitaciones no presentaban cambios aparentes (Auer et al., 2007; Casty et al., 2005; Oerlemans, 2005), condiciones que encajarían más con un balance positivo. Por lo tanto, el retroceso observado podría estar directamente relacionado con las emisiones de BC pertenecientes a esta época de alta actividad industrial (Painter et al., 2013).

REFERENCIAS

- Akitaya, E. (1967). Some experiments on the growth of depth hoar. *Physics of Snow and Ice: proceedings, 1*(2), 713-723.
- Akitaya, E. (1974). Studies on depth hoar. *Contributions from the Institute of Low Temperature Science, 26*, 1-67.
- Albert, M. R. (1996). Modeling heat, mass, and species transport in polar firn. *Annals of Glaciology, 23*, 138–143. doi: 10.3189/S0260305500013355
- Alley, R. B. (1988). Concerning the Deposition and Diagenesis of Strata in Polar Firn. *Journal of Glaciology, 34*(118), 283–290. doi: 10.3189/S0022143000007024
- Alley, R. B., Saltzman, E. S., Cuffey, K. M., & Fitzpatrick, J. J. (1990). Summertime formation of Depth Hoar in central Greenland. *Geophysical Research Letters, 17*(13), 2393–2396. doi: 10.1029/GL017i013p02393
- Anderson, E. A., & Hydrology, U. S. O. of. (1976). *A Point Energy and Mass Balance Model of a Snow Cover*. U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, Office of Hydrology.
- Andronache, C. (2003). Estimated variability of below-cloud aerosol removal by rainfall for observed aerosol size distributions. *Atmospheric Chemistry and Physics, 3*(1), 131–143. doi: 10.5194/acp-3-131-2003
- Andronache, C., Grönholm, T., Laakso, L., Phillips, V., & Venäläinen, A. (2006). Scavenging of ultrafine particles by rainfall at a boreal site: Observations and model estimations. *Atmospheric Chemistry and Physics, 6*(12), 4739–4754. doi: 10.5194/acp-6-4739-2006
- Arnaud, L., Lipenkov, V., Barnola, J. M., Gay, M., & Duval, P. (1998). Modelling of the densification of polar firn: Characterization of the snow–firn transition. *Annals of Glaciology, 26*, 39–44. doi: 10.3189/1998AoG26-1-39-44
- Auer, I., Böhm, R., Jurkovic, A., Lipa, W., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Matulla, C., Briffa, K., Jones, P., Efthymiadis, D., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Mercalli, L., Mestre, O., Moisselin, J.-M., Begert, M., ... Nieplova, E. (2007). HISTALP—historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology, 27*(1), 17–46. doi: 10.1002/joc.1377
- Bader H. Neher J. Eckel O. Thams C. Haefeli R. & Bucher E. (1939). *Der schnee und seine metamorphose*. Kommissionsverlag Kümmerly & Frey Druck von Aschmann & Scheller a.-g. Zürich.
- Bartelt, P., & Lehning, M. (2002). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. *Cold Regions Science and Technology, 35*(3), 123–145. doi: 10.1016/S0165-232X(02)00074-5
- Birkeland, K. W. (2001). Spatial patterns of snow stability throughout a small mountain range. *Journal of Glaciology, 47*(157), 176–186. doi: 10.3189/172756501781832250
- Bonasoni, P., Cristofanelli, P., Marinoni, A., Vuillermoz, E., & Adhikary, B. (2012). Atmospheric Pollution in the Hindu Kush–Himalaya Region: Evidence and Implications for the Regional Climate. *Mountain Research and Development, 32*(4), 468–479. doi: 10.1659/MRD-JOURNAL-D-12-00066.1

- Bormann, K. J., Westra, S., Evans, J. P., & McCabe, M. F. (2013). Spatial and temporal variability in seasonal snow density. *Journal of Hydrology*, 484, 63–73. doi: 10.1016/j.jhydrol.2013.01.032
- Boucher, O., D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U. Lohmann, P. Rasch, S.K. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens, and X.Y. Zhang, 2013: Clouds and aerosols. In *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Doschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P.M. Midgley, Eds., Cambridge University Press, pp. 571–657. doi: 10.1017/CBO9781107415324.016
- Bradley, C. C., Brown, R. L., & Williams, T. (1977). Short Notes: On Depth Hoar and the Strength of Snow. *Journal of Glaciology*, 18(78), 145–147. doi: 10.3189/S0022143000021602
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., & Coleou, C. (1989). An Energy and Mass Model of Snow Cover Suitable for Operational Avalanche Forecasting. *Journal of Glaciology*, 35(121), 333–342. doi: 10.3189/S0022143000009254
- Brun, E., David, P., Sudul, M., & Brunot, G. (1992). A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 38(128), 13–22. doi: 10.3189/S0022143000009552
- Buser, O., and W. Good (1986), Acoustic, geometric and mechanical parameters of snow, in *International Symposium on Avalanche Formation, Movement and Effects*, vol. 162, edited by B. Salm and H. Gubler, pp. 61–71, IAHS Publ., Davos, Switz.
- Calonne, N., Flin, F., Morin, S., Lesaffre, B., Du Roscoat, S. R., & Geindreau, C. (2011). Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow: effective thermal conductivity of snow. *Geophysical Research Letters*, 38(23). doi: 10.1029/2011GL049234
- Calonne, N., Geindreau, C., Flin, F., Morin, S., Lesaffre, B., Rolland Du Roscoat, S., & Charrier, P. (2012). 3-D image-based numerical computations of snow permeability: Links to specific surface area, density, and microstructural anisotropy. *The Cryosphere*, 6(5), 939–951. doi: 10.5194/tc-6-939-2012
- Carroll, T. (1977). A Comparison of the CRREL 500 cm³ Tube and the ILTS 200 and 100 cm³ Box Cutters Used for Determining Snow Densities. *Journal of Glaciology*, 18(79), 334–337. doi: 10.3189/S0022143000021420
- Casty, C., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J., & Böhm, R. (2005). Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology*, 25(14), 1855–1880. doi: 10.1002/joc.1216
- Chate, D. M., Murugavel, P., Ali, K., Tiwari, S., & Beig, G. (2011). Below-cloud rain scavenging of atmospheric aerosols for aerosol deposition models. *Atmospheric Research*, 99(3–4), 528–536. doi: 10.1016/j.atmosres.2010.12.010
- Chýlek, P., Ramaswamy, V., & Cheng, R. J. (1984). Effect of Graphitic Carbon on the Albedo of Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41(21), 3076–3084. doi:10.1175/1520-0469(1984)041<3076:E0GCOT>2.0.CO;2
- Colbeck, S. C. (1982). An overview of seasonal snow metamorphism. *Reviews of Geophysics*, 20(1), 45. doi: 10.1029/RG020i001p00045
- Colbeck, S. C., Akitaya, E., Armstrong, R. L., Gubler, H., Lafeuille, J., Lied, K., McClung, D. M. & Morris, E. M. (1990) *The International Classification for Seasonal Snow on the Ground*. International Commission on Snow and Ice (IAHS), World Data Center A for Glaciology, University of Colorado, Boulder, CO, USA.
- Colbeck, S. C. (1994). Bottom temperatures of skating skis on snow: *Medicine & Science in Sports & Exercise*, 26(2), 258–262. doi: 10.1249/00005768-199402000-00019
- Conger, S. M., & McClung, D. M. (2009). Comparison of density cutters for snow profile observations. *Journal of Glaciology*, 55(189), 163–169. doi: 10.3189/002214309788609038
- Croft, B., Lohmann, U., Martin, R. V., Stier, P., Wurzler, S., Feichter, J., Hoose, C., Heikkilä, U., Van Donkelaar, A., & Ferrachat, S. (2010). Influences of in-cloud aerosol scavenging parameterizations on aerosol concentrations and wet deposition in ECHAM5-HAM. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(4), 1511–1543. doi: 10.5194/acp-10-1511-2010

- Cuffey, K. M., & Steig, E. J. (1998). Isotopic diffusion in polar firn: Implications for interpretation of seasonal climate parameters in ice-core records, with emphasis on central Greenland. *Journal of Glaciology*, 44(147), 273–284. doi: 10.3189/S002214300002616
- Stone, P., & Bugnion, V. (2002). Snowpack model estimates of the mass balance of the Greenland ice sheet and its changes over the twentyfirst century. *Climate Dynamics*, 20(1), 87–106. doi: 10.1007/s00382-002-0240-1
- Derksen, C., Silis, A., Sturm, M., Holmgren, J., Liston, G. E., Huntington, H., & Solie, D. (2009). Northwest Territories and Nunavut Snow Characteristics from a Subarctic Traverse: Implications for Passive Microwave Remote Sensing. *Journal of Hydrometeorology*, 10(2), 448–463. doi: 10.1175/2008JHM1074.1
- De Michele, C., Avanzi, F., Ghezzi, A., & Jommi, C. (2013). Investigating the dynamics of bulk snow density in dry and wet conditions using a one-dimensional model. *The Cryosphere*, 7(2), 433–444. doi: 10.5194/tc-7-433-2013
- De Quervain, M. R. (1958). On metamorphism and hardening of snow under constant pressure and temperature gradient. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ*, 46, 225–239.
- De Quervain, M. 1963. On the metamorphism of snow. In Kingery, W.D., ed. *Ice and snow: properties, processes, and applications*. Cambridge, Ma, Mit Press.
- Di Mauro, B., Fava, F., Ferrero, L., Garzonio, R., Baccolo, G., Delmonte, B., & Colombo, R. (2015). Mineral dust impact on snow radiative properties in the European Alps combining ground, UAV, and satellite observations: mineral dust on snow in the alps. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(12), 6080–6097. doi: 10.1002/2015JD023287
- Dingman, S. L. (2015). *Physical hydrology*. Waveland press.
- Doherty, S. J., Grenfell, T. C., Forsström, S., Hegg, D. L., Brandt, R. E., & Warren, S. G. (2013). Observed vertical redistribution of black carbon and other insoluble light-absorbing particles in melting snow: melt redistribution of bc in snow. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(11), 5553–5569. doi: 10.1002/jgrd.50235
- Dominé, F., Lauzier, T., Cabanes, A., Legagneux, L., Kuhs, W. F., Techmer, K., & Heinrichs, T. (2003). Snow metamorphism as revealed by scanning electron microscopy: Snow Metamorphism as Revealed by SEM. *Microscopy Research and Technique*, 62(1), 33–48. doi: 10.1002/jemt.10384
- Domine, F., Gallet, J.-C., Bock, J., & Morin, S. (2012). Structure, specific surface area and thermal conductivity of the snowpack around Barrow, Alaska: snowpack physics at Barrow, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D14). doi: 10.1029/2011JD016647
- Domine, F., Barrere, M., & Sarrazin, D. (2016). Seasonal evolution of the effective thermal conductivity of the snow and the soil in high Arctic herb tundra at Bylot Island, Canada. *The Cryosphere*, 10(6), 2573–2588. doi: 10.5194/tc-10-2573-2016
- Essery, R. (2009). D.R. DeWalle and A. Rango. 2008. Principles of snow hydrology. Cambridge, etc., Cambridge University Press. 410pp. ISBN 978-0-521-82362-3, hardback. *Journal of Glaciology*, 55(189), 179–180. doi: 10.3189/002214309788608994
- Eugster, H. P., Eugster, H. P., Eugster, H. P., & Eugster, H. P. (1952). *Beitrag zu einer Gefügeanalyse des Schnees*. Kiemmerly und Frey.
- Fassnacht, S. R., & Soulis, E. D. (2002). Implications during transitional periods of improvements to the snow processes in the land surface scheme - hydrological model WATCLASS. *Atmosphere-Ocean*, 40(4), 389–403. doi: 10.3137/ao.400402
- Fierz, C., Armstrong, R.L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D.M., Nishimura, K., Satyawali, P.K. and Sokratov, S.A. 2009. *The International Classification for Seasonal Snow on the Ground*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology N°83, IACS Contribution N°1, UNESCO-IHP, Paris.
- Fierz, C. (2011). Temperature Profile of Snowpack. In V. P. Singh, P. Singh, & U. K. Haritashya (Eds.), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (pp. 1151–1154). Springer Netherlands. doi: 10.1007/978-90-481-2642-2_569
- Flanner, M. G., Zender, C. S., Randerson, J. T., & Rasch, P. J. (2007). Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *Journal of Geophysical Research*, 112(D11), D11202. doi: 10.1029/2006JD008003

- Flin, F., & Brzoska, J.-B. (2008). The temperature-gradient metamorphism of snow: Vapour diffusion model and application to tomographic images. *Annals of Glaciology*, 49, 17–21. doi: 10.3189/172756408787814834
- Grove, J. M. (2018). *Little Ice Ages. Volume II: Ancient and modern* (Second edition). Routledge. doi: 10.4324/9780203505205
- Hadley, O. L., & Kirchstetter, T. W. (2012). Black-carbon reduction of snow albedo. *Nature Climate Change*, 2(6), 437–440. doi: 10.1038/nclimate1433
- Hallett, J. (1984). How Snow Crystals Grow: The deceptively simple shapes raise fundamental questions about the growth of crystals. *American Scientist*, 72(6), 582–589.
- Hannula, H.-R., Lemmetyinen, J., Kontu, A., Derksen, C., & Pulliainen, J. (2016). Spatial and temporal variation of bulk snow properties in northern boreal tundra environments based on extensive field measurements. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 5(2), 347–363. doi: 10.5194/gi-5-347-2016
- Harper, J. T., & Bradford, J. H. (2003). Snow stratigraphy over a uniform depositional surface: Spatial variability and measurement tools. *Cold Regions Science and Technology*, 37(3), 289–298. doi: 10.1016/S0165-232X(03)00071-5
- Haywood, J. M., & Ramaswamy, V. (1998). Global sensitivity studies of the direct radiative forcing due to anthropogenic sulfate and black carbon aerosols. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D6), 6043–6058. doi: 10.1029/97JD03426
- Hirashima, H., Abe, O., Sato, A., & Lehning, M. (2009). An adjustment for kinetic growth metamorphism to improve shear strength parameterization in the SNOWPACK model. *Cold Regions Science and Technology*, 59(2–3), 169–177. doi: 10.1016/j.coldregions.2009.05.001
- Hobbs, P. V., Chang, S., & Locatelli, J. D. (1974). The dimensions and aggregation of ice crystals in natural clouds. *Journal of Geophysical Research*, 79(15), 2199–2206. doi: 10.1029/JC079i015p02199
- Jamieson, B., & Johnston, C. D. (2001). Evaluation of the shear frame test for weak snowpack layers. *Annals of Glaciology*, 32, 59–69. doi: 10.3189/172756401781819472
- Jonas, T., Marty, C., & Magnusson, J. (2009). Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*, 378(1–2), 161–167. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.09.021
- Jordan, R., 1991. A one-dimensional temperature model for snow cover: technical documentation for SNTherm.89, *Spec. Rep.* 16–91, The U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- Judson, A., & Doesken, N. (2000). Density of Freshly Fallen Snow in the Central Rocky Mountains. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(7), 1577–1587. doi: 10.1175/1520-0477(2000)081<1577:DOFFSI>2.3.CO;2
- Kaspari, S., McKenzie Skiles, S., Delaney, I., Dixon, D., & Painter, T. H. (2015). Accelerated glacier melt on Snow Dome, Mount Olympus, Washington, USA, due to deposition of black carbon and mineral dust from wildfire: Black Carbon and Dust on Snow Dome. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(7), 2793–2807. doi: 10.1002/2014JD022676
- Kattelmann, R., & Dozier, J. (1999). Observations of snowpack ripening in the Sierra Nevada, California, U.S.A. *Journal of Glaciology*, 45(151), 409–416. doi: 10.3189/S002214300000126X
- Kim, D., & Ramanathan, V. (2008). Solar radiation budget and radiative forcing due to aerosols and clouds. *Journal of Geophysical Research*, 113(D2), D02203. doi: 10.1029/2007JD008434
- Kingery, W. D. (1963). Ice and snow. Properties, processes and applications. In *Proceedings of a Conference*.
- Kojima, K. 1967. Densification of seasonal snow cover. In Oura, H., ed. *Physics of snow and ice*. Vol. 1, Part 2. Sapporo, Hokkaido University. Institute of Low Temperature Science, 929–952
- Landsberg, H. E. (1970). Man-Made Climatic Changes: Man's activities have altered the climate of urbanized areas and may affect global climate in the future. *Science*, 170(3964), 1265–1274. doi: 10.1126/science.170.3964.1265

- Lee, J. H., & Wang, W. (2009). Characterization of snow cover using ground penetrating radar for vehicle trafficability – Experiments and modeling. *Journal of Terramechanics*, 46(4), 189–202. doi: 10.1016/j.jterra.2009.03.004
- Legagneux, L., Cabanes, A., & Dominé, F. (2002). Measurement of the specific surface area of 176 snow samples using methane adsorption at 77 K. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D17), ACH 5-1-ACH 5-15. doi: 10.1029/2001JD001016
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Fierz, C., & Satyawali, P. (2002). A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. *Cold Regions Science and Technology*, 35(3), 147–167. doi: 10.1016/S0165-232X(02)00073-3
- Lehning, M. (2009). R.L. Armstrong and E. Brun, eds. 2008. Snow and climate: Physical processes, surface energy exchange and modelling. *Journal of Glaciology*, 55(190), 384–384. doi:10.3189/002214309788608741
- Lenaerts, J. T. M., & Van Den Broeke, M. R. (2012). Modeling drifting snow in Antarctica with a regional climate model: 2. Results: drifting snow in antarctica, 2. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D5). doi: 10.1029/2010JD015419
- Lemke, P., J. Ren, R.B. Alley, I. Allison, J. Carrasco, G. Flato, Y. Fujii, G. Kaser, P. Mote, R.H. Thomas and T. Zhang, 2007: Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Lin, N.-H., Sayer, A. M., Wang, S.-H., Loftus, A. M., Hsiao, T.-C., Sheu, G.-R., Hsu, N. C., Tsay, S.-C., & Chantara, S. (2014). Interactions between biomass-burning aerosols and clouds over Southeast Asia: Current status, challenges, and perspectives. *Environmental Pollution*, 195, 292–307. doi: 10.1016/j.envpol.2014.06.036
- Lynch-Stieglitz, M. (1994). The Development and Validation of a Simple Snow Model for the GISS GCM. *Journal of Climate*, 7(12), 1842–1855. doi: 10.1175/1520-0442(1994)007<1842:TDAVOA>2.0.CO;2
- Mackay, J. R., & Mackay, D. K. (1975). Heat energy of the Mackenzie river. *Further hydrologic studies in the Mackenzie valley, Canada, Environmental-Social Committee Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development report, Ottawa.*
- McConnell, J. R., Edwards, R., Kok, G. L., Flanner, M. G., Zender, C. S., Saltzman, E. S., Banta, J. R., Pasteris, D. R., Carter, M. M., & Kahl, J. D. W. (2007). 20th-Century Industrial Black Carbon Emissions Altered Arctic Climate Forcing. *Science*, 317(5843), 1381–1384. doi: 10.1126/science.1144856
- Meløysund, V., Leira, B., Høiseith, K. V., & Lisø, K. R. (2007). Predicting snow density using meteorological data. *Meteorological Applications*, 14(4), 413–423. doi: 10.1002/met.40
- Namazi, M., Von Salzen, K., & Cole, J. N. S. (2015). Simulation of black carbon in snow and its climate impact in the Canadian Global Climate Model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15(18), 10887–10904. doi: 10.5194/acp-15-10887-2015
- Neumann, T. A., & Waddington, E. D. (2004). Effects of firn ventilation on isotopic exchange. *Journal of Glaciology*, 50(169), 183–194. doi: 10.3189/172756504781830150
- Oerlemans, J. (2005). Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science*, 308(5722), 675–677. doi: 10.1126/science.1107046
- O'Neill, A. D. J., & DM, G. (1972). Spatial and temporal variations of the albedo of prairie snowpack.
- Painter, T. H., Flanner, M. G., Kaser, G., Marzeion, B., VanCuren, R. A., & Abdalati, W. (2013). End of the Little Ice Age in the Alps forced by industrial black carbon. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(38), 15216–15221. doi: 10.1073/pnas.1302570110
- Paulcke, W. (1938). *Praktische Schnee und Lawinenkunde*. Julius Springer Verlag, Berlin, 118 pp.
- Pfeffer, W. T., & Mrugala, R. (2002). Temperature gradient and initial snow density as controlling factors in the formation and structure of hard depth hoar. *Journal of Glaciology*, 48(163), 485–494. doi: 10.3189/172756502781831098

- Pomeroy, J. W., & Gray, D. M. (1995). *Snowcover accumulation, relocation and management*. National Hydrology Research Institute.
- Pruppacher, H. R., & Klett, J. D. (2010). *Microphysics of Clouds and Precipitation* (1st ed.). Springer Netherlands Springer e-books.
- Quervain, M. R. de. 1958. On metamorphism and hardening of snow under constant pressure and temperature gradient. *Union Geodesique et Geophysique Internationale. Association Internationale d'Hydrologie Scientifique. Assemblée générale de Toronto, 3- 14 sept. 1957*, Tom. 4, p. 225-39.
- Rango, A., & Martinec, J. (1995). Revisiting the degree-day method for snowmelt computations. *Journal of the American Water Resources Association*, 31(4), 657–669. doi: 10.1111/j.1752-1688.1995.tb03392.x
- Rasch, P. J., Feichter, J., Law, K., Mahowald, N., Penner, J., Benkovitz, C., Genthon, C., Giannakopoulos, C., Kasibhatla, P., Koch, D., Levy, H., Maki, T., Prather, M., Roberts, D. L., Roelofs, G.-J., Stevenson, D., Stockwell, Z., Taguchi, S., Kritz, M., ... Williamson, D. (2000). A comparison of scavenging and deposition processes in global models: Results from the WCRP Cambridge Workshop of 1995. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 52(4), 1025. doi: 10.3402/tellusb.v52i4.17091
- Reek, T., Doty, S. R., & Owen, T. W. (1992). A Deterministic Approach to the Validation of Historical Daily Temperature and Precipitation Data from the Cooperative Network. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(6), 753–762. doi: 10.1175/1520-0477(1992)073<0753:ADATTV>2.0.CO;2
- Rutter, N., Sandells, M., Derksen, C., Toose, P., Royer, A., Montpetit, B., Langlois, A., Lemmetyinen, J., & Pulliainen, J. (2014). Snow stratigraphic heterogeneity within ground-based passive microwave radiometer footprints: Implications for emission modeling. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(3), 550–565. doi: 10.1002/2013JF003017
- Schemenauer, R. S. (1981). Snowfall formation. *Handbook of snow. Principles, processes, management and use*.
- Schneebeil, M., & Sokratov, S. A. (2004). Tomography of temperature gradient metamorphism of snow and associated changes in heat conductivity. *Hydrological Processes*, 18(18), 3655–3665. doi: 10.1002/hyp.5800
- Seligman, G. (1936). Snow structure and Ski Fields. Reprinted in 1980 by the International Glaciological Society, Cambridge, 555 pp
- Shimizu, H. 1970. Air permeability of deposited snow. Contributions from the Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University (Sapporo), Ser. A, No. 22.
- Shumski P. A. (1964). Principles of Structural Glaciology: The Petrography of Fresh-water Ice as a Method of Glaciological Investigation
- Singh, K. K., Datt, P., Sharma, V., Ganju, A., Mishra, V. D., Parashar, A., & Chauhan, R. (2011). Snow depth and snow layer interface estimation using Ground Penetrating Radar. *Current Science*, 100(10), 1532–1539
- Singh, S. K., Rathore, B. P., Bahuguna, I. M., & Ajai. (2014). Snow cover variability in the Himalayan-Tibetan region: snow cover in Himalayan-Tibetan region. *International Journal of Climatology*, 34(2), 446–452. doi: 10.1002/joc.3697
- Skiles, S. M., Flanner, M., Cook, J. M., Dumont, M., & Painter, T. H. (2018). Radiative forcing by light-absorbing particles in snow. *Nature Climate Change*, 8(11), 964–971. doi: 10.1038/s41558-018-0296-5
- Skiles, S. M., & Painter, T. H. (2018). Assessment of Radiative Forcing by Light-Absorbing Particles in Snow from In Situ Observations with Radiative Transfer Modeling. *Journal of Hydrometeorology*, 19(8), 1397–1409. doi: 10.1175/JHM-D-18-0072.1
- Slinn, W. G. N., & Hales, J. M. (1971). A Reevaluation of the Role of Thermophoresis as a Mechanism of In- and Below-Cloud Scavenging. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(8), 1465–1471. doi: 10.1175/1520-0469(1971)028<1465:AROTRO>2.0.CO;2

- Sokratov, S. A., & Barry, R. G. (2002). Intraseasonal variation in the thermoinsulation effect of snow cover on soil temperatures and energy balance: thermoinsulation of soil by snow cover. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D10), ACL 13-1-ACL 13-6. doi: 10.1029/2001JD000489
- Sommerfeld, R. A. (1983). A branch grain theory of temperature gradient metamorphism in snow. *Journal of Geophysical Research*, 88(C2), 1484. doi: 10.1029/JC088iC02p01484
- Sommerfeld, R. A., & LaChapelle, E. (1970). The Classification of Snow Metamorphism. *Journal of Glaciology*, 9(55), 3–18. doi: 10.3189/S0022143000026757
- Sommerfeld, R., & Businger, J. A. (1965). The density profile of blown snow. *Journal of Geophysical Research*, 70(14), 3303–3306. doi: 10.1029/JZ070i014p03303
- Sturm, M. (2002). Thermal conductivity and heat transfer through the snow on the ice of the Beaufort Sea. *Journal of Geophysical Research*, 107(C10), 8043. doi: 10.1029/2000JC000409
- Sturm, M., & Benson, C. S. (1997). Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow. *Journal of Glaciology*, 43(143), 42–59. doi: 10.3189/S0022143000002793
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M., & Morris, K. (1997). The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 43(143), 26–41. doi: 10.3189/S0022143000002781
- Sturm, M., Taras, B., Liston, G. E., Derksen, C., Jonas, T., & Lea, J. (2010). Estimating Snow Water Equivalent Using Snow Depth Data and Climate Classes. *Journal of Hydrometeorology*, 11(6), 1380–1394. doi: 10.1175/2010JHM1202.1
- Vincent, C. (2005). Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophysical Research Letters*, 32(9), L09706. doi: 10.1029/2005GL022552
- Wang, P. K., Grover, S. N., & Pruppacher, H. R. (1978). On the Effect of Electric Charges on the Scavenging of Aerosol Particles by Clouds and Small Raindrops. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(9), 1735–1743. doi: 10.1175/1520-0469(1978)035<1735:OTE0EC>2.0.CO;2
- Wang, X., & Baker, I. (2013). Observation of the microstructural evolution of snow under uniaxial compression using X-ray computed microtomography: snow metamorphism under compression. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(22), 12,371–12,382. doi: 10.1002/2013JD020352
- Warren, S. G. (1982). Optical properties of snow. *Reviews of Geophysics*, 20(1), 67. doi: 10.1029/RG020i001p00067
- Warren, S. G., & Wiscombe, W. J. (1985). Dirty snow after nuclear war. *Nature*, 313(6002), 467–470. doi: 10.1038/313467a0
- Wiscombe, W. J., & Warren, S. G. (1980). A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12), 2712–2733. doi: 10.1175/1520-0469(1980)037<2712:AMFTSA>2.0.CO;2
- Wolley, J. (1858). Report of the British Association. Part II, London, 40-41.
- Yosida, Z., 1955. Physical Studies on Deposited Snow. 1. Thermal Properties, vol. A (7), Contributions Institute of Low Temp. Science, Hokkaido Univ., Sapporo, Japan, pp. 19–74.
- Zermatten, E., Schneebeli, M., Arakawa, H., & Steinfeld, A. (2014). Tomography-based determination of porosity, specific area and permeability of snow and comparison with measurements. *Cold Regions Science and Technology*, 97, 33–40.
doi: 10.1016/j.coldregions.2013.09.013
- Zikova, N., & Zdimal, V. (2016). Precipitation scavenging of aerosol particles at a rural site in the Czech Republic. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 68(1), 27343. doi: 10.3402/tellusb.v68.27343
- Zumbühl, H. J., Steiner, D., & Nussbaumer, S. U. (2008). 19th century glacier representations and fluctuations in the central and western European Alps: An interdisciplinary approach. *Global and Planetary Change*, 60(1–2), 42–57. doi: 10.1016/j.gloplacha.2006.08.005

Capítulo IV

Formación, evolución y microestructura del hielo natural

4. Formación, evolución y microestructura del hielo natural

Las capas de hielo polar en la Antártida y Groenlandia presentan numerosas ventajas para el estudio de la formación y evolución microestructural del hielo natural. Estas grandes masas de hielo han sido sometidas a una amplia gama de esfuerzos y condiciones de temperatura a lo largo de extensos periodos de tiempo, brindando registros más extensos, simples y estables en comparación con los glaciares de montaña (Faria et al., 2014a). Aunque los principios fundamentales de formación y evolución son extrapolables al hielo de glaciares, en estos ambientes hay otros factores que pueden influir en su evolución, como temperaturas más altas, mayor presencia de impurezas y pendientes más pronunciadas.

4.1. Estudios en hielo natural: inicios y trayectoria

Uno de los primeros estudios fue llevado a cabo por Sorge (1935), en el cual se extrajo un testigo de hielo de 15 m en la estación Eismitte (Groenlandia). Más tarde, la Expedición Antártida Noruego-Británica-Sueca (NBSAE; Schytt, 1958; Swithinbank, 1957), el proyecto de investigación del campo de hielo de Juneau (Miller, 1954) y las expediciones polares francesas (EPF) en el centro de Groenlandia (Heuberger, 1954) también recuperaron testigos de hielo. Sin embargo, la calidad de los testigos era muy baja, lo que impedía realizar estudios detallados. A partir de la celebración del Año Geofísico Internacional 1957–1958, aumentó el interés en llevar a cabo grandes proyectos de investigación enfocados en el hielo polar, ya que una de las prioridades era fomentar la perforación de testigos profundos en zonas polares con fines científicos.

El inicio de la exploración polar a través de este tipo de estudios tuvo lugar en Groenlandia, con el testigo de Camp Century entre los años 1963 y 1966, que alcanzó una profundidad de 1.375 m. Una de sus características más importantes es que fue el primer testigo en alcanzar el lecho rocoso

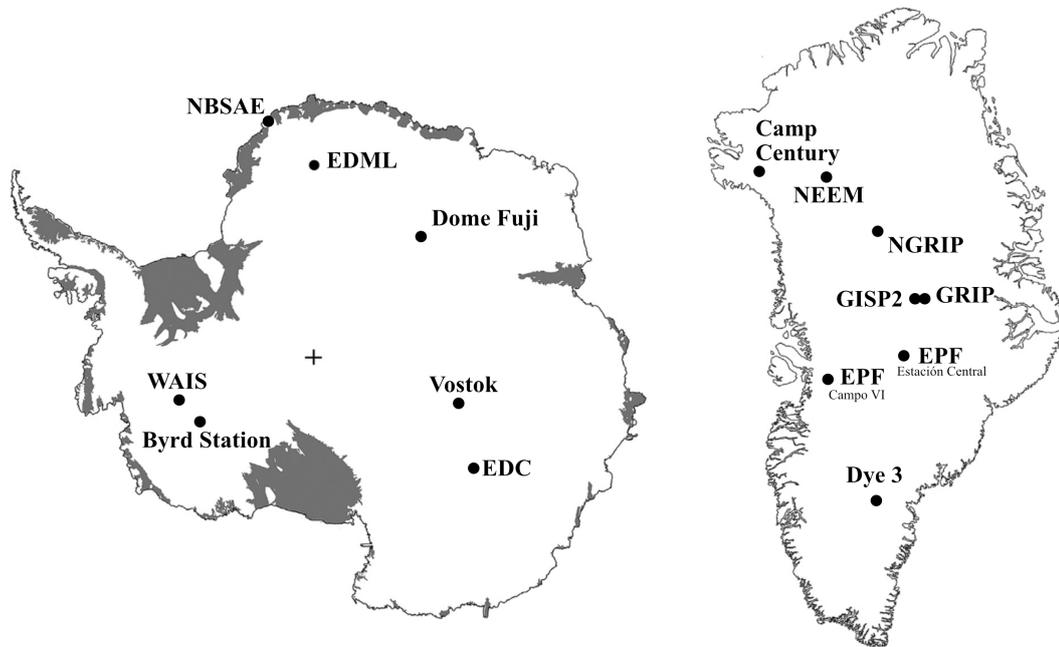


Figura I. Mapas de la Antártida (Izquierda) y de Groenlandia (derecha) donde se indican los puntos de extracción de los principales testigos de hielo profundo. Las zonas grises en la Antártida indican las plataformas de hielo flotantes y la cruz indica el polo sur geográfico. Modificado a partir de Faria et al., (2014a).

de la capa de hielo (Hansen y Langway, 1966). Posteriormente, el testigo Dye 3, cuya perforación comenzó en 1979, alcanzó el lecho de roca en 1981 a una profundidad de 2.037 m (Dansgaard et al., 1982). Más tarde, la primera conferencia de las Naciones Unidas sobre el Medio Ambiente en 1972, motivó a la Comisión Europea a lanzar el primer programa de acción medioambiental, el primero de una serie de planes quinquenales destinados a abordar problemas medioambientales críticos. En 1974 se creó la Fundación Europea de la Ciencia (ESF, por sus siglas en inglés), que en 1986 lanzaría la Red de Programas de Ciencia Polar (Polar Science Network Program). De esta manera, se establecieron las bases para la creación de exitosos proyectos europeos de perforación de testigos profundos en regiones polares, con esquemas de financiación colaborativa entre la Comisión Europea, la Fundación Europea de la Ciencia y varias agencias de financiación nacionales. En 1988, la Fundación Europea de la Ciencia decidió lanzar el Programa Glaciológico Europeo. El primer proyecto de este programa fue el GRIP (Greenland Ice-core Project), que buscaba perforar la capa de hielo de Groenlandia en su punto más alto (Summit), con el objetivo de investigar los cambios climáticos y medioambientales en los últimos 250.000 años (GRIP Community Members, 1996). La perforación se inició en 1990 y terminó en 1992, alcanzando los 3.028 m de profundidad (Johnsen et al., 1994). Casi al mismo tiempo, un proyecto complementario llevado a cabo por Estados Unidos llamado GISP2 (Greenland Ice Sheet Project II) se perforó a 25 km al oeste de GRIP. Fue iniciado oficialmente en 1989 y finalizó en 1993, alcanzando una profundidad de 3.053 m (Gow et al., 1997). La presencia de perturbaciones en el hielo perteneciente al Eemianse puso de manifiesto la necesidad de perforar más testigos de hielo que abarcaran un periodo de tiempo mayor. Para llevar a cabo este cometido, se creó el NGRIP (North Greenland Ice core Project; Dahl-Jensen et al., 2002), llevado a cabo entre los años 1996 y 2003, y cuyo testigo alcanzó una profundidad total de 3.085 m (NorthGRIP Members, 2004) y el NEEM (North Greenland EEMian ice drilling), perforado entre las localizaciones de NGRIP y Camp Century, y cuya profundidad final alcanzó los 2.537 m en 2010 (NEEM Community Members, 2013).

En la Antártida, el primer testigo profundo fue perforado en la estación Byrd entre 1966 y 1968, alcanzando una profundidad total de 2.064 m (Ueda y Garfield, 1970). Posteriormente, comenzó la perforación en la estación soviética de Vostok, establecida en diciembre de 1957 durante el Año Geofísico Internacional. Por debajo del lugar de perforación, a más de 4 km de profundidad, se encuentra uno de los lagos más grandes del mundo, el Lago Vostok (Kapitsa et al., 1996). La perforación se inició en 1990 y finalizó en 2012, cuando se alcanzó definitivamente la superficie del lago, lo que supuso la recuperación de un testigo de hielo con una longitud de 3.770 m (Jones, 2012; Talalay, 2012; Vasiliev et al., 2012). Entre 1996 y 2006 estuvo vigente el Proyecto Europeo de Perforación de Hielo en la Antártida (EPICA, por sus siglas en inglés), un programa científico perteneciente a la Fundación de la Ciencia Europea y a la Comisión Europea (Oerter et al., 2009). El principal objetivo de este proyecto era alcanzar el lecho rocoso para obtener registros paleoclimáticos de la capa del interior del continente antártico. En el contexto de este proyecto se perforaron dos testigos de hielo. Uno de ellos es el Epica Dome C (EDC), cuya logística estuvo a cargo de Italia y Francia. El proceso de perforación tuvo dos etapas: la primera llamada EDC96 duró de 1996 a 1999, alcanzando una profundidad total de 788 m (EPICA Community Members, 2004), y la segunda etapa (EDC99) comenzó en 1999 y terminó en 2004, alcanzando los 3.260 m (Jouzel et al., 2007). El otro testigo incluido en el proyecto EPICA fue el EDML (Epica Dronning Maud Land; EPICA Community Members, 2006). La logística estuvo a cargo de Alemania a través del Alfred Wegener Institute (AWI). Las labores de perforación empezaron en 2002 y finalizaron en 2006, alcanzando una profundidad de 2.774 m (Oerter et al., 2009). En 1995 y 1996, Japón perforó un testigo de hielo llamado Dome Fuji, que alcanzó una profundidad de 2.503 m (Dome-F Deep Coring Group, 1998). Posteriormente, en 2003, se iniciaron las labores de perforación de otro testigo llamado Dome Fuji 2, que alcanzó una profundidad final de 3.035 m en 2007. El testigo más reciente

es el WAIS (West Antarctic Ice Sheet), realizado entre 2008 y 2011, con una longitud de 3.405 m, proporcionando registros de alta resolución (Fitzpatrick et al., 2014).

La información referente a otros testigos de hielo perforados en las regiones polares, a los cuales no se hace referencia en este texto, se puede encontrar en estudios como el realizado por Faria et al. (2014a), Bentley y Koci (2007), Langway (2008), Jouzel et al. (2013), o en el portal de la Oficina Nacional de Administración Oceánica y Atmosférica estadounidense (NOAA) en www.ncdc.noaa.gov/paleo/icecore.

4.2. Formación del hielo natural

Continuando con el proceso de evolución del manto de nieve estacional que se inició en el Capítulo III, a medida que se acumulan las capas generadas por los sucesivos eventos de precipitación, las más profundas van quedando progresivamente enterradas y la carga que soportan va aumentando, provocando su compactación, es decir, una reducción del espacio ocupado por el aire que hay entre los cristales de nieve (densificación). El resultado es un material poroso llamado *firn* (Colbeck, 1983; Fierz et al., 2009). En las regiones polares secas (ej., Antártida), el firn puede extenderse desde una zona muy cercana de la superficie hasta una profundidad de ~50-100 metros. En este intervalo, se produce un aumento gradual de la densidad, desde 350-400 kg m⁻³ por debajo del límite de transición nieve/firn, hasta 820-840 kg m⁻³ en el límite inferior del firn. En los primeros 10-20 m del firn, se produce un intercambio de gases con la atmósfera a través de procesos de convección gracias a gradientes de presión (Bender et al., 1994; Colbeck, 1989). Con el aumento de la profundidad, el transporte de gases pasa a ser controlado por la difusión producida por los gradientes de densidad de vapor de agua (Colbeck, 1983). Además, en este entorno el intercambio de gases también está condicionado por las propiedades geométricas y topológicas de los poros, que a su vez depende de la estructura original del manto de nieve y de la historia metamórfica del firn (Faria et al., 2018). Existen algunas diferencias entre el firn que se encuentra en Groenlandia y el de la Antártida. El trabajo de McDowell et al. (2020) analizó las características del firn en la capa de hielo oeste de la Antártida (WAIS) y en Groenlandia (Summit). Los resultados obtenidos mostraron que, en general, en WAIS ($0,494 \pm 0,038 \text{ kg m}^{-3}$) el firn era más denso que en Summit ($0,447 \pm 0,047 \text{ kg m}^{-3}$), a pesar de que ambos sitios poseían una temperatura media anual ($-29,0 \pm 8,2 \text{ }^\circ\text{C}$ en Summit y $-28,3 \pm 7,2 \text{ }^\circ\text{C}$ en WAIS) y una tasa de acumulación ($0,22 \text{ m a}^{-1}$; Gow et al., 1997; Fudge et al., 2016) similar. El firn puede almacenar grandes cantidades de agua en sus poros, dado que el agua de fusión que se genera en superficie se infiltra a través de la nieve hasta el firn poroso, donde se almacena formando acuíferos que se pueden recongelar localmente formando capas horizontales cuyo espesor puede variar entre varios metros o centímetros (Machguth et al. 2016; McFerrin et al., 2019). Existen estimaciones que sugieren que en la capa de hielo de Groenlandia entre el 30 % y el 40 % del agua de deshielo se almacena en el firn (van den Broeke et al., 2009; van Angelen et al., 2013), esto supone un volumen de agua entre ~322 y 1.289 Gt (Harper et al., 2012).

El límite inferior del firn se conoce como la *transición firn-hielo*. A partir de este punto se produce el cierre definitivo de los canales de interconexión de los poros del firn, formando burbujas aisladas que ocupan aproximadamente el 10 % del volumen del hielo, por lo que le denomina hielo con burbujas (*bubbly ice*). Estas burbujas representan un archivo único para la reconstrucción de las condiciones atmosféricas del pasado a través del análisis químico del aire atrapado en su interior. De esta manera, se pueden analizar gases de efecto invernadero como CO₂, CH₄, o N₂O (Etheridge et al., 1996; Loulergue et al., 2008; Stauffer et al., 1985; Wolf, 2011) o reconstruir de la temperatura atmosférica a escala local y global mediante el estudio de relaciones isotópicas como $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ (Dansgaard, 1953, 1954; Galewsky et al., 2016; Lorius et al., 1979; Vinther et al., 2009). Sin

embargo, como en el estadio previo (firn) había intercambio de aire con la atmosfera, es difícil la aplicación de métodos de datación, ya que el aire del interior de las burbujas será siempre más joven que la matriz de hielo circundante, fenómeno conocido como “diferencia de edad hielo-aire” (Barnola et al., 1987; Bender, 2002; Faria et al., 2018; Raynaud et al., 2007; Schwander y Stauffer, 1984). A medida que aumenta la profundidad, el tamaño medio de las burbujas de aire disminuye y la presión del gas en su interior aumenta para compensar la sobrecarga producida por la columna de hielo suprayacente (Lipenkov et al., 1997; Salamatin et al., 1997, 2009; Ueltzhöffer, 2010). Sin embargo, la presión dentro de las burbujas no aumenta indefinidamente, y por debajo de una profundidad crítica las burbujas dejan de ser termodinámicamente estables. En este punto, las moléculas de gas y agua se reorganizarán en compuestos cristalinos llamados hidratos de clatrato (Kipfstuhl et al., 2001; Salamatin et al., 2001; Shoji y Langway, 1982). En el hielo polar, estos clatratos están formados principalmente por aire, por lo que en este caso se suelen denominar hidratos de aire (Faria et al., 2018), cuya existencia en las capas de hielo profundas fue propuesta por Stanley L. Miller en 1969 y posteriormente confirmada en testigos de hielo perforados en Groenlandia como Dye-3 (Shoji y Langway, 1982), Camp Century, (Shoji y Langway, 1987), NGRIP (Kipfstuhl et al., 2001), y GISP2 (Suwa y Bender, 2008). En testigos perforados en la Antártida también se han identificado, por ejemplo, en Byrd Station (Shoji y Langway, 1987), Vostok (Uchida et al., 1994), Dome Fuji (Narita et al., 1999), y EDML (Faria et al., 2009). No todas las burbujas de aire se transforman en hidratos de aire a la misma profundidad, sino que burbujas e hidratos coexisten a lo largo de una zona de transición, conocida como *BHZ* (*Bubble-hydrate transition zone*), que habitualmente se extiende a lo largo de 500 m (Faria et al. 2010, 2009; Kipfstuhl et al. 2001; Narita et al., 1999; Shoji y Langway, 1982, 1987) y cuyo límite superior variará en función de la temperatura y la presión de la matriz de hielo. Por ejemplo, se encuentra a una profundidad de 1.099 m en Camp Century (Shoji y Langway, 1987), 916 m en NGRIP (Kipfstuhl et al., 2001), 1.000 m en GISP2 (Suwa y Bender, 2008), 727 m en Byrd Station (Gow, 1968, 1971), 500 m en Dome F (Narita et al., 1999; Ohno et al., 2004), o 700 m en EDML (Faria et al., 2010).

4.3. Microestructura del hielo

En las condiciones naturales predominantes en la superficie terrestre (temperatura y presión estándar), los cristales de hielo poseen una red cristalina hexagonal (hielo I_h), cuyos principales ejes cristalográficos son: a_1 , a_2 , y a_3 , en el plano basal, y el eje principal de simetría (c), perpendicular al plano basal (Figura 2). La celda elemental consiste en una disposición tetraédrica de las moléculas de agua en un paralelepípedo delimitado por los ejes a y c . Las dimensiones de la celda unitaria ($\approx 4,52$ Å a lo largo de los ejes a y de $\approx 7,26$ Å a lo largo del eje c ; Hobbs et al., 1974) y un factor de empaquetamiento inferior al 34 % son, en conjunto, responsables de la baja densidad del hielo I_h en comparación con el agua líquida y de la reducción de su punto de fusión inducida por la presión a altas temperaturas (Schulson y Duval, 2009). El hielo I_h es solo uno de los más de 18 polimorfos de hielo (Fuentes-Landete et al., 2015), ya que las variaciones en las condiciones ambientales pueden producir cambios de fase, generando otras fases estables o metaestables dentro de rangos determinados de presión y temperatura (Bartels-Rausch, 2012).

El hielo es un sólido policristalino, es decir, está compuesto por regiones diferenciadas adyacentes cuyas redes cristalinas tienen orientaciones diferentes y separadas unas de otras (granos) por unas interfaces llamadas *límites de grano* (*LG*). El estudio de las características como el tamaño, la forma, y el ordenamiento espacial de los granos se conoce como *estereología de grano*. El hielo es un material transversalmente isótropo, es decir, sus propiedades físicas son las mismas en cualquier dirección a lo largo de los planos basales. Sin embargo, presentan una fuerte anisotropía en la dirección normal a los planos basales (dirección del eje c). Las orientaciones preferentes de la red

crystalina de una población de granos están definidas principalmente por la disposición de sus ejes c y se denominan LPOs (por las siglas en inglés de *Lattice Preferred Orientations*). En la literatura glaciológica, las LPOs se denominan a menudo como *fábrica* (Paterson, 1994), mientras que en el campo de la ciencia de materiales se denomina *textura* (Humphreys y Hatherly 2004). De esta manera, se puede decir que un hielo policristalino que tenga una distribución aleatoria de las orientaciones de los ejes c , no tiene LPOs. En conjunto, la estereología de los granos y la fábrica se conocen como *estereología de la orientación* (Bunge y Schwarzer, 2001). En el interior de los granos o en sus bordes también se pueden identificar otros elementos geométricos como límites de sub-grano (LsG), bandas de deslizamiento¹ (BD), defectos en la red cristalina, poros y burbujas rellenas de aire, hidratos de clatrato, o inclusiones en forma de placa (plate-like inclusions), así como partículas procedentes de diferentes fuentes (ej., de polvo mineral, ceniza volcánica, aerosoles de origen antrópico) que en ocasiones se depositan en concentraciones lo suficientemente grandes como para formar capas visibles a simple vista (Svensson et al., 2005). Por consiguiente, el término *microestructura del hielo* hace referencia al conjunto de todos estos elementos más la *estereología de la orientación*.

La microestructura controla las propiedades físicas del hielo y su evolución depende directamente de factores como historial de deformación, condiciones térmicas, o el contenido de impurezas de la masa de hielo (Alley et al., 1986b; Alley y Woods, 1996). Debido a estas interacciones es posible identificar cambios ambientales mediante un análisis microestructural, de hecho, se han encontrado correspondencias entre el registro climático proporcionado por el $\delta^{18}\text{O}$ y la evolución del tamaño medio de grano (Duval y Lorius, 1980; Thorsteinsson et al., 1995), y entre el tamaño de grano y el contenido en impurezas (Alley y Woods, 1996; Thorsteinsson et al., 1995). Para una correcta cuantificación su evolución mediante observaciones microscópicas es necesario conocer parámetros como la distribución del tamaño, la morfología, o las características topológicas de los granos (Atkinson, 1988; Ralph, 1990).

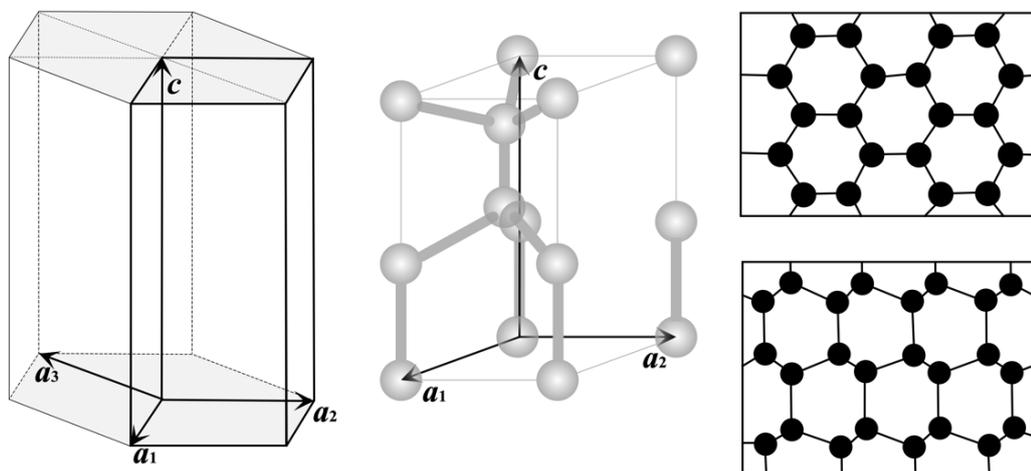


Figura 2. **Izquierda)** Monocristal de hielo I_h , con los principales ejes cristalográficos (a_1 , a_2 , y a_3) en el plano basal (001; en gris), y el eje principal de simetría (c) perpendicular al plano basal. Las líneas más oscuras en el monocristal es un ejemplo del paralelepípedo que define la celda elemental, en este caso delimitado por los vectores (a_1 , a_2 y c). **Centro)** Disposición tetraédrica de las moléculas de agua dentro de la celda elemental. **Derecha)** Red cristalina del hielo I_h . En la parte superior, vista en un plano perpendicular a los ejes c y abajo en un plano paralelo a los ejes c .

¹ Serie de capas paralelas donde se produce un deslizamiento intenso y tienen gran cantidad de defectos intracristalinos (especialmente dislocaciones). Aparecen en grupos paralelos a los planos basales y son indicativos de una deformación por cizalla casi homogénea del grano por deslizamiento sobre los planos basales (Faria et al., 2014b).

4.3.1. Estereología de los granos

Dentro de los principales elementos microestructurales se encuentran los límites de sub-grano (LsG). Son una etapa previa a la formación de los límites de grano (LG; Figura 3). Su presencia en el interior de los granos es una señal inequívoca de una deformación heterogénea, provocada por esfuerzos intensos de cizalla, plegamiento, o torsión (Nakaya, 1958a,b). Para acomodar la deformación de la red cristalina se generan dislocaciones, que debido a su alta densidad por superficie tenderán a concentrarse en un área específica, conocida como *muro de dislocaciones* que con el tiempo se unirán formando un LsG. Cuando están en una fase avanzada de desarrollo ya han incorporado o absorbido la mayoría de las dislocaciones de su entorno (p.ej. Weikusat et al., 2009, Fig. 8c, Grano b), mientras que los que están menos desarrollados todavía tienen dislocaciones dispersas a su alrededor (p.ej. Passchier y Trouw, 1996). La diferencia de orientación de la red cristalina a ambos lados de este tipo de límites varía en el caso del hielo generalmente entre $0,5^\circ$ y 4° (Weikusat et al., 2011). Si la deformación continúa, la desorientación entre los segmentos de red aumentará, dando lugar finalmente a un LG (Duval et al., 1983; Read, 1953). Por esta razón los LG y LsG también reciben el nombre de límites de alto ángulo y de bajo ángulo, respectivamente. Por definición, el trazado de LsG parte de un borde de grano y lo cruza hasta el extremo opuesto. Si, por el contrario, el trazado muestra una menor intensidad y se ramifica y disipa hacia el interior, dejando la región central sin perturbaciones, entonces no estamos frente a un LsG, sino ante un muro de dislocaciones. Existen varios tipos de LsG en función de su morfología y disposición respecto a los planos basales de los cristales (Figura 4):

- *Tipo n*: Son perpendiculares a los planos basales (Alley et al., 1995, Fig. 2). El ejemplo más común son los llamados límites inclinados “tilt boundaries”.
- *Tipo p*: Son paralelos a los planos basales (Weikusat et al., 2009, Fig. 1). El ejemplo más común son los llamados límites de torsión “twist boundaries”.
- *Tipo z*: Son una mezcla geométrica entre los tipos “n” y “p”, por lo que tienen formas en zigzag o en escalones. (Weikusat et al., 2009, Fig. 1c). Suelen estar conectados con los tipos “n” o “p”.

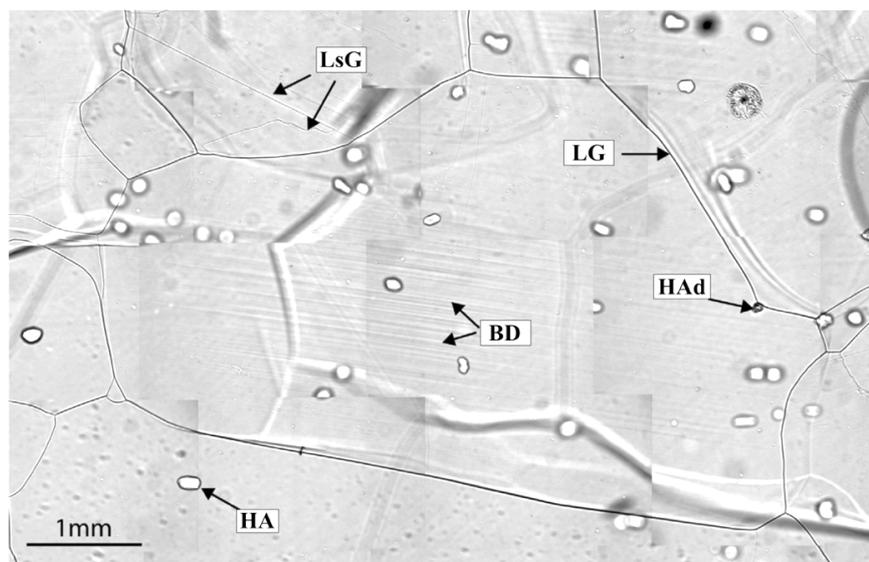


Figura 3. Ejemplos de elementos microestructurales bajo el microscopio. Límites de grano (LG), límites de sub-grano (LsG), bandas de deslizamiento (BD), hidrato de aire (HA), e hidrato de aire descomprimido (HAd). Muestra perteneciente al testigo EDML (Antártida), a una profundidad de 1.656 m. Tomado de Faria et al. (2014b).

Aunque los tres tipos de LsG pueden estar presentes en el mismo grano de manera simultánea, el tipo más abundante es el “p”, mientras que los menos frecuentes son los del tipo “n”. Debido a su apariencia, los pertenecientes al tipo “p” pueden ser confundidos con bandas de deslizamiento (BD), por lo que para evitar esta confusión hay que tener en cuenta que los primeros se manifiestan como estrías formadas en la superficie de la muestra por sublimación, mientras que las BD son elementos volumétricos visibles solo en una posición transversal al observador en muestras con un cierto espesor (Faria, 2018; Kipfstuhl et al., 2006; Weikusat et al., 2009, Fig 1b).

4.3.2. Fábrica

Los testigos de hielo perforados de la Antártida (ej., Byrd Station, Vostok, EDC, EDML, Dome Fuji) y en Groenlandia (ej., Camp Century, Dye 3, GRIP, GISP2, NGRIP) han demostrado que la distribución de los ejes *c* evolucionan a medida que aumenta la profundidad (Durand et al., 2009; Eichler, 2013; Faria et al., 2014a,b; Lipenkov et al., 1989; Weikusat et al., 2017). De manera general, la distribución próxima a la superficie es aleatoria (isótropa) y tiende a evolucionar con la profundidad hacia un único máximo. Estos cambios responden a modificaciones en el sistema de tensiones.

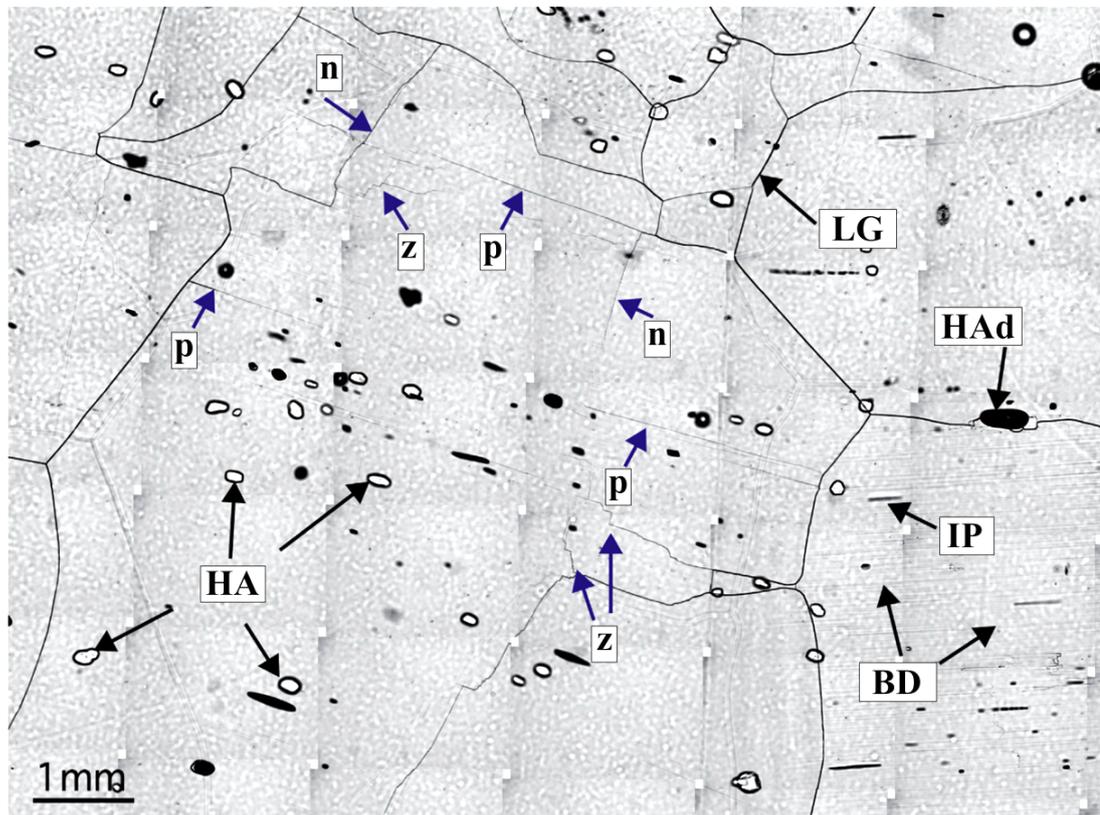


Figura 4. Mosaico de micrografías de una muestra de hielo perteneciente al testigo EDML (Antártida) a una profundidad de 2.176 m. Se pueden identificar elementos microestructurales como Límites de grano (LG), bandas de deslizamiento (BD), hidrato de aire (HA), hidrato de aire descomprimido (HAd), e inclusiones en forma de placa (IP). Además, también se pueden identificar los 3 tipos de límites de sub-grano señalados por las flechas azules: p=paralelos a los planos basales, n=perpendiculares a los planos basales, y z=en zigzag. Tomado de Faria et al. (2014b).

Para entender estos patrones, se realizaron experimentos de laboratorio bajo diferentes configuraciones de esfuerzos (Jacka y Maccagan, 1984; Treverrow et al., 2012). Cuando hay una compresión vertical uniaxial, los ejes c tienden a girar hacia la dirección del eje de compresión máxima, pasando de una distribución aleatoria inicial a una dirección preferente (p.ej., Alley, 1998; Azuma y Higashi, 1984; Faria et al., 2014a,b; Gow y Williamson, 1976; Ohtomo y Wakahama, 1985). Estos esfuerzos predominan en el tercio o la mitad superior de la capa de hielo, dependiendo de la distancia a la costa, lo que determina su espesor. Estas conclusiones se basan principalmente en observaciones realizadas en testigos de hielo extraídos de domos polares, áreas con un espesor de hielo considerable y alta estabilidad, lo que representa una situación idealizada.

Cuando el esfuerzo predominante es la cizalla simple (tercio o mitad inferior), el eje principal de compresión gira progresivamente desde un ángulo inicial de 45° con respecto al plano de cizallamiento hasta una orientación casi perpendicular a dicho plano, produciendo de nuevo que los ejes c se alineen en un máximo vertical (Alley, 1998; Gow y Williamson, 1976; Montagnat et al., 2012, 2014; Treverrow et al., 2012). Si la extensión uniaxial horizontal es el régimen de deformación predominante, las orientaciones de los ejes c siguen el mismo patrón, alejándose del eje de máxima extensión y distribuyéndose en un plano perpendicular, donde están los ejes de máxima compresión. Conocer el mecanismo de formación de un patrón de fábrica característico es fundamental para interpretar la historia del flujo de las masas de hielo, así como para predecir los cambios en las propiedades mecánicas. En los experimentos de laboratorio, resulta difícil reproducir simultáneamente los regímenes de deformación, tensión, velocidad de deformación y temperatura característicos de las capas de hielo polares, ya que en estos entornos las tasas de deformación son muy bajas y actúan a lo largo de períodos de tiempo muy largos. Por esta razón, se realizan ensayos utilizando esfuerzos mayores y luego se extrapolan los resultados (p.ej., Saruya et al., 2019).

4.3.3. Evolución de la microestructura con la profundidad

Para explicar la evolución del tamaño, forma e interacción entre los granos de hielo en función de la profundidad, en las últimas décadas ha habido una tendencia a apoyarse en el llamado *paradigma tripartito* (o *modelo de tres etapas*; Alley et al., 1986a,b; Durand et al., 2006; Gow, 1969; Stephenson, 1967). En muchos aspectos, el testigo de hielo de Byrd Station (Antártida) estableció nuevos estándares para la comprensión de la física y la microestructura de las capas de hielo polar, ya que las observaciones llevadas a cabo sirvieron para asentar las bases de este paradigma, que posteriormente también fueron identificadas en testigos de hielo extraídos en Groenlandia (ej., GRIP o GISP2). Sin embargo, los avances en los métodos analíticos de los testigos de hielo comenzaron a cuestionar estas ideas. Por ejemplo, el testigo perteneciente al proyecto NGRIP (North Greenland Ice Project; Groenlandia) fue el primero en utilizar el escáner lineal automático (*Automatic line-Scanner*; Dahl-Jensen et al., 2002; Svensson et al., 2005) con el objetivo de obtener un análisis más preciso de su estratigrafía. Además, también fue pionero en utilizar una versión prototípica del método automatizado de microscopía óptica y análisis de imágenes, que posteriormente se conocería como mapeo microestructural (*microstructure mapping*; Kipfstuhl et al., 2006), así como en utilizar un analizador automático de fábrica (*Automatic Fabric Analyzer*; AFA).

Aunque las bases en las que se apoya este paradigma han sido y están siendo objeto de revisión, aún puede ser válido en ciertas situaciones, como en algunos testigos perforados en domos de hielo polares. En estos casos, el paradigma se manifiesta a través de tres mecanismos distintos de recristalización² a medida que aumenta la profundidad: el *crecimiento normal de grano* (NGG,

² Cualquier reorientación de la red cristalina causada por la migración de los bordes de grano o por la creación de más bordes de grano. Puede ser estática o dinámica, según si ocurre antes/después o durante la deformación, respectivamente.

Normal Grain Growth) y la recristalización dinámica inducida por la deformación (Figura 5), esta última compuesta por dos procesos conocidos como *recristalización por rotación* (o *poligonización*) y *migración de la recristalización* (De la Chapelle et al., 1998):

4.3.3.1. Crecimiento normal de grano (NGG)

Al igual que muchos materiales policristalinos, los granos de hielo no deformados experimentan un crecimiento progresivo del tamaño (área) medio con el paso del tiempo (Alley y Woods, 1996). La fuerza impulsora de este crecimiento estático (es decir, sin deformación) es una reducción de la energía libre total de los bordes de grano (Duval y Lorius, 1980; Ralph, 1990) que es físicamente equivalente a la reducción de la tensión superficial de las burbujas en una espuma (Smith, 1964; Weaire y Rivier, 2009). Este proceso se pensaba que ocurría en la zona superior (varios cientos de metros) de las capas de hielo polar (Duval y Lorius, 1980; Gow y Williamson, 1976). Stephenson et al. (1967) fue uno de los primeros estudios que identificaron este fenómeno en ensayos llevados a cabo en la estación South Ice, instalada por la expedición transAntártida de la Commonwealth en el año 1957. Los resultados mostraron un aumento general del tamaño de grano, desde $0,006 \text{ mm}^2$ en la superficie, hasta un tamaño mayor de 2 mm^2 a 45 m de profundidad. Posteriormente, Gow (1969) realizó un estudio similar en la estación Amundsen–Scott (Antártida), en el que se observó un aumento desde $0,24 \text{ mm}^2$ a 1 m de profundidad hasta $0,63 \text{ mm}^2$ a 10 m.

Sin embargo, el NGG solo puede ocurrir en el hielo que no haya sufrido ni esté sufriendo ningún tipo de deformación. En el caso contrario, el proceso que actuaría sería el crecimiento dinámico de grano (DGG). La confusión entre ambos mecanismos es debida a que los resultados son semejantes (crecimiento del tamaño de grano en función del tiempo). Además, en el campo de los experimentos de laboratorio y las simulaciones por ordenador también han puesto en duda este modelo, mostrando que la microestructura del hielo polar poco profundo parece estar afectada por más procesos que el NGG (Azuma et al., 2012; Roessiger et al., 2011, 2014). Simulaciones numéricas realizadas por Roessiger et al. (2011) mostraron que la distribución normal logarítmica del tamaño de grano observada en hielo polar en zonas poco profundas (profundidades mayores o iguales a 100 m) no está en concordancia con las distribuciones que se supone que existirían bajo un régimen de crecimiento de grano estático (NGG). Al menos otro proceso debe operar para ensanchar y distorsionar la distribución hacia una distribución logarítmica normal. Esto apoya la idea de que la *recristalización dinámica* ya opera y afecta a la microestructura en zonas poco profundas.

4.3.3.2. Recristalización por rotación (RXX)

Si a lo largo de toda la capa de hielo actuaran únicamente procesos como el NGG o DGG el tamaño de grano aumentaría de manera constante con el tiempo. Sin embargo, observaciones realizadas en testigos de hielo perforados en la Antártida (Alley et al., 1995a; Gow y Williamson, 1976) y en Groenlandia (Svensson et al., 2003; Thorsteinson, 1997; Woods, 1994) revelaron que el crecimiento se estabiliza a cierta profundidad, sin ningún cambio notable en la temperatura, contenido en impurezas, fábrica u otras propiedades del hielo. Esto sugiere la existencia de otro proceso simultáneo que contrarresta el crecimiento de los granos (Alley, 1992; De La Chapelle et al., 1998; Durand et al., 2006). Por lo tanto, el tamaño de los granos deja de aumentar cuando se alcanza un equilibrio entre estas dos fuerzas opuestas. Alley (1995a) intentó explicar este fenómeno mediante el estudio del testigo de hielo de la estación Byrd (Antártida), concluyó que era el resultado de un proceso conocido como *poligonización*, que también fue denominado de un modo más genérico *recristalización por rotación* (Rotation Recrystallization; RRX; Guillope y Poirier, 1979). Este efecto se basa en que la sobrecarga producida por todo el hielo suprayacente produce una deformación

diferencial en los granos más grandes, que se acomoda en ciertas zonas por medio de LsG. A medida que la deformación avanza, se produce una rotación progresiva de una parte del grano respecto a la otra. Con el tiempo los LsG generados pueden evolucionar a un LG y provocar la división total del grano. Como consecuencia, se produce una disminución del tamaño medio de los granos y un número mayor de granos por unidad de superficie. Gracias a las mejoras en los métodos de análisis se encontró que la RRX está activa incluso en la parte superior del NGRIP (Durand et al., 2008), contradiciendo los modelos de deformación basados en el paradigma tripartito (p.ej. Montagnat y Duval, 2000).

4.3.3.3. Migración de la recristalización (SIBM)

Originalmente descrito por Beck y Sperry (1950), es un tipo de recristalización dominante en las zonas más profundas de las capas de hielo polar, donde la temperatura es generalmente más alta. Según Duval y Castelnau (1995) esta recristalización actúa por encima de una temperatura crítica de aproximadamente $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$. El crecimiento de los granos se produce a través de un proceso denominado *migración del límite de grano inducida por la deformación (Strain-Induced Boundary Migration; SIBM)*. Los límites de grano migran hacia regiones donde la energía libre es alta, es decir, hacia zonas donde la densidad de defectos cristalinos es más alta. Tras su paso, el borde de grano fijará o eliminará los defectos cristalinos, reduciendo la energía libre total de la red cristalina. Si este proceso implica una nucleación o pseudo-nucleación³ de nuevos granos se denominará SIBM-N, donde el sufijo “-N” significa “grano nuevo”, mientras que si la migración de los LG no implica la formación de granos nuevos se denomina SIBM-O, donde el sufijo “O” se usa para denominar “grano viejo” (Faria et al., 2009).

Aunque este proceso es más extendido e intenso en las zonas más profundas de las capas de hielo polar, hoy en día se sabe que este proceso también ocurre en la superficie. Por ejemplo, se comprobó como este mecanismo de recristalización esta activo lo largo de todo el testigo de hielo perforado en EDML (Antártida; Hamann et al., 2007; Faria et al., 2009; Weikusat et al., 2009), afectando notablemente la microestructura del hielo ya en el firm (Kipfstuhl et al., 2009).

4.4. Efectos de las impurezas en los procesos de recristalización

Como consecuencia de los procesos de transformación de la nieve en hielo descritos en la (Sección 4.2), parte de las impurezas contenidas en el manto de nieve inicial pasará a formar parte de la matriz de hielo y, por lo tanto, interactuará con las propiedades físicas del hielo en las diferentes etapas del proceso de densificación, pasando por el firm hasta el hielo policristalino (Freitag et al., 2013; Fujita et al., 2014; Hörhold et al., 2012; Dahl-Jensen y Gundestrup, 1987; Moser et al., 2020 Paterson, 1991). Normalmente, las impurezas se derivan de aerosoles atmosféricos con diferentes fuentes e historias de transporte (Legrand y Mayewski, 1997), y algunos casos también pueden provenir de la meteorización de litologías próximas, aunque en estos últimos casos el calibre de las impurezas suele ser mayor. Las impurezas presentes en la microestructura del hielo se pueden clasificar en dos grupos: solubles e insolubles (Legrand y Mayewski, 1997; Lomonaco et al., 2011; Weiss et al., 2002).

³ Formación de pequeños fragmentos de materia cristalina llamados *núcleos* que se presentan como diminutos granos nuevos. Durante la *nucleación clásica*, un agrupamiento de átomos/moléculas forman espontáneamente un nuevo núcleo bajo la acción de altos esfuerzos internos y fluctuaciones térmicas. Durante la *pseudo-nucleación*, una combinación de DGG, RXX, y SIBM, actúan sobre una pequeña región cristalina con una energía de deformación muy alta (i.e., alta concentración de defectos cristalinos), dando como resultado una región “limpia” de tales defectos, es decir, con una energía libre de deformación (*pseudo-núcleo*).

Las solubles suelen consistir iones (ej., Cl^- , Na^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} , NO_3^- , o SO_4^{2-}) que se incorporan a la red cristalina (Legrand y Delmas, 1988) y pueden sufrir procesos de difusión (Barnes et al., 2003; Della Lunga et al., 2014; Legrand y Mayewski, 1997). Por el contrario, las impurezas insolubles no pueden ser asimiladas por la red cristalina (Petrenko y Whitworth, 1999) y su composición química puede consistir en SiO_2 , CaSiO_3 , FeS , FeSiO_3 , o SO_4^{2-} , cuyo origen en muchas ocasiones es el polvo mineral terrestre (Alley et al., 1986a,b; Steffensen, 1997).

El concepto de impurezas solubles o insolubles puede resultar demasiado simplista, ya que varios estudios han encontrado una alta proporción de partículas estaban compuestas por sales, principalmente sulfatos, en testigos de hielo como Dome Fuji (Antártida) o GRIP (Groenlandia; Lizuka et al., 2008; Ohno et al., 2005, 2006). De igual manera, estas observaciones también han sido confirmadas en EDML (Antártida) a través de experimentos de fusión de muestras de hielo inmediatamente después de la extracción del testigo. Mediante el uso de un microscopio, se pudo verificar que una fracción significativa de las partículas presentes en el hielo estaban compuestas por sales, ya que se disolvieron gradualmente en el agua de fusión durante el experimento (Faria et al., 2010). Aunque en el hielo polar la presencia de partículas puede ser generalizada, hay zonas en las que la concentración puede ser mayor, lo que permite observarlas a simple vista. Estas capas de impurezas reciben el nombre de *cloudy bands* (CB; Faria et al., 2010; Gow y Williamson, 1971; Svensson et al., 2005) y se caracterizan por tener un aspecto grisáceo o parduzco y un espesor que puede variar entre 1 mm y 10 cm (Gow y Williamson, 1976).

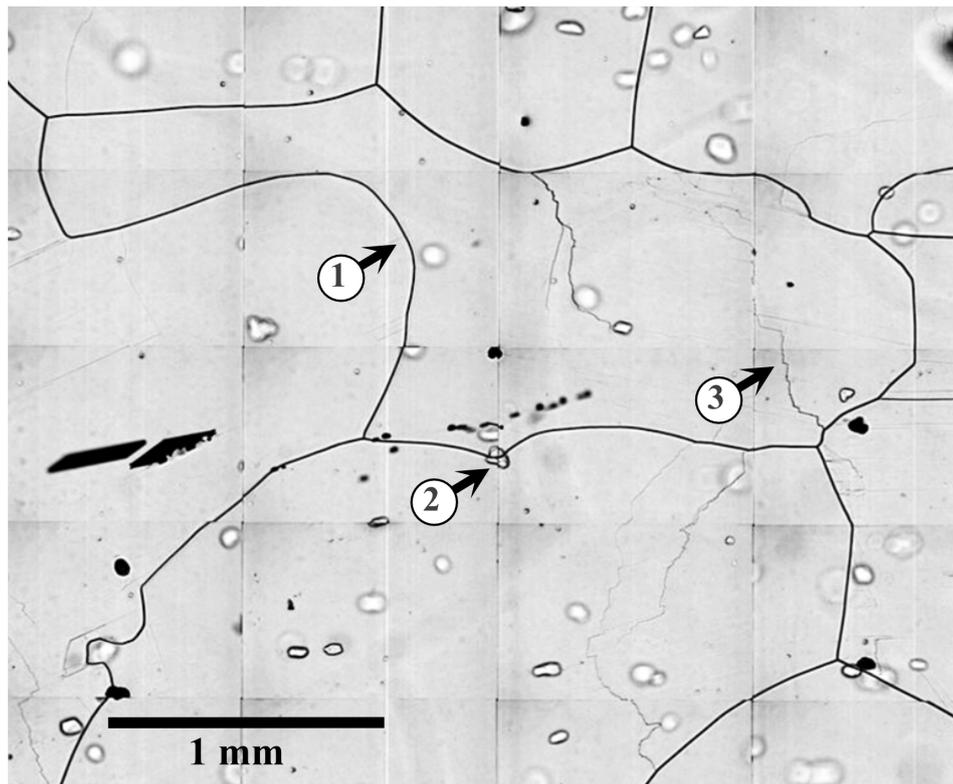


Figura 5. Micrografía de una muestra del testigo EDML a una profundidad de 1.885 m. Se pueden observar algunos ejemplos característicos de la recrystalización dinámica, como un fuerte “abombamiento” de los límites de grano (punto 1) hacia zonas ricas en elementos microestructurales característicos de una deformación heterogénea dentro del grano central (LsG; punto 3). Además, también se puede apreciar un efecto de anclaje realizado en este caso por un hidrato de aire durante la migración del límite de grano (LG; punto 2). Modificado a partir de Faria et al. (2014b).

La localización de las partículas en la matriz de hielo es muy importante, ya que los efectos sobre propiedades físicas del hielo variarán según su posición, lo que ha suscitado un intenso debate (p.ej., Buchanan, 1887; Petit et al., 1987; Shigezama et al., 2019; Weiss et al., 2002). Se ha propuesto que las partículas se encuentran de manera preferente en el interior de los granos de hielo (p.ej., Eichler et al., 2017; Obbard y Baker, 2007; Ohno et al., 2005; Sakurai et al., 2011). Otros estudios han sugerido que se concentran de forma preferente en los bordes de grano (p.ej., Fisher y Koerner, 1986; Harrison y Raymond, 1976; Mulvaney et al., 1988). Entender su disposición y movilidad dentro de la matriz de hielo es de vital importancia, dado que las partículas desempeñan un papel de indicadores climáticos y afectan a factores como el crecimiento de grano, la permitividad (Wilhelms et al., 1998), o a la conductividad eléctrica (Alley y Woods, 1996; Wolff et al., 1997). Sin embargo, estudios como el llevado a cabo en el testigo de NGRIP (Groenlandia) mostró que, dentro de las CB, las impurezas no presentaban localizaciones preferenciales, sino que se encontraban distribuidas homogéneamente en el interior y en los bordes de grano. Por el contrario, fuera de las capas, las impurezas se concentraban en los bordes de grano y en los puntos triples (Della Lunga et al., 2014). En la Antártida, Faria et al. (2009) encontraron que en EDML, hasta una profundidad de 2.300 m, las partículas están, en general, distribuidas de manera homogénea, sin presentar una preferencia por estar en los bordes de grano, puntos triples, burbujas o hidratos. Este patrón se mantenía incluso en las CB.

En testigos de hielo profundos perforados en las capas de hielo de la Antártida y Groenlandia se ha observado una reducción significativa en el tamaño de grano en regiones con concentraciones altas de impurezas (CB), creando una diferencia marcada con los granos de mayor tamaño circundantes. Se sugirió que este efecto estaba directamente relacionado con la interacción entre la alta concentración de partículas y procesos de recristalización (p.ej., la migración de la recristalización; Duval y Lorius, 1980; Gow y Williamson, 1976). Tales efectos se conocen desde hace mucho tiempo en la industria del acero, donde se utilizan partículas para limitar el aumento del tamaño del grano (Verhoeven, 1975). Durante la migración, los límites de grano interactúan con las impurezas, arrastrándolas y acumulándolas en sus superficies (Iliescu y Baker, 2008; Verhoeven, 1975). Durante este proceso, el límite de grano intentará superar el obstáculo impuesto por las partículas, sin embargo, para ello debe generar más superficie de LG para reemplazar las secciones ocupadas por las partículas. Si la concentración de impurezas es alta, el proceso de creación de nueva superficie de LG demandaría mucha energía, mucha más que la necesaria para la migración del LG, lo que al final limita o incluso detiene por completo el proceso de migración (Alley et al., 1995) a través de dos mecanismos: el arrastre y el anclaje (o efecto Zener; Smith, 1948; Zener, 1949). Las partículas que sufren un arrastre (ralentización de la migración) suelen ser iones solubles (p.ej., Cl⁻, SO₄²⁻, o NH₄⁺; Alley et al., 1986; Alley y Woods, 1996; Paterson, 1991), mientras que el efecto de *anclaje* (o *efecto Zener*) es producido por partículas insolubles (Fisher y Koerner, 1986; Gow et al., 1997; Jun et al., 1998). La movilidad de los LG aumenta en función de la temperatura, si esta es lo suficientemente alta se puede producir un efecto de desanclado, en el cual el borde de grano se liberaría del efecto de anclaje, como se ha observado en la parte más profunda de testigos de hielo polar (Durand et al., 2006; Eichler et al., 2019). Como consecuencia de este mecanismo puede haber una subestimación del tamaño de grano cuando se usa la aproximación clásica de Zener (Gore et al., 1989). Es conveniente subrayar que puede haber estados transitorios entre el arrastre y el anclaje (Humphreys y Hatherly, 2004; Weygand et al., 1998; Figura 6).

En resumen, la acción combinada de ambos mecanismos explicaría la correlación entre una concentración alta de partículas y la presencia de granos especialmente pequeños respecto a su entorno (Durand et al., 2006; Fisher y Koerner, 1986; Paterson, 1991). Algunos estudios argumentan que existe una concentración de partículas umbral a partir de la cual el arrastre y el anclaje empiezan

a actuar (Alley et al., 1986; Fisher y Koerner, 1986; Iliescu y Baker, 2008; Jun et al., 1998). Las burbujas de aire presentes en la matriz de hielo también pueden afectar al movimiento de los bordes, sin embargo, lo harán a través de una combinación de ambos mecanismos: primero, ejercerán un efecto de anclaje de manera similar a como lo hacen las partículas insolubles (Alley et al., 1986a; Humphreys y Hatherly, 2004), y posteriormente ser arrastradas en un régimen de baja velocidad, permitiendo que el crecimiento del grano continúe (Nichols, 1966). Finalmente, es necesario destacar que en algunos testigos como el de EDML fué muy difícil encontrar evidencias de interacción entre partículas y los límites de grano en movimiento (p.ej. anclaje) en los 2.300 m superiores. Esto hace que la reducción del tamaño dentro de las CB aun no sea del todo comprendida.

Las partículas también pueden participar en proceso de SIBM-N. Cuando una masa de hielo está sometida a esfuerzos muy elevados, la energía de deformación se acumula a lo largo de los LG, lo que puede promover la nucleación de nuevos granos (Humphreys y Hatherly, 2004). De igual manera, la energía de deformación también se puede concentrar alrededor de las partículas presentes en el hielo que inhiben el deslizamiento en los LG, incrementando la recristalización dinámica y estimulando la nucleación de nuevos granos (Song et al., 2005). Este mecanismo es conocido en el campo de estudio de metales y aleaciones como nucleación inducida por las partículas (Particle-Stimulated Nucleation o PSN; Habiby y Humphreys, 1999; Huang y Humphreys, 2000; Somerday y Humphreys, 2003).

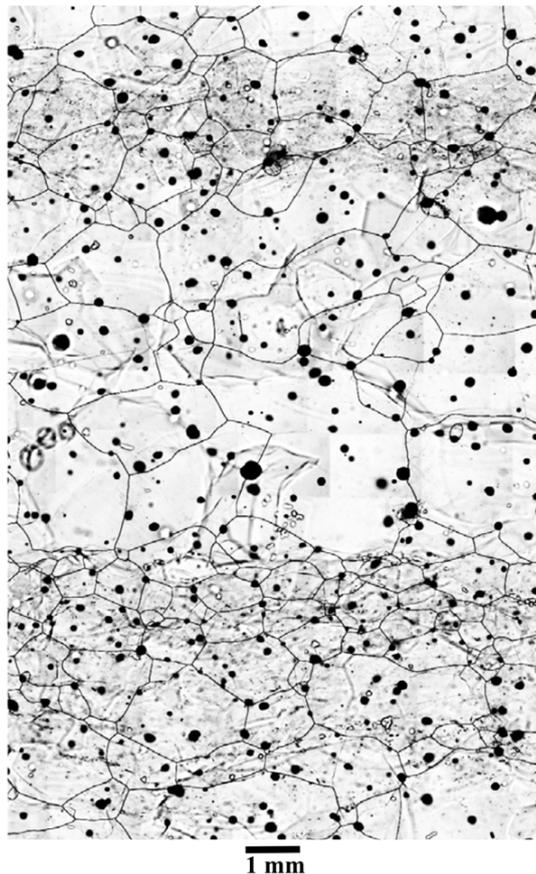


Figura 6. Mosaico que muestra dos capas de impurezas (cloudy bands; CB) en la zona BHZ del testigo de hielo EDML a 954 m de profundidad. La alta concentración de micro-inclusiones les da a estas capas una apariencia más oscura. Se puede ver claramente las diferencias de tamaño, ya que, dentro de las capas más oscuras, el tamaño de grano es menor que en el hielo “limpio” que tiene un aspecto más claro. Tomado de Faria et al. (2014a).

4.4.1. Hielo de periodos glaciales

Los registros paleoambientales obtenidos a partir de testigos de hielo perforados en zonas polares (de Angelis et al. 1987; Hansson 1994; Steffensen 1997), en hielo de latitudes bajas (Thompson et al. 1995), y en sedimentos marinos (Natural Research Council, 1994) o terrestres (Kukla, 1989), han demostrado que la carga de polvo atmosférico que se depositó en océanos y continentes fue mucho mayor durante los periodos glaciares (fríos y ventosos) que durante los interglaciares. En los testigos EDC y Vostok (Antártida) la concentración de polvo durante el último máximo glacial (LGM; Last Glacial Maximum, denominado Wisconsin en América del Norte y Würm en Europa) fue mucho mayor que en el interglacial actual (Holoceno; De Angelis et al. 1983; Eichler et al., 2019; Hammer et al., 1985; Petit et al., 1981, 1990; Sakurai et al., 2011). En Groenlandia también se han hecho observaciones similares (p.ej., GRIP; Steffensen 1997). Además, también hay diferencias regionales, por ejemplo, la concentración de polvo en el hielo de la pequeña edad de hielo (Little Ice Age; LIA) es tres veces mayor en EDML que en EDC (Figura 1), esto puede deberse a que el primero está más cerca de Sudamérica, la principal fuente de polvo en el este de la Antártida durante ese periodo (Basile et al., 1997; Delmonte et al., 2004, 2008; Grousset et al., 1992; Mahowald et al., 2006). Se han propuesto algunos mecanismos que pueden explicar la mayor entrada de polvo durante las épocas glaciales: 1. Aumento de la aridez en los continentes debido a cambios en la humedad del suelo y/o en la cubierta vegetal, junto con una mayor extensión de las áreas fuentes de polvo causada por el descenso del nivel del mar (Petit et al. 1981; Joussaume 1990), 2. Una circulación atmosférica más fuerte, causada por una mayor gradiente de temperatura meridional generado por la extensión hacia el norte del hielo marino (Miembros del COHMAP, 1988), y 3. Reducción de la intensidad del ciclo hidrológico provocando que la deposición húmeda de las partículas atmosféricas fuera menos eficiente, lo que condujo a un transporte más eficaz del polvo (Hansson 1994; Joussaume 1989; Yung et al. 1996). En el testigo EDML, en los tramos pertenecientes al Holoceno se han encontrado concentraciones de partículas de entre 10 y 10^3 cm^3 y de 10^4 y 10^6 cm^3 en el hielo de periodos glaciares, llegando a sobre pasar el valor de 10^7 cm^3 en las CB más intensas (Faria et al., 2010).

Estudios realizados en Groenlandia han revelado que la naturaleza de impurezas en periodos interglaciares (p.ej., Holoceno) se componen en un 96% de sulfatos como CaSO_4 , Na_2SO_4 , o el MgSO_4 (Ohno et al., 2005, 2006; Sakurai et al., 2011), mientras que las partículas de polvo solo suponen un 4% (Eichler et al., 2019). Por el contrario, los periodos glaciares la proporción cambia, ya que las partículas de polvo suponen un 67%, y están compuestas habitualmente por CaCO_3 (Sakurai et al., 2009), con los sulfatos (p.ej., CaSO_4 ; Sakurai et al., 2011) representando el 33 % restante (Eichler et al., 2019). Además, se ha encontrado que el hielo glacial puede estar caracterizado por la presencia de ácidos como $\text{CH}_3\text{SO}_3\text{H}$ (Sakurai et al., 2010). Como consecuencia, en ambas capas de hielo los tramos o capas pertenecientes a estos periodos glaciales se caracterizan por tener un tamaño de grano mucho menor (p.ej., Thorsteinsson, 1995).

4.5 Efectos de las impurezas sobre las propiedades mecánicas del hielo

Las bases de la mecánica del hielo han sido establecidas e investigadas mediante pruebas de laboratorio (p.ej., Budd y Jacka, 1989; Glen, 1955; Jacka y Maccagnan, 1984; Treverrow et al., 2012). Los resultados sugieren que el flujo del hielo policristalino e isotrópico sigue una ley que es conocida en glaciología como la ley de flujo de Glen:

$$\dot{\epsilon} = A\sigma^n$$

donde $\dot{\epsilon}$ es la tasa de deformación, σ el esfuerzo, A el parámetro de flujo y n el exponente de flujo (Glen 1952, 1955). El parámetro de flujo A puede ser afectado por las impurezas que están dentro de la matriz de hielo (Dahl-Jensen, 1989; KostECKA y Whillans, 1988; Reeh, 1988).

En 1977 Paterson llevó a cabo una serie de pruebas con el fin de mejorar la comprensión del flujo glaciar, combinando experimentos de laboratorio y experimentos de campo, que fueron de tres tipos: 1. Medición de la velocidad de inclinación del pozo que queda después de la perforación de un testigo de hielo como resultado de procesos de cizallamiento en el interior de la masa de hielo (Nye, 1957), 2. Estimación de la velocidad a la que una plataforma de hielo flotante se extiende bajo su propio peso (Thomas, 1973), y 3. Control de la velocidad de cierre de un pozo o de un túnel glaciar. Este último método fue aplicado en la perforación n°72, llevada a cabo en la capa de hielo de la isla de Devon (Ártico canadiense), donde los resultados mostraron una tasa de cierre anómala cerca del fondo del pozo. El hielo que poseía este peculiar comportamiento mecánico fue sometido a métodos de datación isotópica basados en el oxígeno (Dansgaard, 1973), que confirmaron que este hielo pertenecía a la glaciación Wisconsin/Würm y que, además, poseía un tamaño de grano pequeño y un alto contenido de impurezas. Este hallazgo fue uno de los primeros indicios que sugerían que el alto contenido de partículas podía afectar al comportamiento mecánico del hielo. Unos años más tarde, el estudio de Fischer y Koerner (1986) también apoyó esta teoría y Paterson (1991) descubrió que, para un determinado valor de temperatura y de esfuerzo de cizalla, la tasa de deformación del hielo de LGM era tres veces mayor que la del Holoceno. La fábrica de estas capas se caracteriza por tener un único máximo en posición vertical (Paterson, 1991). Esta disposición característica es consecuencia de la rotación de los granos sometidos a un régimen de cizalla simple, proceso en el cual los planos basales (donde se da un deslizamiento preferente) se disponen paralelos al plano de cizalla, creando una condición favorable para la deformación del hielo. Este efecto ha sido observado en testigos de hielo como EDC (Durand et al., 2009), WAIS (Fitzpatrick et al., 2014), EPICA (Weikusat et al., 2017), o NEEM (Montagnat et al., 2014). Una posible consecuencia es el aumento del flujo de las capas de hielo polar hacia el océano, con las correspondientes implicaciones en la pérdida de masa y la subida del nivel del mar.

Sin embargo, en ocasiones las capas ricas en impurezas no muestran diferencias significativas en la fábrica con respecto al hielo supra- e infra- yacente y, sin embargo, sus características reológicas siguen siendo las mismas que caracterizan a este tipo de capas (i.e., aumento del flujo de la masa de hielo). Esta peculiaridad se observó por primera vez en EDML, Antártida oriental (Faria et al., 2006), cuyo pozo de perforación empezó a cerrarse a una profundidad aproximada de 2.400 m, indicando un cambio repentino en la reología. Se concluyó que el alto contenido de impurezas, la temperatura y los bajos esfuerzos típicos de una capa de hielo polar activaron dentro las capas de impurezas un mecanismo de deformación denominado *cizallamiento micro-estructural* o *micro-cizallamiento* (Bons y Jessell, 1999; Drury y Humphreys, 1988; Hurley y Humphreys, 2003). Este mecanismo puede liberar o aliviar la concentración de esfuerzos y las incompatibilidades de deformación sin causar impactos severos en la evolución de la fábrica, a través de descargas de tensión microscópicas e intermitentes por deslizamiento del límite de grano. Cuando este proceso se activa, la microestructura presenta un patrón llamativo, en el que la mayoría de los límites de grano adquieren una orientación preferente, con una fuerte tendencia a generar largas cadenas aproximadamente paralelas a la estratigrafía local. En estos casos, la mayoría de los límites de sub-grano tienden a actuar como “puentes” que conectan las partes discontinuas de las largas cadenas formadas por los límites de grano. Este tipo de proceso se produce por la combinación de altas temperaturas (≥ -15 °C) y esfuerzos moderados, condiciones ambas características de las zonas más profundas de las capas de hielo. Es importante destacar que la micro-cizalla con deslizamiento del límite de grano no

sustituye al proceso de deslizamiento basal mientras se produce la deformación, sino que son procesos complementarios (Faria et al., 2006).

Mediante esta revisión condensada, que ha abarcado el proceso de transformación de nieve en hielo, su microestructura y su interacción con las impurezas, he querido establecer las bases teóricas para comprender de manera integral el caso de estudio presentado en el Capítulo 6. Este tema se caracteriza por su notable complejidad, al fusionar la glaciología tradicional con la ciencia de materiales, y está constantemente en evolución debido a los continuos avances en las técnicas de análisis.

REFERENCIAS

- Alley, R. B. (1988). Fabrics in Polar Ice Sheets: Development and Prediction. *Science*, 240(4851), 493–495. doi: 10.1126/science.240.4851.493
- Alley, R. B. (1992). Flow-law hypotheses for ice-sheet modeling. *Journal of Glaciology*, 38(129), 245–256. doi: 10.3189/S0022143000003658
- Alley, R. B., Blankenship, D. D., Bentley, C. R., & Rooney, S. T. (1986b). Deformation of till beneath ice stream B, West Antarctica. *Nature*, 322(6074), 57–59. doi: 10.1038/322057a0
- Alley, R. B., Gow, A. J., & Meese, D. A. (1995). Mapping *c*-axis fabrics to study physical processes in ice. *Journal of Glaciology*, 41(137), 197–203. doi: 10.3189/S0022143000017895
- Alley, R. B., Perepezko, J. H., & Bentley, C. R. (1986a). Grain Growth in Polar Ice: I. Theory. *Journal of Glaciology*, 32(112), 415–424. doi: 10.3189/S0022143000012120
- Alley, R. B., & Woods, G. A. (1996). Impurity influence on normal grain growth in the GISP2 ice core, Greenland. *Journal of Glaciology*, 42(141), 255–260. doi: 10.3189/S0022143000004111
- Azuma, N., & Higashi, A. (1984). Mechanical Properties of Dye 3 Greenland Deep Ice Cores. *Annals of Glaciology*, 5, 1–8. doi: 10.3189/1984AoG5-1-1-8
- Azuma, N., Miyakoshi, T., Yokoyama, S., & Takata, M. (2012). Impeding effect of air bubbles on normal grain growth of ice. *Journal of Structural Geology*, 42, 184–193. doi: 10.1016/j.jsg.2012.05.005
- Atkinson, H. V. (1988). Overview no. 65. *Acta Metallurgica*, 36(3), 469–491. doi: 10.1016/0001-6160(88)90079-X
- Barnola, J. M., Raynaud, D., Korotkevich, Y. S., & Lorius, C. (1987). Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO₂. *Nature*, 329(6138), 408–414. doi: 10.1038/329408a0
- Barnes, P. R. F., Wolff, E. W., Mader, H. M., Udisti, R., Castellano, E., & Röthlisberger, R. (2003). Evolution of chemical peak shapes in the Dome C, Antarctica, ice core: evolution of chemical peak shapes. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D3). doi: 10.1029/2002JD002538
- Bartels-Rausch, T., Bergeron, V., Cartwright, J. H. E., Escribano, R., Finney, J. L., Grothe, H., Gutiérrez, P. J., Haapala, J., Kuhs, W. F., Pettersson, J. B. C., Price, S. D., Sainz-Díaz, C. I., Stokes, D. J., Strazzulla, G., Thomson, E. S., Trinks, H., & Uras-Aytemiz, N. (2012). *Ice structures, patterns, and processes: A view across the ice-fields*. doi: 10.48550/ARXIV.1207.3738
- Basile, I., Grousset, F. E., Revel, M., Petit, J. R., Biscaye, P. E., & Barkov, N. I. (1997). Patagonian origin of glacial dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome C) during glacial stages 2, 4 and 6. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(3–4), 573–589. doi: 10.1016/S0012-821X(96)00255-5
- Beck, P. A., & Sperry, P. R. (1950). Strain Induced Grain Boundary Migration in High Purity Aluminum. *Journal of Applied Physics*, 21(2), 150–152. doi: 10.1063/1.1699614
- Bender, M. L. (2002). Orbital tuning chronology for the Vostok climate record supported by trapped gas composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 204(1–2), 275–289. doi: 10.1016/S0012-821X(02)00980-9

- Bender, M. L., Sowers, T., Barnola, J.-M., & Chappellaz, J. (1994). Changes in the O₂/N₂ ratio of the atmosphere during recent decades reflected in the composition of air in the firn at Vostok Station, Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 21(3), 189–192. doi: 10.1029/93GL03548
- Bentley, C. R., & Koci, B. R. (2007). Drilling to the beds of the Greenland and Antarctic ice sheets: A review. *Annals of Glaciology*, 47, 1–9. doi: 10.3189/172756407786857695
- Bons, P. D., & Jessell, M. W. (1999). Micro-shear zones in experimentally deformed octachloropropane. *Journal of Structural Geology*, 21(3), 323–334. doi: 10.1016/S0191-8141(98)90116-X
- Buchanan J. Y. (1887) On Ice and Brines. *Nature*, 36(914), 9–12. doi: 10.1038/036009a0
- Budd WF and Jacka TH (1989) A review of ice rheology for ice sheet modelling. *Cold Regions Science and Technology*, 16(2), 107–144. doi: 10.1016/0165-232X(89)90014-1
- Bunge, H. J., & Schwarzer, R. A. (2001). Orientation Stereology—A New Branch in Texture Research. *Advanced Engineering Materials*, 3(1–2), 25–39. doi: 10.1002/1527-2648(200101)3:1/2<25::AID-ADEM25>3.0.CO;2-8
- COHMAP Members. (1988). Climatic Changes of the Last 18,000 Years: Observations and Model Simulations. *Science*, 241(4869), 1043–1052. doi: 10.1126/science.241.4869.1043
- Colbeck, S. C. (1983). Ice crystal morphology and growth rates at low supersaturations and high temperatures. *Journal of Applied Physics*, 54(5), 2677–2682. doi: 10.1063/1.332290
- Colbeck, S. C. (1989). Air Movement in Snow Due to Windpumping. *Journal of Glaciology*, 35(120), 209–213. doi: 10.3189/S0022143000004524
- Dahl-Jensen, D. (1989). Steady thermomechanical flow along two-dimensional flow lines in large grounded ice sheets. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B8), 10355–10362. doi: 10.1029/JB094iB08p10355
- Dahl-Jensen, D. and Gundestrup, N. S.: Constitutive properties of ice at Dye 3, Greenland, in: The Physical Basis of Ice Sheet Modelling (Proceedings of the Vancouver Symposium, August 1987), IAHS Publ. no. 170, Washington, DC, USA, 31–43, 1987.
- Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Miller, H., Watanabe, O., Johnsen, S. J., Steffensen, J. P., Clausen, H. B., Svensson, A., & Larsen, L. B. (2002). The NorthGRIP deep drilling programme. *Annals of Glaciology*, 35, 1–4. doi: 10.3189/172756402781817275
- Dansgaard, W. (1953). The Abundance of O¹⁸ in Atmospheric Water and Water Vapour. *Tellus*, 5(4), 461–469. doi: 10.3402/tellusa.v5i4.8697
- Dansgaard, W. (1954). The O¹⁸-abundance in fresh water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 6(5–6), 241–260. doi: 10.1016/0016-7037(54)90003-4
- Dansgaard, W., Clausen, H. B., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Johnsen, S. F., Kristinsdottir, P. M., & Reeh, N. (1982). A New Greenland Deep Ice Core. *Science*, 218(4579), 1273–1277. doi: 10.1126/science.218.4579.1273
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B. and Gundestrup, N. 1973. Stable isotope glaciology. *Medd. on Greenland* 197, 1-53.
- De Angelis, M. D., Barkov, N. I., & Petrov, V. N. (1987). Aerosol concentrations over the last climatic cycle (160 kyr) from an Antarctic ice core. *Nature*, 325(6102), 318–321. doi: 10.1038/325318a0
- De Angelis, M., Legrand, M., Petit, J. R., Barkov, N. I., Korotkevitch, Ye. S., & Kotlyakov, V. M. (1983). Soluble and insoluble impurities along the 950 m deep Vostok ice core (Antarctica)—Climatic implications. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 1(3), 215–239. doi: 10.1007/BF00058730
- De La Chapelle, S., Castelnau, O., Lipenkov, V., & Duval, P. (1998). Dynamic recrystallization and texture development in ice as revealed by the study of deep ice cores in Antarctica and Greenland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B3), 5091–5105. doi: 10.1029/97JB02621
- Della Lunga, D., Müller, W., Rasmussen, S. O., & Svensson, A. (2014). Location of cation impurities in NGRIP deep ice revealed by cryo-cell UV-laser-ablation ICPMS. *Journal of Glaciology*, 60(223), 970–988. doi: 10.3189/2014JoG13J199

- Delmonte, B., Andersson, P. S., Hansson, M., Schöberg, H., Petit, J. R., Basile-Doelsch, I., & Maggi, V. (2008). Aeolian dust in East Antarctica (EPICA-Dome C and Vostok): Provenance during glacial ages over the last 800 kyr: aeolian dust in East Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 35(7). doi.org/10.1029/2008GL033382
- Delmonte, B., Petit, J. R., Andersen, K. K., Basile-Doelsch, I., Maggi, V., & Ya Lipenkov, V. (2004). Dust size evidence for opposite regional atmospheric circulation changes over east Antarctica during the last climatic transition. *Climate Dynamics*, 23(3–4), 427–438. doi: 10.1007/s00382-004-0450-9
- Dome-F Deep Coring Group. (1998). Deep ice-core drilling at Dome Fuji and glaciological studies in east Dronning Maud Land, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 27, 333–337. doi: 10.3189/1998AoG27-1-333-337
- Drury, M. R., & Humphreys, F. J. (1988). Microstructural shear criteria associated with grain-boundary sliding during ductile deformation. *Journal of Structural Geology*, 10(1), 83–89. doi: 10.1016/0191-8141(88)90130-7
- Durand, G., Gagliardini, O., Thorsteinsson, T., Svensson, A., Kipfstuhl, S., & Dahl-Jensen, D. (2006). Ice microstructure and fabric: An up-to-date approach for measuring textures. *Journal of Glaciology*, 52(179), 619–630. doi:10.3189/172756506781828377
- Durand, G., Persson, A., Samyn, D., & Svensson, A. (2008). Relation between neighbouring grains in the upper part of the NorthGRIP ice core—Implications for rotation recrystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 265(3–4), 666–671. doi: 10.1016/j.epsl.2007.11.002
- Durand, G., Svensson, A., Kipfstuhl, S., Persson, A., Gagliardini, O., Gillet, F., Sjolte, J., Montagnat, M., & Dahl-Jensen, D. (2009). Evolution of the texture along the EPICA dome C ice core. I *Low Temperature Science Supplement Issue: Physics of Ice Core Records II* (Bind 68, s. 91-106). Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo Japan.
- Duval, P., Ashby, M. F., & Anderman, I. (1983). Rate-controlling processes in the creep of polycrystalline ice. *The Journal of Physical Chemistry*, 87(21), 4066–4074. doi: 10.1021/j100244a014
- Duval, P., & Castelnau, O. (1995). Dynamic Recrystallization of Ice in Polar Ice Sheets. *Le Journal de Physique IV*, 05(C3), C3-197-C3-205. doi: 10.1051/jp4:1995317
- Duval, P., & Lorius, C. (1980). Crystal size and climatic record down to the last ice age from Antarctic ice. *Earth and Planetary Science Letters*, 48(1), 59–64. doi: 10.1016/0012-821X(80)90170-3
- Eichler, J. (2013). *C-Axis Analysis of the NEEM Ice Core – An Approach based on Digital Image Processing*. Master's Thesis, Fachbereich Physik, Freie Universität Berlin. Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung.
- Eichler, J., Kleitz, I., Bayer-Giraldi, M., Jansen, D., Kipfstuhl, S., Shigeyama, W., Weikusat, C., & Weikusat, I. (2017). Location and distribution of micro-inclusions in the EDML and NEEM ice cores using optical microscopy and in situ Raman spectroscopy. *The Cryosphere*, 11(3), 1075–1090. doi: 10.5194/tc-11-1075-2017
- Eichler, J., Weikusat, C., Wegner, A., Twarloh, B., Behrens, M., Fischer, H., Hörhold, M., Jansen, D., Kipfstuhl, S., Ruth, U., Wilhelms, F., & Weikusat, I. (2019). Impurity Analysis and Microstructure Along the Climatic Transition From MIS 6 Into 5e in the EDML Ice Core Using Cryo-Raman Microscopy. *Frontiers in Earth Science*, 7, 20. doi: 10.3389/feart.2019.00020
- Etheridge, D. M., Steele, L. P., Langenfelds, R. L., Francey, R. J., Barnola, J.-M., & Morgan, V. I. (1996). Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D2), 4115–4128. doi: 10.1029/95JD03410
- Faria, S. H. (2006). Creep and recrystallization of large polycrystalline masses. III. Continuum theory of ice sheets. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 462(2073), 2797–2816. https://doi.org/10.1098/rspa.2006.1698
- Faria, S. H., Freitag, J., & Kipfstuhl, S. (2010). Polar ice structure and the integrity of ice-core paleoclimate records. *Quaternary Science Reviews*, 29(1–2), 338–351. doi: 10.1016/j.quascirev.2009.10.016
- Faria, S.H., Kipfstuhl, S., Azuma, N., Freitag, J., Weikusat, I., Murshed, M.M., & Kuhs, W.F. (2009). The Multiscale Structure of Antarctica Part I: Inland Ice.

- Faria, S. H., Kipfstuhl, S., & Lambrecht, A. (2018). Antarctica and EPICA. In S. H. Faria, S. Kipfstuhl, & A. Lambrecht, *The EPICA-DML Deep Ice Core* (pp. 9–22). Springer Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-662-55308-4_2
- Faria, S. H., Weikusat, I., & Azuma, N. (2014a). The microstructure of polar ice. Part I: Highlights from ice core research. *Journal of Structural Geology*, *61*, 2–20. doi: 10.1016/j.jsg.2013.09.010
- Faria, S. H., Weikusat, I., & Azuma, N. (2014b). The microstructure of polar ice. Part II: State of the art. *Journal of Structural Geology*, *61*, 21–49. doi: 10.1016/j.jsg.2013.11.003
- Fierz, C., Armstrong, R.L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D.M., Nishimura, K., Satyawali, P.K. and Sokratov, S.A. 2009. *The International Classification for Seasonal Snow on the Ground*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology N°83, IACS Contribution N°1, UNESCO-IHP, Paris.
- Fisher, D. A., & Koerner, R. M. (1986). On the Special Rheological Properties of Ancient Microparticle-Laden Northern Hemisphere Ice as Derived from Bore-Hole and Core Measurements. *Journal of Glaciology*, *32*(112), 501–510. doi: 10.3189/S0022143000012211
- Fitzpatrick, J. J., Voigt, D. E., Fegyveresi, J. M., Stevens, N. T., Spencer, M. K., Cole-Dai, J., Alley, R. B., Jardine, G. E., Cravens, E. D., Wilen, L. A., Fudge, T. J., & McConnell, J. R. (2014). Physical properties of the WAIS Divide ice core. *Journal of Glaciology*, *60*(224), 1181–1198. doi: 10.3189/2014JoG14J100
- Freitag, J., Kipfstuhl, S., Laepple, T., & Wilhelms, F. (2013). Impurity-controlled densification: A new model for stratified polar firn. *Journal of Glaciology*, *59*(218), 1163–1169. doi: 10.3189/2013JoG13J042
- Fudge, T. J., Markle, B. R., Cuffey, K. M., Buizert, C., Taylor, K. C., Steig, E. J., Waddington, E. D., Conway, H., & Koutnik, M. (2016). Variable relationship between accumulation and temperature in West Antarctica for the past 31,000 years. *Geophysical Research Letters*, *43*(8), 3795–3803. doi: 10.1002/2016GL068356
- Fuentes-Landete, V., Christian Mitterdorfer, P. H. Handle, Guadalupe Ruiz, J. Bernard, Anatoli Bogdan, M. Seidl, Katrin Amann-Winkel, J. Stern, S. Fuhrmann, and Thomas Loerting (2015). “Crystalline and amorphous ices.” In: *Proceedings of the International School of Physics “Enrico Fermi”*. Vol. 187. Water: Fundamentals as the Basis for Understanding the Environment and Promoting Technology, pp. 173–208.
- Fujita, S., Hirabayashi, M., Goto-Azuma, K., Dallmayr, R., Satow, K., Zheng, J., & Dahl-Jensen, D. (2014). Densification of layered firn of the ice sheet at NEEM, Greenland. *Journal of Glaciology*, *60*(223), 905–921. doi: 10.3189/2014JoG14J006
- Galewsky, J., Steen-Larsen, H. C., Field, R. D., Worden, J., Risi, C., & Schneider, M. (2016). Stable isotopes in atmospheric water vapor and applications to the hydrologic cycle. *Reviews of Geophysics*, *54*(4), 809–865. doi: 10.1002/2015RG000512
- Glen, J. W. (1952). Experiments on the Deformation of Ice. *Journal of Glaciology*, *2*(12), 111–114. doi: 10.3189/S0022143000034067
- Glen JW (1955) The creep of polycrystalline ice. *Proc. R. Soc. Lond. Ser. A*, *228*, 519–538. doi: 10.1098/rspa.1955.0066
- Gore, M. J., Grujicic, M., Olson, G. B., & Cohen, M. (1989). Thermally activated grain boundary unpinning. *Acta Metallurgica*, *37*(11), 2849–2854. doi: 10.1016/0001-6160(89)90320-9
- Gow A.J. (1968) Deep core studies of the accumulation and densification of snow at Byrd Station and Little America V, Antarctica. *CRREL Research Report 197*, 1–45.
- Gow, A. J. (1969). On the Rates of Growth of Grains and Crystals in South Polar Firn. *Journal of Glaciology*, *8*(53), 241–252. doi: 10.3189/S0022143000031233
- Gow, A. J. (1971). Relaxation of ice in Deep Drill Cores from Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, *76*(11), 2533–2541. doi: 10.1029/JB076i011p02533
- Gow, A. J., Meese, D. A., Alley, R. B., Fitzpatrick, J. J., Anandakrishnan, S., Woods, G. A., & Elder, B. C. (1997). Physical and structural properties of the Greenland Ice Sheet Project 2 ice core: A review. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *102*(C12), 26559–26575. doi: 10.1029/97JC00165
- Gow, A. J., & Williamson, T. (1971). Volcanic ash in the Antarctic ice sheet and its possible climatic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, *13*(1), 210–218. doi: 10.1016/0012-821X(71)90126-9
- Gow, A. J., & Williamson, T. (1976). Rheological implications of the internal structure and crystal fabrics of the West Antarctic ice sheet as revealed by deep core drilling at Byrd Station. *Geological Society of America Bulletin*, *87*(12), 1665. doi: 10.1130/0016-7606(1976)87<1665:RIOTIS>2.0.CO;2

- GRIP Community Members, 1996. Greenland Ice Core Project: an ESF Research Programme. European Science Foundation, Strasbourg. Final report. Tech. rep.
- Grousset, F. E., Biscaye, P. E., Revel, M., Petit, J.-R., Pye, K., Joussaume, S., & Jouzel, J. (1992). Antarctic (Dome C) ice-core dust at 18 k.y. B.P.: Isotopic constraints on origins. *Earth and Planetary Science Letters*, *111*(1), 175–182. doi: 10.1016/0012-821X(92)90177-W
- Guillope, M., & Poirier, J. P. (1979). Dynamic recrystallization during creep of single-crystalline halite: An experimental study. *Journal of Geophysical Research*, *84*(B10), 5557. doi: 10.1029/JB084iB10p05557
- Habiby, F., & Humphreys, F. J. (1994). The effect of particle stimulated nucleation on the recrystallization texture of an Al Si alloy. *Scripta Metallurgica et Materialia*, *30*(6), 787–790. doi: 10.1016/0956-716X(94)90200-3
- Hamann, I., Weikusat, C., Azuma, N., & Kipfstuhl, S. (2007). Evolution of ice crystal microstructure during creep experiments. *Journal of Glaciology*, *53*(182), 479–489. doi: 10.3189/002214307783258341
- Hammer, C. U., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Neftel, A., Kristinsdottir, P., & Johnson, E. (1985). Continuous impurity analysis along the Dye 3 deep core. In C. C. Langway, H. Oeschger, & W. Dansgaard (Eds.), *Geophysical Monograph Series* (Vol. 33, pp. 90–94). American Geophysical Union. doi: 10.1029/GM033p0090
- Hansen, B.L., Langway Jr., C.C., 1966. Deep core drilling and core analysis at Camp Century, Greenland, 1961–1966. *Antarct. J. U.S.* *1* (5), 207–208.
- Hansson, M. E. (1994). The Renland ice core. A Northern Hemisphere record of aerosol composition over 120,000 years. *Tellus B*, *46*(5), 390–418. doi: 10.1034/j.1600-0889.1994.t01-4-00005.x
- Harper, J., Humphrey, N., Pfeffer, W. T., Brown, J., & Fettweis, X. (2012). Greenland ice-sheet contribution to sea-level rise buffered by meltwater storage in firn. *Nature*, *491*(7423), 240–243. doi: 10.1038/nature11566
- Harrison, W. D., & Raymond, C. F. (1976). Impurities and their Distribution in Temperate Glacier Ice. *Journal of Glaciology*, *16*(74), 173–181. doi: 10.3189/S0022143000031518
- Heuberger, J.C. 1954. *Groenland, glaciology, Forages sur l'inlandis*. 1: 63-84. Paris: Hermann and Cie.
- Hörhold, M. W., Laepple, T., Freitag, J., Bigler, M., Fischer, H., & Kipfstuhl, S. (2012). On the impact of impurities on the densification of polar firn. *Earth and Planetary Science Letters*, *325–326*, 93–99. doi: 10.1016/j.epsl.2011.12.022
- Huang, Y., & Humphreys, F. J. (2000). Subgrain growth and low angle boundary mobility in aluminium crystals of orientation $\{110\} \langle 001 \rangle$. *Acta Materialia*, *48*(8), 2017–2030. doi: 10.1016/S1359-6454(99)00418-8
- Humphreys, F. J., & Hatherly, M. (2004). *Recrystallization and related annealing phenomena* (2nd ed). Elsevier.
- Kipfstuhl, S., Pauer, F., Kuhs, W. F., & Shoji, H. (2001). Air bubbles and clathrate hydrates in the transition zone of the NGRIP deep ice core. *Geophysical Research Letters*, *28*(4), 591-594.
- Hurley, P. J., & Humphreys, F. J. (2003). Modelling the recrystallization of single-phase aluminium. *Acta Materialia*, *51*(13), 3779–3793. doi: 10.1016/S1359-6454(03)00192-7
- Iliescu, D., & Baker, I. (2008). Effects of impurities and their redistribution during recrystallization of ice crystals. *Journal of Glaciology*, *54*(185), 362–370. doi: 10.3189/002214308784886216
- Jaccard, C. (1976). P. V. Hobbs Ice physics. Oxford, Clarendon Press, 1974. xvii, 837 p. £29. *Journal of Glaciology*, *17*(75), 155–156. doi: 10.3189/S0022143000030847
- Jacka, T. H., & Maccagnan, M. (1984) Ice crystallographic and strain rate changes with strain in compression and extension. *Cold Regions Science and Technology*, *8*(3), 269–286. doi: 10.1016/0165-232X(84)90058-2
- Johnsen, S. J., Gundestrup, N. S., Hansen, S. B., Schwander, J., & Rufli, H. (1994). The new improved version of the ISTUK ice core drill.
- Jones, N. (2012). Russians celebrate Vostok victory. *Nature*, *482*(7385), 287–287. doi: 10.1038/482287a
- Joussaume, S. (1990). Three-dimensional simulations of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model. *Journal of Geophysical Research*, *95*(D2), 1909. doi: 10.1029/JD095iD02p01909
- Joussaume, S., Jouzel, J., & Sadourny, R. (1989). Simulations of the Last Glacial Maximum with an Atmospheric General Circulation Model Including Paleoclimatic Tracer Cycles. In A. Berger, R. E. Dickinson, & J. W.

- Kidson (Eds.), Geophysical Monograph Series (pp. 159–162). American Geophysical Union. doi: 10.1029/GM052p0159
- Jouzel, J. (2013). A brief history of ice core science over the last 50 yr. *Climate of the Past*, 9(6), 2525–2547. doi: 10.5194/cp-9-2525-2013
- Jun, L., Jacka, T. H., & Morgan, V. (1998). Crystal-size and microparticle record in the ice core from Dome Summit South, Law Dome, East Antarctica. *Annals of Glaciology*, 27, 343–348. doi: 10.3189/1998AoG27-1-343-348
- Kapitsa, A. P., Ridley, J. K., De Q. Robin, G., Siegert, M. J., & Zotikov, I. A. (1996). A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica. *Nature*, 381(6584), 684–686. doi: 10.1038/381684a0
- Kipfstuhl, S., Faria, S. H., Azuma, N., Freitag, J., Hamann, I., Kaufmann, P., Miller, H., Weiler, K., & Wilhelms, F. (2009). Evidence of dynamic recrystallization in polar firn. *Journal of Geophysical Research*, 114(B5), B05204. doi: 10.1029/2008JB005583
- Kipfstuhl, S., Hamann, I., Lambrecht, A., Freitag, J., Faria, S. H., Grigoriev, D., & Azuma, N. (2006). Microstructure mapping: A new method for imaging deformation-induced microstructural features of ice on the grain scale. *Journal of Glaciology*, 52(178), 398–406. doi: 10.3189/172756506781828647
- Kipfstuhl, S., Pauer, F., Kuhs, W. F., & Shoji, H. (2001). Air bubbles and Clathrate hydrates in the transition zone of the NGRIP Deep Ice Core. *Geophysical Research Letters*, 28(4), 591–594. doi: 10.1029/1999GL006094
- Kostecka, J. M., & Whillans, I. M. (1988). Mass Balance Along Two Transects of the West Side of the Greenland Ice Sheet. *Journal of Glaciology*, 34(116), 31–39. doi: 10.3189/S0022143000009035
- Kukla, G. (1989). Long continental records of climate—An introduction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72, 1–9. doi: 10.1016/0031-0182(89)90128-4
- Langway Jr, C. C. (2008). The history of early polar ice cores. *Cold Regions Science and Technology*, 52(2), 101–117.
- Legrand, M. R., & Delmas, R. J. (1988). Formation of HCl in the Antarctic atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 93(D6), 7153–7168. doi: 10.1029/JD093iD06p07153
- Legrand, M., & Mayewski, P. (1997). Glaciochemistry of polar ice cores: A review. *Reviews of Geophysics*, 35(3), 219–243. doi: 10.1029/96RG03527
- Lipenkov, V. Ya., Barkov, N. I., Duval, P., & Pimienta, P. (1989). Crystalline Texture of the 2083 m Ice Core at Vostok Station, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 35(121), 392–398. doi: 10.3189/S0022143000009321
- Lipenkov, V. Ya., Salamatin, A. N., & Duval, P. (1997). Bubbly-ice densification in ice sheets: II. Applications. *Journal of Glaciology*, 43(145), 397–407. doi: 10.3189/S0022143000034973
- Lomonaco, R., Albert, M., & Baker, I. (2011). Microstructural evolution of fine-grained layers through the firn column at Summit, Greenland. *Journal of Glaciology*, 57(204), 755–762. doi: 10.3189/002214311797409730
- Lorius, C., Merlivat, L., Jouzel, J., & Pourchet, M. (1979). A 30,000-yr isotope climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 280(5724), 644–648. doi: 10.1038/280644a0
- Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.-M., Raynaud, D., Stocker, T. F., & Chappellaz, J. (2008). Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years. *Nature*, 453(7193), 383–386. doi: 10.1038/nature06950
- MacFerrin, M., Machguth, H., As, D. V., Charalampidis, C., Stevens, C. M., Heilig, A., Vandecrux, B., Langen, P. L., Mottram, R., Fettweis, X., Broeke, M. R. V. D., Pfeffer, W. T., Moussavi, M. S., & Abdalati, W. (2019). Rapid expansion of Greenland's low-permeability ice slabs. *Nature*, 573(7774), 403–407. doi: 10.1038/s41586-019-1550-3
- Machguth, H., MacFerrin, M., Van As, D., Box, J. E., Charalampidis, C., Colgan, W., Fausto, R. S., Meijer, H. A. J., Mosley-Thompson, E., & Van De Wal, R. S. W. (2016). Greenland meltwater storage in firn limited by near-surface ice formation. *Nature Climate Change*, 6(4), 390–393. doi: 10.1038/nclimate2899
- Mahowald, N. M., Muhs, D. R., Levis, S., Rasch, P. J., Yoshioka, M., Zender, C. S., & Luo, C. (2006). Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates: dust response to climate. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D10). doi: 10.1029/2005JD006653

- McDowell, I. E., Albert, M. R., Lieblappen, S. A., & Keegan, K. M. (2020). Local Weather Conditions Create Structural Differences between Shallow Firn Columns at Summit, Greenland and WAIS Divide, Antarctica. *Atmosphere*, 11(12), 1370. doi: 10.3390/atmos11121370
- Miller, S. L. (1969). Clathrate Hydrates of Air in Antarctic Ice. *Science*, 165(3892), 489–490. doi: 10.1126/science.165.3892.489
- Miller, M. M. 1954. *Juneau Icefield Research Project, Alaska, 1950*. JIRP Report 7. American Geographical Society.
- Montagnat, M., Azuma, N., Dahl-Jensen, D., Eichler, J., Fujita, S., Gillet-Chaulet, F., Kipfstuhl, S., Samyn, D., Svensson, A., & Weikusat, I. (2014). Fabric along the NEEM ice core, Greenland, and its comparison with GRIP and NGRIP ice cores. *The Cryosphere*, 8(4), 1129–1138. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1129-2014>
- Montagnat, M., Buiron, D., Arnaud, L., Broquet, A., Schlitz, P., Jacob, R., & Kipfstuhl, S. (2012). Measurements and numerical simulation of fabric evolution along the Talos Dome ice core, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 357–358, 168–178. doi: 10.1016/j.epsl.2012.09.025
- Montagnat, M., & Duval, P. (2000). Rate controlling processes in the creep of polar ice, influence of grain boundary migration associated with recrystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 183(1–2), 179–186. doi: 10.1016/S0012-821X(00)00262-4
- Moser, D. E., Hörhold, M., Kipfstuhl, S., & Freitag, J. (2020). Microstructure of Snow and Its Link to Trace Elements and Isotopic Composition at Kohonen Station, Dronning Maud Land, Antarctica. *Frontiers in Earth Science*, 8, 23. doi: 10.3389/feart.2020.00023
- Mulvaney, R., & Peel, D. A. (1988). Anions and Cations in Ice Cores from Dolleman Island and the Palmer Land Plateau, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 10, 121–125. doi: 10.3189/S0260305500004286
- Nakaya, U. (1958a). Mechanical properties of single crystals of ice. U.S. Snow, Ice and Permafrost Research Establishment. *Research Report* 28.
- Nakaya, U. (1958b). The deformation of single crystals of ice. Union Géodésique et Géophysique Internationale. Association Internationale d'Hydrologie Scientifique. Symposium de Chamonix, 16–24 sept. 1958, p. 229–40.
- Narita, H., Azuma, N., Hondoh, T., Fujii, M., Kawaguchi, M., Mae, S., Shoji, H., Kameda, T., & Watanabe, O. (1999). Characteristics of air bubbles and hydrates in the Dome Fuji ice core, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 29, 207–210. doi: 10.3189/172756499781821300
- National Research Council. 1994. *Material Fluxes on the Surface of the Earth*. Washington, DC: The National Academies Press. doi: 10.17226/1992.
- NEEM community members. (2013). Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. *Nature*, 493(7433), 489–494. doi: 10.1038/nature11789
- Nichols, F. A. (1966). Theory of Grain Growth in Porous Compacts. *Journal of Applied Physics*, 37(13), 4599–4602. doi: 10.1063/1.1708102
- North Greenland Ice Core Project members. (2004). High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431(7005), 147–151. doi: 10.1038/nature02805
- Nye, J. F. (1957) The distribution of stress and velocity in glaciers and ice-sheets. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 239(1216), 113–133. doi: 10.1098/rspa.1957.0026
- Obbard, R., & Baker, I. (2007). The microstructure of meteoric ice from Vostok, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 53(180), 41–62. doi: 10.3189/172756507781833901
- Oerter, H., Drücker, C., Kipfstuhl, S. and Wilhelms, F. (2009): Kohonen Station the Drilling Camp for the EPICA Deep Ice Core in Dronning Maud Land, Polarforschung, Bremerhaven, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research & German Society of Polar Research, 78 (1/2), pp. 1-23 .
- Ohno, H., Igarashi, M., & Hondoh, T. (2005). Salt inclusions in polar ice core: Location and chemical form of water-soluble impurities. *Earth and Planetary Science Letters*, 232(1–2), 171–178. doi: 10.1016/j.epsl.2005.01.001
- Ohno, H., Igarashi, M., & Hondoh, T. (2006). Characteristics of salt inclusions in polar ice from Dome Fuji, East Antarctica. *Geophysical Research Letters*, 33(8), L08501. doi: 10.1029/2006GL025774

- Ohno, H., Lipenkov, V. Y., & Hondoh, T. (2004). Air bubble to clathrate hydrate transformation in polar ice sheets: A reconsideration based on the new data from Dome Fuji ice core. *Geophysical Research Letters*, 31(21). doi: 10.1029/2004GL021151
- Ohtomo, M., & Wakahama, G. (1985). Crystallographic orientation of a recrystallized grain grown in a strained single crystal of ice. *Philosophical Magazine A*, 52(3), 419–429. doi: 10.1080/01418618508237636
- Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. (2005). *Microtectonics* (2nd, ed.). Springer.
- Paterson, W. S. B. (1991). Why ice-age ice is sometimes “soft”. *Cold Regions Science and Technology*, 20(1), 75–98. doi: 10.1016/0165-232X(91)90058-O
- Paterson, W. S. B. (1994). *Physics of Glaciers*. Elsevier Science.
- Petit, J.-R., Briat, M., & Royer, A. (1981). Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength. *Nature*, 293(5831), 391–394. doi: 10.1038/293391a0
- Petit, J. R., Duval, P., & Lorius, C. (1987). Long-term climatic changes indicated by crystal growth in polar ice. *Nature*, 326(6108), 62–64. doi: 10.1038/326062a0
- Petit, J. R., Mournier, L., Jouzel, J., Korotkevich, Y. S., Kotlyakov, V. I., & Lorius, C. (1990). Palaeoclimatological and chronological implications of the Vostok core dust record. *Nature*, 343(6253), 56–58. doi: 10.1038/343056a0
- Petrenko V.F., and Whitworth R.W., 1999. The physics of ice. Oxford, etc., Oxford University Press, 384 pp. ISBN 0-19851-895-1, Hardback. £ 70. *Journal of Glaciology*, 46(153), 347–348. doi: 10.3189/S0022143000213579
- Ralph, B. (1990), Grain growth, *Mater. Sci. Technol.*, 6, 1139–1144.
- Raynaud, D., Lipenkov, V., Lemieux-Dudon, B., Duval, P., Loutre, M.-F., & Lhomme, N. (2007). The local insolation signature of air content in Antarctic ice. A new step toward an absolute dating of ice records. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(3–4), 337–349. doi: 10.1016/j.epsl.2007.06.025
- Reeh, N. (1988). A Flow-line Model for Calculating the Surface Profile and the Velocity, Strain-rate, and Stress Fields in an Ice Sheet. *Journal of Glaciology*, 34(116), 46–55. doi: 10.3189/S0022143000090959
- Roessiger, J., Bons, P. D., & Faria, S. H. (2014). Influence of bubbles on grain growth in ice. *Journal of Structural Geology*, 61, 123–132. doi: 10.1016/j.jsg.2012.11.003
- Roessiger, J., Bons, P. D., Griera, A., Jessell, M. W., Evans, L., Montagnat, M., Kipfstuhl, S., Faria, S. H., & Weikusat, I. (2011). Competition between grain growth and grain-size reduction in polar ice. *Journal of Glaciology*, 57(205), 942–948. doi: 10.3189/002214311798043690
- Sakurai, T., Iizuka, Y., Horikawa, S., Johnsen, S., Dahl-jensen, D., Steffensen, J. P., & Hondoh, T. (2009). Direct observation of salts as micro-inclusions in the Greenland GRIP ice core. *Journal of Glaciology*, 55(193), 777–783. doi:10.3189/002214309790152483
- Sakurai, T., Ohno, H., Genceli, F. E., Horikawa, S., Iizuka, Y., Uchida, T., & Hondoh, T. (2010). Magnesium methanesulfonate salt found in the Dome Fuji (Antarctica) ice core. *Journal of Glaciology*, 56(199), 837–842. doi: 10.3189/002214310794457335
- Sakurai, T., Ohno, H., Horikawa, S., Iizuka, Y., Uchida, T., Hirakawa, K., & Hondoh, T. (2011). The chemical forms of water-soluble microparticles preserved in the Antarctic ice sheet during Termination I. *Journal of Glaciology*, 57(206), 1027–1032. doi: 10.3189/002214311798843403
- Salamatin, A. N., Lipenkov, V. Y., Barnola, J. M., Hori, A., Duval, P., & Hondoh, T. (2009). Snow/firn densification in polar ice sheets, *Physics of ice core records II* (pp. 195–222).
- Salamatin, A. N., Lipenkov, V. Y., & Duval, P. (1997). Bubbly-ice densification in ice sheets: I. Theory. *Journal of Glaciology*, 43(145), 387–396. doi: 10.3189/S0022143000034961
- Salamatin, A. N., Lipenkov, V. Y., Ikeda-Fukazawa, T., & Hondoh, T. (2001). Kinetics of air-hydrate nucleation in polar ice sheets. *Journal of Crystal Growth*, 223(1–2), 285–305. doi: 10.1016/S0022-0248(00)01002-2
- Saruya, T., Nakajima, K., Takata, M., Homma, T., Azuma, N., & Goto-Azuma, K. (2019). Effects of microparticles on deformation and microstructural evolution of fine-grained ice. *Journal of Glaciology*, 65(252), 531–541. doi: 10.1017/jog.2019.29
- Schulson, E. M., & Duval, P. (2009). *Creep and fracture of ice*. Cambridge University Press, 401 pp.

- Schwander, J., & Stauffer, B. (1984). Age difference between polar ice and the air trapped in its bubbles. *Nature*, 311(5981), 45–47. doi: 10.1038/311045a0
- Schytt, V. 1958. *Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949-1952. Scientific Results 4*. Glaciology II. Oslo, Norway: Norsk Polarinstitut.
- Shigeyama, W., Nagatsuka, N., Homma, T., Takata, M., Goto-Azuma, K., Weikusat, I., Drury, M. R., Kuiper, E.-J. N., Mateiu, R. V., Azuma, N., Dahl-Jensen, D., & Kipfstuhl, S. (2019). Microstructural analysis of Greenland ice using a cryogenic scanning electron microscope equipped with an electron backscatter diffraction detector. *Bulletin of Glaciological Research*, 37(0), 31–45. doi: 10.5331/bgr.19R01
- Shoji, H., & Langway, C. C. (1982). Air hydrate inclusions in fresh ice core. *Nature*, 298(5874), 548–550. doi: 10.1038/298548a0
- Shoji, H. and Langway, C.C., (1987). Flow velocity profiles and accumulation rates from mechanical tests on ice core samples. IUGG General Assembly of Vancouver, Aug. 1987, *IAHS Publ.*, 170: 67–77 .
- Smith, C. S. (1948) Grains, phases, and interfaces: An interpretation of microstructure. *Trans. Metall. Soc. AIME*, 175, 15–51
- Smith, C. S. (1964). Some elementary principles of polycrystalline microstructure. *Metallurgical Reviews*, 9(1), 1–48.
- Somerday, M., & Humphreys, F. J. (2003). Recrystallisation behaviour of supersaturated Al–Mn alloys Part 1 – Al–1.3 wt-%Mn. *Materials Science and Technology*, 19(1), 20–29. doi: 10.1179/026708303225008590
- Song, M., Baker, I., & Cole, D. M. (2005). The effect of particles on dynamic recrystallization and fabric development of granular ice during creep. *Journal of Glaciology*, 51(174), 377–382. doi: 10.3189/172756505781829287
- Sorge, E. 1935. *Glaziologische Untersuchungen in Eismitte (Glaciological research at Eismitte)*. In *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Groenland Expedition Alfred Wegener 1929 und 1930-31*, 3: 270. Leipzig, Germany: F. A. Brokaus.
- Stauffer, B., Schwander, J., & Oeschger, H. (1985). Enclosure of Air During Metamorphosis of Dry Firn to Ice. *Annals of Glaciology*, 6, 108–112. doi: 10.3189/1985AoG6-1-108-112
- Steffensen, J. P. (1997). The size distribution of microparticles from selected segments of the Greenland Ice Core Project ice core representing different climatic periods. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C12), 26755–26763. doi: 10.1029/97JC01490
- Stephenson, P. J. (1967). Some considerations of snow metamorphism in the Antarctic ice sheet in the light of ice crystal studies. *Physics of Snow and Ice: proceedings*, 1(2), 725–740.
- Suwa, M., & Bender, M. L. (2008). O₂/N₂ ratios of occluded air in the GISP2 ice core. *Journal of Geophysical Research*, 113(D11), D11119. doi: 10.1029/2007JD009589
- Svensson, A. (2005). Visual stratigraphy of the North Greenland Ice Core Project (NorthGRIP) ice core during the last glacial period. *Journal of Geophysical Research*, 110(D2), D02108. doi: 10.1029/2004JD005134
- Svensson, A., Schmidt, K. G., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. J., Wang, Y., Kipfstuhl, S., & Thorsteinn Thorsteinsson. (2003). Properties of ice crystals in NorthGRIP late- to middle-Holocene ice. *Annals of Glaciology*, 37, 113–118. doi: 10.3189/172756403781815636
- Swithinbank, C. 1957. *Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949-1952. Scientific Results 3*. Glaciology I. Oslo, Norway: Norsk Polarinstitut.
- Talalay, P. (2012). Russian researchers reach subglacial Lake Vostok in Antarctica. *Adv. Polar Sci*, 23(3), 176–180.
- Thomas, R. H. (1973). The Creep of Ice Shelves: Interpretation of Observed Behaviour. *Journal of Glaciology*, 12(64), 55–70. doi: 10.3189/S002214300002270X
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Lin, P.-N., Henderson, K. A., Cole-Dai, J., Bolzan, J. F., & Liu, K.-B. (1995). Late Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascarán, Peru. *Science*, 269(5220), 46–50. doi: 10.1126/science.269.5220.46
- Thorsteinsson, T., Kipfstuhl, J., Eicken, H., Johnsen, S. J., & Fuhrer, K. (1995). Crystal size variations in Eemian-age ice from the GRIP ice core, Central Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, 131(3–4), 381–394. doi: 10.1016/0012-821X(95)00031-7

- Thorsteinsson, T., Kipfstuhl, J., & Miller, H. (1997). Textures and fabrics in the GRIP ice core. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 102(C12), 26583–26599. doi :10.1029/97JC00161
- Treverrow A, Budd WF, Jacka TH, and Warner RC (2012). The tertiary creep of polycrystalline ice: Experimental evidence for stress-dependent levels of strain-rate enhancement. *Journal of Glaciology*, 58(208), 301–314. doi: 10.3189/2012JoG11J149
- Uchida, T., Hondoh, T., Mae, S., Lipenkov, V. Ya., & Duval, P. (1994). Air-hydrate crystals in deep ice-core samples from Vostok Station, Antarctica. *Journal of Glaciology*, 40(134), 79–86. doi: 10.3189/S0022143000003828
- Ueltzhöffer, K. J., Bendel, V., Freitag, J., Kipfstuhl, S., Wagenbach, D., Faria, S. H., & Garbe, C. S. (2010). Distribution of air bubbles in the EDML and EDC (Antarctica) ice cores, using a new method of automatic image analysis. *Journal of Glaciology*, 56(196), 339–348. doi: 10.3189/002214310791968511
- Van Angelen, J. H., M. Lenaerts, J. T., Van Den Broeke, M. R., Fettweis, X., & Van Meijgaard, E. (2013). Rapid loss of firn pore space accelerates 21st century Greenland mass loss. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2109–2113. doi: 10.1002/grl.50490
- Van Den Broeke, M., Bamber, J., Ettema, J., Rignot, E., Schrama, E., Van De Berg, W. J., Van Meijgaard, E., Velicogna, I., & Wouters, B. (2009). Partitioning Recent Greenland Mass Loss. *Science*, 326(5955), 984–986. doi: 10.1126/science.1178176
- Ueda, H. T., & Garfield, D. E. (1970). Deep core drilling at Byrd station, Antarctica. *IASH Publ*, 86, 56-62.
- Vasiliev, N. I., Lipenkov, V. Y., Dmitriev, A. N., Podolyak, A. V., & Zubkov, V. M. (2012). Results and characteristics of 5G hole drilling and the first tapping of lake Vostok. *Ice Snow* 4 (120), 12–20.
- Verhoeven, J. D. (1975). *Fundamentals of physical metallurgy*. Wiley.
- Vinther, B. M., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S. J., Fisher, D. A., Koerner, R. M., Raynaud, D., Lipenkov, V., Andersen, K. K., Blunier, T., Rasmussen, S. O., Steffensen, J. P., & Svensson, A. M. (2009). Holocene thinning of the Greenland ice sheet. *Nature*, 461(7262), 385–388. doi: 10.1038/nature08355
- Weaire, D., & Rivier, N. (1984). Soap, cells and statistics—Random patterns in two dimensions. *Contemporary Physics*, 25(1), 59–99. doi: 10.1080/00107518408210979
- Weikusat, I., Kipfstuhl, S., Faria, S. H., Azuma, N., & Miyamoto, A. (2009). Subgrain boundaries and related microstructural features in EDML (Antarctica) deep ice core. *Journal of Glaciology*, 55(191), 461–472. doi: 10.3189/002214309788816614
- Weikusat, I., Kuiper, E.-J. N., Pennock, G. M., Kipfstuhl, S., & Drury, M. R. (2017). EBSD analysis of subgrain boundaries and dislocation slip systems in Antarctic and Greenland ice. *Solid Earth*, 8(5), 883–898. doi: 10.5194/se-8-883-2017
- Weikusat, I., Miyamoto, A., Faria, S. H., Kipfstuhl, S., Azuma, N., & Hondoh, T. (2011). Subgrain boundaries in Antarctic ice quantified by X-ray Laue diffraction. *Journal of Glaciology*, 57(201), 111–120. doi: 10.3189/002214311795306628
- Weiss, J., Vidot, J., Gay, M., Arnaud, L., Duval, P., & Petit, J. R. (2002). Dome Concordia ice microstructure: Impurities effect on grain growth. *Annals of Glaciology*, 35, 552–558. doi: 10.3189/172756402781816573
- Weygand, D. (1998). *Simulation numérique de la croissance de grains* (Doctoral dissertation, Grenoble INPG).
- Wilhelms, F., Kipfstuhl, J., Miller, H., Heinloth, K., & Firestone, J. (1998). Precise dielectric profiling of ice cores: A new device with improved guarding and its theory. *Journal of Glaciology*, 44(146), 171–174. doi: 10.3189/S002214300000246X
- Wilson, A. J. C. (1954). Dislocations in Crystals by W. T. Read Jr. *Acta Crystallographica*, 7(4), 384–384. doi: 10.1107/S0365110X54002770
- Wolff, E. W., & Bales, R. C. (1996). *Chemical exchange between the atmosphere and polar snow*. Springer.
- Wolff, E. W., Miners, W. D., Moore, J. C., & Paren, J. G. (1997). Factors Controlling the Electrical Conductivity of Ice from the Polar Regions A Summary. *The Journal of Physical Chemistry B*, 101(32), 6090–6094. doi: 10.1021/jp9631543
- Woods, G. A. (1994) Grain growth behavior of the GISP2 ice core from Central Greenland, Tech.Rep.94-002,83 pp.,Earth Syst. Sci. Cent., Penn.State Univ., University Park.

- Yung, Y. L., Lee, T., Wang, C.-H., & Shieh, Y.-T. (1996). Dust: A Diagnostic of the Hydrologic Cycle During the Last Glacial Maximum. *Science*, 271(5251), 962–963. doi: 10.1126/science.271.5251.962
- Zener, C. (1949). Theory of Growth of Spherical Precipitates from Solid Solution. *Journal of Applied Physics*, 20(10), 950–953. doi: 10.1063/1.1698258

Capítulo V

Black carbon en el manto de nieve estacional

Caso 1: Proyecto *BalElur*

Glaciar Godwin-Austen (Cordillera del Karakórum, Pakistán)

5. Black carbon en el manto de nieve estacional (Glaciar Godwin-Austen)

El proyecto *BalElur* recibe su nombre a partir del Glaciar Baltoro “Bal” (ubicado en la cordillera del Karakórum) y al término en euskera para nieve “elur”. Su objetivo principal fue mejorar nuestra comprensión de los efectos del Black Carbon (BC) en el manto de nieve estacional de la zona de los glaciares Baltoro y Godwin-Austen. Este proyecto, financiado por el Basque Centre for Climate Change (BC3), fue un proyecto *Sherpa*, cuya finalidad era impulsar la exploración de ideas emergentes e innovadoras en el ámbito de la investigación. La expedición científica tuvo lugar entre los meses de enero y marzo del 2019 (invierno boreal) y se centró en la superficie del Glaciar Godwin-Austen, ubicado a los pies del K2 (8.611 m s.n.m.), la segunda montaña más alta del mundo. La campaña de campo se realizó acompañando a la expedición deportiva *WinterTopAppeal*, liderada por el alpinista vasco Alex Txikon, que buscaba realizar el primer ascenso invernal al K2.

Los trabajos de campo consistieron en cavar dos trincheras en el manto de nieve que cubría el glaciar, tomar mediciones de las propiedades físicas in situ y recoger muestras en intervalos regulares para análisis químicos. Además, gracias a la colaboración con los alpinistas también tuvimos acceso a muestras de los campos de altura del K2. Posteriormente, enviamos todas las muestras al National Institute for Polar Research (NIPR; Tokio, Japón) para que nuestros colaboradores en el NIPR Ice Core Research Center analizaran el contenido de BC e isótopos del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$). También trabajamos en colaboración con el Laboratorio de Análisis Isotópico (LAI) de la Universidad Andrés Bello (UNAB; Viña del Mar, Chile) con el objetivo de implementar a el modelo HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) que permite evaluar los posibles orígenes de la humedad que generó el manto de nieve en el que estábamos trabajando, así como las fuentes potenciales de BC. Además, en este proyecto también participaron investigadores pertenecientes a la Universidad de Santiago de Chile (USACH), a la universidad de Groningen (Países Bajos), y a la Universidad de Playa Ancha (Valparaíso, Chile).

5.1. Objetivos

Los principales objetivos del proyecto BalElur son:

1. Caracterizar las propiedades térmicas y las variaciones de densidad del manto de nieve.
2. Identificar las posibles fuentes de humedad que contribuyeron a la formación del manto de nieve estacional mediante el análisis de datos isotópicos, el reanálisis atmosférico ERA5 y el uso del modelo HYSPLIT.
3. Determinar las fuentes potenciales de BC combinando las trayectorias del modelo HYSPLIT y mapas de concentración regional de BC obtenidos a partir del reanálisis MERRA-2.
4. Evaluar el impacto de las partículas de BC en la reducción del albedo, el forzamiento radiativo y la fusión prematura de la nieve que conforma el manto de nieve estacional.

5.2. Justificación del proyecto

En comparación con los métodos de teledetección, las campañas de campo que implican una toma de muestras in situ (como en el proyecto *BalElur*), proporcionan mediciones con un alto grado de fiabilidad. Sin embargo, dependiendo del contexto geográfico pueden ser muy difíciles de llevar a cabo, ya que a menudo son regiones remotas, con una topografía muy escarpada, o tienen una situación socio-política complicada (Li et al., 2012; Kääb et al., 2015; Bolch et al., 2012). La región de Gilgit-Baltistán (Norte de Pakistán), donde se encuentra el glaciar Godwin-Austen, cumple con las características anteriormente mencionadas. De hecho, el 27 de febrero del 2019 durante uno de

los trabajos de campo nos vimos obligados a retornar al campo base debido a una escalada en el conflicto que enfrenta a Pakistán y a la India desde 1947 por la jurisdicción de la región de Cachemira, muy cerca de donde nos encontrábamos. Por lo tanto, el contexto geográfico, social y político bajo los cuales se llevó a cabo este estudio confiere a los datos obtenidos un alto valor científico.

Los primeros estudios nivológicos en la región fueron llevados a cabo durante la década de 1980 en los glaciares Hispar, Biafo y Khurdopin (Wake, 1987). Posteriormente, Mayer y colaboradores (2014) publicaron los resultados de un estudio realizado en el manto de nieve sobre el glaciar Urdok en el año 2006. Finalmente, los trabajos más actuales son BalElur (el presente estudio) y el llevado a cabo en los glaciares Biafo e Hispar, presentado en la Asamblea General 2021 de la European Geosciences Union (EGU; Groos et al., 2021).

5.2.1. Glaciares de HMA: importancia hídrica

El dominio geográfico de las altas montañas asiáticas (High Mountain Asia; HMA) tiene un área de 3,8 millones de km² (el 9,3 % del área total del continente asiático; Baumann et al., 2009) y engloba parte de los territorios de Afganistán, Pakistán, India, Nepal, China, India, Tíbet, Bután, Kazajstán, Uzbekistán, Kirguistán, y Tayikistán. Esta región también es conocida como “el tercer polo”, ya que alberga la mayor concentración de hielo glaciar fuera de las zonas polares (Vaughan et al., 2013), con un área glaciar estimada de entre 97.000 a 118.000 km² (Gardner et al., 2013; Pfeffer et al., 2014) compuesta por 95.536 glaciares (RGI consortium, 2017). Aquí se encuentran las cabeceras de algunos de los principales ríos de continente asiático como el Indo, Ganges, Brahmaputra, Yangtzé, o Río Amarillo (Pritchard, 2019). En conjunto, estas cuencas hidrográficas abastecen a más de 1.400 millones de personas, es decir, a más de 20% de la población mundial (GPWv3 dataset, 2005). El agua de fusión producida por los glaciares y mantos de nieve de HMA es crucial para proteger a esta inmensa población de la escasez extrema de agua durante los meses de verano y/o temporadas de sequía, que se pueden extender durante varios años y afectar a varias cuencas de manera simultánea (Pritchard et al., 2019). Cada verano, el volumen de agua de fusión de HMA es de 36 ± 10 km³, aumentando en los años de sequía hasta los 37 ± 10 km³, volumen de agua necesario para suplir las necesidades hídricas de 221 ± 59 millones de personas en situación de extrema necesidad durante este periodo de tiempo (Pritchard et al., 2019). Este efecto de amortiguación es más marcado en las áreas más glaciizadas de HMA (i.e., cordilleras del Hindu-Kush, Karakórum, e Himalaya; HK-KK-H) que conforman un arco con dirección este-noreste de más de 2.500 km de longitud, con una anchura inferior a los 200 km (Figura 1). Estas cordilleras albergan grandes glaciares de valle que pueden llegar a tener longitudes de decenas de kilómetros y cuyos aportes de agua de fusión glaciar a los ríos son indispensables para mantener servicios como el abastecimiento de agua, riego para la agricultura, energía hidroeléctrica, etc.

Tabla 1. Estado de la criósfera de HMA. Listado de informes que han realizado un seguimiento del balance de masa glaciar en la región de a lo largo de los últimos años. Se muestra la cuantificación de la pérdida de masa de la criósfera, así como su contribución al aumento del nivel del mar a escala global. (Gt/a= gigatoneladas de agua al año; mm/a=milímetros al año).

<i>Periodo</i>	<i>Pérdida de masa (Gt a⁻¹)</i>	<i>Subida del nivel del mar (mm a⁻¹)</i>	<i>Referencia</i>
2000–2016	-16,3 ± 3,5	0,04 ± 0,01	Brun et al, 2017
2006–2015	-11 ± 14	0,03 ± 0,04	Wouters et al., 2019
2006–2015	-18 ± 7	0,05 ± 0,02	Zemp et al., 2019
2006–2015	-14 ± 11	0,04 ± 0,03	IPCC, 2019
2003–2009	-26 ± 12	0,07 ± 0,03	Gardner et al., 2013
2000–2018	-19 ± 2,5	0,052 ± 0,007	Shea et al., 2020
2010–2019	-28 ± 3	0,078 ± 0,008	Jakov et al., 2021

Desafortunadamente, la criósfera de HMA presenta signos de degradación desde mediados del siglo XIX (Bolch et al., 2012), situación que se ha agravado en el siglo XXI, tal y como lo reflejan algunos de los estudios llevados a cabo en las últimas dos décadas (Tabla 1). Esta pérdida de la masa crítica glaciar llevará inevitablemente asociada una disminución en la escorrentía de agua de fusión a largo plazo.

Las poblaciones que se asientan en las cuencas de HMA son especialmente vulnerables a la escasez de agua. En el último siglo las sequías han sido el peor desastre natural de la región, dejando un saldo de ~6 millones de muertes y ~1.100 millones de personas damnificadas (National Research Council, 2012). La disminución de la producción alimentaria, consecuencia del déficit de agua puede provocar inestabilidades sociales, migraciones repentinas y descontroladas, así como conflictos estatales e interestatales (World Economic Forum, 2016), especialmente cuando los recursos hídricos son compartidos por varios países (Fondo Monetario Internacional, 2015). Además, los países con fuertes conflictos étnicos internos (p.ej., Pakistán, Afganistán, Kirguistán, Nepal) tienen una fuerte tendencia a desarrollar conflictos armados después de sufrir catástrofes relacionadas con el clima (Scheussner et al., 2016).

La cuenca del río Indo se encuentra en el extremo oeste de HMA, abarca parte de los territorios de Pakistán, India, China, y Afganistán, y alberga a una población total de 237 millones de personas (Mahmood y Kundu, 2008; Naciones Unidas, 2015), de los cuales el 61 % (145 millones) son ciudadanos pakistaníes. La parte alta de la cuenca, denominada UIB (Upper Indus Basin), supone un 40 % de su área total (1.137.819 km²; IWMI, 2015) y tiene un área glaciarizada de ~22.000 km² (Immerzeel et al., 2010; Kaser et al., 2010), superando al resto de las cuencas de los principales ríos asiáticos (Raup et al., 2007). En UIB los veranos muy secos y los inviernos moderadamente húmedos, durante los cuales el 49 % de la precipitación anual cae en forma de nieve (Pritchard et al., 2019). El 65 % del flujo anual deriva de la fusión del manto de nieve estacional, mientras que el 85 % lo hace del hielo glaciar (Archer y Fowler, 2004; Immerzeel et al., 2009; Hewitt et al., 1989; Mukhopadhyay y Khan, 2015; Shrestha et al., 2015; Tahir et al., 2011; Wake, 1989). Según el estudio de Yu y colaboradores (2013) realizado para el Banco Mundial, los glaciares del Karakórum, oeste de los Himalayas e Hindu-Kush aportan aproximadamente el 18 % del flujo total de la Cuenca del Indo, con volúmenes de agua de fusión de 4,8 km³, 0,98 km³ y 3,7 km³, respectivamente. Por otro lado, se estima que el 82 % restante proviene del derretimiento del manto de nieve estacional.

Para entender el estado actual de los recursos hídricos proporcionados por la cuenca del río Indo tenemos que fijarnos en los acontecimientos geopolíticos que afectaron a la región a mediados del siglo XX. A raíz de la partición de la India en 1947 las zonas de cabecera del Indo quedaron ubicadas en territorio indio, mientras que los cauces bajos que irrigaban tierras destinadas a cultivos quedaron en territorio pakistaní. Como consecuencia de la importancia estratégica de estos recursos, ambos estados firmaron en 1960 el Tratado de las Aguas del Indo (TAI), por el cual se le otorgaba la potestad de los principales cursos de agua occidentales de la cuenca (ríos Indo, y Jhelum, Chenab) a Pakistán y la de los occidentales (ríos Sutlej, Beas, y Ravi) a la India. Para la gestión y distribución de estas aguas Pakistán cuenta con el Sistema de Irrigación de la Cuenca del Indo (IBIS; Indus Basin Irrigation System), una infraestructura a gran escala que se fundamenta en los sistemas de irrigación de la época colonial británica. Actualmente es el sistema de irrigación más grande del mundo, esencial para el mantenimiento de la actividad agrícola en este clima semiárido. Dos de los elementos más importantes del IBIS son los reservorios de Mangla situado en el cauce del río Jhelum y el de Tarbela, en el Indo (Archer et al., 2010). El volumen neto anual de agua de fusión glaciar del río Indo durante los cuatro meses que dura la temporada de ablación es de $14,5 \pm 3,1$ km³, volumen que supliría las necesidades de $\sim 87 \pm 19$ millones de personas en el umbral de la escasez absoluta de

agua. Además, este volumen es un 33 % mayor que el consumido anualmente por los usos municipales e industriales en Pakistán (FAO, 2015, Pritchard et al., 2019).

El agua, tanto superficial como subterránea, es un recurso esencial para el estado pakistaní, debido a que la agricultura es un sector de vital importancia en su economía (Bhatti et al., 2009) ya que el 30 % de su energía se genera en centrales hidroeléctricas. La agricultura de irrigación supone el 95 % de las extracciones de agua superficial y subterránea de la cuenca del Indo. En particular, el IBIS capta casi el 75 % del caudal del río, convirtiendo a esta cuenca en una de las más mermadas a nivel mundial (Sharma et al., 2010). El volumen extraído es tan alto que en algunos periodos del año el agua no llega al mar, convirtiéndose temporalmente en una cuenca cerrada (Molle et al., 2010). Para agravar más esta situación la población del país está creciendo a una tasa anual de ~2 % (Banco Mundial, 2019), lo que eleva la demanda energética (+8 % anual) y alimentaria (Langhari et al., 2012; Immerzeel et al., 2010). Como consecuencia de la pérdida progresiva de masa glaciar en UIB, se prevé un aumento gradual de la escorrentía a corto plazo, seguido de una disminución (Huss y Hock, 2018). Debido a la progresiva escasez de recursos hídricos se estima que para el año 2050 la disminución cantidad de personas que pueden ser alimentadas en esta cuenca sea de unos 26 millones y que la seguridad alimentaria en toda la zona de HMA se reduzca un 4.5 % (Immerzeel et al., 2010).

5.2.2. Efectos del BC en la criósfera de HMA

La región de HMA está flanqueada por importantes centros emisores de BC a nivel mundial como el este, sureste, y sur de Asia, destacando países como China e India (Bond et al., 2013; IPCC, 2013; Lu et al., 2012). El BC que se deposita y afecta la criósfera de HMA proviene principalmente de estas regiones, y se prevé que este patrón se mantenga en el futuro (Kopacz et al., 2011; Menon et al., 2010). Esto comprometerá el desarrollo socio-económico de los países de la región (Yao et al., 2012; Nepal y Shresta, 2015) a causa de sus efectos sobre el calentamiento atmosférico (Ramanathan et al., 2007), la fusión de la nieve estacional (p.ej., Flanner et al., 2007; Ménégos et al., 2014), y retroceso de los glaciares (p.ej., Xu et al., 2009b; Kaspari et al., 2011;). Por lo tanto, su posición geográfica convierte a HMA en una de las regiones más vulnerables del mundo a los efectos del BC.

Para comprender la distribución de aerosoles en HMA, es importante tener en cuenta la dinámica atmosférica que caracteriza a la región. Existen tres grandes sistemas de circulación atmosférica (sistemas sinópticos): el monzón en verano (Li y Yanai, 1996), las perturbaciones del oeste en invierno (Bookhagen y Burbank, 2010), y el anticiclón tibetano (Murakami, 1958). El límite suroriental de HMA (Cordillera del Himalaya) tiene un control orográfico sobre el clima, ejerciendo como barrera para los vientos surorientales del monzón, por lo que recibe una gran cantidad de precipitación, cuya intensidad disminuye hacia la región noroccidental. En la zona de mayor influencia, este fenómeno contribuye en un 80 % de la precipitación anual (Bookhagen et al., 2005) y produce las mayores tasas de acumulación en estos glaciares durante los meses de verano. El monzón transporta la humedad desde la Bahía de Bengala, Océano Índico y el Mar Árabe (p.ej., Böhner, 2008; Bolch et al., 2012). En contraste, en el extremo oeste la influencia del monzón es mucho menor, y rara vez alcanza regiones como el interior de la Cordillera del Karakórum (Bookhagen y Burbank, 2010). Allí, el período de mayor intensidad de precipitaciones ocurre durante los meses de diciembre a abril (invierno, principio de primavera), cuando los vientos del oeste (o “Westerlies”) se desplazan hacia el sur y transportan por advección la humedad desde el Atlántico Norte, Mar Mediterráneo, Mar Negro, Mar Caspio y Mar Árabe (Singh et al., 1995; Barlow et al., 2005). Además, el aporte de humedad está también controlado por las llamadas perturbaciones del oeste. Estos sistemas de bajas presiones producen importantes tormentas de nieve (Lang y Barros, 2004) que normalmente son de corta duración (Bookhagen y Burbank, 2010) y son

responsables de aproximadamente el 60–70 % de las nevadas en terreno situado en grandes altitudes (p.ej., Maussion et al., 2014; Cannon et al., 2015). Las pocas ocasiones en las que el monzón de verano logra penetrar en la región del Karakórum y provocar precipitación abundante, es debido a episodios de debilitamiento del anticiclón tibetano, un sistema de altas presiones que se instala sobre la Meseta Tibetana durante el verano (Raghavan, 1973). De manera paralela al patrón de lluvias característico de cada región, debido al efecto arrastre producido por la precipitación, la concentración de PAL en la superficie terrestre durante el verano será más elevada en la parte oriental y central de la Cordillera del Himalaya, mientras que en la región oeste (Karakórum) los valores más altos tendrán lugar en invierno (p.ej., Bonasoni et al., 2010; Lu et al., 2012; Kaspari et al., 2014).

Teniendo en cuenta la dinámica atmosférica regional, algunos estudios han intentado trazar las posibles trayectorias que pueden seguir las emisiones de BC desde su origen hasta depositarse en la criósfera de HMA. Sin embargo, estos mecanismos son complejos y aún no son completamente comprendidos (Gertler et al., 2016). De manera general, las emisiones llegan principalmente desde sur de Asia (Ming et al., 2009; Bonasoni et al., 2010; Babu et al., 2011), la llanura Indo-Gangética (Bonasoni et al., 2010; Babu et al., 2011), el oeste de Asia, el norte de África (Babu et al., 2011), e incluso desde el este de Europa (Carrico et al., 2003). De manera más detallada, los mayores focos de emisión de BC son China y la llanura Indo-Gangética (IGP; p.ej., Kopacz et al., 2011; Lu et al., 2012).

En la atmósfera del Himalaya, el calentamiento atmosférico provocado por los gases de efecto invernadero durante el intervalo 1950–2010 fue de 0,25 °C por década, de los cuales 0,12 °C fueron exclusivamente debidos a la presencia de BC (Ramanathan et al., 2005, 2007). Las concentraciones altas de BC pueden modificar la dinámica atmosférica de HMA mediante un fenómeno de elevación forzada (*elevated pump effect*; Lau et al., 2006), basado en que las masas de aire cargadas de aerosoles chocan con el borde meridional de HMA, alcanzando grandes altitudes, donde el calentamiento producido por los aerosoles puede generar cambios en la dinámica atmosférica regional. Por ejemplo, pueden alterar el ciclo del monzón por el desplazamiento del frente de precipitación hacia el norte al final de la primavera o inicios de verano, o por disminuir los episodios de lluvia, lo que resultaría en un debilitamiento del monzón (p.ej., Ramanathan et al., 2005; Lau et al., 2006; Lau y Kim, 2006). Una vez depositado en la criósfera del Himalaya, se estima que el BC produce FR positivo, con valores que varían entre 1 a 3 W m⁻², con un aumento asociado en la temperatura media anual entre 0,05 a 0,3 °C (Ménégoz et al., 2014).

5.3. BalElur: Contexto geográfico

Gran parte de la superficie de la cuenca alta del río Indo (UIB) está en la Cordillera del Karakórum, cuya extensión abarca parte de los territorios de Pakistán, India, China, Afganistán y Tayikistán. De acuerdo con el Randolph Glacier Inventory (2017) esta cordillera posee ~13.700 glaciares que cubren un área de casi 22.800 km² y tienen un volumen glaciar estimado de 2.200 km³, casi el 30 % del total de HMA (Farinotti et al., 2019). Además, la proporción de nieve estacional y permanente es muy alta, llegando a cubrir más del 90 % de la superficie de la cordillera los meses más fríos (Hewitt et al., 1989; Immerzeel et al., 2009; Hasson et al., 2014). En este contexto se encuentra la cuenca del río Shigar, una sub-cuenca de UIB que tiene una superficie de 7.040 km² y un amplio rango altitudinal, desde los 2.000 m s.n.m. hasta los 8.600 m s.n.m. La altitud media de la cuenca es de 4.579 m s.n.m., con el 3,8 % de la superficie entre los 2.000 y 2.500 m., el 9,3 % entre 2.500 y 3.500 m, el 27,9 % entre 3.500 y 4.500 m, el 46,2 % entre 4.500 y 5.500 m, el 11,4 % entre 5.500 y 6.500 m, y el 1,4 % por encima de los 6.500 m (Reggiani et al., 2016). Pese a que es una de las cuencas más pequeñas de UIB, el 30 % de su superficie (2.100 km²) está cubierta por glaciares las cuencas

más pequeñas de UIB, el 30 % de su superficie (2.100 km²) está cubierta por glaciares (Pfeffer et al., 2014), contribuyendo de manera significativa al agua de fusión generada en UIB: sobre un 8 % del flujo anual y en un 10–11 % durante los meses de julio, agosto y septiembre (Mukhopadhyay y Khan, 2014). En comparación con el resto de subcuencas de UIB, la cuenca de Shigar tiene un

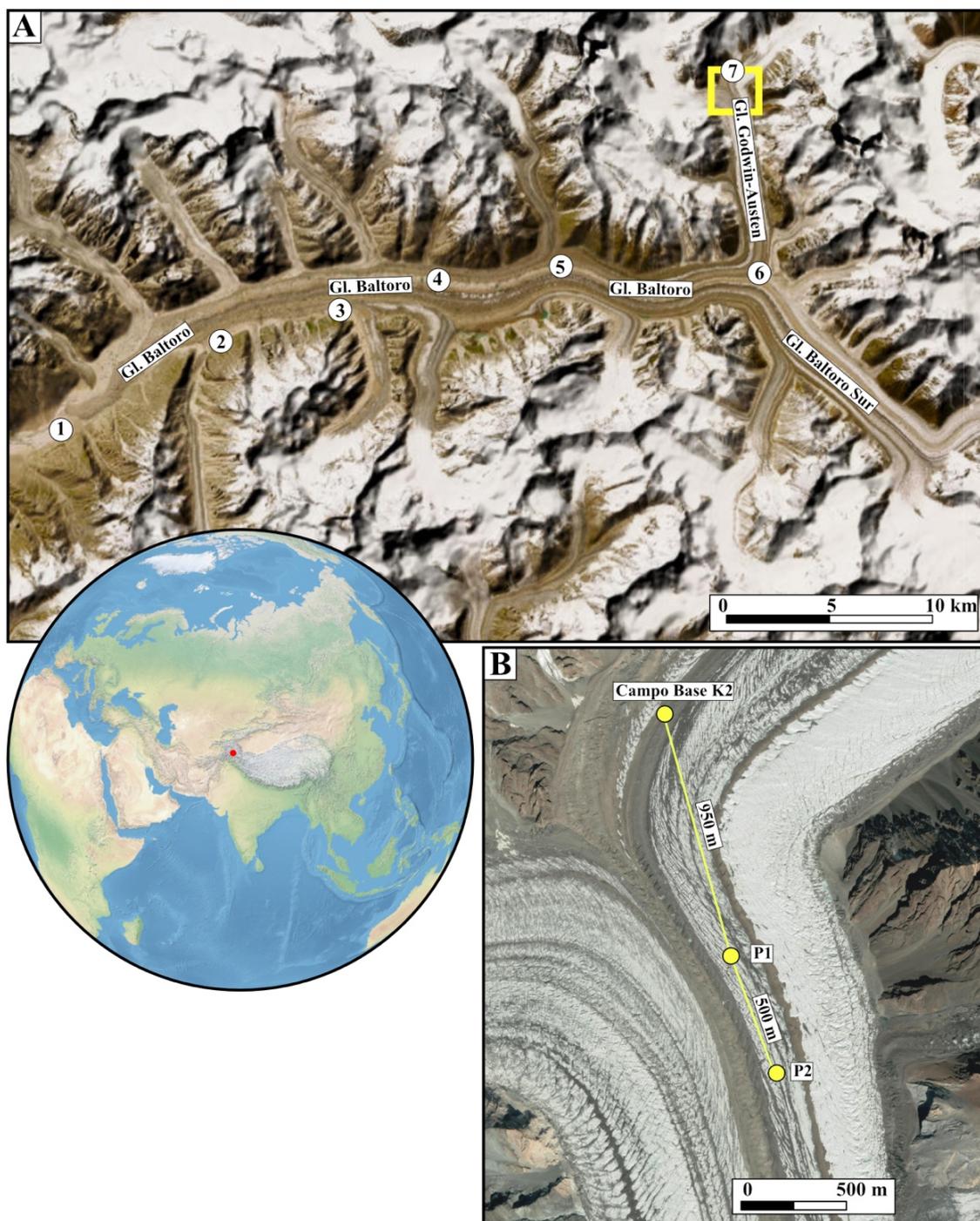


Figura 1. Situación geográfica del Glaciar Godwin-Austen (punto rojo) en el oeste de HMA. **A)** Glaciar Baltoro y sus ramales norte (Glaciar Godwin-Austen) y Sur (Glaciar Baltoro Sur). Campos provisionales durante el ascenso al Campo Base del K2 (7): 1. Paiju, 2. Khoburse, 3. Urdukas, 4. Goro I, 5. Goro II, y concordia 6. Concordia. El área que abarca el campo base y los puntos de excavación de los perfiles P1 y P2 está señalada con un cuadrado amarillo. **B)** Ampliación del recuadro. Posición de P1 y P2 respecto al Campo Base del K2.

porcentaje anual más elevado de cobertura de nieve de $90 \pm 3 \%$, con un mínimo de $25 \pm 8 \%$ (Hasson et al., 2014), lo que hace que la contribución del agua de fusión derivada del manto de nieve (43%) sea mayor que la de los glaciares 35 % (Mukhopadhyay y Khan, 2015).

Dentro de los dominios de esta cuenca se encuentra el glaciar Baltoro, unos de los glaciares más representativos de la región (Figura 1). A pesar de su inaccesibilidad, es al glaciar más visitado de Pakistán, ya que a lo largo de su recorrido se encuentran cuatro de los catorce ochomiles (K2, 8.611 m s.n.m.; Broad Peak, 8.047 m s.n.m.; Gasherbrum I, 8.068 m s.n.m.; Gasherbrum II, 8.611 m s.n.m.), a los que cada año acuden numerosas expediciones para intentar alcanzar sus cumbres. La longitud total del glaciar es de 62 km, desde su cabecera en el paso Conway (6.200 m s.n.m.), hasta su terminación en Pajju (3.400 m s.n.m.) y el área es de $\sim 660 \text{ km}^2$ si tenemos en cuenta todos sus tributarios (Quincey et al., 2016). El glaciar tiene una pendiente muy baja ($\sim 3,9 \%$) y su topografía transversal es muy escarpada. La orientación del valle principal es E-O, pero a partir de un punto llamado Concordia, cerca de la cabecera del glaciar, se divide en dos ramales; el ramal norte, conocido como Glaciar Godwin-Austen, cuyo flujo tiene una dirección N-S, y el ramal sur, que recibe el nombre de Glaciar Baltoro Sur y fluye en dirección SE-NO (Figura 1a). Se estima que el 38 % de su superficie está cubierta por una capa de detritos (Mayer et al., 2006 y Figura 2), que aumenta su espesor y área desde las zonas de cabecera (0,01-0,15 m), donde los detritos se concentran principalmente en morrenas laterales y mediales, hasta llegar a superar los 3 metros cerca de la terminación del glaciar, donde las morrenas convergen en una única unidad masiva (Gibson et al., 2016; Mihalcea et al., 2008). Litológicamente, esta capa está dominada por gneises 53 %, granitos 27 %, esquistos 12 %, y una pequeña proporción de meta-sedimentos (Gibson et al., 2016).

Las principales zonas de acumulación del Baltoro se encuentran en la cabecera del Glaciar Godwin-Austen y Baltoro Sur, cuyas líneas de equilibrio glaciar¹ se encuentran a 5.300 m s.n.m. y a 5.500 m s.n.m., respectivamente. La contribución de ambos ramales a la masa de hielo total del Baltoro es del 60 % en Urdukas y del 40 % cerca del término, donde el Glaciar Trango tiene una contribución muy importante (45 %), siendo el resto de los aportes derivados de los demás glaciares tributarios. Si consideramos las regiones aguas arriba de Concordia, la acumulación neta por encima de la línea de equilibrio es de $0,51 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ y una ablación de $-0,17 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$, resultando en un balance de masa neto de $0,34 \pm 0,10 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ (Mayer et al., 2006). Además, el estudio de Mihalcea et al. (2006) reportó una pérdida de masa de entre 6 y 3 cm d^{-1} durante un periodo de 10 días.

En cuanto a la velocidad del glaciar, en Urdukas se midió una velocidad de 85 m a^{-1} , mientras que justo por debajo de Concordia se alcanzó la velocidad máxima de 214 m a^{-1} . En el Baltoro Sur la velocidad medida fue de 131 m a^{-1} y en el Glaciar Godwin-Austen de 120 m a^{-1} . Cabe destacar que la velocidad transversal en los márgenes del glaciar fue un 30 % menor que en la parte central. No obstante, es importante tener en cuenta que estas mediciones se llevaron a cabo en la campaña de verano, cuando la tasa de infiltración de agua hacia el lecho del glaciar es más alta, lo que puede generar mayores velocidades. De hecho, estudios realizados con métodos satelitales han concluido que las velocidades de verano son el doble de altas que las velocidades medias anuales (Mayer et al., 2006). Durante el periodo de 1954 a 2004, se observó un retroceso del frente glaciar de unos 200 m, una topografía más plana, y un desplazamiento hacia el flanco norte del río Braldu, que nace en el frente del glaciar. Sin embargo, la apariencia del glaciar en el año 1929 era muy similar a la que presentaba en el año 2004, lo que sugiere que no hay una tendencia clara de retroceso o de avance glaciar. Además, los primeros estudios identificaron un gran bloque de roca en la superficie del

¹ Línea que separa las zonas de acumulación y ablación del glaciar (Armstrong et al., 1973).

glaciar llamado *Desio Boulder*, que ha variado muy poco su posición hasta la actualidad, revelando que el glaciar ha mantenido una posición estable con pocas fluctuaciones.

Las primeras expediciones documentadas al Glaciar Baltoro se llevaron a cabo durante la segunda mitad del siglo XIX por exploradores occidentales como el alemán A. Schlagintweit (1856), el geólogo y topógrafo inglés H.H. Godwin-Austen en 1864 o el polifacético explorador británico W. M. Conway en 1893. En 1954, una expedición italiana liderada por el geólogo Ardito Desio tuvo como objetivo realizar la primera ascensión al K2, la segunda montaña más alta del mundo por detrás del Everest (8.848 m s.n.m.), esta última coronada por primera vez un año antes por el sherpa nepalí Tenzing Norgay y el inglés Sir Edmund Hillary. La expedición italiana alcanzó el campo base del K2 el 28 de mayo de 1954 y el 31 de julio la cumbre fue coronada por dos integrantes de la expedición: Achille Compagnoni y Lino Lacedelli. En conmemoración del 50 aniversario de esta proeza, durante los meses de junio y julio del año 2004 un equipo de científicos italianos y alemanes realizaron trabajos de campo en el glaciar Baltoro para evaluar la geometría, morfología, dinámica, y condiciones de ablación del glaciar. Con estos trabajos se pretendía recoger información esencial sobre el estado del glaciar. La información recogida en este trabajo de campo serían las bases para dos estudios publicados un par de años después (Mayer et al., 2006; Mihalcea et al., 2006). Aparte de los estudios realizados por esta expedición, son muy pocos los trabajos de campo que se han realizado en el Glaciar Baltoro (Dainelli y Marinelli, 1928; Spoleto, 1930; Desio et al., 1961; Ding, 1992) y ninguno de ellos centrado específicamente en el ramal norte (Glaciar Godwin-Austen) ni en el contenido de contaminantes del manto de nieve. La falta de estudios de campo se debe en gran medida a la inaccesibilidad del terreno y a la inestabilidad política de la región, lo que ha convertido a los sistemas de teledetección en la principal herramienta de análisis (p.ej., Collier et al., 2015).

5.4. Metodología

Existen varios métodos de toma de muestras que se pueden usar para investigar, entender y predecir la evolución de los mantos de nieve. Estos pueden ser portátiles o estacionarios. Los métodos portátiles se usan para obtener datos representativos de las propiedades de la nieve, mientras que los estacionarios se emplean para monitorizar las variaciones de las propiedades en un punto y período de tiempo determinados. Además, algunos métodos implican la extracción de una porción de nieve para su análisis, lo que puede provocar cambios irreversibles en el manto (métodos invasivos), mientras que otros no afectan la estructura y son más fácilmente automatizables (métodos no invasivos; Kinar y Pomeroy, 2015).

En el caso de *BalElur*, los métodos usados para evaluar las propiedades de la nieve fueron portátiles e invasivos, ya que para la toma de muestras se excavaron dos pozos en el manto para poder analizar sus propiedades, que abarcaban desde la superficie hasta el lecho, que en este caso estaba constituido por una mezcla de hielo y detritos pertenecientes a la superficie del glaciar Godwin-Austen. A lo largo del perfil del manto se midieron algunas propiedades físicas (temperatura, densidad) y estructurales (estratigrafía) de la nieve. Además, también se extrajeron pequeños volúmenes de nieve para el análisis de las concentraciones de black carbon (BC) e isótopos tras el final de la expedición. Esta metodología de campo es laboriosa y consume mucho tiempo (Pomeroy y Gray, 1995). Sin embargo, proporciona a los investigadores un mejor conocimiento de la evolución del manto y de los procesos que actúan sobre él. La información obtenida también se puede usar para refinar modelos enfocados en el clima (p.ej., Dutra et al., 2012), en la hidrología (p.ej., Shook y Pomeroy, 2011), en la evolución del manto (Essery et al., 2009), o en la predicción de avalanchas (Lehning et al., 1999). Además, este procedimiento también permite comparar los resultados obtenidos en los modelos con mediciones hechas in situ (p.ej., Marsh y Woo, 1984). Es importante

destacar que la superficie en la que se extraen las muestras o se realizan las mediciones no puede estar expuesta a la radiación solar. Además, los trabajos se deben realizar en el menor tiempo posible para evitar cambios en las propiedades de la nieve expuesta, como cambios en la distribución de la temperatura. También se debe garantizar la esterilidad en todo momento. Con este cometido, se utilizaron trajes limpios y todo el material de muestreo y almacenamiento fue debidamente esterilizado y guardado en bolsas limpias hasta el momento de su uso. Por lo tanto, el material utilizado para tomar muestras a lo largo del primer perfil no se usó para el segundo. El National Institute of Polar Research (NIPR) ubicado en Tokio, Japón, nos facilitó parte de este material, ya que esta institución está habituada a trabajar con estos materiales para las campañas de campo en Groenlandia y Antártida.

5.4.1. Elección de los puntos de muestreo

El Campamento Base del K2 se ubica a una altitud de 5.150 m s.n.m. sobre la morrena lateral derecha del glaciar Godwin-Austen. Este lugar es el punto de partida para todas las expediciones deportivas que tienen como objetivo alcanzar la cima del K2. Además, sirvió como base de operaciones para el trabajo de campo. Para la elección de los puntos de muestreo, se buscaron zonas donde las concentraciones de BC fueran representativas de la región y alejadas de fuentes locales. El Campamento Base es el principal foco de BC debido al uso continuo de queroseno para cocinar y calentar la tienda comedor. Aunque el Campamento contaba con placas solares para la generación eléctrica, la potencia no era suficiente y se tenía que recurrir a un generador diésel. Debido a que la dirección predominante del viento a lo largo del glaciar es O-E se excavaron los pozos al sur del Campamento Base. Además, se buscaron zonas con una acumulación de nieve lo suficientemente alta para lograr una mejor resolución en el muestreo. Por lo tanto, nos dirigimos a unos canales que discurren paralelos a las morrenas, donde los porteadores indicaron que en verano se encauza el agua de fusión. Estos canales son pequeñas depresiones topográficas que pueden almacenar un espesor de nieve mayor que el terreno circundante, y, por lo tanto, tener un mayor registro. Para medir la profundidad del manto de nieve, utilizamos una varilla de sondeo OrtoboxTM de 240 cm de largo, que se introducía en la nieve hasta alcanzar el lecho. Después de evaluar varias opciones, se seleccionaron dos sitios para la excavación de los pozos, a los que se denominó Perfil 1 y Perfil 2. Para simplificar la lectura, a partir de ahora se hará referencia a ellos como P1 y P2, Ambos fueron excavados hasta alcanzar la capa de fusión del último verano, a profundidades de 1,20 y 2,00 m, respectivamente (Figura 1, 3 y Tabla 2).

5.4.2. Mediciones in situ: temperatura y densidad

La temperatura y la densidad de masa fueron medidas a intervalos regulares de 5 cm y 8 cm, respectivamente. Para la medición de la temperatura, se utilizó un termómetro digital marca TFA con una sonda de 105 mm y una precisión de $\pm 0,5$ °C. Para las mediciones de la densidad de masa, se utilizó un dispositivo llamado cúter. Este instrumento se utiliza para extraer una muestra de nieve de la pared del perfil con una geometría bien definida y se pesa con una balanza para obtener una medida gravimétrica de la densidad de masa. En nuestro caso, utilizamos un cúter tipo caja de 125,5 cm³, basado en el diseño original del Institute for Low Temperature Science (ILTS) de la Universidad de Hokkaido (Japón), también conocido como cúter de densidad de Taylor-LaChapelle. El cúter consta de dos piezas; la principal contiene el mango, la superficie inferior y las paredes laterales de la caja, mientras que la otra pieza contiene la superficie superior y las paredes anterior y posterior de la caja. Para tomar una muestra, se inserta la pieza principal en el tramo de la pared del manto que se quiere estudiar, llenando con nieve el máximo espacio posible entre las paredes laterales. Una vez

que se extrae la nieve, se acopla la pieza móvil a la sección principal, se completa la caja de muestreo y se descarta la nieve que queda fuera de los límites antes de proceder al pesado. Se realizan tres mediciones del peso de la muestra mediante una balanza, restando el peso del dispositivo vacío, para obtener el valor medio de la densidad.

Es importante tener en cuenta que, en este tipo de muestreos de nieve, es posible que la densidad de masa se sobre- o infra-estime (Carroll, 1977). Esto se debe a errores comunes durante la toma de muestras, como la aplicación de una fuerza excesiva al dispositivo al introducirlo en la pared del manto, lo que puede provocar una compactación excesiva de la nieve y alterar el peso, y, por ende, la densidad. Además, puede ocurrir una pérdida de muestra si no se llena completamente la caja de muestreo. Para evitar estos errores, es necesario introducir el cúter con cuidado para minimizar la alteración de la porosidad original y asegurarse de llenar al máximo la caja de muestreo (Carroll, 1977; Conger y McClung, 2009).

5.4.3. Almacenamiento y transporte de las muestras

Después de medir las propiedades físicas del manto de nieve, se recolectaron muestras a intervalos de 6 a 8 cm con un volumen aproximado de 1.300–1800 cm³. Después se almacenaron en bolsas Whirlpack™, que se etiquetaron según la profundidad. Las muestras se almacenaron en bidones sellados que se enterraron completamente en la nieve para preservarlas hasta su traslado a Skardu, la ciudad más cercana. La planificación inicial era descender del Campamento Base con las muestras al final de la expedición deportiva (aproximadamente el 15 de marzo del 2019), camino que tomaría alrededor de una semana, ya que se haría caminando y con la ayuda de animales de carga, como se hizo en la subida (Figura 1a). Sin embargo, el día 3 de marzo se presentó la posibilidad de hacer el trayecto usando un helicóptero de la Fuerza Aérea de Pakistán. Gracias a esto, el trayecto hacia Skardu tomó menos de 45 minutos. El transporte en helicóptero resultó muy beneficioso para asegurar la conservación de las muestras, ya que algunos análisis requerían evitar la recongelación de las muestras una vez derretidas. Este escenario era muy probable, durante el descenso a pie a través del glaciar, ya que las fluctuaciones térmicas eran considerables debido a la proximidad del inicio de la primavera, lo que provocaba que la temperatura oscilara continuamente por encima y por debajo del punto de congelación del agua. Las muestras se transportaron en los mismos bidones en los que se habían almacenado y llegaron a su destino aun en estado sólido sin ningún signo aparente de fusión. Posteriormente se procedió a dejar fundir las muestras a temperatura ambiente que entonces rondaba los 10 °C en Skardu. Una vez en estado líquido, se repartió el contenido de cada muestra en dos recipientes: una botella de polipropileno de 100 ml y un vial de cristal de 30 ml. El objetivo de las botellas plásticas era el análisis de iones mayores, mientras que el contenido de los viales de cristal era el análisis de BC e isótopos estables del agua. Una vez en Skardu, las muestras fueron trasladadas a Islamabad, ubicada en una zona de clima subtropical, en un viaje por carretera de 24 horas. Durante este traslado, se mantuvieron las condiciones de frío mediante el uso de una nevera portátil que contenía varias botellas de 2 litros congeladas en su interior, y se monitorizó constantemente la temperatura con un termómetro de sonda. Durante todo el trayecto, la temperatura no superó los 4 °C en ningún momento. Luego, bajo las mismas condiciones de temperatura las muestras se transportaron a Bilbao y, posteriormente, a Tokio.

5.4.4. Black Carbon (BC): análisis instrumental

A pesar de que los aerosoles juegan un papel importante en el cambio climático (p.ej., Ramanathan y Carmichael, 2008; Bond et al., 2013), no hay un acuerdo claro sobre la terminología que se debe usar para designar los aerosoles atmosféricos que contienen materia carbonosa. Por lo

tanto, han sido designados de diferentes maneras en la literatura científica, según la propiedad intrínseca identificada o el método utilizado para el análisis (Bond et al., 2013). Por ejemplo, si se identifica mediante sus propiedades térmicas, se denomina carbono elemental (CE), mientras que si se identifican sus propiedades ópticas, se denomina carbono negro (Black Carbon, BC; Laborde et al., 2012). Esto puede resultar confuso, ya que parece que se está haciendo referencia a dos materiales diferentes con propiedades ópticas y físicas distintas, en lugar de a un único material con propiedades bien definidas. Debido a la falta de consenso en la comunidad científica sobre qué término usar, se pueden encontrar publicaciones que se refieren a una misma propiedad, pero que utilizan diferentes términos, y otras que se refieren a diferentes propiedades, pero que utilizan términos similares. Por lo tanto, existe una fuerte necesidad de estandarizar los términos, para que tengan la misma validez independientemente del método empleado, y la información recogida en los diferentes estudios pueda ser comparable. Sin embargo, estudios como el de Kondo et al. (2011) han demostrado que se pueden obtener resultados consistentes usando diferentes métodos y terminologías. En este estudio se utilizará el término Black Carbon (BC), y cada una de las propiedades físicas de las partículas de este aerosol pueden encontrarse descritas de manera detallada en la Tabla 1 de Petzold et al. (2013). No obstante, actualmente no existen métodos capaces de cuantificar todas las propiedades de estas partículas de manera simultánea.

Los métodos de cuantificación del BC en la atmósfera suelen ser sencillos y directos, mientras que en nieve o hielo es un proceso mucho más complejo, debido a que las concentraciones son mucho menores. Esta circunstancia obliga a que estos métodos tengan que ser muy precisos. Ni siquiera los métodos modernos como los basados en detección satelital pueden aportar datos fiables de concentración en este tipo de entornos (Warren, 2013). Para el análisis de BC en la nieve, tradicionalmente se han usado métodos basados en la filtración, como el termo-óptico (p.ej., Clarke y Noone, 1985; Dou et al., 2012) o el Integrating Sphere/Integrating Sandwich Spectrophotometer (ISSW; p.ej., Doherty et al., 2010; Pan et al., 2011). Este tipo de métodos puede presentar varios desafíos. Por un lado, se requieren volúmenes muy grandes de muestra para llevar a cabo el proceso de filtrado. Por otro lado, las concentraciones de BC a menudo pueden ser infra- o sobre-estimadas debido a diversos factores. Entre ellos se incluyen la carbonización del carbono orgánico (CO; p.ej., Soto-García et al., 2011), interferencias causadas por el polvo mineral (Wang et al., 2012), problemas en la eficiencia de los filtros que dificultan la distinción entre CO y BC (p.ej., Torres et al., 2014), y la sensibilidad de métodos como el ISSW frente a materiales como el CO, polvo mineral y óxidos de hierro, que pueden disminuir la capacidad de detección de BC (p.ej., Dang et al., 2014).

Una de las técnicas más recientes y efectivas para estimar la concentración de las partículas de BC es la incandescencia inducida por láser (LII, por sus siglas en inglés), que se centra en las propiedades refractarias de los materiales. Consiste en calentar las partículas mediante un rayo láser (Nd:YAG, con una longitud de onda de 1.064 nm) hasta alcanzar la incandescencia, momento en el cual la intensidad de la radiación térmica desprendida es medida por tubos fotomultiplicadores, permitiendo inferir la masa y tamaño de las partículas. Dentro de este tipo de ensayos se encuentra el método que usó el NIPR para los análisis: el SP2 (Single Particle Soot Photometer; Stephens et al., 2003; Schwarz et al., 2006). Este equipo, ampliamente empleado en la ciencia de aerosoles, es una excelente alternativa para analizar el BC en base a su propiedad refractaria (p.ej., Kaspari et al., 2011; Sterle et al., 2013), ya que no requiere un proceso de filtrado, funciona con volúmenes de muestra muy pequeños (dotando de mayor resolución a los muestreos), permite un sistema de flujo continuo, y no tiene una sensibilidad significativa para otros materiales (eficacia > 90 % en la detección de BC). Esto elimina las posibles causas de incertidumbre que pueden aportar los métodos de filtración. Originalmente el SP2 era usado para mediciones de aerosoles atmosféricos, por lo que antes del análisis las muestras de nieve o hielo se deben derretir y aerosolizar. Las partículas de BC

contenidas en la criósfera generalmente tienen un tamaño mucho mayor que en la atmósfera, circunstancia a tener en cuenta antes del análisis (Schwarz et al., 2012), ya que puede ser una fuente importante de incertidumbre al igual que la elección del material de la calibración (Menking, 2013).

5.4.5. Isótopos estables en la precipitación: significado ambiental

En este estudio, nos enfocaremos en los isótopos estables del agua presentes en el manto de nieve estacional, entendiéndolo como un registro de la precipitación, ya que cada evento ocurre bajo condiciones ambientales específicas, quedando registradas en el manto de nieve en forma de señales isotópicas distintivas. Los primeros estudios sobre la composición isotópica de la precipitación fueron hechos por Dansgaard (1953), Epstein y Mayeda (1953), y Friedman (1953). Después, programas como Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP) de la International Atomic Energy Agency (IAEA) recolectaron el agua de precipitación y en estaciones repartidas por el globo y bajo diversos contextos climáticos, donde midieron las razones isotópicas, lo que permitió tener una imagen completa de la distribución global del contenido en isótopos estables del agua en la precipitación.

El análisis de los isótopos presentes en el manto de nieve del Glaciar Godwin-Austen, combinado con información obtenida a través del modelo HYSPLIT (detallado en la siguiente sección), nos permitió identificar las posibles fuentes de humedad que contribuyeron a su formación. En esta sección se explicarán de manera clara y concisa los conceptos básicos de la ciencia de los isótopos. Esto permitirá al lector comprender los fundamentos teóricos necesarios para interpretar los resultados obtenidos en nuestro estudio.

Los isótopos estables que suelen ser analizados en estos estudios centrados en la criósfera son principalmente aquellos que conforman la molécula del agua: los del Oxígeno (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O) y los de Hidrógeno (^1H , ^2H). De todos ellos, ^{16}O , ^{18}O , ^1H , y ^2H son los más abundantes y comúnmente medidos mediante espectrometría de masas. La molécula del agua puede estar compuesta por combinaciones diferentes de sus isótopos constituyentes (isotopólogos). De ellos, el más común es $^2\text{H}^{16}\text{O}$ (99,73 %), mientras otros como $^2\text{H}^{18}\text{O}$, $^2\text{H}^{17}\text{O}$, y $^2\text{H}^{16}\text{O}$ están presentes en cantidades mucho más pequeñas (Sharp, 2006). Los isótopos estables han sido usados en hidrología desde finales de la década de 1950 y principios de los 60s, siendo pioneros los estudios el paleoclimatólogo danés Willi Dansgaard en 1954 y 1964. Los resultados de los análisis isotópicos se suelen presentar bajo el término de $\delta^{18}\text{O}$ y δD , siendo δ la relación isotópica de una muestra R_{muestra} (proporción del isótopo pesado ^{18}O o ^1H frente al ligero ^{16}O o D) y la relación isotópica de un estándar R_{std} (Craig, 1961; Dansgaard, 1964):

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = 1.000 \times [(R_{\text{muestra}} / R_{\text{std}}) - 1]$$

$$\delta\text{D} (\text{‰}) = 1.000 \times [(R_{\text{muestra}} / R_{\text{std}}) - 1]$$

Cuando la muestra de agua tiene una razón isotópica (δ) más alta/baja en (^{18}O vs. ^{16}O o en ^2H (D) vs. ^1H) que la de un estándar, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD tenderán a ser más positivos/negativos. En el primero de los casos se suele hablar de una muestra “isotópicamente enriquecida o pesada” y en el segundo de una muestra “isotópicamente empobrecida o ligera”. Los estándares que se suelen utilizar para los isótopos del agua son el VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water; Gonfiantini, 1984; Gröning, 2004), que difiere muy poco del estándar original SMOW (Standard Mean Ocean Water; Craig, 1961), actualmente agotado, y el SLAP-2 (Standard Light Antarctic Precipitation 2). Para el oxígeno también se puede usar otro estándar, el PDB (PeeDee Belemite), también agotado y sustituido por otros estándares como el NBS-19 y el NBS-18 (Friedman et al., 1982).

La diferencia isotópica que puede existir entre dos masas de agua está relacionada con los cambios de fase (evaporación, condensación, sublimación, fusión) que puedan haber sufrido. De esta manera, isótopos más pesados tienden a fraccionarse preferentemente en el estado en el que las moléculas de agua moléculas presentan energías de enlace más elevadas y menores velocidades de difusión, es decir, en la fase sólida frente a la líquida o en la fase líquida frente a la gaseosa. El resultado es que, en el proceso de evaporación, por ejemplo, los isotopólogos más ligeros tienden a incorporarse al vapor de manera preferente, dotándolo de una composición isotópica más ligera en comparación con el agua que no se evaporó, que quedará enriquecida en los más pesados. El fraccionamiento isotópico en el proceso de evaporación es más intenso para el ^2H que para el ^{18}O , simplemente debido a la diferencia en sus pesos moleculares. En el caso de la condensación, los isótopos más pesados tenderán a fraccionarse preferencialmente en la fase líquida, dejando al vapor con una composición isotópica más ligera. Este proceso de separación durante los cambios de fase se conoce como “fraccionamiento isotópico” y las diferencias isotópicas se acentúan a medida que se repiten los ciclos de cambio de fase (Niewodniczanski et al., 1981). El fraccionamiento puede tener lugar bajo condiciones de equilibrio, donde el intercambio isotópico entre las dos fases que interactúan es idéntico en ambas direcciones (p. ej., condensación; Clark & Fritz, 1997; Kendall & McDonnell, 1998) o en condiciones de no equilibrio o cinético las tasas de intercambio diferentes entre las dos fases (p.ej., evaporación o sublimación). Cabe aclarar que el término “en equilibrio” no hace referencia a que ambas fases tengan una composición isotópica idéntica, si no que las razones isotópicas (^2H y ^{18}O) entre ambas fases son constantes a una temperatura dada.

En el medio natural, esto se traduce en que a medida que las masas de aire cargadas de vapor de agua se alejan de la fuente de humedad, se pueden encontrar en su camino masas de aire más frías. Esta interacción desencadenará la condensación del agua contenida en forma de vapor y el agua derivada de los sucesivos eventos de precipitación tenderá a tener una carga isotópica más ligera, al igual que el vapor remanente (destilación Rayleigh; Clark & Fritz, 1997; Gat, 2000). La presencia de aire más frío que propicia la condensación puede ser consecuencia de variaciones altitudinales, latitudinales o estacionales. Debido a la acción de todos estos procesos, los valores de δD y $\delta^{18}\text{O}$ poseen una relación lineal a escala global (Epstein & Mayeda, 1953; Friedman, 1953) conocida como Línea del Agua Meteorica Global (Global Meteoric Water Line, GMWL; Craig, 1961). Esta representación es ampliamente usada para el estudio del fraccionamiento isotópico (Dansgaard et al., 1964) y es un intento de resumir la información disponible de la composición isotópica del agua meteorica no marina a nivel mundial. Está definida por la ecuación:

$$\delta\text{D} (\text{‰}) = 8 \times \delta^{18}\text{O} (\text{‰}) + 10$$

La razón entre los factores de fraccionamiento de δD y de $\delta^{18}\text{O}$ es de 8 (pendiente de la recta), valor que no cambia durante los procesos de fraccionamiento en equilibrio (e. g., condensación), por lo que la composición isotópica de las muestras varía a lo largo de la GMWL. Se pueden dar casos en los cuales la pendiente de la recta sufra cambios durante procesos de precipitación. Por ejemplo, durante la caída, las gotas de agua pueden sufrir procesos de evaporación (fraccionamiento cinético) debido al contacto con una columna de aire más seca o más caliente (Friedman et al., 1962; Stewart, 1975), efecto que se vuelve más pronunciado cuando la precipitación es escasa (Lee & Fung, 2008). Esto hace que la pendiente adquiera valores menores a 8. Este efecto fue denominado por Dansgaard (1964) como “*amount effect*”. El punto de intersección de la recta recibe el nombre de exceso de deuterio *d-excess* (Dansgaard, 1964):

$$d\text{-excess} = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$$

Durante los procesos de evaporación hay un movimiento más lento de la molécula de H_2^{18}O en comparación con la molécula de HDO, por lo que más cantidad de esta última pasa a la fase gaseosa. Este enriquecimiento relativo o exceso de HDO es igual a 10 ‰, está representado por el exceso de deuterio (*d-excess*; Craig, 1961). Si están en contacto el tiempo suficiente, la fase líquida y la base vapor pueden llegar al equilibrio, eliminando la diferencia isotópica. Sin embargo, este equilibrio no se alcanza, debido al fuerte gradiente de humedad que hay en la capa atmosférica que está en contacto con la superficie del océano. Esto es producto de la acción del viento que arrastra y transporta constantemente el vapor generado (Pfahl y Sodemann, 2014). El *d-excess* no resulta modificado por procesos de fraccionamiento en equilibrio, lo que permite comparar los valores iniciales con los valores de los sucesivos eventos precipitación (Merlivat y Jouzel, 1979). Por lo tanto, las condiciones en las cuales se produce la evaporación a partir de la fuente de humedad sí provocan una variación del *d-excess*, haciendo que la GMWL se mueva hacia arriba o hacia abajo, pero sin variar su pendiente. Cuanto mayor sea la humedad ambiental en el momento que se forma el vapor a partir de la fuente, más bajo serán los valores de *d-excess*, y viceversa. Por estas razones, los isótopos del agua se han usado como indicadores en estudios hidrológicos para identificar las fuentes de humedad (Yurtsever y Gat, 1981; Joussaume et al., 1984; Rozanski et al., 1993; Bowen y Revenaugh, 2003; Terzer et al., 2013; Stumpp et al., 2014; Galewsky et al., 2016), o trazar el origen del vapor de agua (Rindsberger et al., 1983; Johnsen et al., 1989; Pfahl y Sodemann, 2014). Un ejemplo de aplicación puede ser el uso de isótopos estables a partir del análisis de ice cores perforados en Groenlandia, donde cambios rápidos en este parámetro han sido interpretados como cambios en la circulación atmosférica, asociados con cambios en las condiciones del área fuente de la humedad (Steffensen et al., 2008) o localización de la propia fuente de humedad (Masson-Delmotte et al., 2005). Para representar la variabilidad que puede experimentar la GMWL, se utilizan Líneas Meteorológicas Locales (LMWL; Rozanski et al., 1993). Por lo tanto, la GMWL es la suma de muchas LMWL que difieren de la línea global en su pendiente y punto de intersección.

El IRMS (Isotopic Ratio Mass Spectrometer) fue el instrumento elegido para llevar a cabo análisis isotópicos en el NIPR. Este dispositivo se utiliza para separar y catalogar partículas según su relación masa/carga (m/z). Antes del análisis, la muestra se transforma en gas mediante volatilización y, luego, se hace pasar por una cámara donde se ioniza gracias a un haz de electrones de alta energía. Los iones salen de la cámara mezclados y con una cierta velocidad debido a la presencia de un campo eléctrico. Para separar y distinguir los diferentes iones, se los expone a un campo magnético perpendicular a su trayectoria, lo que los obliga a trazar un arco con un radio que depende de su relación m/z . El espectro de masas resultante muestra información sobre la abundancia de los diferentes tipos de iones. En resumen, el IRMS es una herramienta altamente precisa y detallada para llevar a cabo análisis isotópicos en una amplia variedad de muestras (Graaf et al., 2020).

5.4.6. Reanálisis atmosféricos

Para los cálculos y las interpretaciones que queremos hacer en este proyecto necesitamos tener disponibles datos de variables meteorológicas en nuestro sitio de estudio (temperatura, precipitación, radiación de onda corta que llega a la superficie, proporción de nubosidad, etc.) Durante la expedición se instaló una estación meteorológica automática en el campo base del K2, desde enero hasta marzo. Gracias a ella disponemos de datos meteorológicos (dirección y velocidad del viento, temperatura, y humedad relativa). Sin embargo, debido a problemas técnicos hubo una pérdida de datos y solo contamos con mediciones a partir de febrero. Esta suele ser una situación bastante generalizada, ya que el clima extremo y la dureza de estos entornos normalmente afectan a la calidad y a la continuidad de los datos (Pritchard et al., 2019). En estas zonas, las estaciones de monitoreo

pertenecientes a los diferentes servicios meteorológicos suelen estar dispersas y normalmente en el fondo de los valles, lo que aporta un sesgo importante si tenemos en cuenta que variables como la precipitación o la temperatura varían fuertemente en función de la elevación, adquiriendo un gradiente alto en estas zonas con fuerte relieve. Por estas razones, hoy en día la escasez de datos en regiones de alta montaña sigue siendo un reto para los estudios científicos (Viviroli et al., 2011). En las últimas décadas ha habido diferentes estaciones meteorológicas en el glaciar Baltoro. Por ejemplo, en uno de los campos de parada hacia el campo base, llamado Urdukas, había una estación meteorológica automática perteneciente al proyecto SHARE (Stations at High Altitude for Research on the Environment). Sin embargo, una vez finalizado este proyecto en el 2013, fue desinstalada y todos los datos de registro dejaron de estar disponibles. En vista de todas estas dificultades, la única opción viable para obtener datos meteorológicos con continuidad temporal y espacial para una región vasta y con muy pocas estaciones de monitoreo son los reanálisis atmosféricos (Dee et al., 2014). Estos datos, se obtienen mediante la ejecución de modelos de circulación global (MCG) con una resolución espacial predefinida, en donde las variables atmosféricas como la temperatura, velocidad del viento, presión, o el vapor de agua observado en superficie se utilizan para corregir las simulaciones de los modelos (Blum et al., 2018). Nuestra zona de estudio en el Karakórum Central (cuenca alta del Indo) es el escenario donde se pueden encontrar todas estas dificultades, ya que es una región compleja y poco explorada, por lo que para conocer las variables atmosféricas en este punto recurrimos a la reanálisis atmosférico ERA5, producido por el Centro Europeo de Previsión a Medio Plazo (CEPMP; Hersbach, 2016). Además, para algunas variables, también usamos un subconjunto de datos refinados a escala regional llamado HARv2 (High Asia Refined Analysis; Wang et al., 2021), producido por a través de la reducción dinámica de la escala de los datos pertenecientes a reanálisis globales (en este caso ERA5) usando modelos climáticos regionales para la zona de la meseta tibetana y regiones circundantes (Maussion et al., 2014). Para la cuenca alta del Indo, el uso de estos conjuntos de datos ha sido validado por estudios como Dahri et al. (2021) o Baudoin et al. (2020). Aunque este tipo de reanálisis y refinamientos son muy útiles para la investigación, la resolución espacial, clima local y topografía, pueden afectar al rendimiento de estas herramientas (Ceglar et al., 2017; Rana et al., 2015; Tarek et al., 2019; Xu et al., 2019).

Para estimar las concentraciones regionales de carbono negro (BC), se utilizó el parámetro de concentración de masa superficial (kg m^{-3}) del reanálisis atmosférico global MERRA-2 (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Versión 2), desarrollado por la Global Modeling and Assimilation Office (GMAO) de la NASA, utilizando el modelo Goddard Earth Observing System (GEOS) Versión 5.12.4. MERRA-2 simula la distribución espacial de BC desde 1980 con una resolución espacial de $0,5^\circ \times 0,625^\circ$ y datos promedios de escalas de tiempo que varían entre 1 hora, 3 horas o mensuales. El modelo integra varios conjuntos de datos relacionados con el espesor óptico de aerosoles (Atmospheric Optical Depth; AOD), mediciones instrumentales en superficie como las realizadas por la red AERONET (Aerosol Robotic Network), así como varias observaciones a partir de métodos de teledetección y observaciones convencionales de radiosondas y aviones.

5.4.7. Análisis de trayectorias

Para interpretar los resultados obtenidos a partir del análisis del manto nivoso desde un contexto global y regional de circulación atmosférica usamos el modelo HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model), desarrollado por el Air Resources Laboratory (ARL; Laboratorio de Recursos del Aire) perteneciente al National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA; Administración nacional del Océano y de la Atmósfera; Stein et al., 2015;

Rolph et al., 2017). El objetivo principal es identificar las diferentes fuentes de humedad de media y larga distancia que generaron la precipitación en nuestro punto de estudio (Sinclair y Marshall, 2009). Además, también nos ayuda a hacer una aproximación de las fuentes principales de BC. Este modelo calcula las trayectorias que siguen las parcelas de aire hasta alcanzar nuestro punto de estudio.

Como conjunto de datos meteorológicos de entrada usamos el conjunto de datos de GDAS (Global Data Assimilation System) desarrollado por NOAA en conjunto con los Centros Nacionales de Predicción Ambiental (NCEP; National Centers for Environmental Prediction), con una resolución en latitud y en longitud de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Para cada día de nuestro periodo de estudio (180 días), calculamos las retro-trayectorias de 10 días de las masas de aire a varios niveles de elevación (500, 1.000, 1.500 m sobre la superficie) por encima del punto de interés. Si el periodo de estudio es muy extenso y se representan todas las trayectorias diarias en un mapa, es muy difícil diferenciar las direcciones predominantes, ya que hay demasiados datos (líneas) en el mapa. Para superar esta dificultad y mejorar la representación gráfica, primero se agruparon las trayectorias por mes y posteriormente se usó el método de Varianza Espacial Total (VET), una aproximación estadística que agrupa los conjuntos de trayectorias más próximas y los representa en forma de una trayectoria promedia o clúster, que indica una dirección predominante. En este proceso, las trayectorias son combinadas hasta que la varianza total de cada trayectoria empieza a incrementarse con respecto a su respectivo clúster.

5.4.8. Cálculo del forzamiento radiativo producido por las partículas de BC

El tamaño de los granos de nieve aumenta con el tiempo por metamorfismo (LaChapelle, 1969), y el albedo de estos granos engrandecidos es más bajo que el de los granos más pequeños. De hecho, el albedo en la nieve está más influenciado por el tamaño de sus granos que por las partículas absorbedoras de luz. Por ejemplo, un incremento en el radio de las partículas desde $100 \mu\text{m}$ (nieve nueva) a $1.000 \mu\text{m}$ (nieve vieja que ha sufrido derretimiento), causará un decrecimiento del albedo (en todas las longitudes de onda) del 12 %, mientras que una concentración de BC de 20 ng g^{-1} lo disminuye en un 0,5 % para un radio de $100 \mu\text{m}$ y en un 1,6 % para un radio de $1.000 \mu\text{m}$ (Dang et al., 2015). El albedo de la nieve también depende de otros factores, como profundidad del manto de nieve, cobertura de nubes y espesor óptico de las nubes, ángulo cenital solar, o la presencia de impurezas.

En este estudio, se usarán las parametrizaciones propuestas por Dang et al. (2015, 2017) para la cuantificación de la reducción del albedo atribuible a la presencia de BC en el manto de nieve. A parte de las partículas de BC, estas parametrizaciones tienen en cuenta el tamaño de grano de la nieve (Flanner et al., 2007) y la fracción de nubes (Dang et al., 2017), y sólo son aplicables para mantos de nieve que son lo suficientemente espesos como para ocultar la superficie para todas las longitudes de onda “semi infinito” (Dang et al., 2015). Además, se computan la reducción del albedo para únicamente dos condiciones atmosféricas: reducción del albedo bajo condiciones de cielo despejado $\Delta A_{\text{despejado}}$ y bajo condiciones de cielo nublado $\Delta A_{\text{nublado}}$. Existen parametrizaciones más complejas según el objetivo del cálculo, por ejemplo, en función del tamaño de grano, ángulo de cenit solar, transmitancia de las nubes, espesor de la nieve, el albedo de la superficie infrayacente y el contenido de BC (Marshall y Warren, 1987; Marshall, 1989). Sin embargo, el objetivo de estas parametrizaciones es simplificar los cálculos.

Con el objetivo de mezclar la información de tamaño de grano y de concentración de BC en un predictor simple de reducción del albedo, hay que tener en cuenta que la reducción del albedo (ΔA), causado por una concentración de BC en nieve (C) con un radio (r), también podría ser producido por una concentración más baja de BC si el tamaño de grano de la nieve es más grande. A partir de

la información presentada en la Figura 5 de Dang et al. (2015) sugieren que las variables r y C se pueden combinar para calcular la reducción del albedo producido por la presencia de BC, de una manera rápida y con una pérdida de precisión muy pequeña. Para ello, se define una cantidad H que tiene en cuenta las variables r y C :

$$H = \left(\frac{C}{C_0}\right) \left(\frac{r}{r_0}\right)^s$$

donde C_0 es una concentración de referencia de BC ($10^{-6} \text{ ng g}^{-1}$) y r_0 es un radio de grano de referencia ($100 \mu\text{m}$). Para todas las longitudes de onda o para el espectro visible, el exponente s toma un valor de 0,73. Para graficar y ver la relación de la reducción del albedo con respecto a H , se usan funciones cuadráticas donde se asume que:

$$p = \log_{10} H$$

Así,

$$\log_{10}(\Delta A) = m_1 p^2 + m_2 p + m_3$$

Los coeficientes m_1 , m_2 y m_3 , vienen dados en la Tabla 3 de Dang et al. (2015), tanto para condiciones de cielo despejado como para condiciones nubladas. Por lo tanto, usando la última ecuación podemos calcular los parámetros $A_{\text{despejado}}$ y A_{nublado} . Hay que tener en cuenta que estos cálculos solo son válidos para granos con radios entre 50 y $2.500 \mu\text{m}$. Según Dang et al. (2017), la reducción total de albedo (A) producida por la presencia de carbono negro puede ser estimada mediante:

$$\Delta A = FN \cdot \Delta A_{\text{nublado}} + (1 - FN) \cdot \Delta A_{\text{despejado}}$$

donde FN es la fracción de nubes total, es decir, la proporción de una cuadrícula cubierta por nubes, que varía entre 0 y 1, siendo 0 la ausencia total de nubes y 1 la cobertura total. En este caso se calcula el valor de FN para el periodo de tiempo de interés. Los valores de $A_{\Delta_{\text{claro}}}$ y $A_{\Delta_{\text{nublado}}}$, hacen referencia la reducción del albedo bajo condiciones de cielos despejados y cielos nublados, respectivamente. El forzamiento radiativo del BC (FR_{BC}) para la época de ablación fue calculado multiplicando la reducción del albedo (ΔA) por el promedio de la radiación solar incidente (radiación de onda corta; I), medida en W m^{-2} :

$$FR_{\text{BC}} = \Delta A \cdot I$$

Para los parámetros FN e I , usamos las estimaciones para el periodo de ablación derivadas del reanálisis atmosférico ERA5 (Hersbach, 2016). La cantidad de energía extra absorbida por el manto de nieve (E_x), en MJ m^{-2} , fue calculada multiplicando el forzamiento radiativo relacionado (FR_{BC}) por los días (d) que abarcó nuestro estudio en segundos (s):

$$E_x = FR_{\text{BC}} \cdot d$$

Por último, calculamos la nieve que se derrite antes por unidad de superficie (W), medida en mm w.e. o en kg/m^2 , debido a la reducción del albedo (ΔA), es decir, el volumen agua que pasa prematuramente al sistema hidrológico debido a la presencia de partículas de BC en el manto de nieve:

$$W = \frac{\Delta A \cdot I \cdot d}{E}$$

donde E es la energía necesaria para derretir 1 kg de nieve. Para este se eligió el calor latente de fusión, 334 kJ kg^{-1} (Cohen, 1994).

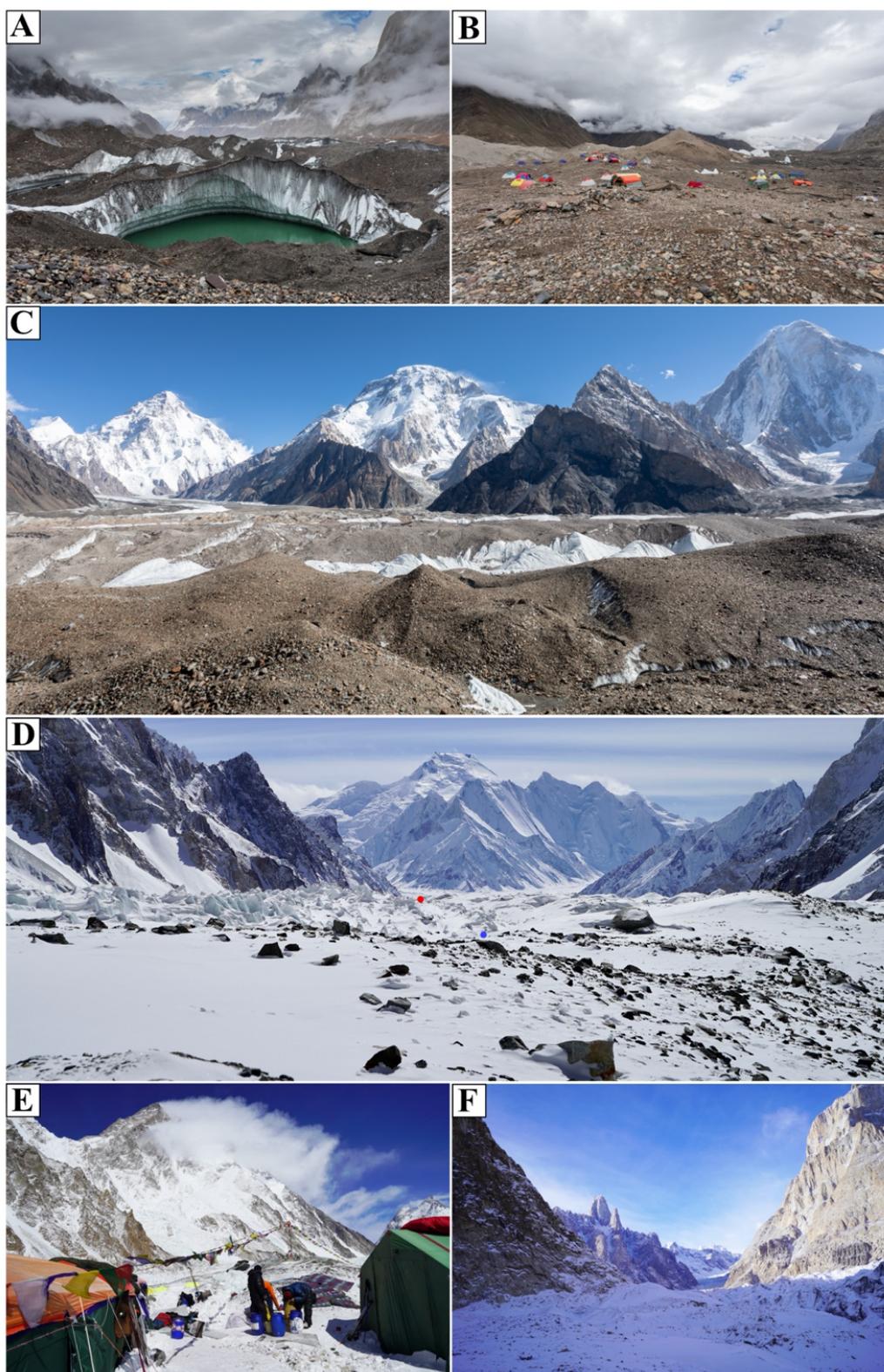


Figura 2. Fotografías de los glaciares Godwin-Austen y el Baltoro durante verano e invierno. Las fotos A, B, y C fueron realizadas durante el verano (julio) del 2022 por el Dr. Francisco Llano Tomé. En las fotos se puede apreciar la ausencia total de manto de nieve. Los parches blancos pertenecen a zonas donde el hielo glaciar no está cubierto por detritos. Las fotos D, E, y F pertenecen al invierno del 2019 durante la expedición de BalElur. **A)** Acumulación de agua sobre glaciar Baltoro. **B)** Campamento Concordia, **C)** Glaciar Godwin Austen desde Concordia, al fondo de izquierda a derecha K2 (8.611 m), Broad Peak (8.051 m) y Gasherbrum IV (7.925 m). **D)** Al fondo, el Campamento Concordia y el monte Chogolisa (7.665 m) vistos desde el Campo Base del K2, punto rojo ubicación aprox. de P2 y de P1 (Azul). **E)** Campo Base con el K2 al fondo. **F)** Vista desde Urdukas hacia Paiju.

5.5. Resultados y discusión

Antes de describir los resultados de este estudio, es necesario matizar que el manto de nieve sobre el que se llevaron a cabo los estudios tiene un carácter estacional (Figura 3): se acumula durante los meses más fríos (octubre–abril) y se derrite por completo a medida que avanza la temporada de ablación (mayo–septiembre). Esta característica está respaldada por un extenso material fotográfico perteneciente a las numerosas expediciones deportivas que durante más de 60 años han tenido como objetivo alcanzar la cumbre del K2, especialmente en la época estival. Además, contamos con testimonios de los porteadores locales que guían expediciones y transportan material a los campos base durante todo el año, y con el material fotográfico de una expedición realizada en agosto de 2022 (Figura 2) que corrobora la falta de nieve durante los meses de verano. Este fenómeno puede ser explicado por la geografía y climatología local, o por las características del propio glaciar. Los puntos de muestreo P1 y P2 (4.930 m s.n.m.) y el campo base del K2 (5.150 m s.n.m.) están ubicados en la zona de ablación del glaciar, por debajo de la línea de equilibrio que se encuentra alrededor de los 5.500 m s.n.m. en el Godwin-Austen (Mayer et al., 2006). En segundo lugar, el efecto de retroalimentación positiva en el que está implicado el albedo podría explicar el rápido derretimiento del manto de nieve. A medida que se derrite, la superficie del glaciar queda gradualmente expuesta, que al estar cubierta de detritos (con un albedo mucho menor que el de la nieve) disminuye el albedo global del glaciar y acelera el proceso de derretimiento (Bond et al., 2013). Por último, estudios basados en detección satelital han demostrado que a finales de agosto en la cuenca del Río Shigar se da una fusión completa del manto de nieve, excepto en las zonas más altas (Lund et al., 2020). De manera complementaria, otros estudios basados en la recogida de datos de estaciones meteorológicas y en el uso de modelos climáticos indican que la temporada de acumulación comienza en octubre, después de un largo periodo de predominio de condiciones secas (Archer y Fowler, 2004; Hasson et al., 2016). En resumen, la ausencia del manto de nieve durante los meses de verano en los glaciares Baltoro y Godwin-Austen es una característica bien documentada y respaldada por los relatos de los locales y por la evidencia científica.

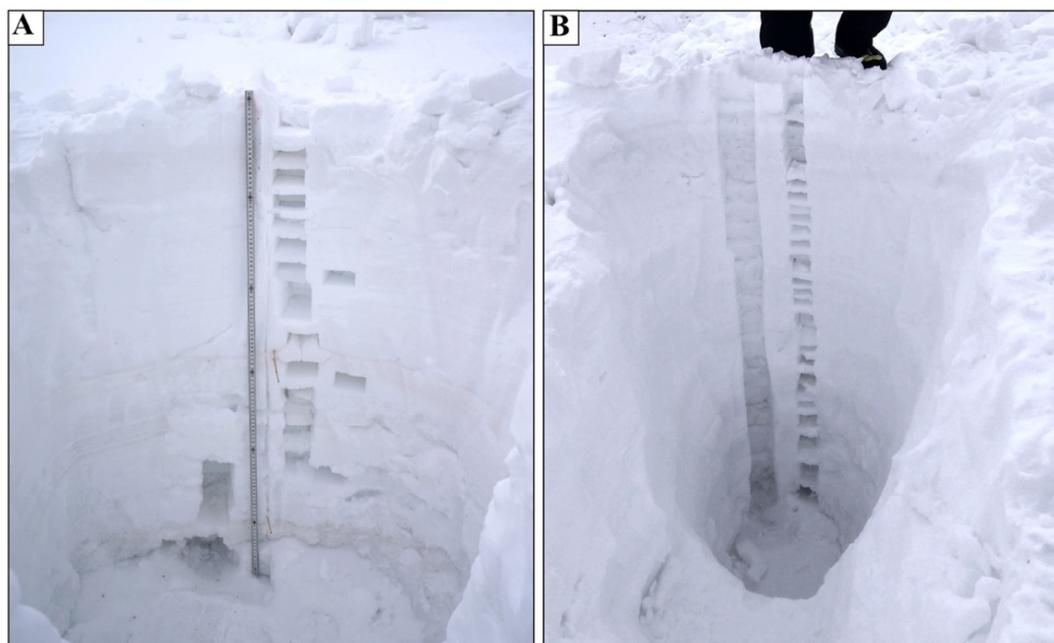


Figura 3. Perfiles realizados en el manto de nieve estacional sobre el glaciar Godwin-Austen. **A)** Perfil 1 (P1) con una profundidad de 1,20 m y excavado el 24/02/2019. **B)** Perfil 2 (P2), con una profundidad de 2,00 m, excavado el 27/02/2019.

5.5.1. Estructura, temperatura y densidad del manto de nieve

En términos generales, se observa que las temperaturas en P2 son considerablemente más bajas que en P1, excepto en los 10 cm superiores donde la diferencia es menos pronunciada (Figura 4; Tabla AI del Anexo). A pesar de las distintas profundidades (1,21 m en P1 y 2,00 m en P2), los perfiles presentan patrones de variación de temperatura similares. Las temperaturas superficiales (-13,7 °C en P1 y -13,5 °C en P2) y del contacto con el lecho compuesto por hielo y detritos (-9,5 °C en P1 y -9,1 °C en P2) son muy parecidas, con diferencias de sólo 0,2 y 0,4 °C, respectivamente. Ambos perfiles exhiben una rápida disminución de temperatura en la parte superior (-0,32 °C cm⁻¹ en P1 y -0,26 °C cm⁻¹ en P2) hasta alcanzar los valores mínimos del perfil: -16,7 °C en P1 a los 10 cm de profundidad y -18,8 °C en P2 a una profundidad de 20 cm. A partir de allí, la temperatura en ambos perfiles disminuye a una tasa muy similar (0,065 °C cm⁻¹ en P1 y 0,053 °C cm⁻¹ en P2) hasta llegar al contacto con el hielo (Figura 3). La densidad de masa tiene unos valores muy similares de 292 kg m⁻³ para P1 (rango 175–342 kg m⁻³; SD = 0,03) y de 333 kg m⁻³ para P2 (rango 247–406 kg m⁻³; SD = 0,04).

A lo largo de los perfiles, se registraron temperaturas extremadamente bajas. Estos valores pueden explicarse debido a la altitud en la que se llevaron a cabo las mediciones, cerca de 5.000 m s.n.m., y al hecho de que se realizaron durante la temporada invernal, caracterizada por temperaturas más bajas de lo habitual, y a que el lecho del manto estaba compuesto por hielo glaciar. No había agua en estado líquido dentro del manto, lo que permite clasificarlo como seco. Tanto en el Perfil 1 (24/02/2019) como en el Perfil 2 (27/02/2019), las mediciones de temperatura se realizaron cerca del mediodía solar, que, según las coordenadas de los perfiles, tuvo lugar a las 12:06 p.m (Tabla 2). Durante este momento del día, el aporte máximo de energía por unidad de área (W m⁻²) alcanza la superficie terrestre, ya que el sol se encuentra en su posición más alta y los rayos solares atraviesan una menor cantidad de atmósfera. Incluso en estas condiciones, la temperatura superficial del manto era muy baja, aproximadamente -13 °C.

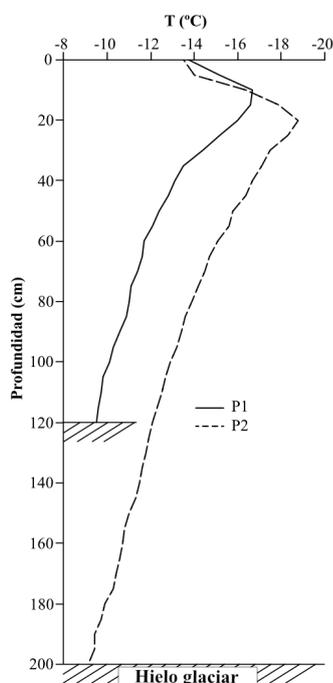


Figura 4. Variación de la temperatura a lo largo de P1 (línea continua) y de P2 (línea discontinua). Ambos perfiles abarcan desde la superficie del manto hasta el contacto con el hielo del glaciar, representado por las líneas diagonales en el fondo de cada perfil.

Tabla 2. Parámetros descriptivos de los lugares de excavación de los perfiles (P1 y P2).

Parámetros	Perfil 1 (P1)	Perfil 2 (P2)
Fecha	24/02/2019	27/09/2019
Hora (GMT+5)	10:56	11:50
Duración trabajo	~3 h	~5 h
Coordenadas	35°49,486'N, 76°30,779'E	35°49,184'N, 76°30,920'E
Altitud (m s.n.m.)	4937	4927
Presión atmosférica (hPa)	595	542,6
Humedad relativa (%)	22 %	24,5 %
Temperatura del aire (°C)	-15	-14,3
Nubosidad	Niebla	Nubes y claros
Viento	3 km h ⁻¹ con rachas de 5 –6 km/h desde el Sur	12 km h ⁻¹ constante desde el Sur
Precipitación	No	No
Terreno	Terreno llano sin grandes rocas alrededor, zona muy expuesta al viento.	Terreno llano. Zona más protegida, la posición del perfil coincide con un canal de drenaje del glaciar en temporada de ablación.
Profundidad (cm)	120	200

Las variaciones de temperatura a través del manto son producto de procesos internos (metamorfismo) y de las interacciones con las condiciones atmosféricas (p.ej., temperatura, humedad, intensidad de la radiación solar, viento, o nubosidad) y con el lecho (hielo glaciar en nuestro caso). Ahora, pongamos el foco únicamente en la interacción entre las variaciones diarias de la radiación solar y la temperatura de las capas superficiales del manto. Durante el día la radiación solar de onda corta calienta la superficie y el calor se propaga progresivamente hacia el interior del manto, haciendo que el perfil de temperatura superficial adquiera una forma de “ola”, cuya magnitud máxima corresponde con los valores más positivos (o menos negativos). La propagación de esta “ola cálida” es compleja y depende de las propiedades de cada manto. Sin embargo, de manera general, y debido a la propiedad aislante de la nieve, esta ola tiende a atenuarse (disminuye su magnitud) a medida que se transfiere hacia abajo hasta desaparecer. A partir de este punto, se establece un perfil de temperatura más o menos constante que se mantiene hasta el contacto con el lecho. Durante la noche, el proceso se invierte, ya que el manto de nieve pierde calor a través de la superficie en forma de radiación de onda corta, generando una “ola fría” que también se propaga y desaparece hacia el interior del manto (Fierz, 2011). En los momentos de transición, como el amanecer o el anochecer, la forma de la parte superior del perfil tiende a adoptar una forma sinusoidal debido a los cambios en la temperatura impulsados por las fluctuaciones en los niveles de radiación. Considerando esta información, es importante destacar que nuestros perfiles de temperatura representan únicamente una “instantánea” del estado térmico en el momento de la toma de datos. Es importante saber que existen otros factores que pueden influir en la superficie del manto en ausencia de radiación solar. Por ejemplo, la entrada de un frente de aire cálido o las variaciones de presión en la superficie del manto causadas por la velocidad del viento en la superficie (*wind pump effect*; Fukuda, 1955).

Si aplicamos estos principios a nuestro caso, podríamos estar observando la señal producida por la pérdida de calor que sufrió el manto de nieve la noche previa a la medición. La longitud de onda de las olas frías respecto y su magnitud es algo superior en P2 (80 cm, -18,8 °C) en comparación con P1 (60 cm, -16,7 °C). Estas diferencias se pueden explicar mediante temperaturas promedias diarias registradas por la estación meteorológica automática del campo base en los días de muestreo:

P1(24/02/19: -18,58 °C) y P2 (27/02/2019: -20,62 °C). Es una diferencia poco significativa, pero si nos fijamos en los días previos a las mediciones, vemos como antes de P1 las temperaturas eran más bajas (21/02: -12,80 °C; 22/02: -15,39 °C; 23/02: -17,75 °C) que las que antecedieron a P2 (24/02: -18,58 °C; 25/02: -20,18 °C; 26/02: -20,20 °C), permitiendo que en el segundo caso el manto estuviera expuesto a un enfriamiento más prolongado. En la parte superior de los perfiles, se pueden ver reflejadas las condiciones atmosféricas en el momento de la medición (recogidas en la Tabla. 1). El primer perfil se realizó bajo condiciones de niebla espesa y poca visibilidad, mientras que en el segundo había intervalos de nubes y claros. Es posible que el calentamiento causado por una mayor absorción de radiación durante P2 sea el responsable de que el gradiente negativo de temperatura en los centímetros superiores del perfil sea menor en comparación con el mismo tramo de P1. A medida que avanza el día, es de esperar una tendencia natural hacia un gradiente positivo con una longitud y magnitud de onda en aumento.

Los valores promedios de densidad de masa 292 kg m^{-3} (P1) y 333 kg m^{-3} (P2) están en la parte inferior del rango de lo que se considera la densidad estándar de los mantos de nieve (80 kg m^{-3} y los 600 kg m^{-3} ; Pomeroy y Gray, 1995). Aunque las variaciones de densidad de masa son muy bajas, hay regiones de los perfiles donde la densidad es más baja respecto a los demás valores (Figuras 5 y 6; Tabla AII y AIII del Anexo). La región de baja densidad de masa en la superficie del manto (175 kg m^{-3} P1 y 247 kg m^{-3} en P2) pertenece a la nieve más “fresca” que aún no ha sufrido procesos de metamorfismo ni de compactación por carga (Reek et al., 1992; Judson y Doesken, 2000; Fassnacht y Soulis, 2002).

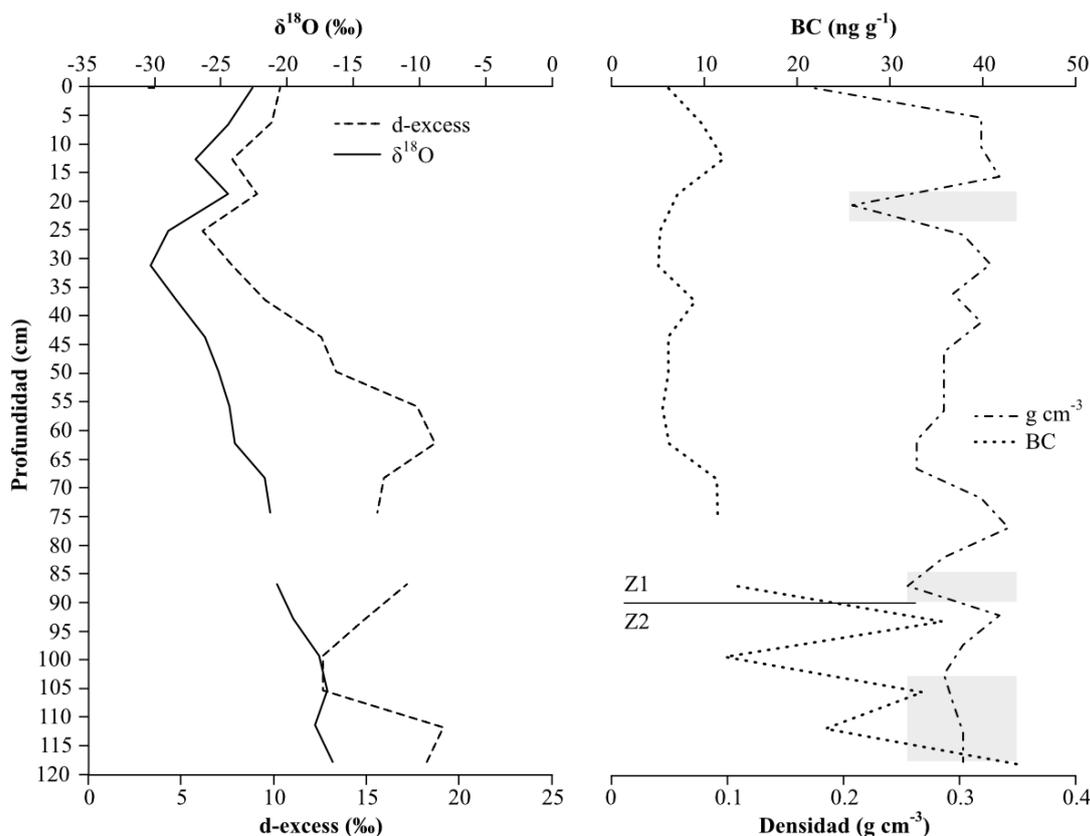


Figura 5. Mediciones llevadas a cabo a lo largo de P1. Los gráficos de la izquierda pertenecen a las variaciones isotópicas: $\delta^{18}\text{O}$ (arriba) y d-excess (Abajo). Los gráficos de la derecha indican la variación de la concentración de black carbon (BC; arriba) y las variaciones de la densidad de masa (abajo). Las zonas grises en la curva de densidad indican las capas de *depth hoar* (DH) identificadas a lo largo del perfil. La línea en la parte inferior de la curva de BC indica el límite entre la zona 1 (Z1) con un contenido bajo en BC, y la zona 2 (Z2), con altos valores de BC.

En zonas intermedias se identificaron algunas capas aisladas de densidad baja con una densidad de masa promedio de 249 kg m^{-3} y un espesor que variaba entre 1–2 cm, al igual que una capa más espesa situada en el contacto del manto de nieve con la supervise del glaciar, con un espesor de 20 cm (P1) y de 30 cm (P2) y una densidad de 294 y 292 kg m^{-3} , respectivamente. Después del análisis visual de la estructura del manto, se comprobó que la capa superficial estaba compuesta por cristales muy pequeños (entre $< 1,0$ y $1,5 \text{ mm}$), mientras que las capas intermedias y basal estaban compuestas por granos más grandes (entre $2,0$ y $3,5 \text{ mm}$), estando el resto de capas entre $1,5$ y $2,0 \text{ mm}$. En términos morfológicos, la capa de nieve fresca estaba compuesta por cristales irregulares o redondeados (partículas de precipitación; Fierz et al., 2009), y en las capas de baja densidad intermedias y profundas, los cristales tenían caras y aristas bien definidas. El proceso de muestreo

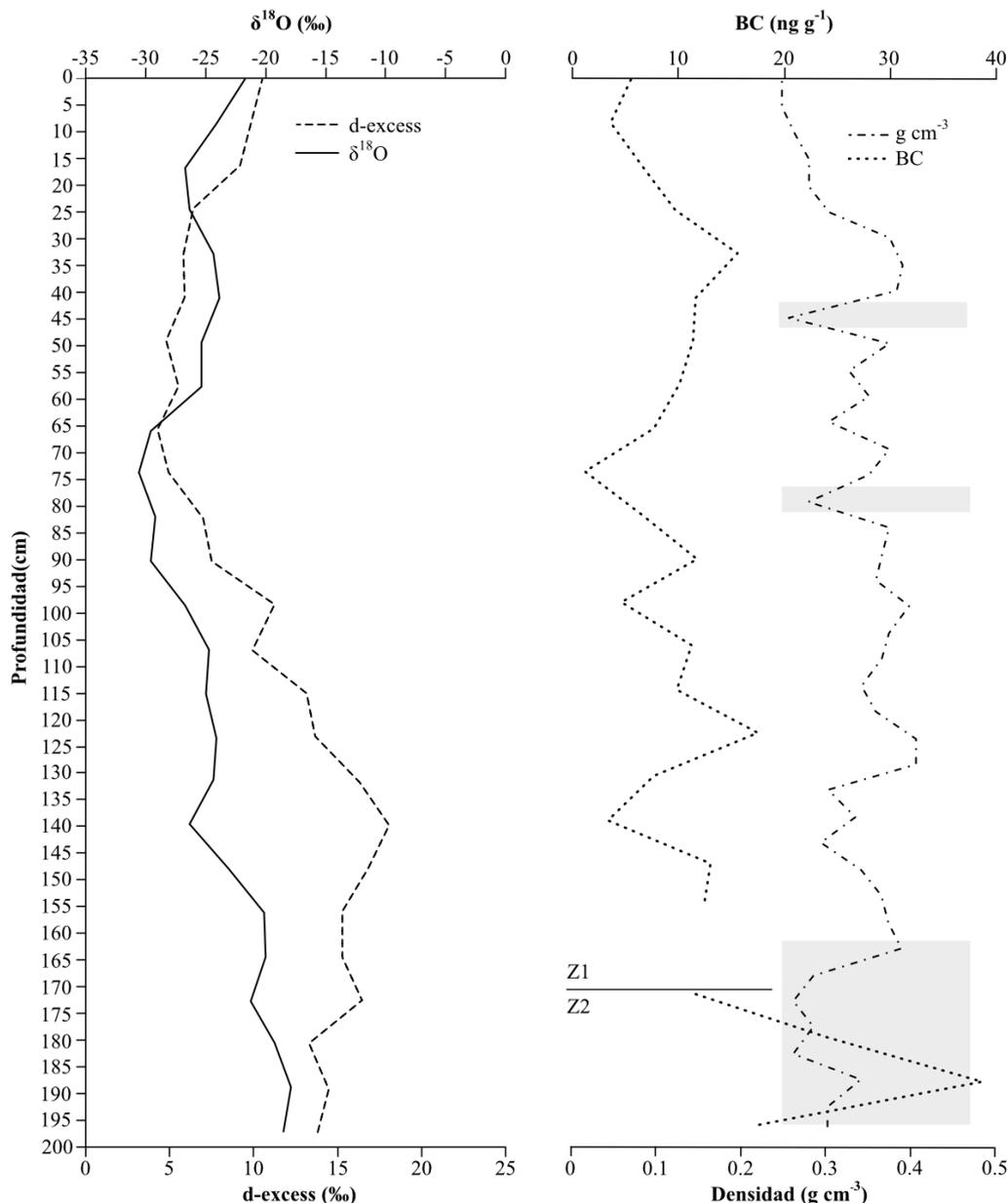


Figura 6. Mediciones llevadas a cabo a lo largo de P2. Los gráficos de la izquierda pertenecen a las variaciones isotópicas: $\delta^{18}\text{O}$ (arriba) y d-excess (Abajo). Los gráficos de la derecha indican la variación de la concentración de black carbon (BC; arriba) y las variaciones de la densidad de masa (abajo). Las zonas grises en la curva de densidad indican las capas de *depth hoar* (DH) identificadas a lo largo del perfil. La línea en la parte inferior de la curva de BC indica el límite entre la zona 1 (Z1) con un contenido bajo en BC, y la zona 2 (Z2), con altos valores de BC.

de estos últimos resultó muy complicado, ya que tendían a deshacerse debido a la baja cohesión entre los cristales, características típicas del *depth hoar* o *escarcha profunda* (DH; Seligman, 1936). La medición de las capas intermedias también presentó dificultades debido a su escaso espesor. Al tomar las muestras con el cúter, es muy probable que se haya incluido material de las capas infra y suprayacentes, lo que podría haber llevado a una sobreestimación de la densidad en esos puntos. Aunque la capa basal de DH tenía más entidad en P2, en P1 los cristales eran ligeramente más grandes y presentaban una cohesión mucho menor.

La combinación de los valores de densidad de masa y temperatura nos brinda información relevante para comprender la presencia de DH, ya que estamos ante un manto de nieve con un gradiente de temperatura promedio elevado $\sim 6\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$ y la capa con mayor entidad está en el límite inferior del manto (Colbeck, 1982). El DH más desarrollado en P1 podría ser explicado por la relación entre la temperatura y el espesor del manto de nieve: al ser P1 más fino, la influencia de las variaciones de gradiente de temperatura (o vapor) pudieron producir un metamorfismo más intenso. Por su parte, las capas intermedias pueden ser producto de la alta variabilidad de temperatura del manto de nieve en los 60–80 cm superficiales (Flin y Brzoska, 2008), especialmente en el final de la temporada invernal, cuando la amplitud térmica diaria es mayor. De acuerdo con las observaciones en P1 y P2, en las zonas del manto donde las ondas frías o calientes tienen su mayor magnitud, el gradiente térmico puede adquirir puntualmente unos valores de aproximadamente $18\text{ }^{\circ}\text{C m}^{-1}$.

La ausencia de costras de hielo a lo largo de los perfiles, que normalmente tendrían una densidad de masa cercana a la del hielo (aprox. 900 kg m^{-3}), confirma que no ha habido eventos de fusión parcial y recongelación, respaldando la idea de que estamos frente a un manto de nieve seco. Los bajos valores promedios de densidad de masa del manto pueden explicarse por la presencia de capas de baja densidad, por un lado, debido a la nieve recién caída y, por el otro, a la presencia de capas de DH. Como referencia, un estudio similar realizado en el glaciar Urdok, ubicado a 25 km al sureste del campo base del K2 (Mayer et al., 2014), reportó densidades alrededor de 450 kg m^{-3} . Sin embargo, es importante destacar algunas diferencias significativas: los perfiles analizados en ese estudio se encontraban entre 5.300 y 5.400 m sobre el nivel del mar, correspondiendo a la zona de acumulación del glaciar, por lo que no eran mantos de nieve estacionales, sino permanentes. Por ello, la información registrada era más extensa, abarcando hasta un año. Los investigadores reportaron la presencia de costras de hielo, pero no la de capas de DH.

Por último, a partir de los valores de densidad se calculó el equivalente en agua o SWE (Snow Water Equivalent) de cada muestra de nieve, multiplicando la densidad de masa de la muestra por su espesor (Goodison et al., 1981). El SWE se define como la cantidad de agua líquida que se obtendría si la muestra de nieve se derritiera por completo. Este parámetro comúnmente se expresa en milímetros de equivalente en agua (mm w.e.), que es una medida que equivale a kg m^{-2} o L m^{-2} . Obtener esta información es crucial para la gestión de los recursos hídricos almacenados en el manto de nieve estacional, así como para validar modelos que simulan los patrones de acumulación o cobertura de nieve. En el análisis de ambos perfiles, se calculó el SWE de cada muestra y se sumaron para obtener el valor total de los perfiles. Por lo tanto, el perfil P1 tiene un equivalente en agua de 335,5 mm w.e., mientras que el perfil P2 muestra un valor de 669,9 mm w.e.

5.5.2. Variaciones isotópicas en el manto de nieve

Aunque el objetivo principal de la toma de muestras fue analizar la concentración total de BC en el manto de nieve, también se analizaron las relaciones isotópicas del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) y del hidrógeno ($\delta^2\text{H}$). En P1 se tomaron muestras a intervalos regulares de 6 cm, pero debido a limitaciones logísticas, el intervalo de muestreo en P2 fue de 8 cm. Como consecuencia, P1 ofrece un registro

con una resolución un poco más alta, Sin embargo, ambas resoluciones son suficientes para llevar a cabo un análisis comparativo de las tendencias de los parámetros isotópicos y establecer correlaciones entre los dos perfiles. Desafortunadamente, durante el transporte desde Islamabad a Bilbao, se rompió una botella que correspondía al rango de profundidad de 78–84 cm en P1, lo que resultó en un espacio vacío en los perfiles de los diferentes parámetros derivados del manto. La Tabla 3 y las Tablas AIV y AV del Anexo muestran los rangos de variación y los valores promedio de las relaciones isotópicas y del *d-excess* (parámetro de segundo orden). Para el desarrollo de la discusión únicamente se hará uso del $\delta^{18}\text{O}$ y del *d-excess*. Sin embargo, para el cálculo este último es necesario disponer de la relación isotópica del deuterio ($\delta^2\text{H}$) para aplicarlo en la fórmula: $d\text{-excess} (\text{‰}) = \delta^2\text{H} - 8 * \delta^{18}\text{O}$.

Tabla 3. Valores isotópicos; rangos de variación y valores promedios de los dos perfiles (P1 y P2).

Perfil	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)			$\delta^2\text{H}$ (‰)			<i>d-excess</i> (‰)		
	Máximo	Mínimo	Promedio	Máximo	Mínimo	Promedio	Máximo	Mínimo	Promedio
1	-16,3	-30,40	-23,06	-114,41	-235,47	-171,45	19,09	6,11	13,07
2	-17,88	-30,53	-24,09	-128,55	-239,18	-181,80	18,03	4,49	10,86

Para una mejor visualización de los perfiles isotópicos (Fig. 5 y 6), se usará el punto medio de los intervalos de muestreo (6 o 8 cm). El patrón de variación de $\delta^{18}\text{O}$ es muy similar en ambos perfiles. En la superficie, los valores son de -22,26 ‰ para P1 y de -21,75 ‰ para P2. A medida que aumenta la profundidad, se observa una disminución gradual de los valores, alcanzando el mínimo a 33 cm en P1 (-30,40 ‰), y a 75 cm en P2, con un valor de -30,53 ‰. A partir de este punto, los valores de P1 vuelven a aumentar hasta alcanzar el valor máximo (-16,3 ‰) a 105 cm y posteriormente descender hasta -16,57 ‰ en la base. El perfil P2 sigue una tendencia similar, alcanza su máximo (-17,88 ‰) a 188 cm para luego alcanzar el contacto con el hielo con un valor de -18,51 ‰.

En cuanto a los valores de *d-excess* (Figuras 5 y 6), también se observa una similitud en la superficie (10,29 ‰ en P1 y 10,58 ‰ en P2). Aunque este parámetro, al igual que el $\delta^{18}\text{O}$, se mide en ‰, sigue una escala diferente, como se puede ver en la parte inferior del gráfico. Sin embargo, es posible identificar algunas similitudes con ciertas regiones de la curva de $\delta^{18}\text{O}$. A medida que aumenta la profundidad, los valores de *d-excess* (al igual que $\delta^{18}\text{O}$) tienden a disminuir hasta alcanzar su valor mínimo (6,11 ‰) en P1 a 27 cm, y a 68 cm en P2 (4,49 ‰). Sin embargo, a medida que se profundiza, la similitud entre ambos perfiles se rompe, ya que la curva de *d-excess* toma valores cada vez mayores hasta alcanzar su máximo de 18,03 ‰ a 140 cm en P2, y un valor de 18,66 ‰ a 63 cm en P1. En su camino hacia la base del manto, P2 experimenta una disminución progresiva hasta alcanzar un valor de 13,86 ‰. Sin embargo, la evolución de P1 es más compleja, ya que los valores disminuyen hasta un mínimo significativo de 12,57 ‰ a 105 cm, para luego experimentar un aumento hasta 18,30 ‰ en la base.

5.5.2.1. Factores de variación y modificación isotópica

Existen factores que influyen en la magnitud de los valores isotópicos y es importante tenerlos en cuenta. Se ha observado un empobrecimiento isotópico en la precipitación (tanto en el vapor remanente como en la fase líquida) en función de la altitud del terreno (“efecto altitud”; Dansgaard et al., 1964; Ambach et al., 1968; Gonfiantini et al., 2001) y la distancia de la fuente de humedad (“efecto continental”; Rozanski et al., 1982, 1993; Winnick et al., 2014). Este empobrecimiento es producido por el fenómeno conocido como *destilación isotópica* (Siegenthaler y Oeschger, 1980; Moser and Stichler, 1970). En el primer caso, a medida que las masas de aire cargadas de humedad ascienden hacia cotas más altas se encuentran con aire más frío, generando sucesivos eventos de

precipitación (condensación), y reduciendo progresivamente el contenido de isótopos pesados de la fracción de líquida y del vapor. En el caso del efecto continental, a medida que la masa de aire se aleja de la fuente de humedad hacia el interior de los continentes, también sufre una destilación isotópica. En ambos casos se genera un gradiente isotópico en el cual los valores más altos se encuentran en las zonas topográficamente más bajas o cercanas a la costa (o grandes cuerpos de agua continentales), mientras que los valores más bajos tienden a encontrarse a mayores altitudes o en el interior de los continentes. Estos efectos son más pronunciados durante la estación fría, cuando la capacidad de retención de vapor de aire en un volumen determinado disminuye, lo que conduce a un aumento en los ciclos de precipitación y en el fraccionamiento isotópico. El efecto combinado de la continentalidad, la altitud y la estación invernal se puede observar en nuestro caso de estudio, ya que en el campo base del K2 (a aprox. 5.150 m s.n.m. y a 1.500 km de las costas más cercanas), se registraron valores entre -16,3 ‰ y -30,53 ‰, mientras que en Islamabad (ubicada a 390 km y 540 m sobre el nivel del mar), se registraron variaciones promedio de $\delta^{18}\text{O}$ en un rango de -19,28 ‰ a 9,77 ‰ durante el período de 1992 a 2006 (Hussain et al., 2015). Esta diferencia es aún más notable al comparar con zonas costeras, como la ciudad de Karachi, que tiene un valor promedio de 2,8 ‰ (Rozanski, 1993).

Considerar el contenido isotópico del manto como un registro directo de la composición isotópica de los sucesivos eventos de precipitación que lo formaron resulta muy útil cuando no se disponen de registros in situ que nos ayuden a cuantificar la magnitud y la temporalidad de los eventos. Sin embargo, es importante tener en cuenta que procesos post-deposicionales pueden alterar la señal isotópica original. Estos procesos pueden ser de naturaleza mecánica, como la redistribución de los cristales de nieve en las capas superiores del manto debido al viento (p.ej., Ekaykin y Lipenkov, 2004; Ekaykin et al., 2002) o avalanchas (p.ej., Schweizer et al., 2003), o como consecuencia de la difusión molecular producida por cambios de fase (congelación, condensación, evaporación y sublimación). Cuando la difusión ocurre a través de los poros entre los granos de nieve (p.ej., Johnsen, 1977), se produce un suavizado general del perfil isotópico del manto de nieve, lo que resulta en una reducción de la variabilidad de los valores isotópicos. Cuando estas modificaciones isotópicas tienen lugar únicamente en la superficie y se conoce con el término de “capa activa superficial”. La difusión molecular en esta capa es inversamente proporcional a la tasa de acumulación, ya que determinará el tiempo durante el cual las diferentes capas que se acumulan en la superficie estén en contacto directo con la atmósfera, es decir, el tiempo que estas capas estén “activas” (p.ej., Ekaykin et al., 2002; Konishchev et al., 2003).

No podemos descartar la posibilidad de que el manto de nieve sobre el glaciar Godwin-Austen haya sufrido algún tipo de modificación isotópica. De hecho, en la formación de las capas de depth hoar (DH) participan procesos de difusión molecular. Si bien no se observaron cambios isotópicos significativos en ninguno de los perfiles relacionados con las capas finas intermedias de DH, sí se encontraron variaciones significativas del *d-excess* en la capa basal de P1. Aunque esta capa basal también está presente en P2, el mayor desarrollo de los granos de DH en P1 puede ser resultado de una mayor influencia del metamorfismo (difusión molecular) en ese perfil. Debido a la alta tasa de precipitación y acumulación de nieve registradas durante toda la temporada invernal de 2018-2019 en el norte de Pakistán, es muy probable que los procesos difusionales entre la atmósfera y el manto fueran bajos, lo que preservaría mejor la señal isotópica original. Según el departamento de meteorología de Pakistán, durante el mes de enero en la zona de Gilgit-Baltistan la precipitación fue un 32 % mayor que la media, y en febrero este porcentaje incrementó hasta un 133 % (National Weather Forecasting Centre, 2019). Debido a que parte de esta región está en disputa entre Pakistán e India, el servicio meteorológico hindú (IMD, India Meteorological Department) también registró esta situación en sus informes meteorológicos, cuantificando la anomalía de precipitación en un 47 %

en la región de Jammu-Cachemira. Además, testimonios de los porteadores confirmó una temporada de nevadas y de acumulación de nieve por encima de lo normal. Para ejemplificar de manera cuantitativa esta anomalía en la precipitación, recurrimos a ERA5 (Hersbach, 2016), que dispone de un recurso para medir la cantidad de precipitación en forma de nieve en milímetros de agua equivalente (mm w.e.). Si, por ejemplo, analizamos la precipitación de los últimos 10 años (2010 – 2019), durante la misma temporada de referencia (octubre–febrero) en nuestro punto de estudio, vemos como la precipitación promedio diaria está en torno a los 2 mm w.e. En los 10 años analizados hay tres temporadas que sobresalen por tener una precipitación por encima de la media: temporada 2011–2012 (26 %; mediana 0,60 mm w.e.), 2016–2017 (30 %; mediana 0,70 mm w.e.) y finalmente nuestra temporada (2018–2019) con una anomalía del 17 % y un valor de la mediana de 1,13 mm w.e. (Figura 7).

5.5.2.2. Explorando la escala temporal del manto: relación $\delta-T$

En este estudio no disponemos de un registro continuo de las variables meteorológicas in situ desde el inicio del acumulo el manto de nieve (aproximadamente octubre) hasta el momento de realizar el trabajo de campo. Debido a esto, no podemos hacer una datación del manto, como en el caso del estudio de Mayer et al. (2006) en el glaciar cercano de Urdok, y así conocer de manera aproximada su periodo de acumulación. Como solución, usaremos la relación que existe entre el contenido isotópico de la precipitación y la temperatura atmosférica ($\delta-T$; Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1982). Esta herramienta se basa en el grado de fraccionamiento isotópico entre el vapor y el agua durante los procesos de condensación en las nubes, ya que este proceso de fraccionamiento en equilibrio depende directamente de la temperatura a la que se lleve a cabo el cambio de fase (Friedman et al., 1964). Por lo tanto, la estacionalidad que caracteriza a la temperatura

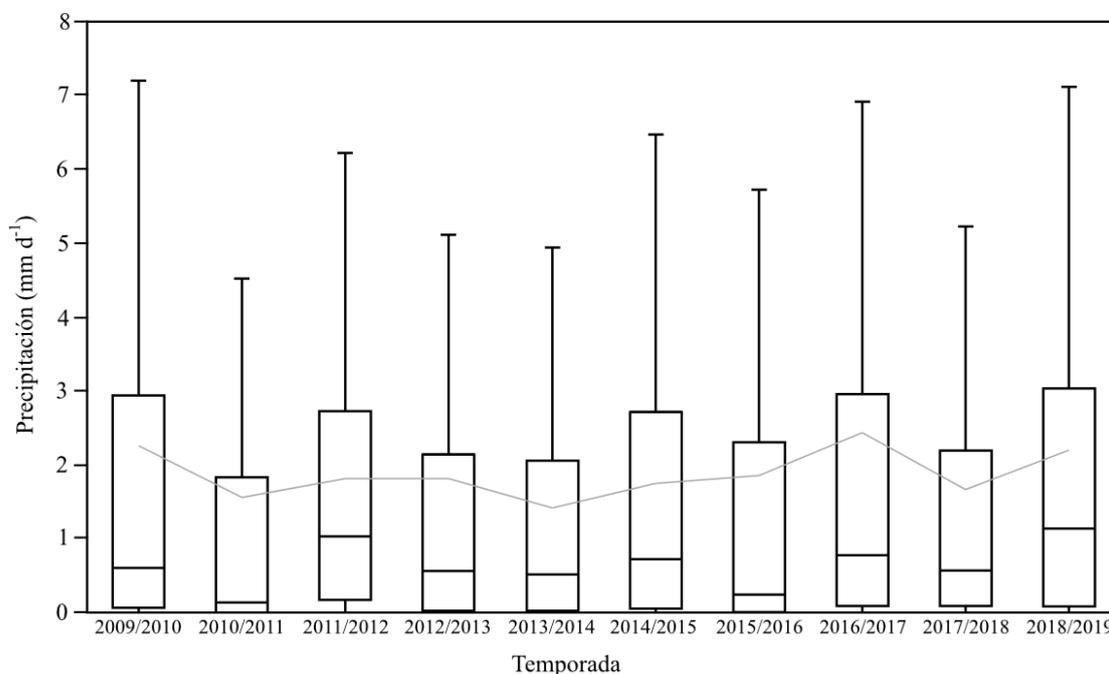


Figura 7. Diagrama de caja y bigotes de la precipitación durante la temporada de referencia (octubre–febrero) de los 10 años anteriores a nuestras mediciones (2018/2019) construidos a partir de promedios de precipitación diarios. Cada caja representa el rango intercuartílico, la línea horizontal que la atraviesa representa la mediana y la línea gris une los valores promedios de cada temporada. Por su parte, la longitud máxima del “bigote” superior indica los valores máximos de precipitación alcanzados.

atmosférica a lo largo del año en latitudes medias y altas, también será reflejada por la composición isotópica de la precipitación (Friedman et al., 1992). Estos registros tienden a conservarse después de la transformación de nieve en hielo, lo que ha permitido la reconstrucción de paleo-temperaturas en núcleos de hielo profundo (Dansgaard et al., 1969), revelando la variabilidad climática de los últimos 800,000 años en la Antártida (EPICA Community Members, 2004; Jouzel et al., 2007). Tanto el efecto continental, como el altitudinal no modifican el patrón estacional de la relación δ -T, ya que únicamente afectan a la magnitud general de la curva isotópica.

Las únicas medidas de variables atmosféricas in situ fueron realizadas por la estación meteorológica automática instalada en el Campo Base del K2 desde la llegada de la expedición, a finales de diciembre de 2018. Sin embargo, debido a problemas en el registro, solo disponemos de mediciones a partir del día 3 de febrero de 2019 en adelante (Figura AVIII del Anexo). Por lo tanto, para conocer las variaciones de temperatura desde octubre del 2018, tenemos que recurrir al producto T2m (i.e., temperatura superficial a 2 m) proporcionado por el conjunto de datos del reanálisis ERA5 (Figura 8). A pesar de que el registro in situ cubre un periodo muy pequeño de tiempo, la precisión de los datos de la estación meteorológica es mucho más alta que en el caso del reanálisis atmosférico, ya que este último se basa en medias y extrapolaciones sobre una resolución espacial relativamente baja: $0,5^\circ$ de latitud/longitud (cuadrículas de aproximadamente 50 km de lado). Al comparar ambos registros podemos evaluar la representatividad que tiene este conjunto de datos en terrenos tan escarpados y complejos climatológicamente como el Karakórum. Los resultados que obtuvimos (Figura 8), muestran como ERA5 replica los patrones de variación de la temperatura medidos por la estación en el Campo Base, pero con una sobrestimación promedio de 5° C (debido a las contribuciones de regiones más bajas y cálidas a la media espacial). Sin embargo, esta correlación dota al reanálisis de una consistencia temporal que lo valida para la evaluación y comparación de tendencias generales a largo plazo.

Al comparar la curva de temperatura con los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del manto (Figura 8), es crucial considerar el grado relativo de registro de la temporada de acumulación en ambos perfiles. Podemos asumir que, a pesar de los posibles procesos que hayan ocasionado la pérdida de material, el registro en P2 (2,00 m) es más completo que en P1 (1,20 m). Esta diferencia puede atribuirse al entorno. Por un lado, P2 se ubica en una zona resguardada, entre la morrena lateral derecha y central del glaciar Godwin-Austen.

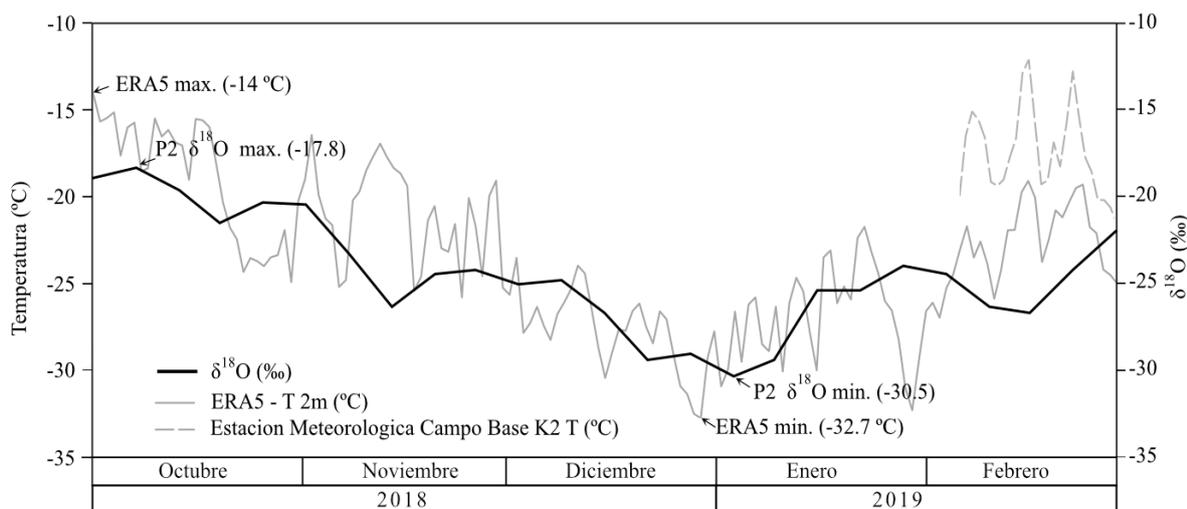


Figura 8. Comparación de la variación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en el manto de nieve (línea negra) y los valores de temperatura promedio diaria obtenidos a partir de ERA 5 (línea gris). Los valores de temperatura obtenidos in situ por la estación meteorológica del Campo Base están representados en la figura por la línea gris discontinua.

principios de enero de 2019 (6,1 % en P1 y 4,4 % en P2). Por último, S4 tiene unos valores de ambos parámetros muy similares a los de P2. Al establecer estas relaciones, se pueden identificar las zonas en P1 donde posiblemente se haya eliminado material (hiatos). En total, se identificaron tres hiatos: H1 (14 cm), H2 (35 cm) y H3 (43 cm). Al representar las secciones (S) y los hiatos (H) junto con la precipitación total registrado por HARv2 (ERA5), se puede intuir una correspondencia (baja) entre los periodos de menor precipitación o menor frecuencia de los eventos de precipitación y la ubicación de los hiatos, al igual que los periodos con mayor precipitación coinciden con los momentos de registro (Figura 10). Es posible que durante los periodos de menor acumulación (ya sea una menor cantidad de precipitación o una menor frecuencia), en zonas más expuestas, como en donde está ubicado P1, la capa superficial del manto haya estado más tiempo en contacto con la atmósfera, lo que podría haber resultado en una mayor susceptibilidad a los factores erosivos.

Es muy probable que en la parte inferior de ambos perfiles haya un vacío en el registro. Durante las primeras nevadas al comienzo de la temporada de acumulación, la temperatura atmosférica tiende a ser más elevada y los días presentan una mayor amplitud térmica. Estas condiciones dificultan la preservación de las capas formadas por las primeras nevadas sobre la superficie del glaciar, especialmente si la intensidad es baja. Solo cuando la temperatura media diaria desciende lo suficiente y la intensidad de precipitación es alta, el manto de nieve comienza a acumularse y el registro se vuelve más completo. Además, la superficie del glaciar está cubierta de detritos, lo que provoca un mayor almacenamiento de calor. Lamentablemente, los registros de temperatura de los que disponemos solo ofrecen promedios diarios y no un registro horario, que sería útil para respaldar esta teoría. Aunque es muy probable que exista este “hiato basal”, no podemos cuantificarlo, por lo que asumimos este error en la ubicación de la curva y la establecemos en la base del manto (inicios de octubre de 2018).

5.5.2.3. Cálculo y clasificación de trayectorias

Con el objetivo de determinar las posibles fuentes de humedad, utilizamos el modelo HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model; Draxler y Hess, 1998). Este modelo

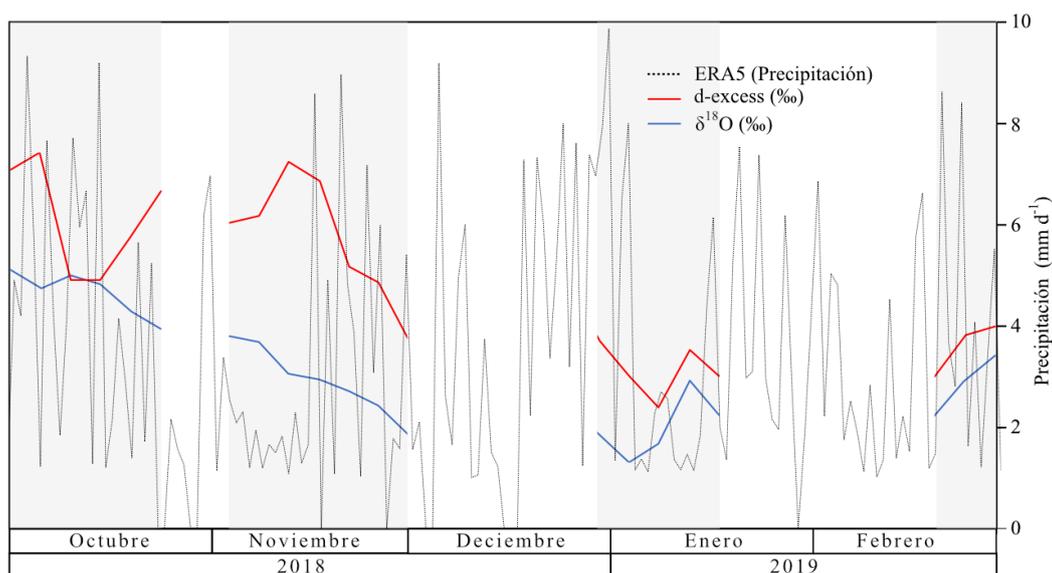


Figura 10. Comparación de las curvas isotópicas y los datos de precipitación de la temporada (ERA5; mm d⁻¹). Donde se puede observar como las zonas de no registro de P1 (H) pueden tener una correspondencia con temporadas en los que los eventos de precipitación fueron ocurrieron con menor frecuencia y/o menor intensidad.

permite calcular las trayectorias de una masa de aire antes de llegar al lugar de estudio (retro-trayectorias). Este método también nos permitirá, en las siguientes secciones, identificar las potenciales fuentes de BC durante la temporada de acumulación. Para alimentar el modelo, empleamos datos meteorológicos derivados del GDAS (Global Data Assimilation System), con una resolución horizontal de 0,5°.

Se calcularon un total de 180 trayectorias, una por cada día, abarcando un periodo de 10 días (240 horas), y a tres altitudes diferentes sobre la superficie (500, 1.000 y 1.500 metros). Con el fin de facilitar la visualización y mejorar la identificación de los patrones espaciales y temporales, se dividió las trayectorias por mes (septiembre–octubre). Para cada mes, se utilizó el método de varianza espacial total (VET) para agrupar las trayectorias mensuales en clústeres según sus direcciones preferenciales. Para el análisis, se optó por utilizar las trayectorias a 500 metros, basándose en dos factores: 1. Los días con precipitación en el Campo Base se caracterizaron por tener poca visibilidad debido a la presencia de nubes bajas, y 2. Las trayectorias mensuales realizadas a diferentes altitudes presentaban patrones muy similares.

El origen de cada trayectoria se determinó en base al último gran cuerpo de agua por el que pasaron las parcelas de aire, ya que a partir de estos pudo haber obtenido la mayor parte de la humedad antes de llegar a la región de estudio. De esta manera, se establecieron 6 grandes dominios, uno circular y 5 radiales con forma de “cuña”, utilizando las coordenadas de los perfiles como punto central. Cada dominio radial se divide a su vez en dos regiones en función de la distancia. Esta división guarda cierta similitud con la realizada por Juhlke et al. (2021) en la Cordillera del Pamir, al norte del Karakórum, y que se basó en datos de la humedad relativa proporcionados por HYSPLIT (Figura 11):

- Dominio 1: Local, describe un radio de ~500 km.
- Dominio 2: Norte de Asia Central y Siberia.
- Dominio 3: Mar Caspio y Mar negro.
- Dominio 4: Oriente Medio y Mediterráneo oriental.
- Dominio 5: Golfo Pérsico y Mar Rojo.
- Dominio 6: Norte de la India y Mar Árabe.

Las figuras 11 y 12 muestran la distribución de las trayectorias según el mes y su origen. En este análisis, se incluye el mes de septiembre de 2018, ya que, aunque no se considera un mes de acumulación, permite observar las tendencias de las trayectorias previas a la temporada de interés. Durante septiembre 2018, el origen de las trayectorias fue muy variable, pero predominaron en su mayoría las trayectorias locales (47 %), seguidas de las provenientes del norte de Asia y el Mar Caspio (ambas con un 13 %). Además, el Mediterráneo oriental y el norte de la India contribuyeron con un 10 % cada uno, mientras que el Mar Árabe representó el 7 % restante. En octubre 2018, hubo un aumento significativo en las trayectorias locales y aquellas con origen en el Mar Caspio, alcanzando el 52 % y el 35 %, respectivamente. La contribución del norte de Asia Central se mantuvo constante en un 13 %. En noviembre 2018, se observó una mayor heterogeneidad en las trayectorias, ya que las trayectorias que eran predominantes hasta ese momento desaparecen y el Medio Oriente se convierte en el origen predominante, representando el 28 %. La contribución del Mar Caspio disminuye hasta un 20 %, igualando al Mediterráneo y al Golfo Pérsico. Además, se observa una pequeña contribución de regiones más al norte, como Siberia (12 %). Durante todo el mes de diciembre 2018, la región del Mar Caspio es predominante, pero en enero su influencia disminuye al 55 %, mientras que el Mediterráneo (13 %) y el Golfo Pérsico (32 %) vuelven a tener un papel relevante. En el último mes de estudio (febrero 2019), las trayectorias desde el Mar Caspio

desaparecen por completo, siendo reemplazadas por aquellas provenientes del Medio Oriente (46%) y el Mediterráneo (43 %), con contribuciones menores del Golfo Pérsico (7 %) y Siberia (4 %).

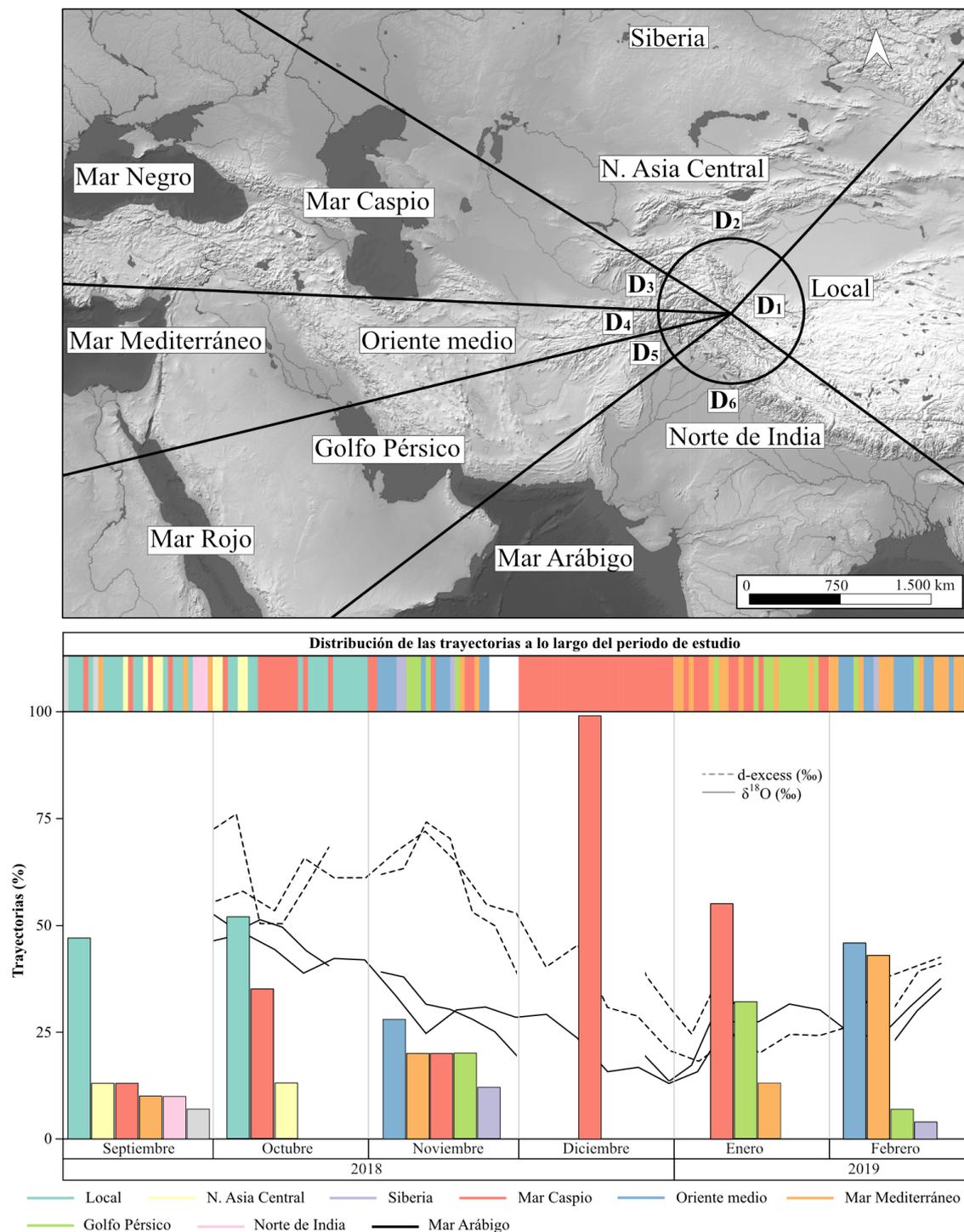


Figura 11. Arriba) Divisiones geográficas (dominios) usadas para la clasificación de las trayectorias. **Abajo)** Diagrama de frecuencias donde se muestran las contribuciones de las trayectorias de cada dominio. En la parte superior del gráfico se muestra cómo varió la influencia de las trayectorias a lo largo de la temporada de acumulación 2018–2019, y la zona en blanco a mediados de noviembre es consecuencia de un error en los archivos de entrada DGDAS, lo que produjo un vacío en los datos atmosféricos, y consecuentemente, en las trayectorias. Detrás del diagrama de barras están representados las variaciones isotópicas de ambos perfiles.

En resumen, centrándonos en las trayectorias más frecuentes, se observa que en septiembre 2018 y octubre 2019 prevalecieron las trayectorias locales. En noviembre de 2018, en cambio, predominaron las provenientes de Medio Oriente. Durante diciembre 2018 y enero 2019, las trayectorias con origen en el Caspio adquirieron mayor relevancia. Finalmente, en febrero de 2019, se destacó un predominio de las trayectorias occidentales (Mediterráneo y Oriente Medio).

5.5.2.4. Exceso de deuterio: indicador de la fuente de humedad

Si el proceso de evaporación a partir de los grandes cuerpos de agua ocurriera, bajo unas condiciones de humedad relativa (HR) de 100 %, el fraccionamiento isotópico entre el líquido y el vapor se produciría en condiciones de equilibrio. Sin embargo, la HR promedio de la atmósfera global es de aproximadamente el 85 %, lo que provoca un fraccionamiento isotópico en desequilibrio (cinético). Bajo estas condiciones, los isótopos más ligeros (^1H y $^2\text{H} = \text{D}$) se incorporan en mayor proporción a la fase de vapor que los isótopos más pesados (^{16}O , ^{17}O y ^{18}O), en un factor de +10 ‰ (que representa el exceso de deuterio). Cuanto más baja sea la humedad relativa en el área fuente, más pronunciado será el fraccionamiento y mayor será este factor. Esto se conoce como exceso de deuterio (*d-excess*), que se define mediante la fórmula: $\delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$ (Dansgaard, 1964). En la representación gráfica de δD vs. $\delta^{18}\text{O}$ (GMWL), el exceso de deuterio se representa por la intersección de esta recta, que en el caso de la Línea del Agua Meteorológica Global (GMWL), intercepta el eje en 10 ‰. La estacionalidad también juega un papel fundamental en este proceso de evaporación desde la fuente: durante las estaciones más cálidas, una radiación solar más intensa tendrá la capacidad de incorporar tanto los isótopos más ligeros como los más pesados a la fase de vapor. Sin embargo, durante el invierno, cuando la radiación solar es más débil, hay una tendencia preferencial hacia la incorporación de los isótopos más ligeros a la fase de vapor. El *d-excess* preservará la señal climática de la fuente de humedad, y no será modificado por los sucesivos eventos de precipitación, ya que la condensación es un proceso que implica un fraccionamiento isotópico en

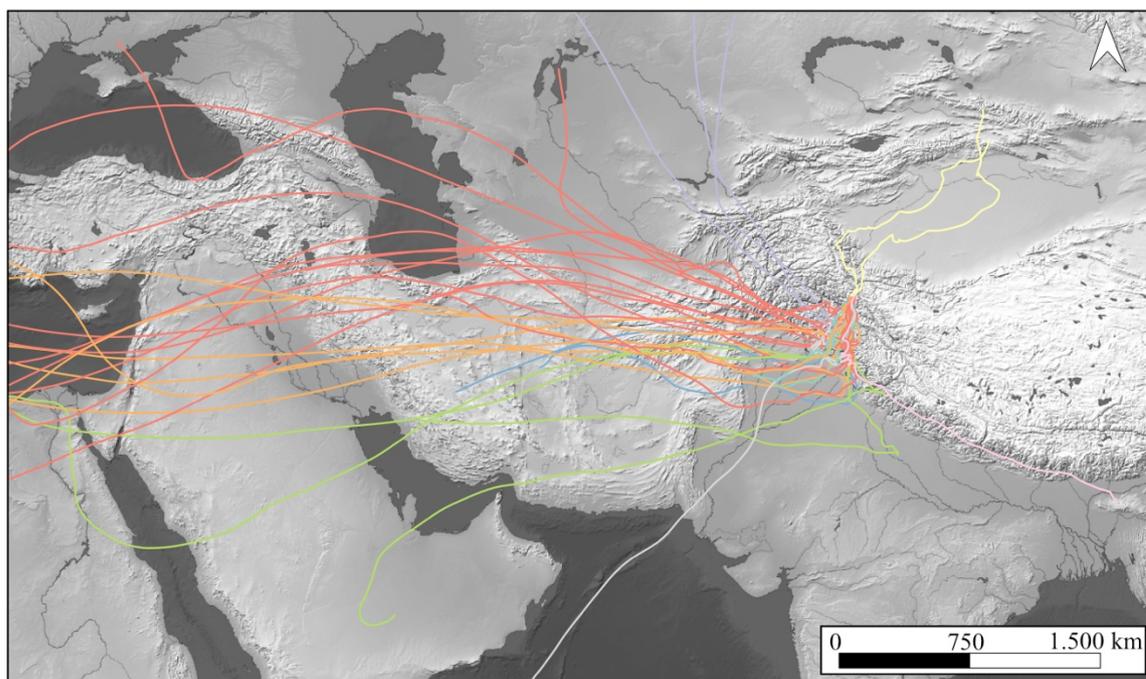


Figura 12. Representación sobre el mapa de los clústeres de trayectorias calculadas para la temporada de estudio. Los colores de las trayectorias representan los diferentes dominios a los que pertenecen según el código de color establecido en la figura (11).

equilibrio (p.ej., Jouzel et al., 1982). Sin embargo, a diferencia de la precipitación líquida, la precipitación en forma sólida conlleva un desequilibrio en el fraccionamiento isotópico durante la condensación (Lamb et al., 2017), lo cual resulta en valores más altos de *d-excess* en la fase sólida en comparación con la fase de vapor (Jouzel y Merlivat, 1984; Uemura et al., 2005). Esto se debe a un coeficiente de fraccionamiento más elevado para el deuterio ($^2\text{H} = \text{D}$) en comparación con el ^{18}O . Por ejemplo, a 0 °C, el fraccionamiento en el agua de lluvia para el ^{18}O es de 1,0117 y para el deuterio es de 1,111, lo que resulta en una diferencia de 0,094 (Majoube, 1971) y se refleja en la variación natural del *d-excess*. Sin embargo, en la fase sólida a -10 °C, los coeficientes son de 1,0166 y 1,151 respectivamente (Majoube, 1971), lo que indica una diferencia aún mayor (0,13), explicando el aumento en los valores del *d-excess*. Aunque el coeficiente de fraccionamiento del oxígeno también varía, la diferencia es muy pequeña (0,004).

En la región de Asia Central, se ha identificado un patrón característico en los niveles de *d-excess* en la precipitación durante el invierno. En esta época, los valores son particularmente altos debido a que la dinámica atmosférica (dominada por los vientos del oeste) transporta la humedad desde el Mediterráneo oriental, donde la incorporación de humedad a la atmósfera es el resultado de la interacción entre las masas de aire frío y seco de las zonas continentales circundantes y las aguas más calientes del Mediterráneo. Estas condiciones producen un fuerte fraccionamiento isotópico, generando masas de aire con valores de *d-excess* altos (Gat y Carmi, 1970; Gat et al., 1996). Se puede hacer un seguimiento de los niveles altos de *d-excess* en la precipitación a lo largo de su desplazamiento hacia el oeste, pasando por Siria (p.ej., Al Charideh y Zakhem, 2010), Iraq (p.ej., Hamamin y Ali, 2013), Tajikistan (p.ej., Liu et al., 2015), norte de la India (p.ej., Jeelani et al., 2017) o el oeste de China (p.ej., Wang et al., 2015). Sin embargo, otros estudios consideran que los mayores contribuidores de la humedad pueden ser el Océano Índico (p.ej., Karim y Veizer, 2002; Jeelani et al., 2017), zonas polares (Tian et al., 2007) o vientos del oeste con un origen más continental (p.ej. Aizen et al., 1996; Meier et al., 2013; Pang et al., 2014).

El estudio más reciente realizado por Juhlke et al. (2021) examinó la evolución de la influencia de la humedad mediterránea (en términos de valores altos de *d-excess*) en muestras de precipitación recopiladas desde el Mediterráneo Occidental hasta la Cordillera del Pamir, pasando por la región oriental del Mediterráneo, el Oriente Próximo y el Oriente Medio. Además, este estudio también abarcó regiones al sur y al norte de esta línea, como el Mar Caspio, Siberia, el golfo Pérsico, Kabul, Cachemira y el norte de la India. En la mayoría de las estaciones, se observaron las variaciones anuales esperadas, con los valores más altos registrados en invierno y los más bajos en verano. Sin embargo, estas tendencias no se observaron en el oeste del Pamir. En esta zona, por el contrario, se identificaron varios picos, uno en marzo de 2018 con 19 ‰ y otro en agosto de 2018 con 17 ‰, así como mínimos en julio y diciembre de 2018 con un valor de 9 ‰. Además, si consideramos nuestra temporada de referencia (octubre–febrero), en el estudio de Juhlke et al. (2021), los valores oscilaron entre 10 ‰ y 12 ‰, excepto en noviembre 2018, donde se registraron valores de 15 ‰. Lo habitual sería que durante esta temporada los valores estuvieran en el rango de 15 ‰ a 20 ‰, debido al origen occidental de la humedad. Esto sugiere que hay una influencia de otras trayectorias y no exclusivamente del Mediterráneo. De hecho, durante el estudio las contribuciones del oeste (Mediterráneo y/o Oriente Medio) fueron muy bajas, alrededor del 20–30 ‰. De hecho, en el mes de marzo 2019 se identificaron varias trayectorias con origen en el Mar Caspio con valores muy bajos, cercanos a 0 ‰. Por el contrario, las estaciones de análisis muy cercanas al Pamir como Kabul y Cachemira sí mostraron las tendencias esperadas, con valores de aproximadamente 20 ‰. Estos resultados revelan la complejidad de la dinámica atmosférica en Asia Central y los autores recomiendan no simplificar ni considerar como absolutas las tendencias que relacionan el invierno con trayectorias desde el oeste y valores altos de *d-excess* en la precipitación. Estos hallazgos son

especialmente relevantes para nuestro estudio, dado que el Karakórum se encuentra muy cerca de la Cordillera del Pamir y está sujeto a los mismos patrones atmosféricos.

En el manto de nieve del glaciar Godwin-Austen se observan dos patrones principales en los niveles de *d-excess* (Figura 11): en los meses de octubre y noviembre 2018, los valores promedio fueron de 16 ‰, disminuyendo hasta un valor de 5 ‰ durante la segunda mitad de diciembre 2018 y principios de enero 2019, para finalmente aumentar de nuevo hasta alcanzar valores de aprox. 10 ‰ en la superficie del manto (febrero 2019). Combinando estos patrones de *d-excess* y las trayectorias (Figura 10), se revela como en la temporada con valores más altos (octubre y noviembre 2018) ha ocurrido una influencia importante de las trayectorias del oeste (Mediterráneo y Oriente Medio). Sin embargo, las trayectorias predominantes fueron las de origen local (dentro de un radio de aproximadamente 500 km alrededor del punto de estudio). Esto sugiere la posibilidad de que estos valores, aunque altos, no sean completamente atribuibles a la precipitación originada por humedad transportada desde el oeste (hacia un 20 ‰), sino que podrían ser resultado del efecto de la humedad reciclada procedente de regiones cercanas (re-evaporación o evapotranspiración). Estudios han demostrado que cuanto mayor es el aporte de humedad a partir de estos dos procesos, mayores son los niveles de *d-excess* (p.ej., Aemisegger et al., 2014; Froehlich et al., 2008). Esta hipótesis cobra fuerza debido al hecho de que, durante estos meses, las trayectorias ingresan a nuestra región de estudio desde el sur, transportando humedad desde regiones subtropicales como las tierras bajas del Indo o el Punjab. Los valores más bajos (diciembre 2018 y enero 2019) pueden estar relacionados con el predominio de trayectorias que tienen influencia del Mar Negro y el Mar Caspio, trayectorias que han sido asociadas con valores regionales muy bajos de *d-excess* al final del invierno o principios de primavera (Juhlke et al., 2021). Por último, el aumento final de *d-excess* en el mes de febrero puede estar relacionado con el restablecimiento de las trayectorias del oeste (Figura AI del Anexo). En resumen, los valores de *d-excess* que hemos registrado no se ajustan a los patrones de variación estacional establecidos. Aunque el objetivo principal de este estudio de caso no es brindar una respuesta definitiva a estos valores anómalos de *d-excess* durante el invierno, sí sirve para ilustrar la compleja dinámica atmosférica en esta zona.

5.5.3. Black Carbon (BC) en el manto de nieve

El albedo de la nieve no depende únicamente de la concentración de BC, pero incluso pequeñas cantidades de estas partículas (p.ej., 10 ng g⁻¹) pueden tener un impacto significativo en el albedo (Warren y Wiscombe, 1980). Se estima que la concentración promedio de BC en el Ártico es de alrededor de 25 ng g⁻¹, aunque existen grandes variaciones dependiendo del lugar de medición. En el Ártico ruso, esta concentración puede llegar a valores de 34 ng g⁻¹, mientras que cerca del Polo Norte desciende hasta 5 ng g⁻¹ (Clarke y Noone, 1985; Doherty et al., 2010). Por otro lado, en Groenlandia, la concentración promedio varía entre 2 y 6 ng g⁻¹ (p.ej., Chýlek et al., 1995; Hansen y Nazarenko, 2004; Dang et al., 2017), mientras que en la Antártida la concentración promedio está por debajo de 1 ng g⁻¹ (p.ej., Kinase et al., 2020; Bisiaux et al., 2012). En regiones de montaña como los Alpes, se han encontrado concentraciones mucho más altas, en un rango de 100 a 300 ng g⁻¹ (Sergent et al., 1993). En resumen, la bibliografía existente muestra que la concentración promedio global de BC en glaciares, capas de hielo polar y mantos de nieve varía ampliamente, desde un mínimo de 0,015 ng g⁻¹ hasta más de 1000 ng g⁻¹ (Kang et al., 2020).

5.5.3.1. Registros previos de BC en la criósfera de HMA

La región de HMA abarca una extensión de 3,8 millones de km² y se divide en varias sub-regiones, que se encuentran bajo el influjo de diferentes fuentes de BC y bajo el dominio de distintos patrones atmosféricos (Figura 13). La Meseta Tibetana (MT) ocupa la parte central, y rodeándolo hay una serie de cordilleras que albergan los picos más altos del mundo, todos ellos superando la barrera de los 8.000 m s.n.m. (p.ej., K2 o Everest). En el límite norte de HMA se encuentran las cordilleras de Qilian (noreste) y Tian Shan (noroeste). El flanco occidental está ocupado por las cordilleras del Pamir, Karakórum (nuestra zona de estudio) y Hindu-Kush. El arco formado por la Cordillera del Himalaya delimita HMA al sur, mientras que cordilleras como Kangri Karpo y Henguang se extienden en el límite sureste.

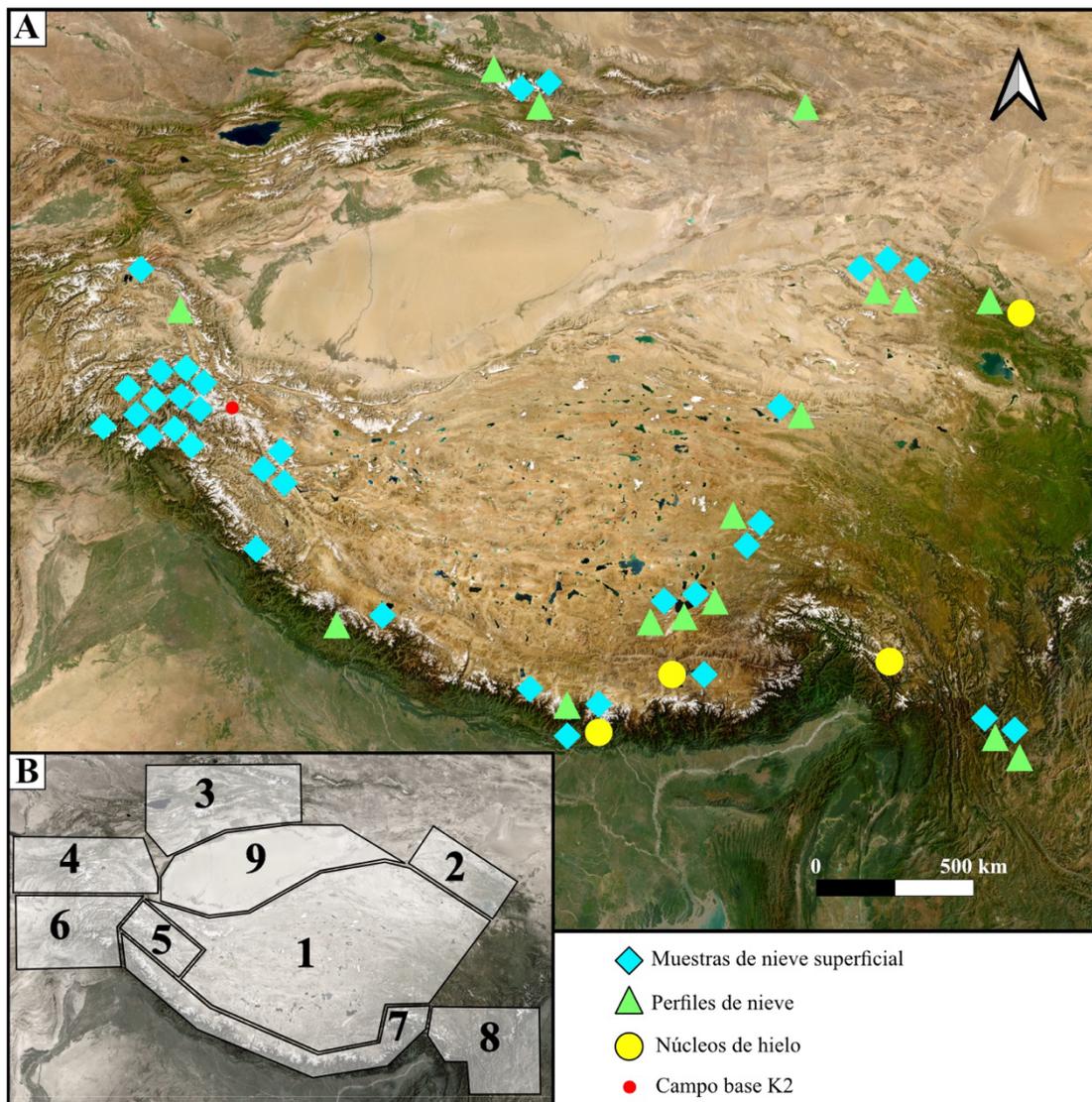


Figura 13. A) Revisión de todos los estudios centrados en la cuantificación de BC en la zona de HMA, los diferentes colores y símbolos indican los distintos tipos de muestras tomadas para el análisis (mediante el muestreo de nieve superficial, haciendo perfiles a través del manto de nieve y mediante núcleos (o testigos) de hielo. El punto rojo indica el punto donde se llevó a cabo el proyecto BalElur. **B)** división de HMA: 1. Meseta Tibetana (MT), 2. Montañas Qilian, 3. Cordillera Tian Shan, 4. Cordillera del Pamir, 5. Cordillera del Karakórum, 6. Cordillera del Hindu-Kush, 7. Cordillera del Himalaya, 8. Cordilleras surorientales (p.ej., Kangri Karpo y Henguang).

La Meseta Tibetana (MT) abarca una superficie de aproximadamente 2,5 millones de km², tiene una elevación promedio de 4.000 m s.n.m y está protegida de la influencia de grandes patrones de circulación global, como el monzón o los vientos del oeste, gracias a las cordilleras de gran altitud que la flanquean (Streets et al., 2001; Bond et al., 2004). Las emisiones dentro de MT podrían considerarse bajas en comparación con los grandes centros de emisión circundantes (p.ej., Streets et al., 2001; Bond et al., 2004), en parte debido a su baja población, de aproximadamente 7,5 millones de habitantes, en comparación con su extensión. Las principales fuentes de emisión se encuentran en Lhasa, la capital del Tíbet, que alberga a más de 450.000 habitantes, y están relacionadas principalmente con actividades que involucran la quema de biomasa (p.ej., cocinar, calefactar, o actividades religiosas; Okada et al., 1999; Zhang et al., 2001). Se han encontrado concentraciones promedio de 79 ng g⁻¹ sobre el glaciar Dongkemadi, o de 446 ng g⁻¹ sobre el glaciar Meikuang. Sin embargo, este último valor se ha relacionado con la proximidad de depósitos de carbón (Xu et al., 2006). La sección sur del MT es la más afectada por las emisiones externas de BC. Aquí, los vientos del monzón chocan con la Cordillera del Himalaya, y parte de su carga de aerosoles, principalmente de la llanura Indo-Gangética, logra superar esta barrera y alcanzar la parte más meridional de MT. Estudios realizados en esta región han encontrado concentraciones de BC que oscilan entre 553 ng g⁻¹ y 627 ng g⁻¹ sobre el glaciar Zhadang (Li et al., 2018; Qu et al., 2014). En promedio, la concentración de BC en TP es de 50 ng g⁻¹ y durante las últimas cuatro décadas y se ha registrado una pérdida de volumen glaciar de 450 km³, de los cuales se estima que entre 20 y 80 km³ son atribuibles al BC y otros tipos de PAL (Zhang et al., 2018). Según los modelos climáticos regionales, la presencia de BC ha contribuido a una reducción promedio de 5 a 25 mm w.e. en la cobertura del manto de nieve estacional (Ji, 2016 falta agregar ref.). Mediante la combinación de observaciones con el modelo SNICAR (SNow and ICe Aerosol Radiation), se ha demostrado que tanto el BC como el polvo mineral aceleran la fusión del manto de nieve estacional en la MT, reduciendo su tiempo de permanencia en 5 días, y hasta 6 días en el noroeste de China (Zhang et al., 2018, 2019).

En el noroeste, la Cordillera de Qilian destaca por presentar las concentraciones promedio más altas de BC. Varios estudios han documentado valores que oscilan entre 22 y 52 ng g⁻¹ en la nieve superficial del Glaciar Qiyi (Ming et al., 2009; Xu et al., 2006). En zonas cercanas al glaciar Laohugou No.12, se han registrado concentraciones de hasta 849 ng g⁻¹ (Li et al., 2016), mientras que en el propio glaciar se han encontrado niveles de hasta 1.785 ng g⁻¹ (Zhang et al., 2017). Además, se estima que el BC presente en la nieve y el hielo contribuye entre un 15 % y un 40 % a la reducción del albedo durante los meses de verano, lo que ha aumentado la tasa de fusión del glaciar Laohugou No.12 en un 26 % (200–400 mm w.e.; Chen et al., 2020). Hacia el oeste, se encuentra la Cordillera Tian Shan, donde las concentraciones de BC también son altas debido a su cercanía a grandes núcleos de población, como la región autónoma de Xinjiang, que alberga a más de 19 millones de personas (Ming et al., 2009). Como resultado, las emisiones locales representan hasta el 40 % del BC total. Estudios realizados por Xu et al. (2012) encontraron valores de 400 ng g⁻¹ en la nieve superficial, mientras que otros investigadores han reportado concentraciones que varían entre 16 ng g⁻¹ y 1.507 ng g⁻¹ en la nieve sobre el glaciar Urimiqui No.1 y el glaciar Haxilegen No.48, respectivamente (Ming et al., 2016; Ming et al., 2009). Simulaciones basadas en modelos y datos del balance de masa han demostrado que el BC es responsable de hasta el 26 % de la fusión experimentada por el glaciar Urimiqui No.1 (Chen et al., 2020).

La Cordillera del Himalaya recibe el mayor aporte de BC desde el sur de Asia, transportado por los monzones hasta las regiones central y oriental, y por los vientos del oeste en su extremo más occidental. Algunos estudios plantean que esta cordillera experimenta una reducción de la concentración de BC en su criósfera del este al oeste, basándose en la reducción observada entre los glaciares Kangwure (21,8 ng g⁻¹) y Namunai (7,3 ng g⁻¹; Xu et al., 2006). Además, perfiles realizados

por Svensson et al. (2018) identificaron concentraciones de 159 ng g⁻¹ y 168 ng g⁻¹ en los glaciares Bhanolti y Durga Kot, respectivamente. En el valle del Khumbu, cerca del Monte Everest, se han detectado niveles de 15 ng g⁻¹ y de 5 ng g⁻¹ (Jacobi et al., 2015), mientras que en el glaciar Mera los niveles ascienden hasta los 180 ng g⁻¹ (Kaspari et al., 2014). Al sureste de los Himalayas, existen una serie de cordilleras que se ramifican hacia el sur de China, entre ellas Kangri Karpo y Henguang. Estudios llevados a cabo en el manto de nieve revelaron concentraciones entre 1.255 ng g⁻¹ (Monte Shika) y 1.379 ng g⁻¹ (Monte Yulong; Niu et al., 2020), probablemente debido a su proximidad a grandes centros de emisión.

En la región occidental se encuentran las cordilleras del Pamir, Hindu-Kush y Karakórum, donde la influencia del monzón es mínima, siendo los vientos del oeste los dominantes en la dinámica atmosférica. Por lo tanto, las principales fuentes de BC se encuentran al oeste (Eurasia). El primer estudio para evaluar la influencia del BC en esta región se llevó a cabo en el Glaciar Mustagh Ata, ubicado en la Cordillera del Pamir. El contenido promedio de BC medido en muestras de nieve fue de 52 ng g⁻¹, valores muy similares a los registrados en regiones del noreste de HMA, como la Cordillera de Qilian (Xu et al., 2006). Años más tarde, en una región situada más al noroeste, se encontraron concentraciones de BC que variaban entre 25 ng g⁻¹ y 730 ng g⁻¹ sobre el glaciar Muji (Yang et al., 2015). Finalmente, más hacia el oeste (Cordillera del Hindu-Kush) se observó un incremento en la escorrentía anual de entre un 4 % y un 18 % debido a la presencia de BC (Santra et al., 2019).

Al sureste de la Cordillera del Pamir se encuentra la Cordillera del Karakórum, que ha sido el escenario de los trabajos de campo del proyecto *BalElur*. Hasta hace poco, se desconocía la influencia del BC en la criósfera de esta región. En el estudio pionero realizado por Gul et al. (2018), se analizaron muestras de nieve y hielo superficial durante la temporada de ablación (mayo–junio) en varios glaciares de la zona. Todas las muestras presentaban unas concentraciones altas de BC: Glaciar Passu (87–734 ng g⁻¹), Sachin (492–1.789 ng g⁻¹), Mear (222–3.656 ng g⁻¹), Gulkin (81–5.676 ng g⁻¹), Barpu (877–5.994 ng g⁻¹) y Henarche (778–10.502 ng g⁻¹). También se analizaron muestras al comienzo de la temporada de acumulación (otoño) en los glaciares de Sachin y Gulkin, con concentraciones de BC de 543–3.478 ng g⁻¹ y 266–3.574 ng g⁻¹, respectivamente. Estas muestras se recolectaron en un rango de altitudes de 2.838–3.336 m s.n.m. Durante el invierno, solo se tomaron muestras de nieve superficial en diferentes localidades, como Kalam (79–123 ng g⁻¹), Tawas (650 ng g⁻¹), Hopar (29 ng g⁻¹), Shangla (367 ng g⁻¹), Astore (450 ng g⁻¹) y Sost (482 ng g⁻¹), situadas a altitudes ligeramente más bajas (entre 1.958 m y 2.951 m s.n.m.) De manera general, los resultados mostraron concentraciones promedias de 2.130 ± 1.560 ng g⁻¹ en las muestras de verano, de 2.883 ± 3.439 ng g⁻¹ en las de otoño y de 992 ± 883 ng g⁻¹ en las tomadas en invierno. El análisis más reciente realizado cerca del Karakórum se centró en muestras de nieve/hielo obtenidas de los glaciares de Khardung y Phuque, ubicados en la provincia de Ladakh. Los resultados revelaron una concentración promedio de 131 ng g⁻¹ en el primero y 127 ng g⁻¹ en el segundo (Thakur et al., 2021).

Los estudios anteriores se realizaron en nieve, lo que permite realizar una comparación con los datos obtenidos en el proyecto *BalElur*. Sin embargo, también se han llevado a cabo análisis en hielo glaciar a lo largo de HMA. Por ejemplo, el glaciar Zuoqiupu (montañas de Kangroi Karpo, sureste de HMA) posee un registro de 50 años (1956–2006). Las concentraciones de BC fueron de 4,4 ng g⁻¹ durante el periodo 1956–1979, aumentando hasta 12,5 ng g⁻¹ en 2006 (Wang et al., 2015). En el mismo glaciar, se extrajo otro núcleo que también abarcaba hasta la década de 1950, revelando una concentración de 5 ng g⁻¹ (Xu et al., 2009b). Cerca de allí, el glaciar Palong-Zanbu No. 4 mostró valores de 9 ng g⁻¹ (Xu et al., 2009a), y en el glaciar Noijin Kangsang, en la MT, se encontraron concentraciones medias de 20 ng g⁻¹ (Xu et al., 2009b). En el glaciar Rongbuk (este de la Cordillera del Himalaya), con 50 años de registro, se identificó una concentración promedio de 16 ng g⁻¹ (Ming

et al., 2008), y en la Cordillera de Quilian, hacia el noreste, el contenido fue de 511 ng g⁻¹ (Li et al., 2019).

5.5.3.2. Alteración de la concentración de BC

Todos los estudios listados en la sección anterior han ayudado a comprender los efectos del BC en la criósfera de HMA (Figura 13). Sin embargo, el impacto del BC en el oeste de HMA (Karakórum, Pamir, Hindu-Kush) ha sido poco explorado hasta hace poco tiempo, y hasta ahora estamos empezando a comprender los patrones regionales de estos contaminantes. Al comparar los diferentes estudios, es importante ser cautelosos debido a que las diferentes condiciones de muestreo y una serie de procesos ambientales pueden influir en las concentraciones de BC y afectar su interpretación.

En primer lugar, se encuentran los estudios basados en la excavación de perfiles en el manto de nieve (p.ej., Xu et al., 2006; Ming et al., 2009, 2013; Wang et al., 2012; Niu et al., 2017b; Li et al., 2018, Svensson et al., 2018; Li et al., 2019; Niu et al., 2020a). Normalmente, en este tipo de trabajos se pueden realizar dos enfoques. Por un lado, se puede tomar la concentración promedia de la totalidad del manto en ese punto concreto y considerarlo como un valor representativo y, por otro lado, se puede realizar un análisis más exhaustivo capa por capa, lo cual requiere una resolución de muestreo más alta que en el caso anterior (p.ej., Thakur et al., 2021).

En segundo lugar, están los análisis en muestras de nieve superficial. En estos casos, las concentraciones de BC pueden variar significativamente en función del tiempo transcurrido desde el depósito de la capa superficial. Por esta razón, es crucial distinguir entre muestras recolectadas directamente durante la precipitación, muestras de nieve "fresca" (obtenidas pocas horas después del depósito) y muestras de nieve "vieja", cuando la capa superficial ha estado en contacto con la atmósfera durante varios días debido a la falta de precipitación. El contenido de BC en la nieve de precipitación o en la nieve fresca está directamente relacionado con la carga de aerosoles en la atmósfera, los cuales se depositan en el manto de nieve a través del proceso de deposición húmeda. Sin embargo, cuando la superficie del manto ha estado en contacto con la atmósfera durante varios días debido a la falta de precipitación, se activan una serie de mecanismos que afectan la señal original de BC en la superficie. La sublimación o fusión parcial de esta capa superficial puede reconcentrar las partículas de BC, lo que resulta en una mayor concentración relativa. De hecho, si el evento de fusión es lo suficientemente intenso, el agua de fusión producida en la superficie puede infiltrarse hacia zonas más profundas del manto, distribuyendo las partículas y alterando la composición de una zona más amplia (Niu et al., 2017b). Además, durante los periodos sin precipitación, la deposición seca también puede aumentar la concentración de esta capa. Estos efectos han sido identificados por varios estudios en la zona de HMA. Por ejemplo, en nieve fresca del el Glaciar Urimiqui No.1 (Cordillera de Tian Shan) se encontraron concentraciones de 16 ng g⁻¹, mientras que en nieve vieja los valores ascendieron a 1507 ng g⁻¹ (Ming et al., 2016). Del mismo modo, en el glaciar Xiao Dongkemadi (MT) la nieve tuvo unos valores de 41,7 ng g⁻¹ y la nieve vieja de 246 ng g⁻¹ (Li et al., 2017). Otros estudios reflejan el cambio que puede haber entre la nieve de precipitación y la nieve fresca, como en el caso del glaciar Quiyi (en la Cordillera de Qilian) donde la precipitación tuvo valores de 6,65 ng g⁻¹, y poco después de su depósito la nieve mostró un aumento en su contenido de BC hasta un valor de 52,6 ng g⁻¹ (Xu et al., 2006). Los fenómenos superficiales de alteración por cambios de fase están principalmente controlados por las variaciones de temperatura. Estas variaciones, a su vez, son moduladas por la altitud y por la estacionalidad. En zonas bajas y durante temporadas más cálidas, el manto de nieve tiende a sufrir una mayor modificación. Por el contrario, en zonas de mayor altitud y durante las temporadas más frías, la alteración es menos pronunciada.

En este punto es importante enfatizar la necesidad de una definición clara de los criterios para considerar a partir de qué profundidad estamos ante un muestreo a lo largo de un perfil del manto o ante una muestra de nieve superficial. Esta falta de una distinción precisa en la literatura puede llevar a interpretaciones ambiguas y dificultar la comparabilidad de los datos recopilados en diferentes estudios. Otro aspecto importante a tener en cuenta es la elección del punto de muestreo. Por ejemplo, si el objetivo de un estudio es conocer la concentración regional de fondo de BC, resulta imprescindible comprender cuáles son las principales fuentes locales de este contaminante, la distancia a las mismas y la posible influencia que puedan ejercer en el punto seleccionado. En estas situaciones, es necesario considerar elementos como la ubicación de grandes núcleos industriales o áreas urbanas, así como carreteras con un alto volumen de tráfico, cuyo impacto será mayor en las regiones de menor altitud. Todos estos aspectos pueden alterar los resultados y dar lugar a valores significativamente más elevados. Finalmente, los protocolos seguidos durante el muestreo desempeñan un papel crucial para garantizar la integridad de los valores originales. Por ejemplo, es fundamental utilizar material debidamente esterilizado tanto para la toma como para el almacenamiento de las muestras. Además, el personal investigador debe contar con equipos de protección personal adecuados que minimicen cualquier interferencia en los registros. Esto adquiere una importancia particular en estudios realizados en mantos de nieve ubicados en zonas aisladas o remotas, donde las concentraciones pueden ser muy bajas.

5.5.3.3. BC sobre el Glaciar Godwin-Austen

La región norte de Pakistán (Gilgit-Baltistan), al igual que muchos puntos de HMA, presenta una inaccesibilidad importante, lo que dificulta la instalación de instrumentos y, por lo tanto, el registro de variables como la concentración de BC atmosférico. Como resultado, los inventarios globales de emisiones tienen una resolución muy baja en esta región, lo cual complica la identificación de las fuentes y su naturaleza (p.ej., Zeb et al., 2020; Husain et al., 2007; Dutkiewicz et al., 2009; Bibi et al., 2017; Gertler et al., 2016). Esta falta de conocimiento también se extiende a los estudios de campo que miden tanto las concentraciones como los efectos de este tipo de partículas en la criósfera regional, como la nieve o el hielo, a pesar de su importancia ecológica, ambiental e hídrica.

Para los análisis del contenido de BC en el manto de nieve se utilizaron las mismas muestras usadas para el análisis isotópico (véase Sec. 5.5.2.), lo que implica una resolución de 6 cm en P1 y 8 cm en P2. Además de las muestras correspondientes a los perfiles, también contamos con muestras de nieve superficial del Campo Base Avanzado (CBA), así como de dos campos de altura del K2: Campo 1 y Campo 2. Las muestras de BC se vieron afectadas por varios factores. En primer lugar, se rompió la muestra correspondiente al intervalo de 78–84 cm en P1, que como comentamos en secciones anteriores, también afectó al registro isotópico. En segundo lugar, durante el proceso previo de homogeneización mediante ultrasonidos, se produjo la rotura y pérdida de la muestra que representaba el intervalo de 160–168 cm en P2. En tercer lugar, durante el transporte de Bilbao a Tokio, se ocasionaron daños en el recipiente que contenía la muestra del intervalo de 176–184 cm en P2, aunque no se perdió la muestra. Sin embargo, debido al daño estructural del recipiente, no fue posible homogeneizar adecuadamente la muestra, lo que resultó en una concentración medida (18,59 ng g⁻¹), probablemente menor a la concentración real. Por último, la muestra tomada en el campo base avanzado (CBA) presentaba una concentración muy alta de BC, superando el límite máximo de detección del instrumento SP2 y poniendo en peligro la integridad del equipo. En la Tabla 4 y en las Tablas AVI y AVII del Anexo se pueden encontrar los datos de las concentraciones de BC tanto de los perfiles como de los campos de altura.

El contenido de BC en ambos perfiles presenta variaciones similares (Figuras 5 y 6). Se pueden distinguir dos zonas: Z1 y Z2, cada una con características distintas. En Z1, los valores son más bajos y muestran poca variación. Por ejemplo, en P1, la concentración promedio de esta zona es de 8,25 ng g⁻¹ y abarca una profundidad de 90 cm, y el valor mínimo registrado es de 5,11 ng g⁻¹. En P2, la concentración promedio en Z1 es similar, con 8,04 ng g⁻¹, pero abarca una mayor profundidad, hasta 160 cm. Estas diferencias en las profundidades de Z1 en P1 y P2 están directamente relacionadas con las discrepancias en los registros temporales entre los perfiles. Por otro lado, en P1 y P2, la Z2 se extiende hasta el contacto con el lecho. En esta zona, se observa una mayor variabilidad y magnitud de los valores de BC. En P1, la concentración promedio es de 29,5 ng g⁻¹, con valores máximos alcanzando los 43,7 ng g⁻¹. Mientras tanto, en P2, la concentración promedio es de 17,87 ng g⁻¹, con valores máximos de 28,96 ng g⁻¹. Encontrar las concentraciones más altas en la zona inferior es consistente con estudios similares (p.ej., Thakur et al., 2021). Para entender esto tenemos que tener en cuenta que la acumulación generada por las primeras nevadas en el inicio de la época de acumulación probablemente sufrió una fusión parcial o completa, re-concentrando las partículas de BC en la zona inferior.

En las fotografías de los perfiles (Figura 3), se pueden distinguir capas más oscuras, especialmente en P1, debido a que la zona de excavación era más amplia y facilitaba el trabajo. La capa inferior se corresponde con los picos de mayor concentración de BC. Además, se puede observar otra capa a aproximadamente 80 cm de profundidad, pero desafortunadamente, la muestra que contenía estos datos se rompió (78–84 cm), por lo que no podemos determinar si la coloración es el resultado de la presencia de BC o de otras partículas, como el polvo mineral.

Al comparar los resultados obtenidos con estudios que siguieron la misma metodología de muestreo (perfiles) en otras partes de la región del HMA, se puede apreciar que la concentración promedio de BC en el glaciar Godwin-Austen es notablemente baja. Encontramos valores similares en el glaciar Rongbuk Este, ubicado en la Cordillera del Himalaya (9 ng g⁻¹; Ming et al., 2009b). Sin embargo, al considerar el rango total de valores de nuestras muestras, podemos realizar comparaciones con otros estudios realizados en el Rongbuk Este (18 ng g⁻¹; Ming et al., 2009), así como en la Cordillera de Qilian, como en el caso del glaciar Qiyi (22 ng g⁻¹; Ming et al., 2009) o Laohugou No.12 (35 ng g⁻¹; Ming et al., 2009). Además de las bajas concentraciones, una característica común en estos estudios, incluyendo el nuestro, es la toma de muestras a altitudes elevadas, entre 4.800 y 6.500 m s.n.m. Esta observación puede respaldar la relación previamente documentada entre la altitud y la concentración de BC.

Tabla 4. Concentraciones de BC encontradas en los perfiles (P1 y P2) y en los campos de altura del K2.

Perfil	Min (ng g ⁻¹)	Max (ng g ⁻¹)	Promedio (ng g ⁻¹)	Altitud (m s.n.m.)
P1	5,11	43,70	13,88	4.937
P2	2,46	28,26	9,68	4.927
Global	2,46	43,70	11,53	

Campo	ng g ⁻¹	Altitud (m s.n.m.)
1	7,43	6,076
1 (bis)	5,67	6,076
1 (promedio)	6,55	-
2	25,93	6650

Si no consideramos la metodología de campo y nos centramos exclusivamente en la comparación de los valores superficiales de los perfiles (6 ng g^{-1} aproximadamente), podemos encontrar concentraciones similares en estudios que se enfocaron únicamente en la toma de muestras superficiales. Por ejemplo, en la precipitación sobre el glaciar de Qiyi ($6,65 \text{ ng g}^{-1}$; Xu et al., 2006), en muestras del glaciar Namunani ubicado en el extremo sur de la meseta tibetana ($4,4 \text{ ng g}^{-1}$; Xu et al., 2006) y en el valle del Khumbu (5 ng g^{-1} ; Jacobi et al., 2015). Como se puede observar en la Figura 13, aparte del proyecto *BalElur*, no se han realizado estudios similares en la región del Karakórum Central. Algunos de los estudios más cercanos se llevaron a cabo en la Cordillera del Pamir. Por ejemplo, en el glaciar Muji se midieron concentraciones de 5 ng g^{-1} en la nieve superficial, mientras que en el Glaciar Mustagh Ata se registraron concentraciones de 52 ng g^{-1} (Xu et al., 2006). Hacia el sureste, en los glaciares de Khardung y Puche ubicados en la provincia de Ladakh, se encontraron concentraciones promedio de alrededor de 130 ng g^{-1} (Thakur et al., 2021). Por otro lado, en el trabajo de Gul et al. (2018) realizado en la región oeste, los valores oscilaron entre 87 y 10.502 ng g^{-1} . Con base en esta información, podemos concluir que las concentraciones medidas en el Karakórum Central son incluso más bajas que la media regional (oeste de HMA), independientemente de la metodología usada.

Llegados a este punto, es crucial tener en cuenta dos factores significativos. En primer lugar, todos los estudios utilizados para la comparación de resultados se llevaron a cabo durante el periodo de junio a octubre, que corresponde a la temporada de ablación. Estas condiciones tienen el potencial de alterar las concentraciones de BC, lo que puede llevar a una sobreestimación de los resultados. Es importante destacar que el único estudio realizado en invierno se centró en muestras tomadas en zonas cercanas a poblaciones y a altitudes considerablemente más bajas (entre 1.900 y 2.900 metros), lo que resultó en contenidos de BC mucho más altos (entre 79 y 650 ng g^{-1} ; Gul et al., 2018). En segundo lugar, los estudios que han evaluado la concentración media a lo largo de perfiles han alcanzado profundidades que en su mayoría no superan el metro, lo cual, sumado al primer factor mencionado, los hace más susceptibles a modificaciones y, por ende, a alteraciones en la señal de BC.

Las muestras tomadas del Campo 1 (6.076 m s.n.m.; $5-7 \text{ ng g}^{-1}$) muestran una concentración similar a los valores de la nieve superficial en los perfiles sobre el glaciar (6 ng g^{-1}). En ambos lugares, las muestras fueron tomadas durante los últimos días de febrero de 2019, revelando que, a pesar de la diferencia de altura, parece que ambos reflejaron la carga atmosférica del BC durante esos días. Por el contrario, el Campo 2 (6.650 m s.n.m) presenta una carga mucho mayor (25 ng g^{-1}). Análisis de trayectorias realizadas para el Campo 2 revelan los mismos patrones de trayectorias que los perfiles sobre el glaciar, aunque esto también puede ser un artefacto creado por la resolución de los datos meteorológicos de entrada (GDAS; $0,5^\circ$) de HYSPLIT. Aunque con una resolución mayor podríamos ver pequeñas variaciones en las trayectorias, los patrones generales no tendrán variaciones importantes, por lo que damos por bueno este resultado.

5.5.3.3.1. Fuentes potenciales de BC a nivel local y regional

Las concentraciones obtenidas son notablemente más bajas de lo esperado, especialmente considerando toda la actividad que rodea a los imponentes glaciares Baltoro y Godwin-Austen a lo largo de todo el año. Estos glaciares son las rutas principales para alcanzar los campos base de montañas emblemáticas como el K2 o el Broad Peak. Para llegar a estos campos, los montañeros deben atravesar una exigente caminata de 7 días desde el frente del glaciar Baltoro, en Paiju. Al final de cada día, se establecen campamentos temporales en lugares predefinidos sobre la superficie del glaciar, como Khoburse, Urdukas, Goro I, Goro II y Concordia (Figura 1a). La mayoría de estos

campamentos se encuentran a pocos cientos de metros de los campos permanentes del ejército. Los campos base, los campamentos temporales y los campos del ejército dependen del uso continuo de queroseno para cocinar y calentar las tiendas. Además, es común la práctica de quemar la basura generada, aunque nuestra expedición fue una excepción, ya que todos los residuos fueron retirados del campo base al finalizar la expedición, marcando un hito en cuanto a prácticas más sostenibles en estos entornos. En ciertas ocasiones, las emisiones de BC derivadas del transporte también pueden afectar a esta zona, ya que las evacuaciones desde los campos base se llevan a cabo utilizando helicópteros de la fuerza aérea de Pakistán, que operan en parejas para garantizar la seguridad en estos entornos donde las condiciones climáticas pueden ser hostiles.

La estación meteorológica automática instalada en el Campo Base del K2 registró la dirección y la intensidad del viento a nivel de superficie. Utilizando estos datos, se ha generado un diagrama de dirección del viento, comúnmente conocido como “rosa de los vientos”, que muestra la distribución de la intensidad y las direcciones preferenciales (Figura 14 y Tabla AVIII del Anexo). Es importante tener en cuenta que solo disponemos de datos a partir del día 3 de febrero de 2019. Durante este periodo, se observó un predominio de vientos fuertes (superiores a 10 m s^{-1}) provenientes del oeste (desde el glaciar Saboya), aunque también hubo una contribución significativa desde el noroeste y en menor medida desde el sur. Este patrón concuerda con la circulación regional típica, dominada en invierno por vientos del oeste. Esta configuración sugiere que la dispersión de contaminantes desde el Campo Base del K2 hacia los puntos de excavación de los perfiles pudo haber sido menos significativa de lo esperado, como lo indican los valores de BC. Sin embargo, no se descarta una posible influencia de campos cercanos como Concordia, aunque la baja proporción de vientos desde el sur y el carácter provisional de ese campo hacen que su impacto sea mínimo. La evidencia nos lleva a plantear la teoría de que los perfiles registraron la concentración de BC promedia del entorno

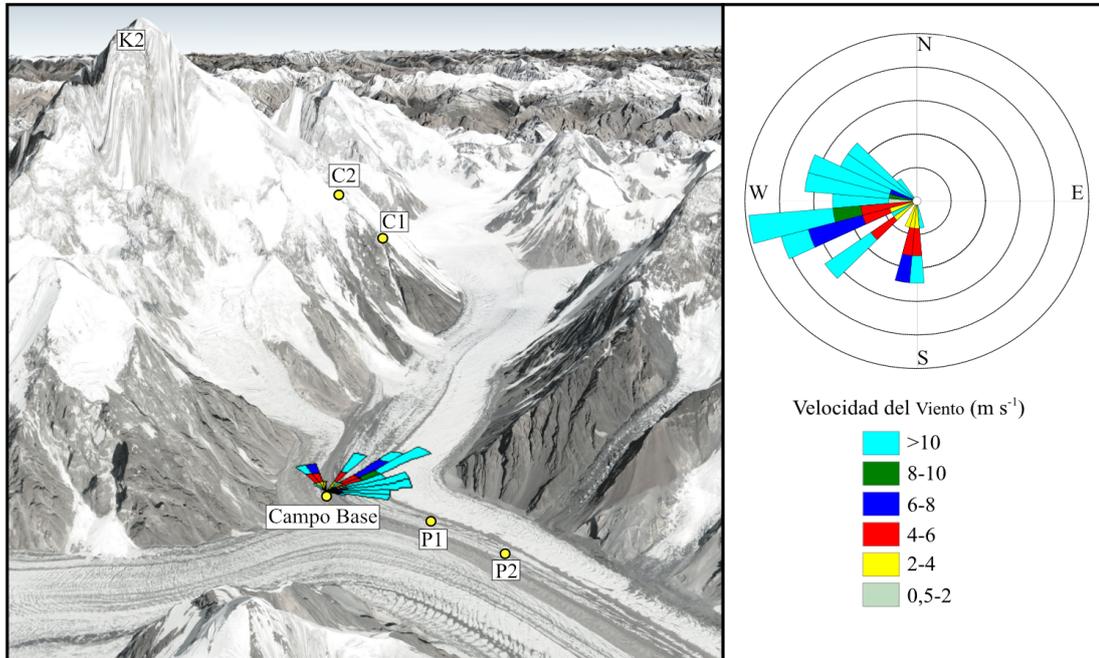


Figura 14. Datos de dirección y velocidad del viento medidos por la estación meteorológica del Campo Base del K2. En la imagen de la derecha se puede observar la posición relativa al Campo base del perfil 1 (P1), perfil 2 (P2), campo 1 (C1), campo 2 (C2) y del K2. Por un lado, se puede observar la rosa de los vientos construida a partir de estos datos, representando las direcciones en las que sopló el viento a partir del campo base, por lo que nos da una aproximación sobre las direcciones en las cuales se dispersaron los contaminantes generados en el Campo Base. Por otro lado, en la imagen de la derecha están representadas las direcciones en las que llegó el viento al campo base. Ambas rosas de los vientos son complementarias.

(i.e., concentración regional de fondo) con una mínima interferencia de fuentes puntuales altamente contaminantes (p.ej., el Campo Base K2). Aunque carecemos de registros de las direcciones del viento previas al 3 de febrero de 2019, estos patrones de dirección predominantes se observaron como mínimo desde el comienzo de la expedición a principios de enero de 2019.

Descartando una contribución de regiones diferentes en el Campo 2, es probable que su alta concentración de BC, en relación con los demás puntos de muestreo, sea el resultado de una menor dispersión de los contaminantes generados en el mismo Campo 2. Sin embargo, el día de la recolección de esta muestra, el viento presentaba una velocidad de aproximadamente 50 km h^{-1} , lo que garantizaría una buena dispersión de contaminantes. Así que es posible que los valores altos estén relacionados con las actividades llevadas a cabo por las sucesivas expediciones a lo largo de la temporada, lo que revelaría el impacto significativo que pueden tener estas expediciones.

Con el objetivo de obtener una estimación aproximada de los niveles promedios de concentración atmosférica mensual de BC a nivel regional, se usó el análisis atmosférico MERRA-2 (Figura 15). En las regiones de Oriente Próximo, Oriente Medio y Asia Central, se observan dos tendencias claras. La primera de ellas muestra un aumento progresivo de la concentración desde septiembre hasta alcanzar los valores máximos en diciembre, seguido de una disminución más gradual hasta febrero. Estas tendencias son especialmente notables en el subcontinente indio y, en particular, en la llanura Indo-Gangética (IGP). Por un lado, a lo largo de la cuenca del Ganges, los puntos de mayor contaminación (hasta $8 \mu\text{g cm}^{-3}$) coinciden con la zona de Nueva Delhi, y con los estados de Uttar Pradesh, Bihar, y Bengala Occidental, destacando en este último la zona de Calcuta. Por otro lado, en la cuenca del río Indo se observa claramente la influencia de las emisiones de ciudades como Lahore e Islamabad, donde los niveles altos de BC se extienden a lo largo de toda la cuenca hasta su desembocadura en el Océano Índico. Los valores elevados en la IGP pueden explicarse debido a que esta región alberga a la mayoría de la población de los países que abarca (India, Pakistán, y Bangladesh; Nair et al., 2007). Como resultado, se trata de una zona altamente industrializada con una proporción significativa de plantas de energía (Prasad et al., 2006). La variación mensual en los niveles de BC se debe al incremento de las actividades de calefacción a medida que se acerca el invierno, lo que conlleva un aumento considerable en la carga de BC en la atmósfera. Las imágenes revelan cómo las emisiones generadas en la IGP quedan atrapadas en esta zona debido a la presencia de barreras naturales, como el Himalaya al norte y la Cordillera de Safēd Kōh al oeste. Asimismo, existen otras regiones que experimentan un patrón similar, aunque con una magnitud menor, como la provincia china de Sinkiang, la zona de Teherán y los valles de los ríos Tigris y Éufrates en Irak.

Si combinamos esta información a gran escala con los análisis de trayectorias HYSPLIT (Figura 15), podemos obtener una idea de cómo varió el transporte de larga distancia durante el período de acumulación del manto de nieve estacional del invierno 2018–2019. Durante los meses de septiembre y octubre, las principales contribuciones provinieron de la región norte de la cuenca del río Indo, aunque también pudo haber aportes secundarios del sur de Asia, IGP, Oriente Medio, Asia Central o regiones del oeste de China. En noviembre, la zona de influencia se extendió hasta la región del Oriente Medio (Irán), con aportes menores de Asia Central, el Oriente Medio y el Oriente Próximo. En diciembre, como consecuencia del establecimiento de la corriente en chorro del oeste (vientos del oeste) en latitudes más bajas, aumentó la influencia de Asia Central y fuentes más lejanas como Europa del Este, Oriente Medio y Oriente Próximo, mientras que la región norte del Indo perdió influencia. En enero, aunque los patrones provocados por los vientos del oeste se mantuvieron, algunos clústeres de trayectorias secundarias pudieron transportar una alta proporción de contaminantes desde zonas más orientales de la IGP, que en ese mes seguía presentando concentraciones muy altas de BC. Finalmente, en febrero, aunque las contribuciones de larga distancia seguían llegando principalmente desde el oeste, pudo haber una mayor influencia de la

zona del golfo Pérsico o de la zona de Afganistán, con contribuciones menores de zonas de Asia Central. Es importante tener en cuenta que esta relación entre fuentes de BC y trayectorias es solo una aproximación, con una serie de limitaciones inherentes. El hecho de que el BC haya sido transportado desde regiones distantes no implica que la concentración que observamos en un mes específico en el manto de nieve refleje con precisión tanto la fuente predominante de larga distancia en ese mes, como la concentración original de BC. Existen varios factores que influyen en el contenido de BC durante la trayectoria de la masa de aire, como los procesos de precipitación seca o húmeda, así como la tasa de incorporación de más BC a la masa de aire a lo largo de su recorrido. Estos patrones son similares a los identificados por Gul et al. (2018), donde para identificar las fuentes de BC, los autores utilizaron cuatro métodos: mapas de vientos vectoriales utilizando la reanálisis atmosférica MERRA-2, retro-trayectorias calculadas mediante el modelo HYSPLIT, datos de emisiones basados en RCP (Representative Concentration Pathway), e identificaron las principales áreas fuente mediante el modelo WRF-STEM (Weather Research and Forecast). Los resultados integrados mostraron que las emisiones de BC que afectaban los puntos de estudio provenían principalmente de Afganistán, Pakistán, Irán e India, mientras que, a nivel regional, las mayores fuentes de contaminación fueron el sur, el centro y el oeste de Asia.

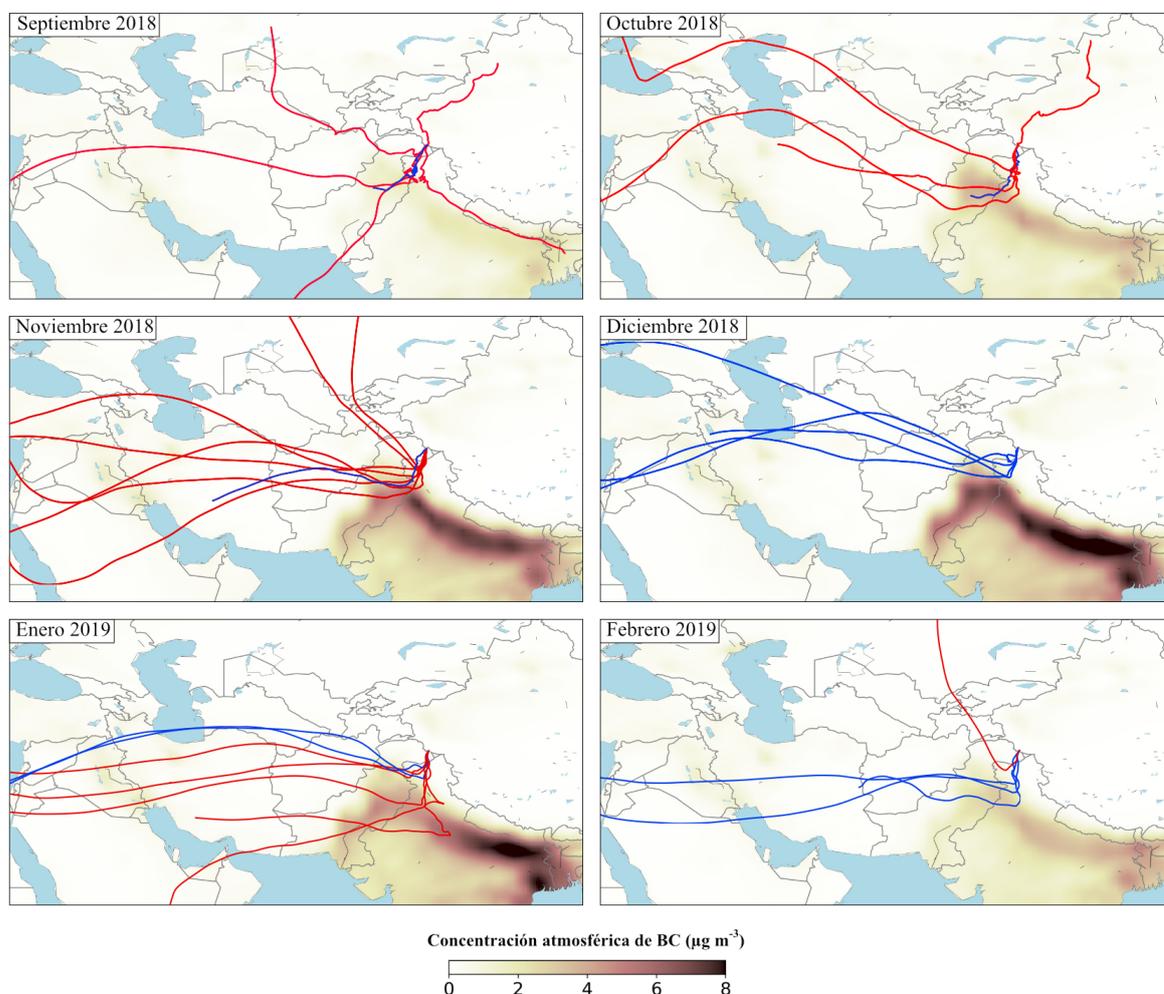


Figura 15. Mapas regionales de la concentración atmosférica de BC mensuales (septiembre 2018–febrero 2019) junto con los clústeres de retro-trayectorias (10 días) de cada mes, haciendo énfasis en las trayectorias principales (identificadas en azul).

Independientemente de la influencia de las fuentes de larga distancia, siempre hay una contribución importante en una escala regional menor (norte de Pakistán). Debido a las limitaciones de resolución de MERRA-2 para observar variaciones en regiones más pequeñas, decidimos utilizar imágenes satelitales de mayor resolución producidas por el instrumento MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) a bordo del satélite Aqua, lanzado por la NASA. Sin embargo, como consecuencia de una alta proporción de nubosidad, los resultados obtenidos resultaron ser muy variables y poco confiables, por lo que optamos por no utilizar esta información en nuestro análisis. Afortunadamente, en un estudio realizado por Zeb et al. (2020), se utilizaron aetalómetros para medir la concentración atmosférica de BC en cuatro puntos dentro de la región de Gilgit-Baltistan (Figura 16). Estas mediciones instrumentales brindan una información más precisa del contenido de BC a nivel del suelo. Las estaciones de medición se encontraban en las localidades de Skardu, Astore, Gilgit y Sost, rodeando la región del glaciar Baltoro por el oeste en forma de arco. Considerando que los vientos dominantes son del oeste, esta disposición nos proporciona una aproximación bastante precisa de los valores de BC regionales.

Entre los cuatro puntos de muestreo, Gilgit y Skardu destacan como los asentamientos más grandes de la región, con 243.000 y 214.000 habitantes, respectivamente. La localidad de Sost es un punto de paso crucial entre Pakistán y China, ya que la atraviesa la célebre Autopista del Karakórum. Por último, el distrito de Astore, situado en las faldas del Nanga Parbat (8.126 m s.n.m.), es una zona remota con escasa actividad antropogénica. Durante el periodo de estudio, las concentraciones promedio de BC fueron de $2,7 \mu\text{g m}^{-3}$ en Gilgit, $2,4 \mu\text{g m}^{-3}$ en Skardu, $2,1 \mu\text{g m}^{-3}$ en Astore y $1,4 \mu\text{g m}^{-3}$ en Sost (Figura 16). Se observó que la concentración de BC en los meses de noviembre y diciembre fue más alta que durante mayo, junio, agosto y septiembre. En estos meses más fríos, se incrementan las actividades de quema de biomasa como carbón o madera con el objetivo de calefactar las viviendas (Baxla et al., 2009). Esto también explica que los picos de contaminación se detectaron en los momentos más fríos del día, entre el final de la tarde hasta la mañana siguiente.

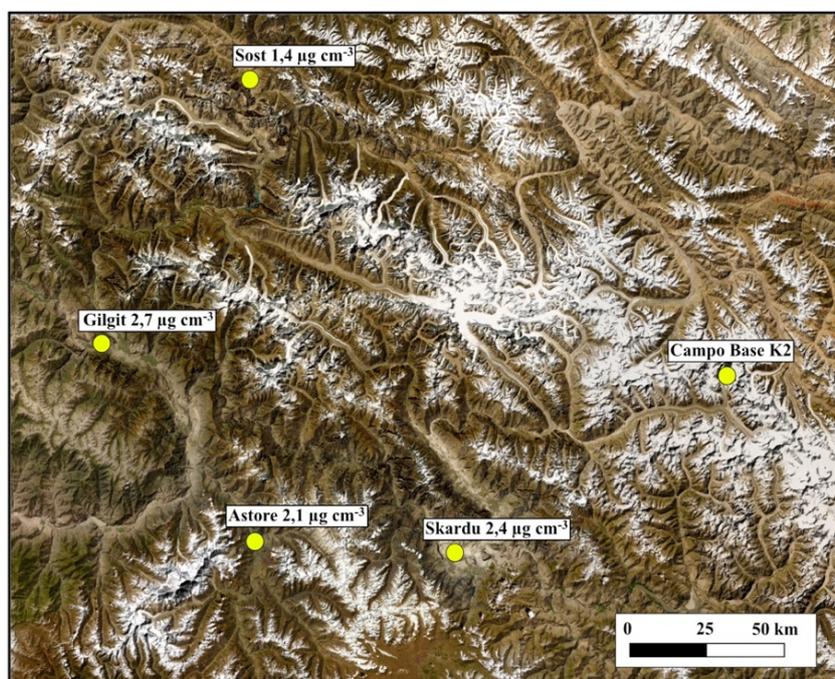


Figura 16. Situación geográfica de las mediciones instrumentales de la concentración atmosférica de BC en la región norte de Pakistán realizadas por Zeb et al. (2020) en relación con el Campo Base del K2.

Además, noviembre y diciembre suelen ser particularmente secos, lo que reduce la eliminación de BC de la atmósfera mediante la deposición húmeda. Las mayores concentraciones se registraron en Gilgit, con $3,05 \pm 0,7 \mu\text{g m}^{-3}$ en noviembre y $3,05 \pm 0,5 \mu\text{g m}^{-3}$ en diciembre. De igual manera, esta localidad registró el máximo de todo el periodo de estudio, alcanzando los $6,8 \mu\text{g m}^{-3}$. Las emisiones derivadas del tráfico vehicular también son importantes (Zeb et al., 2019) y se extienden a los lugares más remotos de la región en los meses con mejores condiciones climáticas, momento en el que el turismo de montaña aumenta. Para poner estos valores en contexto, es importante tener en cuenta que estamos en una región muy aislada y que las concentraciones en algunas de las principales metrópolis de la región varían desde algunos $\mu\text{g m}^{-3}$ hasta $27 \mu\text{g m}^{-3}$ en Nueva Delhi (Beegum et al., 2009; Babu et al., 2002) o fluctúan entre $2,2$ y $12,5 \mu\text{g m}^{-3}$ en Karachi (Bibi et al., 2017). Las retro-trayectorias calculadas mediante HYSPLIT revelan que durante noviembre y diciembre los vientos del oeste y noroeste dominan la región, lo que puede propiciar el transporte de larga distancia. Además, se pudo observar utilizando el modelo OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds) que durante estos dos meses la concentración de BC a mayores alturas también presentaba las mayores concentraciones, coincidiendo con las observaciones que hicimos con MERRA-2 a mayor escala

5.5.3.3.2. Cálculo de los efectos del BC en el manto de nieve

La evolución natural de un manto de nieve estacional es fundirse y desaparecer, incorporándose a los sistemas hidrológicos aguas abajo. Sin embargo, la presencia de partículas de BC y sus efectos radiativos aceleran el proceso de fusión. En esta sección, utilizaremos la metodología propuesta por Dang et al. (2015, 2017), que ha sido aplicada y ampliada en entornos como los Andes (Cordero et al., 2022a) y la península Antártica (Cordero et al., 2022b), con el objetivo de estimar la reducción del albedo causada por las partículas de BC en el manto de nieve, y cuantificar el forzamiento radiativo asociado. Con base en los resultados obtenidos, también se hace una estimación de la cantidad de energía adicional absorbida por el manto de nieve y el volumen de nieve derretida de manera prematura durante la temporada de ablación. Es decir, cuantificamos la cantidad de agua que ingresa prematuramente a los sistemas hidrológicos debido a la presencia de BC.

Para realizar estos cálculos, es necesario definir de manera más precisa posible la temporada de ablación en la región central del Karakórum. Usando el instrumento SAR (Radar de Apertura Sintética) del satélite Sentinel-1, Lund et al. (2020) llevaron a cabo un seguimiento de la temporada de ablación en la cuenca del río Shigar desde 2015 hasta 2018. Los resultados mostraron que a principios de abril el manto de nieve seguía siendo "seco" durante todo el día, lo que indicaba que las temperaturas aún eran lo suficientemente bajas como para evitar la presencia de agua líquida. Sin embargo, hacia finales de ese mismo mes, el manto de nieve comenzaba a mostrar signos de contener y liberar agua de fusión (manto de nieve húmedo). En mayo, este proceso se generaliza y aumenta progresivamente hasta agosto, cuando la fusión del manto de nieve estacional es completa, excepto en las zonas más altas de la cuenca. A partir de agosto, debido a la falta de manto de nieve, la superficie de hielo glaciar queda totalmente expuesta. Otro estudio, realizado en la cuenca del río Chitral (Karakórum occidental), también consideró la temporada de ablación entre los meses de abril y septiembre (Ahmad, 2018). De manera similar, estudios realizados en las cuencas de los ríos Hunza y Shyok (Karakórum occidental y oriental) observaron que la nieve estacional por debajo de los 3.500 m s.n.m. comenzaba a derretirse en mayo. En junio, la isoterma de $0 \text{ }^\circ\text{C}$ se sitúa por encima de los 4.500 metros, por lo que, durante junio y julio, el agua de fusión se deriva principalmente del manto de nieve estacional de gran altitud. Por el contrario, durante agosto y septiembre, el agua deriva principalmente de los glaciares (Mukhopadhyay et al., 2015). Todas estas observaciones también son respaldadas por la mínima extensión de manto de nieve observada en la cuenca oeste

del río Indo y en la cuenca del río Yarkant (que drena hacia el norte del Karakórum) donde la extensión mínima en agosto fue del 16,87 % y 10,92 %, respectivamente (Yi et al., 2021).

En base a la información recogida por todos estos estudios, se decidió considerar el periodo comprendido entre mayo y agosto como la temporada de ablación. Según los datos diarios proporcionados por ERA5 (Hersbach, 2016), durante este intervalo la radiación solar de onda corta (I) varió entre valores de 242,24 y 0,0035 $W m^{-2}$, con un valor promedio de 106,68 $W m^{-2}$. Otro parámetro importante para los cálculos, obtenido también a través de ERA5, es la fracción promedia diaria de nubosidad (FN), que en este caso fue del 60 %. El valor de I se calculó teniendo en cuenta únicamente los datos correspondientes a las horas de luz solar, de manera que los valores durante las horas nocturnas ($I = 0$) no afectan al promedio. Del mismo modo, este criterio se aplicó también al cálculo del valor promedio de FN. Como se explicó en la metodología, el tamaño de grano juega un papel fundamental en la reducción del albedo de la superficie del manto de nieve. Al calcular el tamaño de grano promedio del manto, se descartaron las capas de depth hoar (DH), que presentaban un diámetro de entre 2.000 y 3.500 μm , ya que estos cristales son el resultado de procesos post-deposicionales. Por lo tanto, para estos cálculos se considera que el manto de nieve tiene un valor promedio de tamaño de grano de 1.500 μm (1,5 mm).

Para llevar a cabo los cálculos, nos basamos en el valor promedio de la radiación solar de onda corta (106,68 $W m^{-2}$). Es importante destacar que esto es únicamente una aproximación con el propósito de obtener una visión general de las posibles consecuencias de las concentraciones de BC que hemos encontrado y medido en este manto de nieve (Tabla 5). Si bien esta aproximación nos brinda una idea inicial, es crucial interpretar estos resultados con precaución y considerarlos como una estimación preliminar en lugar de una evaluación exhaustiva y precisa. Para esto último, sería necesario datar cada una de las capas que conforman el manto de nieve, así como identificar el evento específico que las formó. Además, sería necesario haber muestreado cada una de estas capas inmediatamente después de su depósito.

El contenido de BC en el manto de nieve tiene un efecto negativo en el albedo de la superficie, lo que resulta en una mayor absorción de energía solar y un forzamiento radiativo (FR) positivo. El

Tabla 5. Cálculo basados en el BC en los perfiles (P1 y P2) y en los campos de altura del K2.

I promedio = 106,68 $W m^{-2}$

	BC ($ng g^{-1}$)	Red. albedo (%)	FR ($W m^{-2}$)	Ex ($MJ m^{-2}$)	W (mm w.e.)
P_{1,2} Min.	2,46	-0,0068	+0,73	7,8	23,3
P_{1,2} Max.	43,70	-0,044	+4,73	50,35	150,7
P_{1,2} Prom.	11,53	-0,019	+2,07	22,1	66,0
C1	6,65	-0,013	+1,43	15,2	45,6
C2	25,93	-0,032	+3,45	36,7	109,9
Z1	8,24	-0,015	+1,66	17,74	53,12

I máximo = 242,24 $W m^{-2}$

P_{1,2} Min.	2,46	-0,0068	+1,66	17,74	53,11
P_{1,2} Max.	43,70	-0,044	+10,75	114,34	342,34
P_{1,2} Prom.	11,53	-0,019	+4,71	50,1	150,06
C1	6,65	-0,013	+3,25	34,6	103,66
C2	25,93	-0,032	+7,84	83,4	249,59
Z1	8,24	-0,013	+3,34	35,58	106,55

FR se calcula multiplicando la reducción del albedo (%) por la radiación solar de onda corta ($W m^{-2}$). En el caso de los perfiles sobre el glaciar Godwin-Austen, la concentración de BC varió entre $2,46 ng g^{-1}$ y $43,60 ng g^{-1}$, lo que llevó a una reducción del albedo de la nieve entre $0,0068 \%$ y $0,044 \%$. Esta reducción del albedo resultó en un forzamiento radiativo local que varía entre $0,73 W m^{-2}$ y $4,73 W m^{-2}$. Como consecuencia de la disminución en el albedo, el manto de nieve estacional absorbió una cantidad adicional de energía que osciló entre $7,8 MJ m^{-2}$ y $50 MJ m^{-2}$. Estos datos nos permiten hacer una estimación del volumen de nieve estacional que se derritió prematuramente por unidad de superficie, que varió entre $23,3 mm w.e.$ y $150,7 mm w.e.$ ($o kg m^{-2}$). En cuanto a la carga de BC en las muestras de los campos de altura, se estima que produce un volumen de nieve derretida de $45,6 mm w.e.$ en el Campo 1 y $109,9 mm w.e.$ en el Campo 2. También podemos hacer ejercicio de combinar las concentraciones de BC con el valor máximo de radiación solar registrado durante la temporada de estudio ($242,24 W m^{-2}$), para observar cómo aumenta la cantidad de nieve derretida. Aunque no podemos determinar exactamente cuándo ocurrió esta situación, es importante considerar esta posibilidad. Para este caso, los resultados muestran que la proporción de nieve derretida en el manto de nieve podría incrementarse hasta unos valores de $53,11 mm w.e.$ y $342,34 mm w.e.$ en el manto de nieve. Asimismo, en los campos de altura se observa que los valores podrían aumentar hasta alcanzar $103,66 mm w.e.$ en el Campo 1 y $249,59 mm w.e.$ en el Campo 2.

En la cuenca del río Indo, se estima que durante la temporada de fusión (mayo—agosto) el volumen neto de agua de fusión es de $14,5 \pm 3,1 km^3$ (Pritchard et al., 2019). Nuestros resultados indican que, dentro de cada metro cuadrado de nuestro estudio, debido exclusivamente a la presencia de BC, se generó una capa de agua con una profundidad de $66 mm$ durante toda la temporada de fusión. Ahora, planteemos un escenario hipotético idealizado en el que la concentración promedio de BC en el manto de nieve de cada metro cuadrado del glaciar Baltoro sea igual a la concentración promedio medida en los perfiles. Considerando que el glaciar Baltoro tiene una superficie aproximada de $660 km^2$ (Quincey et al., 2016), y extrapolando esos $66 mm$ de agua a cada metro cuadrado del glaciar, obtendríamos un volumen total de agua de fusión durante la temporada de ablación de 2019. Este volumen representaría el $0,3\%$ (con un rango entre $0,1\%$ y $0,68\%$) del agua de fusión que se incorpora al río Indo durante estos meses, considerando la concentración y radiación promedia diaria. Además, si consideramos los valores máximos de ambos parámetros, este porcentaje total aumentaría hasta un $1,55 \%$. Por último, si damos por válida la premisa de que las altas concentraciones de BC en la parte inferior del manto (Z2) son resultado de procesos de reconcentración, y consideramos que la concentración promedio de BC en las regiones Z1 no ha sufrido procesos de reconcentración ni modificación, el volumen de agua derretida sería de $53 mm w.e.$ y representaría el $0,2\%$ del agua de fusión generada en la cuenca si consideramos los valores de radiación media, valores que ascenderían a $106,55 mm$ y a $0,4\%$ si consideramos los valores máximos de radiación.

Aunque utiliza una metodología completamente diferente, basada en el modelo SNICAR (Flanner et al., 2007), el estudio realizado por Gul et al. (2018) nos permite hacer una comparación en la región del Karakórum, ya que analizó el contenido de BC en la nieve superficial durante el invierno. Los resultados revelaron una reducción del albedo que varió entre $0,39 \%$ y $0,82 \%$, con un forzamiento radiativo asociado que osciló entre $3,93 W m^{-2}$ y $43,44 W m^{-2}$. El límite inferior de estos valores se acerca a nuestro límite superior, especialmente al considerar la máxima irradiancia solar. Sin embargo, es importante señalar que el límite superior del estudio es significativamente alto debido a las altas concentraciones de BC presentes en las muestras analizadas, ya que como hemos explicado anteriormente, estas muestras se recogieron muy cerca de núcleos urbanos, fuentes importantes de BC.

5.5.4. Patrones anómalos en la precipitación (invierno 2018–2019)

Durante la temporada invernal del 2018–2019 se registró una precipitación por encima de lo habitual en el norte de Pakistán. En esta región, la precipitación invernal está principalmente influenciada por el paso de las perturbaciones oeste (Dimri et al., 2015; Hunt et al., 2018a,b). Estas perturbaciones son áreas de baja presión a nivel de superficie que se forman en el mar Mediterráneo, mar Negro o mar Caspio y son transportadas hacia el este debido a la influencia de los vientos del oeste de latitudes medias. La interacción de estas perturbaciones con el relieve montañoso del oeste de HMA resulta en eventos de alta precipitación (Hunt et al., 2018a), los cuales son responsables de las elevadas tasas de acumulación de nieve observadas en las regiones del norte de Pakistán e India (p.ej., Dimri et al., 2015; Attada et al., 2020; Nischal et al., 2022). Aunque estos fenómenos ocurren a lo largo del año, es durante el invierno cuando alcanzan su máximo nivel, debido al desplazamiento de las corrientes de chorro del oeste hacia el sur (p.ej., Singh y Agnihotri, 1977; Dimri et al., 2015). La frecuencia media de estos eventos se sitúa alrededor de 6–7 eventos al mes (Hunt et al., 2018a; Cannon et al., 2016), aunque también se han identificado frecuencias menores (Cannon et al., 2015; Dimri, 2013). A principios de febrero de 2019, coincidiendo con nuestro trabajo de campo, ya se habían registrado un total de 9 eventos (IMD, 2019), los cuales fueron responsables de la anomalía de precipitación y acumulación de nieve observada. Además, se reportó un flujo de aire procedente del Ártico que se extendió hacia el sur de Asia, afectando el norte de India y Pakistán (IMD, 2018, 2019; National Weather Forecasting Center, 2019). El debilitamiento experimentado por la corriente de chorro del oeste durante el año 2019, resultado de un calentamiento súbito atmosférico (SSW), pudo haber sido responsable de una mayor influencia de aire polar hacia el sur (p.ej., Kömüscü y Oğuz, 2020; Yessimbet et al., 2022). Las bajas temperaturas fueron reportadas por el servicio meteorológico pakistaní, que registró una temperatura mínima de $-19,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ en Skardu (National Weather Forecasting Center, 2019).

Al analizar el número inusual de perturbaciones del oeste reportadas y las retrotrayectorias calculadas en HYSPLIT, se observa que durante los meses de mayor frecuencia hubo un predominio de las trayectorias con origen en el mar Caspio (Figura 17). Esto contrasta con el patrón normal de trayectorias invernales, las cuales suelen tener origen en el Mediterráneo. Además, al comparar este

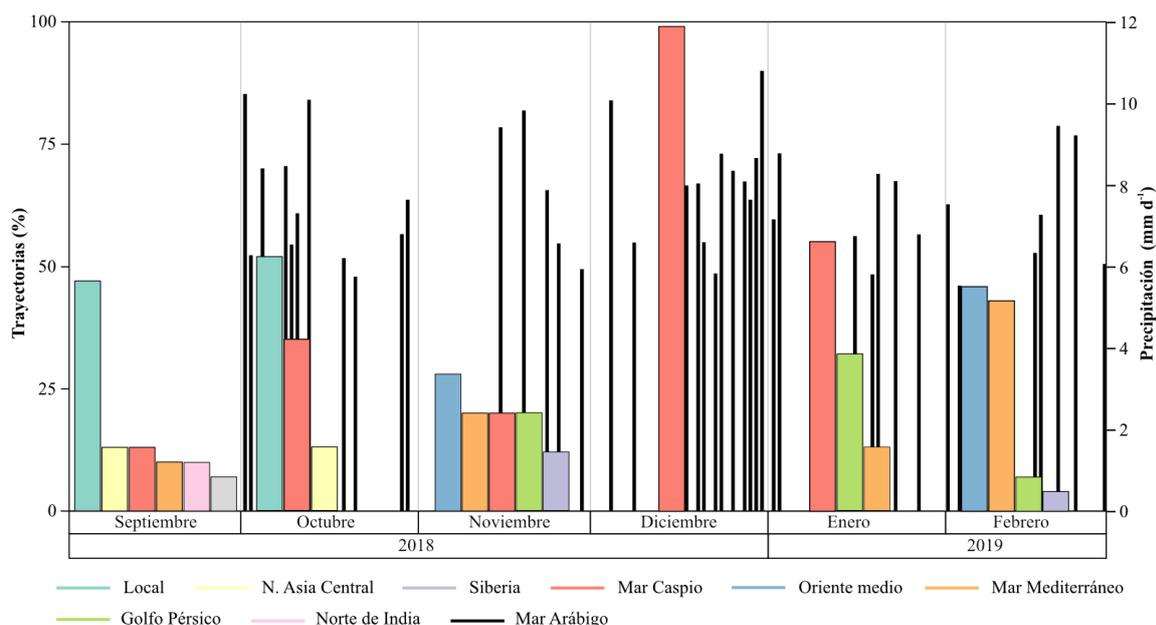


Figura 17. Diagrama de frecuencias de los clústeres mensuales de retro-trayectorias. Al fondo, representando por líneas negras, los eventos promedio diarios de precipitación con valores superiores a 5 mm d^{-1} .

predominio de trayectorias con los datos de precipitación de ERA5 (HARv2), se aprecia una posible correspondencia con una mayor frecuencia de eventos de precipitación con un valor superior a 5 mm al día. Esto sugiere que el predominio de las trayectorias provenientes del mar Caspio podría estar relacionado con la frecuencia anormalmente alta de perturbaciones del oeste y que estas a su vez fueran las responsables de los eventos de alta precipitación.

5.6. Conclusiones

El proyecto BalElur se llevó a cabo en la región de HMA (High Mountain Asia), conocida como "el tercer polo" debido a la gran cantidad de glaciares que alberga, y que actúan como fuentes de los principales ríos de Asia. Durante los periodos estivales, las temporadas secas o los eventos de sequía prolongados, el agua proveniente de la fusión de los glaciares y mantos de nieve de HMA se suma al flujo de los ríos, compensando la falta de precipitación. Este efecto es particularmente notable en la cuenca del río Indo (oeste de HMA), ya que la parte alta de su cuenca es extensa y cuenta con un gran número de glaciares y una cubierta de nieve considerable durante el invierno. Debido a estas características, durante la temporada estival, una gran parte del caudal consiste en agua de fusión. Sin embargo, el Indo está sometido a un elevado estrés hídrico debido a la gran densidad de población en crecimiento que se asienta en sus riberas, y a que gran parte de su cuenca tiene un clima semidesértico hasta su desembocadura en el Océano Índico. Esto lo convierte en la principal fuente para la agricultura, producción energética, abastecimiento de agua potable, etc.

El objetivo de este proyecto es cuantificar por primera vez la concentración de black carbon BC en el manto de nieve estacional en el Karakórum Central, y en concreto en el manto de nieve sobre el Glaciar Godwin-Austen a los pies del K2, región que forma parte de la cuenca alta del río Indo. Además, también se intentan evaluar las posibles fuentes regionales y locales, así como los posibles efectos sobre el manto de nieve. Para hacer todas estas interpretaciones fue necesario un estudio integral del manto mediante el análisis de sus propiedades físicas y contenido isotópico.

El manto de nieve, en el cual desarrollamos este estudio, tiene un carácter estacional, por lo que está presente en la superficie del glaciar únicamente durante la temporada de acumulación, desde octubre hasta abril. A partir de mayo, comienza a derretirse y desaparece por completo al final de la temporada de ablación (agosto–septiembre). La naturaleza estacional de este manto no solo ha sido respaldada por varios estudios, sino que también cuenta con el respaldo de testimonios de lugareños, de una amplia documentación fotográfica, y por el hecho de que los trabajos se realizaron en la zona de ablación.

Respecto a los perfiles realizados, el Perfil 1 (P1) estaba en una zona despejada y, por lo tanto, expuesta a factores erosivos como el viento o procesos de derretimiento o sublimación. Por el contrario, el Perfil 2 (P2) estaba más resguardado/protegido y la nieve tuvo más espacio para acumularse, ya que el punto de excavación estaba sobre un canal de drenaje del agua de ablación durante el verano, que formaba una depresión en comparación con el entorno circundante. Debido a estos factores consideramos que el registro de P2 era más completo. Además, la correspondencia observada entre la variación isotópica de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) en P2 y la temperatura sugiere que la representatividad del periodo de acumulación en este punto del manto es alta. Al establecer la escala temporal de P1 en relación a P2, nos dimos cuenta que P1 presentaba varios vacíos (hiatos) en su registro, probablemente debido a una mayor exposición a agentes erosivos durante periodos de baja frecuencia o intensidad de eventos de precipitación.

Es probable que en P2 el contenido isotópico original del manto se haya conservado con pocas modificaciones debidas a la interacción entre la superficie y la atmósfera, por virtud de la ya mencionada posición más resguardada y los altos niveles de precipitación registrados durante esa

temporada invernal. Sin embargo, tenemos que tener siempre en mente posibles pérdidas en P2 (que no podemos cuantificar) y la acción de los efectos continental, altitudinal y estacional, que, aunque no afectan a los patrones de variación de la curva de $\delta^{18}\text{O}$, sí pueden reducir la magnitud general de la curva. Además, el alto gradiente térmico al que estuvo sometido el manto pudo haber provocado efectos de difusión (metamorfismo) como lo evidencian varias capas de depth hoar (DH). Las capas de menor magnitud están en las zonas medias y las de mayor magnitud en las zonas basales, presentando un mayor desarrollo en la base de P1. Esto probablemente fue consecuencia de su menor espesor, que pudo incrementar su susceptibilidad a los intensos gradientes térmicos, produciendo una difusión molecular más intensa, causa probable de los patrones altos de variación del exceso de deuterio (*d-excess*) en esta capa basal.

La combinación de los análisis de trayectorias y la variación de *d-excess* nos permitió teorizar sobre el origen de la humedad. Los resultados indicaron que los patrones que obtuvimos no concordaban con la tendencia general establecida por estudios anteriores (i.e., en Asia central los valores más altos de *d-excess* en la precipitación se dan durante los meses de invierno y los más bajos durante el verano). En nuestro caso, los valores altos durante septiembre y octubre 2018 son consistentes con las trayectorias dominantes que aportaron humedad desde el oeste y con un posible efecto de reciclado de humedad a partir de procesos de evaporación o evapotranspiración con un origen más local. Durante los meses de diciembre 2018 y enero 2019 es donde hay una discrepancia con los patrones generales, ya que, por un lado, los niveles de deuterio eran muy bajos, y por el otro, las trayectorias dominantes no tenían un origen occidental, sino del noroeste (Mar Caspio y Mar Negro). La correspondencia entre estos dos factores ya ha sido confirmada por estudios recientes. Además, el dominio de estas trayectorias también fue explicado por la alta frecuencia de perturbaciones del oeste que sufrió el oeste del HMA, que a su vez fueron las responsables de la anomalía de la precipitación durante ese invierno de 2018–2019. A partir del mes de febrero 2019 volvieron a restablecerse los patrones del oeste y los niveles de deuterio empezaron a incrementarse nuevamente.

Otra de las utilidades de las trayectorias radicó en su combinación con mapas de concentración atmosférica de BC, para así tener una idea general de las posibles fuentes de larga distancia. Los resultados dotan de una gran importancia a las contribuciones procedentes del norte de la llanura Indo-Gangética (IGP), ya que durante los meses de estudio todas las trayectorias pasaron por esta región, independientemente de su carácter de larga o corta distancia (local). Esta región destaca por sus altas concentraciones de BC, especialmente durante los meses más fríos, tendencia que también fue identificada a una escala menor en la zona norte de Pakistán (Gilgit-Baltistan). Además, también pudo haber contribuciones menores del norte, provincia de Xinjiang o del sur de Asia (p.ej., Irán o Irak), y no podemos descartar la influencia de Europa oriental.

Las concentraciones que encontramos en el manto de nieve son bajas en comparación con otros estudios hechos en HMA. Sin embargo, hay que tener precaución a la hora de establecer comparaciones con otros estudios, ya que no hay una uniformidad en la metodología ni en el momento en el cual se hacen las mediciones, factores que modifican los valores originales y pueden llevar a conclusiones erróneas. Si consideramos nuestras mediciones a nivel individual pueden ser catalogadas de dos maneras según el punto de vista. Por un lado, se podrían considerar “altas”, ya que estamos en una zona muy remota (zona poco accesible situada a gran altitud), donde en principio los valores podrían ser más bajos. Pero, por otro lado, se podrían considerar “bajas” porque, a pesar de su aislamiento, durante la temporada de trabajo este glaciar es muy concurrido, con varias expediciones internacionales con toda la logística que conllevan. Además, también es importante la presencia continua de los campamentos del ejército, fuentes importantes de emisión a lo largo de todo el glaciar Baltoro. En este orden de ideas, los resultados pueden sugerir que probablemente

estemos observando la concentración regional de fondo. Sin embargo, hacen falta más estudios que analicen el contenido de BC el manto a lo largo de varias temporadas de acumulación y en varios puntos del glaciar para conocer su variabilidad y establecer de manera correcta un umbral para considerar las concentraciones como regionales y en consecuencia como altas o bajas.

La presencia de BC en la superficie del manto de nieve (o del hielo) provoca una reducción del albedo debido a la absorción de radiación solar producida por estas partículas. La absorción extra de energía (en comparación con un manto sin BC) incrementa su tasa de fusión natural, reduciendo su tiempo de permanencia sobre el glaciar y provocando que el agua de fusión se incorpore de manera prematura a los sistemas hidrológicos aguas abajo. Esto crea un desequilibrio en el aporte de agua de fusión al caudal de los ríos al principio de la temporada de ablación, cuando el aporte depende esencialmente de los mantos de nieve estacionales. Además, si las partículas de BC se depositan en la zona de acumulación del glaciar, pueden reducir la cantidad de nieve que anualmente se preserva y finalmente contribuir a la formación de hielo glaciar, lo que afectaría a largo plazo al volumen de hielo y por lo tanto perjudicaría al volumen de agua de fusión al final de la temporada de ablación.

Si extrapolamos los valores de fusión obtenidos a todo el glaciar Baltoro, podemos estimar el volumen de agua de fusión producida únicamente por la presencia de las partículas de BC durante la temporada de ablación del 2019. Este volumen representa el 0,3 % de toda el agua de fusión generada en la cuenca del Indo al año. Sin embargo, esta cifra se elevaría hasta 1,5 % si consideramos los valores más extremos de concentración y de radiación solar. Estos datos se tienen que tomar con cautela debido a que hay muchos más factores que pueden aportar una alta variabilidad, como variaciones de BC, pendiente u orientación del glaciar, etc.

En definitiva, este es un estudio exploratorio y se presenta como el primer acercamiento hacia la comprensión del contenido de BC y sus posibles efectos del en la zona del Karakórum Central, donde hasta ese momento los estudios de esta índole son muy escasos e incluso inexistentes si nos centramos específicamente en el glaciar Godwin-Austen. En esta campaña de campo, nos hemos enfrentado a diversas dificultades inherentes a la complejidad del terreno, de la dinámica atmosférica e incluso de la situación socio-política.

REFERENCIAS

- Aemisegger, F., Pfahl, S., Sodemann, H., Lehner, I., Seneviratne, S. I., & Wernli, H. (2014). Deuterium excess as a proxy for continental moisture recycling and plant transpiration. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(8), 4029–4054. doi: 10.5194/acp-14-4029-2014
- Ahmad, S., Israr, M., Liu, S., Hayat, H., Gul, J., Wajid, S., Ashraf, M., Baig, S. U., & Tahir, A. A. (2020). Spatio-temporal trends in snow extent and their linkage to hydro-climatological and topographical factors in the Chitral River Basin (Hindukush, Pakistan). *Geocarto International*, 35(7), 711–734. doi: 10.1080/10106049.2018.1524517
- Aizen, V., Aizen, E., Melack, J., & Martma, T. (1996). Isotopic measurements of precipitation on central Asian glaciers (southeastern Tibet, northern Himalayas, central Tien Shan). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D4), 9185–9196. Doi: 10.1029/96JD00061
- Al Charideh, A. R., & Abou Zakhem, B. (2010). Distribution of tritium and stable isotopes in precipitation in Syria. *Hydrological Sciences Journal*, 55(5), 832–843. doi:10.1080/02626667.2010.487977
- Ambach, W., Dansgaard, W., Eisner, H., & Møller, J. (1968). The altitude effect on the isotopic composition of precipitation and glacier ice in the Alps. *Tellus*, 20(4), 595–600. doi:10.1111/j.2153-3490.1968.tb00402.x

- Archer, D. R., & Fowler, H. J. (2004). Spatial and temporal variations in precipitation in the Upper Indus Basin, global teleconnections and hydrological implications. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8(1), 47–61. doi:10.5194/hess-8-47-2004
- Archer, D. R., Forsythe, N., Fowler, H. J., & Shah, S. M. (2010). Sustainability of water resources management in the Indus Basin under changing climatic and socio-economic conditions. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(8), 1669–1680. doi:10.5194/hess-14-1669-2010
- Armstrong, T., B. Roberts and C. Swithinbank. 1973. *Illustrated glossary of snow and ice. Second edition.* Cambridge, Scott Polar Research Institute. (SPRI Special Publication 4.)
- Attada, R., Dasari, H. P., Ghostine, R., Kondapalli, N. K., Kunchala, R. K., Luong, T. M., & Hoteit, I. (2022). Diagnostic evaluation of extreme winter rainfall events over the Arabian Peninsula using high-resolution weather research and forecasting simulations. *Meteorological Applications*, 29(5). doi:10.1002/met.2095
- Babu, S. S., Moorthy, K. K., Manchanda, R. K., Sinha, P. R., Satheesh, S. K., Vajja, D. P., Srinivasan, S., & Kumar, V. H. A. (2011). Free tropospheric black carbon aerosol measurements using high altitude balloon: Do BC layers build “their own homes” up in the atmosphere?. *Geophysical Research Letters*, 38(8). doi:10.1029/2011GL046654
- Babu, S. S., Satheesh, S. K., & Moorthy, K. K. (2002). Aerosol radiative forcing due to enhanced black carbon at an urban site in India: AEROSOL RADIATIVE FORCING DUE TO ENHANCED BLACK CARBON. *Geophysical Research Letters*, 29(18), 27-1-27-4. doi:10.1029/2002GL015826
- Banco Mundial., 2019. Tasa de crecimiento poblacional anual de Pakistán (<https://data.worldbank.org/indicator/SP.POP.GROW?locations=PK>)
- Baudouin, J.-P., Herzog, M., & Petrie, C. A. (2020). Cross-validating precipitation datasets in the Indus River basin. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(1), 427–450. doi:10.5194/hess-24-427-2020
- Baumann, F., He, J.-S., Schmidt, K., Kühn, P., & Scholten, T. (2009). Pedogenesis, permafrost, and soil moisture as controlling factors for soil nitrogen and carbon contents across the Tibetan Plateau: carbon and nitrogen contents across the tibetan plateau. *Global Change Biology*, 15(12), 3001–3017. doi:10.1111/j.1365-2486.2009.01953.x
- Baxla, S. P., Roy, A. A., Gupta, T., Tripathi, S. N., & Bandyopadhyaya, R. (2009). Analysis of Diurnal and Seasonal Variation of Submicron Outdoor Aerosol Mass and Size Distribution in a Northern Indian City and Its Correlation to Black Carbon. *Aerosol and Air Quality Research*, 9(4), 458–469. doi:10.4209/aaqr.2009.03.0017
- Beegum, S. N., Moorthy, K. K., Babu, S. S., Satheesh, S. K., Vinoj, V., Badarinath, K. V. S., Safai, P. D., Devara, P. C. S., Singh, S., Vinod, Dumka, U. C., & Pant, P. (2009). Spatial distribution of aerosol black carbon over India during pre-monsoon season. *Atmospheric Environment*, 43(5), 1071–1078. doi:10.1016/j.atmosenv.2008.11.042
- Bhatti A. M., Suttion, P., & Seigo, N. (2009) Agriculture water demand management in Pakistan: A Review and perspective. *Society for Social Management Systems (SSMS)*
- Bibi, S., Alam, K., Chishtie, F., Bibi, H., & Rahman, S. (2017). Temporal variation of Black Carbon concentration using Aethalometer observations and its relationships with meteorological variables in Karachi, Pakistan. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 157–158, 67–77. doi:10.1016/j.jastp.2017.03.017
- Bisiaux, M. M., Edwards, R., McConnell, J. R., Albert, M. R., Anschütz, H., Neumann, T. A., Isaksson, E., & Penner, J. E. (2012). Variability of black carbon deposition to the East Antarctic Plateau, 1800–2000 AD. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(8), 3799–3808. doi:10.5194/acp-12-3799-2012
- Bohner, J. (2008). *General climatic controls and topoclimatic variations in Central and High Asia.* *Boreas*, 35(2), 279–295. doi:10.1111/j.1502-3885.2006.tb01158.x
- Bolch, T., Kulkarni, A., Kääb, A., Huggel, C., Paul, F., Cogley, J. G., Frey, H., Kargel, J. S., Fujita, K., Scheel, M., Bajracharya, S., & Stoffel, M. (2012). The State and Fate of Himalayan Glaciers. *Science*, 336(6079), 310–314. doi:10.1126/science.1215828
- Bonasoni, P., Cristofanelli, P., Marinoni, A., Vuillermoz, E., & Adhikary, B. (2012). Atmospheric Pollution in the Hindu Kush–Himalaya Region: Evidence and Implications for the Regional Climate. *Mountain Research and Development*, 32(4), 468–479. doi:10.1659/MRD-JOURNAL-D-12-00066.1

- Bonasoni, P., Laj, P., Marinoni, A., Sprenger, M., Angelini, F., Arduini, J., Bonafè, U., Calzolari, F., Colombo, T., Decesari, S., Di Biagio, C., Di Sarra, A. G., Evangelisti, F., Duchi, R., Facchini, Mc., Fuzzi, S., Gobbi, G. P., Maione, M., Panday, A., ... Cristofanelli, P. (2010). Atmospheric Brown Clouds in the Himalayas: First two years of continuous observations at the Nepal Climate Observatory-Pyramid (5079 m). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(15), 7515–7531. doi:10.5194/acp-10-7515-2010
- Bond, T. C. (2004). A technology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. *Journal of Geophysical Research*, 109(D14), D14203. doi:10.1029/2003JD003697
- Bond, T. C., Doherty, S. J., Fahey, D. W., Forster, P. M., Berntsen, T., DeAngelo, B. J., Flanner, M. G., Ghan, S., Kärcher, B., Koch, D., Kinne, S., Kondo, Y., Quinn, P. K., Sarofim, M. C., Schultz, M. G., Schulz, M., Venkataraman, C., Zhang, H., Zhang, S., ... Zender, C. S. (2013). Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment: BLACK CARBON IN THE CLIMATE SYSTEM. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(11), 5380–5552. doi:10.1002/jgrd.50171
- Bookhagen, B., & Burbank, D. W. (2010). Toward a complete Himalayan hydrological budget: Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge. *Journal of Geophysical Research*, 115(F3), F03019. doi:10.1029/2009JF001426
- Bookhagen, B., Thiede, R. C., & Strecker, M. R. (2005). Abnormal monsoon years and their control on erosion and sediment flux in the high, arid northwest Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*, 231(1–2), 131–146. doi:10.1016/j.epsl.2004.11.014
- Bowen, G. J., & Revenaugh, J. (2003). Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation: ISOTOPIC COMPOSITION OF MODERN PRECIPITATION. *Water Resources Research*, 39(10). doi:10.1029/2003WR002086
- Brun, F., Berthier, E., Wagnon, P., Käab, A., & Treichler, D. (2017). A spatially resolved estimate of High Mountain Asia glacier mass balances from 2000 to 2016. *Nature Geoscience*, 10(9), 668–673. doi:10.1038/ngeo2999
- Cannon, F., Carvalho, L. M. V., Jones, C., & Bookhagen, B. (2015). Multi-annual variations in winter westerly disturbance activity affecting the Himalaya. *Climate Dynamics*, 44(1–2), 441–455. doi:10.1007/s00382-014-2248-8
- Cannon, F., Carvalho, L. M. V., Jones, C., & Norris, J. (2016). Winter westerly disturbance dynamics and precipitation in the western Himalaya and Karakoram: A wave-tracking approach. *Theoretical and Applied Climatology*, 125(1–2), 27–44. doi:10.1007/s00704-015-1489-8
- Carrico, C. M., Bergin, M. H., Shrestha, A. B., Dibb, J. E., Gomes, L., & Harris, J. M. (2003). The importance of carbon and mineral dust to seasonal aerosol properties in the Nepal Himalaya. *Atmospheric Environment*, 37(20), 2811–2824. doi:10.1016/S1352-2310(03)00197-3
- Carroll, T. (1977). A Comparison of the CRREL 500 cm³ Tube and the ILTS 200 and 100 cm³ Box Cutters Used for Determining Snow Densities. *Journal of Glaciology*, 18(79), 334–337. doi:10.3189/S0022143000021420
- Ceglar, A., Toreti, A., Lecerf, R., Van Der Velde, M., & Dentener, F. (2016). Impact of meteorological drivers on regional inter-annual crop yield variability in France. *Agricultural and Forest Meteorology*, 216, 58–67. doi:10.1016/j.agrformet.2015.10.004
- Center For International Earth Science Information Network-CIESIN-Columbia University, & Centro Internacional De Agricultura Tropical-CIAT. (2005). *Gridded Population of the World, Version 3 (GPWv3): Population Density Grid* [Data set]. Palisades, NY: NASA Socioeconomic Data and Applications Center (SEDAC). doi:10.7927/H4XK8CG2
- Chen, J., Qin, X., Kang, S., Du, W., Sun, W., & Liu, Y. (2020). Potential Effect of Black Carbon on Glacier Mass Balance during the Past 55 Years of Laohugou Glacier No. 12, Western Qilian Mountains. *Journal of Earth Science*, 31(2), 410–418. doi:10.1007/s12583-019-1238-5
- Chýlek, P., Videen, G., Ngo, D., Pinnick, R. G., & Klett, J. D. (1995). Effect of black carbon on the optical properties and climate forcing of sulfate aerosols. *Journal of Geophysical Research*, 100(D8), 16325. doi:10.1029/95JD01465
- Clark, I. D., & Fritz, P. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC Press/Lewis Publishers.
- Clarke, A. D., & Noone, K. J. (1985). Soot in the Arctic snowpack: A cause for perturbations in radiative transfer. *Atmospheric Environment* (1967), 19(12), 2045–2053. doi:10.1016/0004-6981(85)90113-1

- Clarke, A. D., & Noone, K. J. (1985). Soot in the Arctic snowpack: A cause for perturbations in radiative transfer. *Atmospheric Environment (1967)*, *19*(12), 2045–2053. doi:10.1016/0004-6981(85)90113-1
- Colbeck, S. C. (1982). An overview of seasonal snow metamorphism. *Reviews of Geophysics*, *20*(1), 45. doi:10.1029/RG020i001p00045
- Collier, E., Maussion, F., Nicholson, L. I., Mölg, T., Immerzeel, W. W., & Bush, A. B. G. (2015). *Impact of debris cover on glacier ablation and atmosphere-glacier feedbacks in the Karakoram* [Preprint]. *Alpine Glaciers*. doi:10.5194/tcd-9-2259-2015
- Conger, S. M., & McClung, D. M. (2009). Comparison of density cutters for snow profile observations. *Journal of Glaciology*, *55*(189), 163–169. doi:10.3189/002214309788609038
- Cordero, R. R., Sepúlveda, E., Feron, S., Damiani, A., Fernandoy, F., Neshyba, S., Rowe, P. M., Asencio, V., Carrasco, J., Alfonso, J. A., Llanillo, P., Wachter, P., Seckmeyer, G., Stepanova, M., Carrera, J. M., Jorquera, J., Wang, C., Malhotra, A., Dana, J., ... Casassa, G. (2022b). Black carbon footprint of human presence in Antarctica. *Nature Communications*, *13*(1), 984. doi:10.1038/s41467-022-28560-w
- Cordero, R. R., Sepúlveda, E., Feron, S., Wang, C., Damiani, A., Fernandoy, F., Neshyba, S., Rowe, P. M., Asencio, V., Carrasco, J., Alfonso, J. A., MacDonell, S., Seckmeyer, G., Carrera, J. M., Jorquera, J., Llanillo, P., Dana, J., Khan, A. L., & Casassa, G. (2022a). Black carbon in the Southern Andean snowpack. *Environmental Research Letters*, *17*(4), 044042. doi:10.1088/1748-9326/ac5df0
- Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, *133*(3465), 1702–1703. doi:10.1126/science.133.3465.1702
- Dahri, Z. H., Ludwig, F., Moors, E., Ahmad, S., Ahmad, B., Shoaib, M., Ali, I., Iqbal, M. S., Pomee, M. S., Mangrio, A. G., Ahmad, M. M., & Kabat, P. (2021). Spatio-temporal evaluation of gridded precipitation products for the high-altitude Indus basin. *International Journal of Climatology*, *41*(8), 4283–4306. doi:10.1002/joc.7073
- Dainelli G. & marinelli o. 1928. *Le Condizioni Fisiche Attuali. Risultati Geologicie Geografici, Relazioni Scientifiche della Spedizione Italiana de Filippi nell'Himalaya, Caracorum e Turchestan Cinese (1913–1914)*, Series II, Bd. IV. Tavole, Bologna.
- Dang, C., & Hegg, D. A. (2014). Quantifying light absorption by organic carbon in Western North American snow by serial chemical extractions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *119*(17), 10,247–10,261. doi:10.1002/2014JD022156
- Dang, C., Brandt, R. E., & Warren, S. G. (2015). Parameterizations for narrowband and broadband albedo of pure snow and snow containing mineral dust and black carbon. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *120*(11), 5446–5468. doi:10.1002/2014JD022646
- Dang, C., Warren, S. G., Fu, Q., Doherty, S. J., Sturm, M., & Su, J. (2017). Measurements of light-absorbing particles in snow across the Arctic, North America, and China: Effects on surface albedo. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *122*(19). doi:10.1002/2017JD027070
- Dansgaard, W. (1953). The Abundance of O¹⁸ in Atmospheric Water and Water Vapour. *Tellus*, *5*(4), 461–469. doi:10.1111/j.2153-3490.1953.tb01076.x
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, *16*(4), 436–468. doi:10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Møller, J., & Langway, C. C. (1969). One Thousand Centuries of Climatic Record from Camp Century on the Greenland Ice Sheet. *Science*, *166*(3903), 377–381. doi:10.1126/science.166.3903.377
- Dee, D. P., Balsameda, M., Balsamo, G., Engelen, R., Simmons, A. J., & Thépaut, J.-N. (2014). Toward a Consistent Reanalysis of the Climate System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *95*(8), 1235–1248. doi:10.1175/BAMS-D-13-00043.1
- Desio, A., A. Marussi and M. Caputo. 1961. Glaciological research of the Italian Karakorum Expedition 1953–1955. *IASH Publ. 52* (General Assembly of Helsinki 1960 – *Snow and Ice*), 224–232.
- Dimri, A. P., Niyogi, D., Barros, A. P., Ridley, J., Mohanty, U. C., Yasunari, T., & Sikka, D. R. (2015). Western Disturbances: A review. *Reviews of Geophysics*, *53*(2), 225–246. doi:10.1002/2014RG000460

- Doherty, S. J., Warren, S. G., Grenfell, T. C., Clarke, A. D., & Brandt, R. E. (2010). Light-absorbing impurities in Arctic snow. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *10*(23), 11647–11680. doi:10.5194/acp-10-11647-2010
- Dou, T., Xiao, C., Shindell, D. T., Liu, J., Eleftheriadis, K., Ming, J., & Qin, D. (2012). The distribution of snow black carbon observed in the Arctic and compared to the GISS-PUCCINI model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *12*(17), 7995–8007. doi:10.5194/acp-12-7995-2012
- Dutkiewicz, V. A., Alvi, S., Ghauri, B. M., Choudhary, M. I., & Husain, L. (2009). Black carbon aerosols in urban air in South Asia. *Atmospheric Environment*, *43*(10), 1737–1744. doi:10.1016/j.atmosenv.2008.12.043
- Dutra, E., Viterbo, P., Miranda, P. M. A., & Balsamo, G. (2012). Complexity of Snow Schemes in a Climate Model and Its Impact on Surface Energy and Hydrology. *Journal of Hydrometeorology*, *13*(2), 521–538. doi:10.1175/JHM-D-11-072.1
- Ekaykin, A. A., Lipenkov, V. Ya., Barkov, N. I., Petit, J. R., & Masson-Delmotte, V. (2002). Spatial and temporal variability in isotope composition of recent snow in the vicinity of Vostok station, Antarctica: Implications for ice-core record interpretation. *Annals of Glaciology*, *35*, 181–186. doi:10.3189/172756402781816726
- Ekaykin, A. A., Lipenkov, V. Ya., Kuzmina, I. N., Petit, J. R., MASSON-Delmotte, V., & Johnsen, S. J. (2004). The changes in isotope composition and accumulation of snow at Vostok station, East Antarctica, over the past 200 years. *Annals of Glaciology*, *39*, 569–575. doi:10.3189/172756404781814348
- EPICA community members (2004) Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, *429*(6992), 623–628. doi:10.1038/nature02599
- Epstein, S., & Mayeda, T. (1953). Variation of O18 content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *4*(5), 213–224. doi:10.1016/0016-7037(53)90051-9
- Epstein, S., & Mayeda, T. (1953). Variation of O18 content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *4*(5), 213–224. doi:10.1016/0016-7037(53)90051-9
- Essery, R., Rutter, N., Pomeroy, J., Baxter, R., Stähli, M., Gustafsson, D., Barr, A., Bartlett, P., & Elder, K. (2009). SNOWMIP2: An Evaluation of Forest Snow Process Simulations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *90*(8), 1120–1136. doi:10.1175/2009BAMS2629.1
- FAO. 2015. Mapping the vulnerability of mountain peoples to food insecurity. Romeo, R., Vita, A., Testolin, R. & Hofer, T. Rome.
- Farinotti, D., Immerzeel, W. W., De Kok, R. J., Quincey, D. J., & Dehecq, A. (2020). Manifestations and mechanisms of the Karakoram glacier Anomaly. *Nature Geoscience*, *13*(1), 8–16. doi:10.1038/s41561-019-0513-5
- Fassnacht, S. R., & Soulis, E. D. (2002). Implications during transitional periods of improvements to the snow processes in the land surface scheme - hydrological model WATCLASS. *Atmosphere-Ocean*, *40*(4), 389–403. doi:10.3137/ao.400402
- Fierz, C. (2011). Temperature Profile of Snowpack. In V. P. Singh, P. Singh, & U. K. Haritashya (Eds.), *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers* (pp. 1151–1154). Springer Netherlands. doi:10.1007/978-90-481-2642-2_569
- Fierz, C., Armstrong, R.L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D.M., Nishimura, K., Satyawali, P.K. and Sokratov, S.A. 2009. The International Classification for Seasonal Snow on the Ground. IHP-VII Technical Documents in Hydrology N°83, IACS Contribution N°1, UNESCO-IHP, Paris.
- Flanner, M. G., Zender, C. S., Randerson, J. T., & Rasch, P. J. (2007). Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *Journal of Geophysical Research*, *112*(D11), D11202. doi:10.1029/2006JD008003
- Flanner, M. G., Zender, C. S., Randerson, J. T., & Rasch, P. J. (2007). Present-day climate forcing and response from black carbon in snow. *Journal of Geophysical Research*, *112*(D11), D11202. doi:10.1029/2006JD008003
- Flin, F., & Brzoska, J.-B. (2008). The temperature-gradient metamorphism of snow: Vapour diffusion model and application to tomographic images. *Annals of Glaciology*, *49*, 17–21. doi:10.3189/172756408787814834

- Fondo Monetario Internacional (2015) *Issues in Managing Water Challenges and Policy Instruments: Regional Perspectives and Case Studies* <https://www.imf.org/external/pubs/ft/sdn/2015/>
- Foro Económico Mundial (2016) *The Global Risks Report 2016 11th Edition* http://www3.weforum.org/docs/GRR/WEF_GRR16.pdf (World Economic Forum, 2016).
- Friedman, I. (1953). Deuterium content of natural waters and other substances. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4(1–2), 89–103. doi:10.1016/0016-7037(53)90066-0
- Friedman, I., Machta, L., & Soller, R. (1962). Water-vapor exchange between a water droplet and its environment. *Journal of Geophysical Research*, 67(7), 2761–2766. doi:10.1029/JZ067i007p02761
- Friedman, I., O'Neil, J., & Cebula, G. (1982). Two New Carbonate Stable-Isotope Standards. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 6(1), 11–12. doi:10.1111/j.1751-908X.1982.tb00340.x
- Friedman, I., Redfield, A. C., Schoen, B., & Harris, J. (1964). The variation of the deuterium content of natural waters in the hydrologic cycle. *Reviews of Geophysics*, 2(1), 177. doi:10.1029/RG002i001p00177
- Froehlich, K., Kralik, M., Papesch, W., Rank, D., Scheifinger, H., & Stichler, W. (2008). Deuterium excess in precipitation of Alpine regions – moisture recycling. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 44(1), 61–70. doi:10.1080/10256010801887208
- Galewsky, J., Steen-Larsen, H. C., Field, R. D., Worden, J., Risi, C., & Schneider, M. (2016). Stable isotopes in atmospheric water vapor and applications to the hydrologic cycle: ISOTOPES IN THE ATMOSPHERIC WATER CYCLE. *Reviews of Geophysics*, 54(4), 809–865. doi:10.1002/2015RG000512
- Gardner, A. S., Moholdt, G., Cogley, J. G., Wouters, B., Arendt, A. A., Wahr, J., Berthier, E., Hock, R., Pfeffer, W. T., Kaser, G., Ligtenberg, S. R. M., Bolch, T., Sharp, M. J., Hagen, J. O., Van Den Broeke, M. R., & Paul, F. (2013). A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise: 2003 to 2009. *Science*, 340(6134), 852–857. doi:10.1126/science.1234532
- Gat, J. R. (2000). Atmospheric water balance - the isotopic perspective. *Hydrological Processes*, 14(8), 1357–1369. doi:10.1002/1099-1085(20000615)14:8<1357::AID-HYP986>3.0.CO;2-7
- Gat, J. R., & Carmi, I. (1970). Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *Journal of Geophysical Research*, 75(15), 3039–3048. doi:10.1029/JC075i015p03039
- Gertler, C. G., Puppala, S. P., Panday, A., Stumm, D., & Shea, J. (2016). Black carbon and the Himalayan cryosphere: A review. *Atmospheric Environment*, 125, 404–417. doi:10.1016/j.atmosenv.2015.08.078
- Gertler, C. G., Puppala, S. P., Panday, A., Stumm, D., & Shea, J. (2016). Black carbon and the Himalayan cryosphere: A review. *Atmospheric Environment*, 125, 404–417. doi:10.1016/j.atmosenv.2015.08.078
- Gibson, M. J., Glasser, N. F., Quincey, D. J., Mayer, C., Rowan, A. V., & Irvine-Fynn, T. D. L. (2017). Temporal variations in supraglacial debris distribution on Baltoro Glacier, Karakoram between 2001 and 2012. *Geomorphology*, 295, 572–585. doi:10.1016/j.geomorph.2017.08.012
- Gonfiantini, R. (1984). I.A.E.A. advisory group meeting on stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations. *Chemical Geology*, 46(1), 85. doi:10.1016/0009-2541(84)90167-0
- Gonfiantini, R., Roche, M.-A., Olivry, J.-C., Fontes, J.-C., & Zuppi, G. M. (2001). The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology*, 181(1–4), 147–167. doi:10.1016/S0009-2541(01)00279-0
- Goodison, B. E., Ferguson, H. L., & McKay, G. A. (1981). *Measurement and data analysis* (Vol. 191, p. 274). Oxford: Pergamon.
- Graaf, S., Vonhof, H. B., Weissbach, T., Wassenburg, J. A., Levy, E. J., Kluge, T., & Haug, G. H. (2020). A comparison of isotope ratio mass spectrometry and cavity ring-down spectroscopy techniques for isotope analysis of fluid inclusion water. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 34(16). doi:10.1002/rcm.8837
- Gröning, M. (2004). International Stable Isotope Reference Materials. In *Handbook of Stable Isotope Analytical Techniques* (pp. 874–906). Elsevier. doi:10.1016/B978-044451114-0/50042-9
- Groos, A. R., Mayer, C., Lambrecht, A., Erlwein, S., & Schwikowski, M. (2021). *Spatio-temporal variability of snow accumulation on the Biafo and Hispar glaciers in the central Karakoram*. EGU21-12879. doi:10.5194/egusphere-egu21-12879

- Gul, C., Puppala, S. P., Kang, S., Adhikary, B., Zhang, Y., Ali, S., Li, Y., & Li, X. (2018). Concentrations and source regions of light-absorbing particles in snow/ice in northern Pakistan and their impact on snow albedo. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(7), 4981–5000. doi:10.5194/acp-18-4981-2018
- Hamamin, D. F., & Ali, S. S. (2013). Hydrodynamic study of karstic and intergranular aquifers using isotope geochemistry in Basara basin, Sulaimani, North-Eastern Iraq. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(8), 2933–2940. doi:10.1007/s12517-012-0572-z
- Hansen, J., & Nazarenko, L. (2004). Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101(2), 423–428. doi:10.1073/pnas.2237157100
- Hasson, S. U. (2016). Future Water Availability from Hindukush-Karakoram-Himalaya upper Indus Basin under Conflicting Climate Change Scenarios. *Climate*, 4(3), 40. doi:10.3390/cli4030040
- Hasson, S., Lucarini, V., Khan, M. R., Petitta, M., Bolch, T., & Gioli, G. (2014). Early 21st century snow cover state over the western river basins of the Indus River system. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(10), 4077–4100. doi:10.5194/hess-18-4077-2014
- Hersbach, H. (2016). *The ERA5 Atmospheric Reanalysis. 2016*, NG33D-01.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. doi:10.1002/qj.3803
- Hewitt, K., Wake, C. P., Young, G. J., & David, C. (1989). Hydrological Investigations at Biafo Glacier, Karakoram Range, Himalaya; an Important Source of Water for the Indus River. *Annals of Glaciology*, 13, 103–108. doi:10.3189/S0260305500007710
- Hunt, K. M. R., Curio, J., Turner, A. G., & Schiemann, R. (2018a). Subtropical Westerly Jet Influence on Occurrence of Western Disturbances and Tibetan Plateau Vortices. *Geophysical Research Letters*, 45(16), 8629–8636. doi:10.1029/2018GL077734
- Hunt, K. M. R., Turner, A. G., & Shaffrey, L. C. (2018b). The evolution, seasonality and impacts of western disturbances: On Western Disturbances. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(710), 278–290. doi:10.1002/qj.3200
- Huss, M., & Hock, R. (2018). Global-scale hydrological response to future glacier mass loss. *Nature Climate Change*, 8(2), 135–140. doi:10.1038/s41558-017-0049-x
- Hussain, S., Song, X., Ren, G., Hussain, I., Han, D., & Zaman, M. H. (2017). Evaluation of gridded precipitation data in the Hindu Kush–Karakoram–Himalaya mountainous area. *Hydrological Sciences Journal*, 62(14), 2393–2405. doi:10.1080/02626667.2017.1384548
- Hussain, S., Xianfang, S., Hussain, I., Jianrong, L., Dong Mei, H., Li Hu, Y., & Huang, W. (2015). Controlling Factors of the Stable Isotope Composition in the Precipitation of Islamabad, Pakistan. *Advances in Meteorology*, 2015, 1–11. doi:10.1155/2015/817513
- Immerzeel, W. W., Droogers, P., De Jong, S. M., & Bierkens, M. F. P. (2009). Large-scale monitoring of snow cover and runoff simulation in Himalayan river basins using remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 113(1), 40–49. doi:10.1016/j.rse.2008.08.010
- Immerzeel, W. W., Van Beek, L. P. H., & Bierkens, M. F. P. (2010). Climate Change Will Affect the Asian Water Towers. *Science*, 328(5984), 1382–1385. doi:10.1126/science.1183188
- India Meteorological department (IMD). Monthly Weather Report 2018/2019.
- IPCC, 2013: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, 2019: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)].
- Jacobi, H.-W., Lim, S., Ménégos, M., Ginot, P., Laj, P., Bonasoni, P., Stocchi, P., Marinoni, A., & Arnaud, Y. (2015). Black carbon in snow in the upper Himalayan Khumbu Valley, Nepal: Observations and

- modeling of the impact on snow albedo, melting, and radiative forcing. *The Cryosphere*, 9(4), 1685–1699. doi:10.5194/tc-9-1685-2015
- Jakob, L., Gourmelen, N., Ewart, M., & Plummer, S. (2021). Spatially and temporally resolved ice loss in High Mountain Asia and the Gulf of Alaska observed by CryoSat-2 swath altimetry between 2010 and 2019. *The Cryosphere*, 15(4), 1845–1862. doi:10.5194/tc-15-1845-2021
- Jeelani, G., Deshpande, R. D., Shah, R. A., & Hassan, W. (2017). Influence of southwest monsoons in the Kashmir Valley, western Himalayas. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 53(4), 400–412. doi:10.1080/10256016.2016.1273224
- Jeelani, G., Deshpande, R. D., Shah, R. A., & Hassan, W. (2017). Influence of southwest monsoons in the Kashmir Valley, western Himalayas. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 53(4), 400–412. doi:10.1080/10256016.2016.1273224
- Johnsen, S. J., Dansgaard, W., & White, J. W. C. (1989). The origin of Arctic precipitation under present and glacial conditions. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 41(4), 452. doi:10.3402/tellusb.v41i4.15100
- Johnsen, S.J. 1977. Stable isotope homogenization of polar firn and ice. IAHS Publ.118 (Symposium at Grenoble 1975 – *Isotopes and Impurities in Snow and Ice*), 210–219.
- Joussaume, S., Sadourny, R., & Jouzel, J. (1984). A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere. *Nature*, 311(5981), 24–29. doi:10.1038/311024a0
- Jouzel, J., & Merlivat, L. (1984). Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Modeling of the isotopic effects during snow formation. *Journal of Geophysical Research*, 89(D7), 11749. doi:10.1029/JD089iD07p11749
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., ... Wolff, E. W. (2007). Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science*, 317(5839), 793–796. doi:10.1126/science.1141038
- Jouzel, J., Merlivat, L., & Lorius, C. (1982). Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. *Nature*, 299(5885), 688–691. doi:10.1038/299688a0
- Judson, A., & Doesken, N. (2000). Density of Freshly Fallen Snow in the Central Rocky Mountains. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81(7), 1577–1587. doi:10.1175/1520-0477(2000)081<1577:DOFFSI>2.3.CO;2
- Juhlke, T. R., Meier, C., Van Geldern, R., Vanselow, K. A., Wernicke, J., Baidulloeva, J., Barth, J. A. C., & Weise, S. M. (2019). Assessing moisture sources of precipitation in the Western Pamir Mountains (Tajikistan, Central Asia) using deuterium excess. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 71(1), 1601987. doi:10.1080/16000889.2019.1601987
- Kääb, A., Treichler, D., Nuth, C., & Berthier, E. (2015). Brief Communication: Contending estimates of 2003–2008 glacier mass balance over the Pamir–Karakoram–Himalaya. *The Cryosphere*, 9(2), 557–564. doi:10.5194/tc-9-557-2015
- Kang, S., Zhang, Y., Qian, Y., & Wang, H. (2020). A review of black carbon in snow and ice and its impact on the cryosphere. *Earth-Science Reviews*, 210, 103346. doi:10.1016/j.earscirev.2020.103346
- Karim, A. (2002). Water balance of the Indus River Basin and moisture source in the Karakoram and western Himalayas: Implications from hydrogen and oxygen isotopes in river water. *Journal of Geophysical Research*, 107(D18), 4362. doi:10.1029/2000JD000253
- Kaser, G., Großhauser, M., & Marzeion, B. (2010). Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(47), 20223–20227. doi:10.1073/pnas.1008162107
- Kaspari, S. D., Schwikowski, M., Gysel, M., Flanner, M. G., Kang, S., Hou, S., & Mayewski, P. A. (2011). Recent increase in black carbon concentrations from a Mt. Everest ice core spanning 1860–2000 AD: MT. EVEREST ICE CORE BLACK CARBON. *Geophysical Research Letters*, 38(4). doi:10.1029/2010GL046096

- Kaspari, S., Painter, T. H., Gysel, M., Skiles, S. M., & Schwikowski, M. (2014). Seasonal and elevational variations of black carbon and dust in snow and ice in the Solu-Khumbu, Nepal and estimated radiative forcings. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *14*(15), 8089–8103. doi:10.5194/acp-14-8089-2014
- Kaspari, S., Painter, T. H., Gysel, M., Skiles, S. M., & Schwikowski, M. (2014). Seasonal and elevational variations of black carbon and dust in snow and ice in the Solu-Khumbu, Nepal and estimated radiative forcings. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *14*(15), 8089–8103. doi:10.5194/acp-14-8089-2014
- Kendall, C., & McDonnell, J. J. (Eds.). (1998). *Isotope tracers in catchment hydrology*. Elsevier.
- Kinar, N. J., & Pomeroy, J. W. (2015). Measurement of the physical properties of the snowpack: MEASUREMENT OF SNOWPACK. *Reviews of Geophysics*, *53*(2), 481–544. doi:10.1002/2015RG000481
- Kinase, T., Adachi, K., Oshima, N., Goto-Azuma, K., Ogawa-Tsukagawa, Y., Kondo, Y., Moteki, N., Ohata, S., Mori, T., Hayashi, M., Hara, K., Kawashima, H., & Kita, K. (2020). Concentrations and Size Distributions of Black Carbon in the Surface Snow of Eastern Antarctica in 2011. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *125*(1). doi:10.1029/2019JD030737
- Kömüscü, A. Ü., & Oğuz, K. (2021). Analysis of cold anomalies observed over Turkey during the 2018/2019 winter in relation to polar vortex and other atmospheric patterns. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *133*(4), 1327–1354. doi:10.1007/s00703-021-00806-0
- Kondo, Y., Oshima, N., Kajino, M., Mikami, R., Moteki, N., Takegawa, N., Verma, R. L., Kajii, Y., Kato, S., & Takami, A. (2011). Emissions of black carbon in East Asia estimated from observations at a remote site in the East China Sea. *Journal of Geophysical Research*, *116*(D16), D16201. doi:10.1029/2011JD015637
- Konishchev, V. N., Golubev, V. N., & Sokratov, S. A. (2003): Sublimation from a seasonal snow cover and an isotopic content of ice wedges in the light of a paleoclimate reconstructions, 8th Int. Conference on Permafrost, Lisse, Swets and Zeitlinger, Zurich, 585–590,.
- Kopacz, M., Mauzerall, D. L., Wang, J., Leibensperger, E. M., Henze, D. K., & Singh, K. (2011). Origin and radiative forcing of black carbon transported to the Himalayas and Tibetan Plateau. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(6), 2837–2852. doi:10.5194/acp-11-2837-2011
- Kopacz, M., Mauzerall, D. L., Wang, J., Leibensperger, E. M., Henze, D. K., & Singh, K. (2011). Origin and radiative forcing of black carbon transported to the Himalayas and Tibetan Plateau. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(6), 2837–2852. doi:10.5194/acp-11-2837-2011
- Laborde, M., Crippa, M., Tritscher, T., Jurányi, Z., Decarlo, P. F., Temime-Roussel, B., Marchand, N., Eckhardt, S., Stohl, A., Baltensperger, U., Prévôt, A. S. H., Weingartner, E., & Gysel, M. (2013). Black carbon physical properties and mixing state in the European megacity Paris. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *13*(11), 5831–5856. doi:10.5194/acp-13-5831-2013
- LaChapelle, E. R. (1969). *Field guide to snow crystals*. University of Washington Press.
- Laghari, A. N., Vanham, D., & Rauch, W. (2012). The Indus basin in the framework of current and future water resources management. *Hydrology and Earth System Sciences*, *16*(4), 1063–1083. doi:10.5194/hess-16-1063-2012
- Lamb, K. D., Clouser, B. W., Bolot, M., Sarkozy, L., Ebert, V., Saathoff, H., Möhler, O., & Moyer, E. J. (2017). Laboratory measurements of HDO/H₂O isotopic fractionation during ice deposition in simulated cirrus clouds. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *114*(22), 5612–5617. doi:10.1073/pnas.1618374114
- Lang, T. J., & Barros, A. P. (2004). Winter Storms in the Central Himalayas. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, *82*(3), 829–844. doi:10.2151/jmsj.2004.829
- Lau, K. M., Kim, M. K., & Kim, K. M. (2006). Asian summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing: The role of the Tibetan Plateau. *Climate Dynamics*, *26*(7–8), 855–864. doi:10.1007/s00382-006-0114-z
- Lee, J.-E., & Fung, I. (2008). “Amount effect” of water isotopes and quantitative analysis of post-condensation processes. *Hydrological Processes*, *22*(1), 1–8. doi:10.1002/hyp.6637
- Lehning, M., Bartelt, P., Brown, B., Russi, T., Stöckli, U., & Zimmerli, M. (1999). Snowpack model calculations for avalanche warning based upon a new network of weather and snow stations. *Cold Regions Science and Technology*, *30*(1–3), 145–157. doi:10.1016/S0165-232X(99)00022-1

- Li, C., & Yanai, M. (1996). The Onset and Interannual Variability of the Asian Summer Monsoon in Relation to Land–Sea Thermal Contrast. *Journal of Climate*, 9(2), 358–375. doi:10.1175/1520-0442(1996)009<0358:TOAIVO>2.0.CO;2
- Li, J., Qin, X., Sun, W., Zhang, M., and Yang, J. (2012) Analysis on Micrometeorological Characteristic in the Surface Layer of Laohugou Glacier No.12 in Qilian Mountains, Plateau Meteorol., 31, 370-379. (In Chinese with English abstract)
- Li, X., Kang, S., He, X., Qu, B., Tripathee, L., Jing, Z., Paudyal, R., Li, Y., Zhang, Y., Yan, F., Li, G., & Li, C. (2017). Light-absorbing impurities accelerate glacier melt in the Central Tibetan Plateau. *Science of The Total Environment*, 587–588, 482–490. doi:10.1016/j.scitotenv.2017.02.169
- Li, X., Kang, S., Zhang, G., Qu, B., Tripathee, L., Paudyal, R., Jing, Z., Zhang, Y., Yan, F., Li, G., Cui, X., Xu, R., Hu, Z., & Li, C. (2018). Light-absorbing impurities in a southern Tibetan Plateau glacier: Variations and potential impact on snow albedo and radiative forcing. *Atmospheric Research*, 200, 77–87. doi:10.1016/j.atmosres.2017.10.002
- Li, Y., Chen, J., Kang, S., Li, C., Qu, B., Tripathee, L., Yan, F., Zhang, Y., Guo, J., Gul, C., & Qin, X. (2016). *Impacts of black carbon and mineral dust on radiative forcing and glacier melting during summer in the Qilian Mountains, northeastern Tibetan Plateau* [Preprint]. *Glaciers*. doi:10.5194/tc-2016-32
- Li, Y., Kang, S., Chen, J., Hu, Z., Wang, K., Paudyal, R., Liu, J., Wang, X., Qin, X., & Sillanpää, M. (2019). Black carbon in a glacier and snow cover on the northeastern Tibetan Plateau: Concentrations, radiative forcing and potential source from local topsoil. *Science of The Total Environment*, 686, 1030–1038. doi:10.1016/j.scitotenv.2019.05.469
- Liu, Q., Tian, L. D., Wang, J. L., Wen, R., Weng, Y. B., Shen, Y. P., Vladislav, M., & Kanaev, E. (2015). A study of longitudinal and altitudinal variations in surface water stable isotopes in West Pamir, Tajikistan. *Atmospheric Research*, 153, 10–18. doi:10.1016/j.atmosres.2014.07.029
- Lu, Z., Streets, D. G., Zhang, Q., & Wang, S. (2012). A novel back-trajectory analysis of the origin of black carbon transported to the Himalayas and Tibetan Plateau during 1996-2010: ORIGIN OF BLACK CARBON ON THE THIRD POLE. *Geophysical Research Letters*, 39(1), n/a-n/a. doi:10.1029/2011GL049903
- Lund, J., Forster, R. R., Rupper, S. B., Deeb, E. J., Marshall, H. P., Hashmi, M. Z., & Burgess, E. (2020). Mapping Snowmelt Progression in the Upper Indus Basin With Synthetic Aperture Radar. *Frontiers in Earth Science*, 7, 318. doi:10.3389/feart.2019.00318
- Mahmood, A. and Kundu, A.: Demographic Projections for India 2006-2051: Regional Variations, in: Strategic Analyses of the National River Linking Project (NRLP) of India Series 1 – India's Water Future: Scenarios and Issues, edited by: Amaras- inghe, U. A., Shah, T., and Malik, R. P. S., IWMI, Colombo, Sri Lanka, 101–113, 2008.
- Majoube, M. (1971). Fractionnement en oxygène 18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. *Journal de Chimie Physique*, 68, 1423–1436. doi:10.1051/jcp/1971681423
- Marsh, P., & Woo, M.-K. (1984). Wetting front advance and freezing of meltwater within a snow cover: 2. A simulation model. *Water Resources Research*, 20(12), 1865–1874. doi:10.1029/WR020i012p01865
- Marshall, S. E., & Warren, S. G. (1987). Parameterization of snow albedo for climate models. In B. E. Goodison, R. G. Barry, & J. Dozier (Eds.), *Large scale effects of seasonal snow cover*, (Vol.166, pp. 43–50). Wallingford, UK: International Association of Hydrological Sciences
- Marshall, Susan Elaine. "A physical parameterization of snow albedo for use in climate models." *Ph. D. Thesis* (1989).
- Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Landais, A., Stievenard, M., Johnsen, S. J., White, J. W. C., Werner, M., Sveinbjornsdottir, A., & Fuhrer, K. (2005). GRIP Deuterium Excess Reveals Rapid and Orbital-Scale Changes in Greenland Moisture Origin. *Science*, 309(5731), 118–121. doi:10.1126/science.1108575
- Maussion, F., Scherer, D., Mölg, T., Collier, E., Curio, J., & Finkelnburg, R. (2014). Precipitation Seasonality and Variability over the Tibetan Plateau as Resolved by the High Asia Reanalysis. *Journal of Climate*, 27(5), 1910–1927. doi:10.1175/JCLI-D-13-00282.1
- Mayer, C., Lambrecht, A., Belò, M., Smiraglia, C., & Diolaiuti, G. (2006). Glaciological characteristics of the ablation zone of Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan. *Annals of Glaciology*, 43, 123–131. doi:10.3189/172756406781812087

- Mayer, C., Lambrecht, A., Oerter, H., Schwikowski, M., Vuillermoz, E., Frank, N., & Diolaiuti, G. (2014). Accumulation Studies at a High Elevation Glacier Site in Central Karakoram. *Advances in Meteorology*, 2014, 1–12. doi:10.1155/2014/215162
- Meier, C., Knoche, M., Merz, R., & Weise, S. M. (2013). Stable isotopes in river waters in the Tajik Pamirs: Regional and temporal characteristics. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 49(4), 542–554. doi:10.1080/10256016.2013.835809
- Ménégoz, M., Krinner, G., Balkanski, Y., Boucher, O., Cozic, A., Lim, S., Ginot, P., Laj, P., Gallée, H., Wagnon, P., Marinoni, A., & Jacobi, H. W. (2014). Snow cover sensitivity to black carbon deposition in the Himalayas: From atmospheric and ice core measurements to regional climate simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(8), 4237–4249. doi:10.5194/acp-14-4237-2014
- Menking, J. A. (2013) "Black Carbon Measurements of Snow and Ice Using the Single Particle Soot Photometer: Method Development and an AD 1852-1999 Record of Atmospheric Black Carbon from a Mount Logan Ice Core". All Master's Theses. 1447. <https://digitalcommons.cwu.edu/etd/1447>
- Menon, S., Koch, D., Beig, G., Sahu, S., Fasullo, J., & Orlikowski, D. (2010). Black carbon aerosols and the third polar ice cap. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(10), 4559–4571. doi:10.5194/acp-10-4559-2010
- Merlivat, L., & Jouzel, J. (1979). Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 84(C8), 5029. doi:10.1029/JC084iC08p05029
- Mihalcea, C., Mayer, C., Diolaiuti, G., D'Agata, C., Smiraglia, C., Lambrecht, A., Vuillermoz, E., & Tartari, G. (2008). Spatial distribution of debris thickness and melting from remote-sensing and meteorological data, at debris-covered Baltoro glacier, Karakoram, Pakistan. *Annals of Glaciology*, 48, 49–57. doi:10.3189/172756408784700680
- Ming, J., Cachier, H., Xiao, C., Qin, D., Kang, S., Hou, S., & Xu, J. (2008). Black carbon record based on a shallow Himalayan ice core and its climatic implications. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(5), 1343–1352. doi:10.5194/acp-8-1343-2008
- Ming, J., Cunde, X., Zhen-Cai, Du., Mark F., (2009b) Black Carbon in Snow/Ice of West China and Its Radiative Forcing. *Climate Change Research*, 5(06): 328-335.
- Ming, J., Xiao, C., Cachier, H., Qin, D., Qin, X., Li, Z., & Pu, J. (2009). Black Carbon (BC) in the snow of glaciers in west China and its potential effects on albedos. *Atmospheric Research*, 92(1), 114–123. doi:10.1016/j.atmosres.2008.09.007
- Ming, J., Xiao, C., Cachier, H., Qin, D., Qin, X., Li, Z., & Pu, J. (2009). Black Carbon (BC) in the snow of glaciers in west China and its potential effects on albedos. *Atmospheric Research*, 92(1), 114–123. doi:10.1016/j.atmosres.2008.09.007
- Ming, J., Xiao, C., Wang, F., Li, Z., & Li, Y. (2016). Grey Tianshan Urumqi Glacier No.1 and light-absorbing impurities. *Environmental Science and Pollution Research*, 23(10), 9549–9558. doi:10.1007/s11356-016-6182-7
- Molle, F., Wester, P., & Hirsch, P. (2010). River basin closure: Processes, implications and responses. *Agricultural Water Management*, 97(4), 569–577. doi:10.1016/j.agwat.2009.01.004
- Moser H., & Stichler W. Deuterium and oxygen-18 contents as an index of the properties of snow blankets // Snow mechanics: Proc. of a Symp. Grindelwald, IAHS, 1975, publ. 114, p. 122–135.
- Mukhopadhyay, B., & Khan, A. (2014). A quantitative assessment of the genetic sources of the hydrologic flow regimes in Upper Indus Basin and its significance in a changing climate. *Journal of Hydrology*, 509, 549–572. doi:10.1016/j.jhydrol.2013.11.059
- Mukhopadhyay, B., & Khan, A. (2014). Rising river flows and glacial mass balance in central Karakoram. *Journal of Hydrology*, 513, 192–203. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.03.042
- Mukhopadhyay, B., Khan, A., & Gautam, R. (2015). Rising and falling river flows: Contrasting signals of climate change and glacier mass balance from the eastern and western Karakoram. *Hydrological Sciences Journal*, 60(12), 2062–2085. doi:10.1080/02626667.2014.947291
- Murakami, T. (1958). The Sudden Change of Upper Westerlies near the Tibetan Plateau at the Beginning of Summer Season. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 36(6), 239–247. doi:10.2151/jmsj1923.36.6_239

- Nair, V. S., Moorthy, K. K., Alappattu, D. P., Kunhikrishnan, P. K., George, S., Nair, P. R., Babu, S. S., Abish, B., Sathesh, S. K., Tripathi, S. N., Niranjana, K., Madhavan, B. L., Srikant, V., Dutt, C. B. S., Badarinath, K. V. S., & Reddy, R. R. (2007). Wintertime aerosol characteristics over the Indo-Gangetic Plain (IGP): Impacts of local boundary layer processes and long-range transport. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D13), 2006JD008099. doi:10.1029/2006JD008099
- National Research Council (2012) *Climate Change: Evidence, Impacts, and Choices: PDF Booklet*. Washington, DC: The National Academies Press. doi:10.17226/14673.
- National Weather Forecasting Centre, 2019. *Monthly Weather Report, February, 2019*. Pakistan Meteorological Department.
- Nepal, S., & Shrestha, A. B. (2015). Impact of climate change on the hydrological regime of the Indus, Ganges and Brahmaputra river basins: A review of the literature. *International Journal of Water Resources Development*, 31(2), 201–218. doi:10.1080/07900627.2015.1030494
- Niewodnizański, J., Grabczak, J., Barański, L., & Rzepka, J. (1981). The Altitude Effect on the Isotopic Composition of Snow in High Mountains. *Journal of Glaciology*, 27(95), 99–111. doi:10.3189/S0022143000011266
- Nischal, Attada, R., & Hunt, K. M. R. (2022). Evaluating Winter Precipitation over the Western Himalayas in a High-Resolution Indian Regional Reanalysis Using Multisource Climate Datasets. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 61(11), 1613–1633. doi:10.1175/JAMC-D-21-0172.1
- Niu, H., Kang, S., Shi, X., Paudyal, R., He, Y., Li, G., Wang, S., Pu, T., & Shi, X. (2017a). In-situ measurements of light-absorbing impurities in snow of glacier on Mt. Yulong and implications for radiative forcing estimates. *Science of The Total Environment*, 581–582, 848–856. doi:10.1016/j.scitotenv.2017.01.032
- Niu, H., Kang, S., Wang, H., Du, J., Pu, T., Zhang, G., Lu, X., Yan, X., Wang, S., & Shi, X. (2020). Light-absorbing impurities accelerating glacial melting in southeastern Tibetan Plateau. *Environmental Pollution*, 257, 113541. doi:10.1016/j.envpol.2019.113541
- Niu, H., Kang, S., Wang, Y., Sarangi, C., Rupakheti, D., & Qian, Y. (2020b). Measurements of light-absorbing impurities in snow over four glaciers on the Tibetan Plateau. *Atmospheric Research*, 243, 105002. doi:10.1016/j.atmosres.2020.105002
- Niu, H., Kang, S., Zhang, Y., Shi, X., Shi, X., Wang, S., Li, G., Yan, X., Pu, T., & He, Y. (2017b). Distribution of light-absorbing impurities in snow of glacier on Mt. Yulong, southeastern Tibetan Plateau. *Atmospheric Research*, 197, 474–484. doi:10.1016/j.atmosres.2017.07.004
- Okada, K., Ohata, T., Furukawa, A., et al., 1999. Individual aerosol particles in the atmosphere of the Tibetan Plateau. *Proceedings of First Asia Aerosol Conference*. Nagoya, Japan, pp. 157–158.
- Pan, X. L., Kanaya, Y., Wang, Z. F., Liu, Y., Pochanart, P., Akimoto, H., Sun, Y. L., Dong, H. B., Li, J., Irie, H., & Takigawa, M. (2011). Correlation of black carbon aerosol and carbon monoxide in the high-altitude environment of Mt. Huang in Eastern China. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(18), 9735–9747. doi:10.5194/acp-11-9735-2011
- Pang, H., Hou, S., Kaspari, S., & Mayewski, P. A. (2014). Influence of regional precipitation patterns on stable isotopes in ice cores from the central Himalayas. *The Cryosphere*, 8(1), 289–301. doi:10.5194/tc-8-289-2014
- Petzold, A., Ogren, J. A., Fiebig, M., Laj, P., Li, S.-M., Baltensperger, U., Holzer-Popp, T., Kinne, S., Pappalardo, G., Sugimoto, N., Wehrli, C., Wiedensohler, A., & Zhang, X.-Y. (2013). Recommendations for reporting “black carbon” measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(16), 8365–8379. doi:10.5194/acp-13-8365-2013
- Pfahl, S., & Sodemann, H. (2014). What controls deuterium excess in global precipitation? *Climate of the Past*, 10(2), 771–781. doi:10.5194/cp-10-771-2014
- 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., & The Randolph Consortium. (2014). The Randolph Glacier Inventory: A globally complete inventory of glaciers. *Journal of Glaciology*, 60(221), 537–552. doi:10.3189/2014JoG13J176
- Pomeroy, J. W., & Gray, D. M. (1995). *Snowcover accumulation, relocation and management*. National Hydrology Research Institute.

- Prasad, A. K., Singh, R. P., & Kafatos, M. (2006). Influence of coal based thermal power plants on aerosol optical properties in the Indo-Gangetic basin. *Geophysical Research Letters*, 33(5), L05805. doi:10.1029/2005GL023801
- Pritchard, H. D. (2019). Asia's shrinking glaciers protect large populations from drought stress. *Nature*, 569(7758), 649–654. doi:10.1038/s41586-019-1240-1
- Qu, B., Ming, J., Kang, S.-C., Zhang, G.-S., Li, Y.-W., Li, C.-D., Zhao, S.-Y., Ji, Z.-M., & Cao, J.-J. (2014). The decreasing albedo of the Zhadang glacier on western Nyainqentanglha and the role of light-absorbing impurities. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(20), 11117–11128. doi:10.5194/acp-14-11117-2014
- Quincey, D. J., Copland, L., Mayer, C., Bishop, M., Luckman, A., & Belò, M. (2009). Ice velocity and climate variations for Baltoro Glacier, Pakistan. *Journal of Glaciology*, 55(194), 1061–1071. doi:10.3189/002214309790794913
- Raghavan, K. (1973). Tibetan anticyclone and tropical easterly jet. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 110(1), 2130–2142. doi: 10.1007/BF00876576
- Ramanathan, V., & Carmichael, G. (2008). Global and regional climate changes due to black carbon. *Nature Geoscience*, 1(4), 221–227. doi:10.1038/ngeo156
- Ramanathan, V., Chung, C., Kim, D., Bettge, T., Buja, L., Kiehl, J. T., Washington, W. M., Fu, Q., Sikka, D. R., & Wild, M. (2005). Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102(15), 5326–5333. doi:10.1073/pnas.0500656102
- Ramanathan, V., Ramana, M. V., Roberts, G., Kim, D., Corrigan, C., Chung, C., & Winker, D. (2007). Warming trends in Asia amplified by brown cloud solar absorption. *Nature*, 448(7153), 575–578. doi:10.1038/nature06019
- Rana, S., Renwick, J., McGregor, J., & Singh, A. (2018). Seasonal Prediction of Winter Precipitation Anomalies over Central Southwest Asia: A Canonical Correlation Analysis Approach. *Journal of Climate*, 31(2), 727–741. doi:10.1175/JCLI-D-17-0131.1
- Raup, B., Racoviteanu, A., Khalsa, S. J. S., Helm, C., Armstrong, R., & Arnaud, Y. (2007). The GLIMS geospatial glacier database: A new tool for studying glacier change. *Global and Planetary Change*, 56(1–2), 101–110. doi:10.1016/j.gloplacha.2006.07.018
- Reek, T., Doty, S. R., & Owen, T. W. (1992). A Deterministic Approach to the Validation of Historical Daily Temperature and Precipitation Data from the Cooperative Network. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(6), 753–762. doi:10.1175/1520-0477(1992)073<0753:ADATTV>2.0.CO;2
- RGI Consortium. (2017). Randolph Glacier Inventory—A Dataset of Global Glacier Outlines, Version 6 [Data set]. National Snow and Ice Data Center. doi: 10.7265/4M1F-GD79
- Rindsberger, M., Magaritz, M., Carmi, I., & Gilad, D. (1983). The relation between air mass trajectories and the water isotope composition of rain in the Mediterranean Sea area. *Geophysical Research Letters*, 10(1), 43–46. doi:10.1029/GL010i001p00043
- Rolph, G., Stein, A., & Stunder, B. (2017). Real-time Environmental Applications and Display sYstem: READY. *Environmental Modelling & Software*, 95, 210–228. doi:10.1016/j.envsoft.2017.06.025
- Rozanski, K., & Sonntag, C. (1982). Vertical distribution of deuterium in atmospheric water vapour. *Tellus*, 34(2), 135–141. doi:10.1111/j.2153-3490.1982.tb01800.x
- Rozanski, K., Araguás - Araguás, L., & Gonfiantini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate change in continental isotopic records*, 78, 1-36.
- Santra, S., Verma, S., Fujita, K., Chakraborty, I., Boucher, O., Takemura, T., Burkhart, J. F., Matt, F., & Sharma, M. (2019). Simulations of black carbon (BC) aerosol impact over Hindu Kush Himalayan sites: Validation, sources, and implications on glacier runoff. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(4), 2441–2460. doi:10.5194/acp-19-2441-2019
- Schleussner, C.-F., Donges, J. F., Donner, R. V., & Schellnhuber, H. J. (2016). Armed-conflict risks enhanced by climate-related disasters in ethnically fractionalized countries. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(33), 9216–9221. doi:10.1073/pnas.1601611113

- Schwarz, J. P., Doherty, S. J., Li, F., Ruggiero, S. T., Tanner, C. E., Perring, A. E., Gao, R. S., & Fahey, D. W. (2012). Assessing Single Particle Soot Photometer and Integrating Sphere/Integrating Sandwich Spectrophotometer measurement techniques for quantifying black carbon concentration in snow. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5(11), 2581–2592. doi:10.5194/amt-5-2581-2012
- Schwarz, J. P., Gao, R. S., Fahey, D. W., Thomson, D. S., Watts, L. A., Wilson, J. C., Reeves, J. M., Darbeheshti, M., Baumgardner, D. G., Kok, G. L., Chung, S. H., Schulz, M., Hendricks, J., Lauer, A., Kärcher, B., Slowik, J. G., Rosenlof, K. H., Thompson, T. L., Langford, A. O., ... Aikin, K. C. (2006). Single-particle measurements of midlatitude black carbon and light-scattering aerosols from the boundary layer to the lower stratosphere. *Journal of Geophysical Research*, 111(D16), D16207. doi:10.1029/2006JD007076
- Schweizer, J., Bruce Jamieson, J., & Schneebeli, M. (2003). Snow avalanche formation: AVALANCHE FORMATION. *Reviews of Geophysics*, 41(4). doi:10.1029/2002RG000123
- Seligman, G. (1936). *Snow Structure and Ski Fields: Being an Account of Snow and Ice Forms Met with in Nature, and a Study on Avalanches and Snowcraft*. Macmillan.
- Sergent, C., Pougatch, E., Sudul, M., & Bourdelles, B. (1993). Experimental investigation of optical snow properties. *Annals of Glaciology*, 17, 281–287. doi:10.3189/S0260305500012970
- Sharma, B., Amarasinghe, U., Xueliang, C., De Condappa, D., Shah, T., Mukherji, A., Bharati, L., Ambili, G., Qureshi, A., Pant, D., Xenarios, S., Singh, R., & Smakhtin, V. (2010). The Indus and the Ganges: River basins under extreme pressure. *Water International*, 35(5), 493–521. doi:10.1080/02508060.2010.512996
- Shea, J. M., Kraaijenbrink, P. D. A., Immerzeel, W. W., & Brun, F. (2021). Debris Emergence Elevations and Glacier Change. *Frontiers in Earth Science*, 9, 709957. doi:10.3389/feart.2021.709957
- Shook, K. R., & Pomeroy, J. W. (2011). Memory effects of depression storage in Northern Prairie hydrology: MEMORY EFFECTS OF DEPRESSIONAL STORAGE IN NORTHERN PRAIRIE HYDROLOGY. *Hydrological Processes*, 25(25), 3890–3898. doi:10.1002/hyp.8381
- Shrestha, M., Koike, T., Hirabayashi, Y., Xue, Y., Wang, L., Rasul, G., & Ahmad, B. (2015). Integrated simulation of snow and glacier melt in water and energy balance-based, distributed hydrological modeling framework at Hunza River Basin of Pakistan Karakoram region: INTEGRATED SNOW AND GLACIERMELT MODEL. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(10), 4889–4919. doi:10.1002/2014JD022666
- Siegenthaler, U., & Oeschger, H. (1980). Correlation of $\delta^{18}O$ in precipitation with temperature and altitude. *Nature*, 285(5763), 314–317. doi:10.1038/285314a0
- Sinclair, K. E., & Marshall, S. J. (2009). Temperature and vapour-trajectory controls on the stable-isotope signal in Canadian Rocky Mountain snowpacks. *Journal of Glaciology*, 55(191), 485–498. doi:10.3189/002214309788816687
- Singh, M. S., & Agnihotri, C. L. (1977). Baroclinity over India in winter and its relation to western disturbances and jet streams -Part I. *MAUSAM*, 28(3), 303–310. doi:10.54302/mausam.v28i3.2705
- Soto-García, L. L., Andreae, M. O., Andreae, T. W., Artaxo, P., Maenhaut, W., Kirchstetter, T., Novakov, T., Chow, J. C., & Mayol-Bracero, O. L. (2011). Evaluation of the carbon content of aerosols from the burning of biomass in the Brazilian Amazon using thermal, optical and thermal-optical analysis methods. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(9), 4425–4444. doi:10.5194/acp-11-4425-2011
- Spoleto, H.R.H. (1930) The Italian expedition to Karakórum in 1929. *Geogr. J.*, 75(5), 385–401.
- Steffensen, J. P., Andersen, K. K., Bigler, M., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M., Johnsen, S. J., Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Popp, T., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Ruth, U., Stauffer, B., Siggaard-Andersen, M.-L., Sveinbjörnsdóttir, Á. E., Svensson, A., & White, J. W. C. (2008). High-Resolution Greenland Ice Core Data Show Abrupt Climate Change Happens in Few Years. *Science*, 321(5889), 680–684. doi:10.1126/science.1157707
- Stein, A. F., Draxler, R. R., Rolph, G. D., Stunder, B. J. B., Cohen, M. D., & Ngan, F. (2015). NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(12), 2059–2077. doi:10.1175/BAMS-D-14-00110.1
- Stephens, M., Turner, N., & Sandberg, J. (2003). Particle identification by laser-induced incandescence in a solid-state laser cavity. *Applied Optics*, 42(19), 3726. doi:10.1364/AO.42.003726

- Sterle, K. M., McConnell, J. R., Dozier, J., Edwards, R., & Flanner, M. G. (2013). Retention and radiative forcing of black carbon in eastern Sierra Nevada snow. *The Cryosphere*, 7(1), 365–374. doi:10.5194/tc-7-365-2013
- Stewart, M. K. (1975). Stable isotope fractionation due to evaporation and isotopic exchange of falling waterdrops: Applications to atmospheric processes and evaporation of lakes. *Journal of Geophysical Research*, 80(9), 1133–1146. doi:10.1029/JC080i009p01133
- Streets, D. G., Gupta, S., Waldhoff, S. T., Wang, M. Q., Bond, T. C., & Yiyun, B. (2001). Black carbon emissions in China. *Atmospheric Environment*, 35(25), 4281–4296. doi:10.1016/S1352-2310(01)00179-0
- Stumpp, C., Klaus, J., & Stichler, W. (2014). Analysis of long-term stable isotopic composition in German precipitation. *Journal of Hydrology*, 517, 351–361. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.05.034
- Svensson, J., Ström, J., Kivekäs, N., Dkhar, N. B., Tayal, S., Sharma, V. P., Jutila, A., Backman, J., Virkkula, A., Ruppel, M., Hyvärinen, A., Kontu, A., Hannula, H.-R., Leppäranta, M., Hooda, R. K., Korhola, A., Asmi, E., & Lihavainen, H. (2018). Light-absorption of dust and elemental carbon in snow in the Indian Himalayas and the Finnish Arctic. *Atmospheric Measurement Techniques*, 11(3), 1403–1416.
- Tahir, A. A., Chevallier, P., Arnaud, Y., Neppel, L., & Ahmad, B. (2011). Modeling snowmelt-runoff under climate scenarios in the Hunza River basin, Karakoram Range, Northern Pakistan. *Journal of Hydrology*, 409(1–2), 104–117. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.035
- Terzer, S., Wassenaar, L. I., Araguás-Araguás, L. J., & Aggarwal, P. K. (2013). Global isoscapes for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in precipitation: Improved prediction using regionalized climatic regression models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(11), 4713–4728. doi:10.5194/hess-17-4713-2013
- Thakur, R. C., Arun, B. S., Gogoi, M. M., Thamban, M., Thayyen, R. J., Redkar, B. L., & Suresh Babu, S. (2021). Multi-layer distribution of Black Carbon and inorganic ions in the snowpacks of western Himalayas and snow albedo forcing. *Atmospheric Environment*, 261, 118564. doi:10.1016/j.atmosenv.2021.118564
- Tian, L., Yao, T., MacClune, K., White, J. W. C., Schilla, A., Vaughn, B., Vachon, R., & Ichiyanagi, K. (2007). Stable isotopic variations in west China: A consideration of moisture sources: STABLE ISOTOPIC VARIATIONS. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D10). doi:10.1029/2006JD007718
- Torres, A., Bond, T. C., Lehmann, C. M. B., Subramanian, R., & Hadley, O. L. (2014). Measuring Organic Carbon and Black Carbon in Rainwater: Evaluation of Methods. *Aerosol Science and Technology*, 48(3), 239–250. doi:10.1080/02786826.2013.868596
- Uemura, R., Matsui, Y., Yoshida, N., Abe, O., & Mochizuki, S. (2005). *Isotopic fractionation of water during snow formation: Experimental evidence of kinetic effect*. National Institute of Polar Research. doi:10.15094/00002984
- United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division (2015). *World Population Prospects: The 2015 Revision, Key Findings and Advance Tables*. Working Paper No. ESA/P/WP.241.
- Vaughan, D.G., J.C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang, 2013: Observations: Cryosphere. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Viviroli, D., Archer, D. R., Buytaert, W., Fowler, H. J., Greenwood, G. B., Hamlet, A. F., Huang, Y., Koboltschnig, G., Litaor, M. I., López-Moreno, J. I., Lorentz, S., Schädler, B., Schreier, H., Schwaiger, K., Vuille, M., & Woods, R. (2011). Climate change and mountain water resources: Overview and recommendations for research, management and policy. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), 471–504. doi:10.5194/hess-15-471-2011
- Wake, C. P. (1987) Spatial and temporal variation of snow accumulation in the central Karakoram, northern Pakistan. Theses and Dissertations (Comprehensive). 304. <https://scholars.wlu.ca/etd/304>
- Wake, C. P. (1989). Glaciochemical Investigations as a Tool for Determining the Spatial and Seasonal Variation of Snow Accumulation in the Central Karakoram, Northern Pakistan. *Annals of Glaciology*, 13, 279–284. doi:10.3189/S0260305500008053

- Wang, M., Xu, B., Cao, J., Tie, X., Wang, H., Zhang, R., Qian, Y., Rasch, P. J., Zhao, S., Wu, G., Zhao, H., Joswiak, D. R., Li, J., & Xie, Y. (2015). Carbonaceous aerosols recorded in a southeastern Tibetan glacier: Analysis of temporal variations and model estimates of sources and radiative forcing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *15*(3), 1191–1204. doi:10.5194/acp-15-1191-2015
- Wang, M., Xu, B., Zhao, H., Cao, J., Joswiak, D., Wu, G., & Lin, S. (2012). The Influence of Dust on Quantitative Measurements of Black Carbon in Ice and Snow when Using a Thermal Optical Method. *Aerosol Science and Technology*, *46*(1), 60–69. doi:10.1080/02786826.2011.605815
- Wang, X., Li, Z., Tayler, R., & Wang, S. (2015). Characteristics of atmospheric precipitation isotopes and isotopic evidence for the moisture origin in Yushugou River basin, Eastern Tianshan Mountains, China. *Quaternary International*, *380–381*, 106–115. doi:10.1016/j.quaint.2014.12.023
- Wang, X., Tolksdorf, V., Otto, M., & Scherer, D. (2021). WRF-based dynamical downscaling of ERA5 reanalysis data for High Mountain Asia: Towards a new version of the High Asia Refined analysis. *International Journal of Climatology*, *41*(1), 743–762. doi:10.1002/joc.6686
- Warren, S. G. (2013). Can black carbon in snow be detected by remote sensing?: REMOTE SENSING OF BC IN SNOW. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*(2), 779–786. doi:10.1029/2012JD018476
- Warren, S. G., & Wiscombe, W. J. (1980). A Model for the Spectral Albedo of Snow. II: Snow Containing Atmospheric Aerosols. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *37*(12), 2734–2745. doi:10.1175/1520-0469(1980)037<2734:AMFTSA>2.0.CO;2
- Water Management Institute (Iwmi), I. (2016). *IWMI Annual report 2015*. International Water Management Institute (IWMI). doi:10.5337/2016.208
- Winnick, M. J., Caves, J. K., & Chamberlain, C. P. (2015). A mechanistic analysis of early Eocene latitudinal gradients of isotopes in precipitation. *Geophysical Research Letters*, *42*(19), 8216–8224. doi:10.1002/2015GL064829
- Wouters, B., Gardner, A. S., & Moholdt, G. (2019). Global Glacier Mass Loss During the GRACE Satellite Mission (2002-2016). *Frontiers in Earth Science*, *7*, 96. doi:10.3389/feart.2019.00096
- Xu, B.-Q., Wang, M., Joswiak, D. R., Cao, J.-J., Yao, T.-D., Wu, G.-J., Yang, W., & Zhao, H.-B. (2009a). Deposition of anthropogenic aerosols in a southeastern Tibetan glacier. *Journal of Geophysical Research*, *114*(D17), D17209. doi:10.1029/2008JD011510
- Xu, B., Cao, J., Hansen, J., Yao, T., Joswia, D. R., Wang, N., Wu, G., Wang, M., Zhao, H., Yang, W., Liu, X., & He, J. (2009b). Black soot and the survival of Tibetan glaciers. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *106*(52), 22114–22118. doi:10.1073/pnas.0910444106
- Xu, B., Cao, J., Joswiak, D. R., Liu, X., Zhao, H., & He, J. (2012). Post-depositional enrichment of black soot in snow-pack and accelerated melting of Tibetan glaciers. *Environmental Research Letters*, *7*(1), 014022. doi:10.1088/1748-9326/7/1/014022
- Xu, B., Yao, T., Liu, X., & Wang, N. (2006). Elemental and organic carbon measurements with a two-step heating-gas chromatography system in snow samples from the Tibetan Plateau. *Annals of Glaciology*, *43*, 257–262. doi:10.3189/172756406781812122
- Yang, S., Xu, B., Cao, J., Zender, C. S., & Wang, M. (2015). Climate effect of black carbon aerosol in a Tibetan Plateau glacier. *Atmospheric Environment*, *111*, 71–78. doi:10.1016/j.atmosenv.2015.03.016
- Yao, T., Thompson, L., Yang, W., Yu, W., Gao, Y., Guo, X., Yang, X., Duan, K., Zhao, H., Xu, B., Pu, J., Lu, A., Xiang, Y., Kattel, D. B., & Joswiak, D. (2012). Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. *Nature Climate Change*, *2*(9), 663–667. doi:10.1038/nclimate1580
- Yessimbet, K., Shepherd, T. G., Ossó, A. C., & Steiner, A. K. (2022). Pathways of Influence Between Northern Hemisphere Blocking and Stratospheric Polar Vortex Variability. *Geophysical Research Letters*, *49*(23). doi:10.1029/2022GL100895
- Yi, Y., Liu, S., Zhu, Y., Wu, K., Xie, F., & Saifullah, M. (2021). Spatiotemporal heterogeneity of snow cover in the central and western Karakoram Mountains based on a refined MODIS product during 2002–2018. *Atmospheric Research*, *250*, 105402. doi:10.1016/j.atmosres.2020.105402
- Yongjian, D. (1992). Some glacio-micrometeorological features on the north side of Mount Qogir (K2), Karakoram mountains. *Annals of Glaciology*, *16*, 67–72. doi:10.3189/1992AoG16-1-67-72

- Yu, W. H. (2013). *The Indus Basin of Pakistan: The impacts of climate risks on water and agriculture*. The World Bank.
- Yurtsever, Y., & Gat, J. R. (1981). Stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle. *Atmospheric waters*, 103-142.
- Zeb, B., Alam, K., Nasir, J., Mansha, M., Ahmad, I., Bibi, S., Malik, S. M., & Ali, M. (2020). Black Carbon aerosol characteristics and radiative forcing over the high-altitude glacier region of Himalaya-Karakorum-Hindukush. *Atmospheric Environment*, 238, 117711. doi: 10.1016/j.atmosenv.2020.117711
- Zeb, B., Alam, K., Sorooshian, A., Chishtie, F., Ahmad, I., & Bibi, H. (2019). Temporal characteristics of aerosol optical properties over the glacier region of northern Pakistan. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 186, 35–46. doi: 10.1016/j.jastp.2019.02.004
- Zemp, M., Huss, M., Thibert, E., Eckert, N., McNabb, R., Huber, J., Barandun, M., Machguth, H., Nussbaumer, S. U., Gärtner-Roer, I., Thomson, L., Paul, F., Maussion, F., Kutuzov, S., & Cogley, J. G. (2019). Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. *Nature*, 568(7752), 382–386. doi:10.1038/s41586-019-1071-0
- Zhang, D., Iwasaka, Y., & Shi, G. (2001). Soot particles and their impacts on the mass cycle in the Tibetan atmosphere. *Atmospheric Environment*, 35(34), 5883–5894. doi:10.1016/S1352-2310(01)00391-0
- Zhang, Y., Kang, S., Li, C., Gao, T., Cong, Z., Sprenger, M., Liu, Y., Li, X., Guo, J., Sillanpää, M., Wang, K., Chen, J., Li, Y., & Sun, S. (2017). Characteristics of black carbon in snow from Laohugou No. 12 glacier on the northern Tibetan Plateau. *Science of The Total Environment*, 607–608, 1237–1249. doi: 10.1016/j.scitotenv.2017.07.100
- Zhang, Y., Li, M., Cheng, Y., Geng, G., Hong, C., Li, H., Li, X., Tong, D., Wu, N., Zhang, X., Zheng, B., Zheng, Y., Bo, Y., Su, H., & Zhang, Q. (2019). Modeling the aging process of black carbon during atmospheric transport using a new approach: A case study in Beijing. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 19(14), 9663–9680. doi:10.5194/acp-19-9663-2019
- Zhang, Y., Li, X., Li, M., Zheng, Y., Geng, G., Hong, C., Li, H., Tong, D., Zhang, X., Cheng, Y., Su, H., He, K., & Zhang, Q. (2018). Reduction in black carbon light absorption due to multi-pollutant emission control during APEC China 2014. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(14), 10275–10287. doi:10.5194/acp-18-10275-2018

Capítulo VI

Impurezas en la microestructura del hielo glaciar

Caso 2: Proyecto *PaleoICE*

Glaciar de Monte Perdido (Cordillera de los Pirineos, España)

6. Impurezas en la microestructura del glaciar de Monte Perdido

El glaciar de Monte Perdido (GMP) es uno de los glaciares más emblemáticos de la cordillera de los Pirineos. Ubicado en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, este paraje natural ha sido reconocido como una zona protegida desde 1918, acumulando más de un siglo de preservación. Es uno de los glaciares más meridionales de Europa, y enfrenta una alarmante pérdida de masa como consecuencia directa del calentamiento global, vinculado al cambio climático que enfrentamos en la actualidad. Como consecuencia, se estima que en un lapso de aproximadamente 50 años este glaciar desaparezca por completo (López-Moreno et al., 2019).

El hielo glaciar es un valioso indicador de las variaciones ambientales que han ocurrido en su entorno a lo largo del tiempo. En este sentido, el Glaciar de Monte Perdido (GMP) alberga en su hielo registros históricos del clima en la región de los Pirineos, proporcionando valiosa información sobre su evolución y las consecuencias del cambio climático en este entorno. La comprensión de estos registros resulta de suma importancia, lo que ha llevado a la comunidad científica a realizar esfuerzos para ampliar el conocimiento y desvelar la información almacenada en este glaciar. Al frente de estos estudios se encuentra el Instituto Pirenaico de Ecología (IPE-CSIC) y entre las diversas actividades emprendidas, se destaca la recuperación de tres testigos de hielo verticales durante el otoño de 2017, tal y como relata el estudio de Moreno et al. (2021).

Nuestro grupo de investigación, enfocado en el estudio de los fundamentos del clima, forma parte de esta red científica y tenemos como objetivo principal contribuir a la comprensión de este glaciar mediante la primera caracterización microestructural. En nuestros análisis, hemos puesto especial énfasis en observar cómo las capas de impurezas presentes en este hielo interactúan con su microestructura, si se producen los mismos procesos y mecanismos que se han observado en zonas polares, y que consecuencias podrían tener esta interacción a largo plazo. Es importante destacar que los estudios existentes sobre la microestructura de hielo glaciar se han enfocado principalmente en la fábrica, dejando de lado aspectos como la estereología de los granos y los efectos de las impurezas. Los análisis se llevaron a cabo en el laboratorio de bajas temperaturas *IzotzaLab*, ubicado en las instalaciones del Centro Vasco de Cambio Climático (BC3).

Para llevar a cabo este estudio, empleamos una amplia variedad de técnicas de imagen. Utilizamos fotografías de alta resolución para capturar detalles del hielo, como la distribución y características de las burbujas de aire. Además, tomamos fotografías bajo láminas polarizadoras para revelar los bordes de los granos de hielo y analizar sus patrones de orientación cristalográfica de forma cualitativa. Asimismo, utilizamos fotografías usando microscopía de luz transmitida para examinar la estereología de los granos. Además, también implementamos métodos de análisis químico para caracterizar las impurezas presentes en el hielo. Por lo tanto, la combinación de metodologías nos permitió obtener una visión completa y detallada de la microestructura del hielo glaciar, de su interacción con las capas de impurezas y de la naturaleza química de las mismas.

6.1. Contexto geográfico

La cordillera de los Pirineos marca la frontera natural entre Francia y España, extendiéndose desde el Océano Atlántico, al oeste, hasta el Mar Mediterráneo al este, con gran parte de su superficie por encima de los 1.000 m s.n.m. y albergando cumbres que superan los 3.000 m s.n.m. El glaciar de Monte Perdido (GMP; 42°40'5"N, 0°02'15"E), situado en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Pirineo central; Figura 1a), es el tercer glaciar más grande en extensión de los Pirineos (0,37 km² en 2016; Rico et al., 2017), y se sitúa en la vertiente norte del macizo de Monte Perdido, por debajo de su cumbre principal (3.355 m s.n.m.; Fig. 1b). Se trata de uno de los glaciares pequeños

(i.e., con una superficie menor a $0,5 \text{ km}^2$) más intensamente monitoreados del mundo (López-Moreno et al., 2016, 2019). El espesor del hielo varía entre 3 y $50 \pm 5 \text{ m}$ en las zonas mejor conservadas del glaciar (López-Moreno et al., 2019). El agua de deshielo del glaciar se drena a través

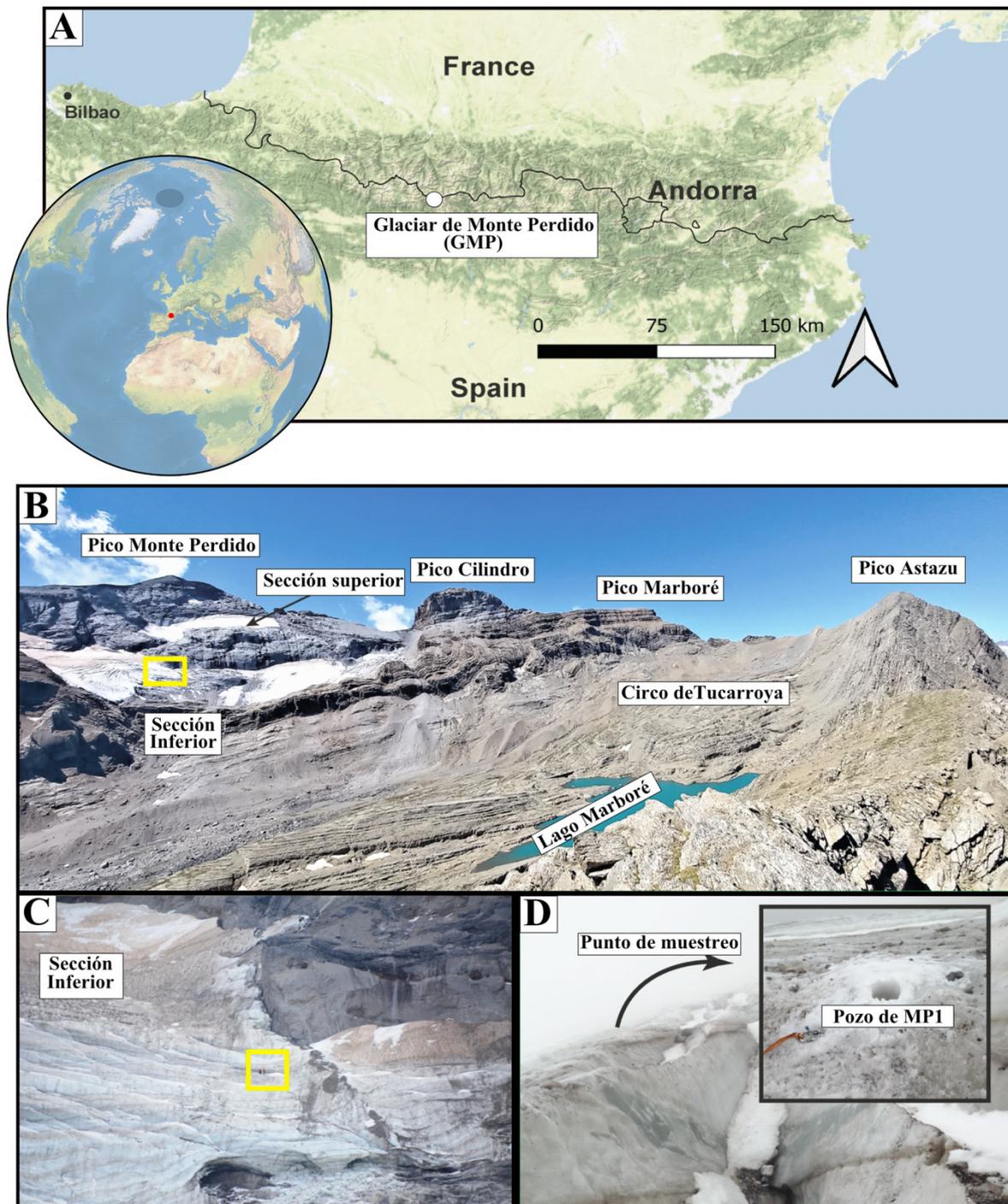


Figura 1. A) Situación geográfica del glaciar de Monte Perdido (GMP) en los Pirineos. B) Circo de Marboré. El recuadro amarillo indica el lugar de extracción del de hielo MP1. C) Detalle del recuadro amarillo de la figura B. Las zonas marrones-rojizas de las partes superior derecha y central izquierda de la fotografía son el resultado de eventos de depósito de polvo mineral. El afloramiento rocoso de la derecha está compuesto por calizas del Paleoceno. D) Lugar de extracción del testigo MP1.

del río Cinca, que discurre por una cuenca longitudinal (E-O) denominada Circo de Tucarroya (5,8 km²) que une por el norte la Dorsal de Tucarroya y el Pico Astazu Oriental (3.071 m s.n.m.), por el oeste el Pico Astazu Occidental (3.013 m s.n.m.) al oeste, y un inmenso acantilado de 500–800 m (García-Ruiz y Martí Bono, 2002), compuesto por el Pico Monte Perdido (3.355 m s.n.m.), el Pico Cilindro (3.322 m s.n.m.), y el Pico Marboré (3.247 m s.n.m.) al sur (Figura 1b). Actualmente, el glaciar está formado por dos secciones: la superior y la inferior, con elevaciones medias de 3.110 m s.n.m. y 2.885 m s.n.m., respectivamente (Julián y Chueca, 2007). Sin embargo, en el pasado había una sola masa glaciar, tal y como lo evidencian mapas antiguos (Schrader, 1874), fotografías, y el estudio de la posición de las morrenas generadas por el glaciar durante la Pequeña Edad de Hielo (LIA por sus siglas en inglés; García-Ruiz y Martí Bono, 2002), periodo al final del cual contaba con una extensión de unos 5,6 km² (González Trueba et al., 2008). Durante el siglo XX se dividió en tres secciones, hasta que en la década de 1970 la parte inferior desapareció (Nicolás, 1986; García-Ruiz et al., 2014), quedando únicamente las dos secciones actuales.

El contexto climático es de alta montaña de transición atlántica-mediterránea, con una temperatura media anual de 5 °C (medida en la estación de Góriz, 2250 m s.n.m., a 2,7 km del glaciar, cara sur del macizo), y una temperatura media estival (junio–septiembre) medida al pie del glaciar en el periodo 2014–2017 de unos 7 °C (López-Moreno et al., 2019). Asumiendo un descenso de temperatura de 0,55 a 0,65 °C cada 100 m, la elevación media anual de la isoterma de 0 °C se sitúa a 2.945 m s.n.m. lo que implica un área de acumulación pequeña o incluso inexistente durante los años cálidos (López-Moreno et al., 2016, 2019). Los eventos de nevada pueden ocurrir en cualquier época del año, pero generalmente el proceso de acumulación tiene lugar de noviembre a mayo, y la fusión se extiende de junio a septiembre (López-Moreno et al., 2016). Entre 2014 y 2017, la acumulación máxima medida a finales de abril fue de 3,23 m, con una densidad media de la nieve de 454 kg m⁻³, lo que implica unos valores de equivalente en agua (w.e) de 1.500 mm en el principal periodo de acumulación (octubre–abril; López-Moreno et al. 2019). A pesar de la elevación del tramo superior, la baja actividad de aludes y la elevada pendiente, de aproximadamente 40°, limitan la acumulación de nieve (López-Moreno et al., 2019).

Las fluctuaciones que ha sufrido el glaciar se pueden conocer mediante la datación de las evidencias sobre el terreno que han dejado las diferentes fases de avance y retroceso glaciar (p.ej., morrenas y superficies pulidas). La morrena más exterior tiene una antigüedad de 6.900 ± 800 años (García-Ruiz et al., 2020) correspondiente a un avance neoglacial (Porter y Denton, 1967). Antes del inicio de LIA pudieron haber ocurrido otros avances, de acuerdo con la datación de superficies pulidas que arrojaron cifras de 3.500 ± 400, 2.500 ± 300, y de 1.100 ± 100 años de antigüedad (García-Ruiz et al., 2020). El glaciar experimentó un retroceso importante durante la Anomalía Climática Medieval (ACM; 900–1300 EC), el periodo más cálido antes de la industrialización en Europa (Mann et al., 2009) que produjo el derretimiento de algunos glaciares menores en el Circo de Marboré (García-Ruiz et al., 2020). El avance glaciar generalizado que tuvo lugar durante el LIA (130–1850 EC; Solomina et al., 2016) también dejó evidencias en el glaciar de Monte Perdido, ya que se han conseguido mapear dos generaciones de morrenas en el circo correspondientes a este periodo (García-Ruiz et al., 2014) y que coinciden con las fases más frías, que tuvieron lugar de 1620 a 1715 EC y de 1820 a 1840 EC (García-Ruiz et al., 2020; Serrano y Martín-Moreno, 2018).

Actualmente el hielo que forma parte del glaciar de Monte Perdido tiene aproximadamente una antigüedad máxima de 2.000 años. Este hielo que ha sido sometido a análisis químicos y dataciones a través de los cuales se han podido identificar 3 periodos principales (Moreno et al., 2021): 1) entre el 0 y el 700 EC tuvo lugar una fase de acumulación, 2) del 700 al 1200 EC, dominó una fase de ablación y corresponde a una sección del glaciar con una concentración alta de partículas, y 3) del 1200 al 1400 EC tuvo lugar una nueva etapa de acumulación, relacionada con un incremento de

lluvias fuertes durante la época fría (Corella et al., 2016). No se conserva hielo correspondiente a los últimos 600 años, lo que supone que el hielo del LIA está totalmente ausente. Esta afirmación se apoya en evidencias como: 1) la ausencia del pico en la ratio Pb/Al (característico del periodo industrial), 2) dataciones realizadas mediante ^{137}Cs y ^{210}Pb , o 3) ausencia de un incremento de los valores de Hg, característico del periodo industrial (Cooke et al., 2020) o de la actividad de las minas de Almadén durante el periodo colonial, incremento que sí está registrado en los sedimentos del Lago Marboré (Corella et al., 2021). Este vacío en el registro probablemente sea consecuencia de una pérdida de hielo muy intensa, asociada con un calentamiento a partir del año 1850 EC (Moreno et al., 2021). Sin embargo, este vacío en el registro no está presente en glaciares de cordilleras cercanas como los Alpes (Eichler et al., 2000; Gabrielli et al., 2016; Preunkert et al., 2019).

6.2. Motivación del proyecto

Este proyecto se enfoca en dos aspectos clave: en primer lugar, se busca contribuir a la ampliación del conocimiento sobre la microestructura del hielo en los glaciares de montaña. En segundo lugar, se pretende examinar los efectos que producen estas partículas en la microestructura, y como esta interacción puede afectar al actual estado del glaciar.

6.2.1. Estudios microestructurales en glaciares de montaña

Los análisis microestructurales han sido tradicionalmente realizados en zonas polares (i.e., capas de hielo de Groenlandia y la Antártida) cuyo espesor puede superar los 4.000 metros. Estas regiones brindan la oportunidad de estudiar la evolución a largo plazo del hielo natural en condiciones estables de temperatura y esfuerzos, así como llevar a cabo reconstrucciones paleoambientales que pueden abarcar periodos de hasta 800.000 años en la Antártida (EPICA Community Members, 2004; Jouzel et al., 2007). Sin embargo, llevar a cabo este tipo de estudios en glaciares de montaña es menos común debido a las dificultades técnicas asociadas, ya que su topografía más abrupta y su menor volumen de hielo plantean desafíos adicionales. Los registros ambientales de estos glaciares abarcan una escala temporal más reducida, el hielo que los conforma tiende a sufrir una deformación más heterogénea debido a una pendiente más pronunciada y tiene una mayor sensibilidad a los cambios de temperatura estacionales o debidos al calentamiento global asociado al actual cambio climático. Las variaciones de temperatura experimentadas por los glaciares en regiones templadas pueden plantear dificultades para los estudios microestructurales, ya que desencadenan procesos termodinámicos que afectan de manera continua a la microestructura (p.ej., estereología de los granos o la fábrica) a través de fenómenos como la recristalización dinámica. No obstante, a pesar de su vulnerabilidad, esta característica también los convierte en valiosos registros regionales de variaciones ambientales, incluyendo la temperatura del aire, la precipitación y la química atmosférica (Dyrgerov y Meier, 2000; Grunewald y Scheithauer, 2010; Marshall, 2014). Además, debido a su proximidad a áreas densamente pobladas, estos glaciares se convierten en importantes indicadores de las actividades humanas tanto actuales como pasadas (Zhang et al., 2015).

Uno de los primeros estudios centrados en la microestructura de glaciares de montaña fue realizado por Perutz y Seligman (1939), quienes investigaron la estructura y los mecanismos de flujo en el Glaciar Aletsch (Alpes Suizos). Posteriormente, Rigsby (1951) analizó la fábrica del hielo en un testigo de hielo extraído del Glaciar Emmons en Washington, Estados Unidos. Algunos años más tarde, estos resultados se utilizaron en un estudio comparativo que incluyó glaciares de diferentes contextos climáticos, como el Glaciar Malaspina en Alaska, el Glaciar Saskatchewan en Alberta, Canadá, y el Glaciar Moltke en Groenlandia (Rigsby, 1960). En un estudio coetáneo, se analizó la fábrica en el Glaciar Azul, ubicado en el Parque Nacional Olympic, estado de Washington (Kamb,

1959). Entre los estudios más recientes, se destacan aquellos realizados en el Glaciar Tsanfleuron en Suiza (Tison et al., 2000), el Glaciar Colle Gnifetti en los Alpes suizo-italianos (Kerch, 2016), el Glaciar Storglaciären en Suecia (Monz et al., 2021), el Glaciar Rodano en los Alpes Suizos (Hellmann et al., 2021), en una capa de hielo en el triángulo de Tacul en el Macizo del Mont Blanc (Guillet et al., 2021), y en el Glaciar Jarvis en Alaska (Clavette, 2020). Sin embargo, estos estudios se centran exclusivamente en la fábrica del hielo, describiendo de manera somera otras características microestructurales como la forma, el tamaño y la interacción entre los granos de hielo. Además, ninguno de ellos hace especial hincapié en los efectos de las partículas.

6.2.2. Glaciar de Monte Perdido (GMP): estado actual

El estado actual de este glaciar es solo un ejemplo de los cambios que está sufriendo la región de los Pirineos debido al cambio climático. Estudios a escala regional y a escala local indican un aumento de las temperaturas anuales (El Kenawy et al, 2011; Esteban et al, 2009, 2012; López-Moreno et al, 2010; Maris et al, 2009; Pérez-Spagnoli et al, 2002; Zanón et al., 2017), siendo más pronunciado a lo largo de las últimas tres décadas. El ascenso ha sido de alrededor de 0,2 °C por década para toda la cordillera, cifra que se incrementa hasta los 0,4 °C por década a partir de 1980 (OPCC-CTP, 2018). Esta tendencia se espera que continúe a lo largo del siglo XXI, y los efectos del cambio climático serán más acusados en la vertiente sur y en las zonas costeras (López-Moreno et al., 2008). Los patrones de precipitación muestran una alta diversidad espacial y temporal, pero se pudo identificar una menor frecuencia en los eventos de precipitación de alta intensidad en la vertiente española durante la segunda mitad del siglo XX, y en general, una mayor duración de los periodos secos (OPCC-CTP, 2018; Pérez-Zanón et al., 2017; Vicente-Serrano et al., 2007). Durante los últimos 50 años el descenso de pluviometría anual ha sido de 2,25 % por década (OPCC-CTP, 2018), siendo mayor en la vertiente sur y durante todas las estaciones del año. Se prevé que a lo largo del siglo XXI haya un descenso en la frecuencia de días lluviosos, un aumento de la intensidad de los eventos climáticos extremos y una prolongación de los periodos secos (Vicente-Serrano et al., 2007). Además, diversos modelos indican que, en un contexto global, la cuenca mediterránea sufrirá un mayor descenso pluviométrico a escala global a finales de siglo (Houghton et al., 2001), lo que también afectará a la región más oriental de la cordillera.

Paralelamente a la disminución de las precipitaciones, el espesor y la extensión del manto de nieve también han experimentado una reducción durante la segunda mitad del siglo XX, especialmente en altitudes más bajas (López-Moreno et al., 2005; López-Moreno et al., 2009). Este declive tiene impactos directos en la hidrología de la región (López-Moreno y García-Ruiz, 2004), ya que la nieve es una importante fuente de abastecimiento de agua durante la estación seca (López-Moreno et al., 2008a). Además, en regiones semiáridas como la cuenca mediterránea, la acumulación de nieve y la escorrentía asociada presentan una alta variabilidad interanual (López-Moreno et al., 2008a). Esta incertidumbre en la disponibilidad de recursos hídricos ha impulsado la construcción de presas para garantizar el suministro de agua en las zonas bajas de las cuencas, donde se concentra la mayor demanda (Bravo et al., 2008, Cudennec et al., 2007). Las proyecciones indican que las tendencias observadas en las precipitaciones y la acumulación de nieve se acelerarán en las próximas décadas, lo que tendrá serios efectos en las regiones bajas adyacentes (López-Moreno et al., 2008b; López-Moreno et al., 2009; Maris et al., 2009).

La superficie por unidad glaciar en la cordillera de los Pirineos no supera los 0,5 km², característica que, como ya se ha comentado anteriormente, proporciona pistas sobre las variaciones climáticas más recientes (Grunewald y Scheithauer, 2010), por lo que tienen un gran interés científico (Dyurgerov y Meier, 2000). A partir de la culminación de la pequeña edad de hielo (LIA),

la temperatura en los pirineos ha incrementado por lo menos 0,9 °C (Dessens y Bücher, 1995; Feulliet y Mercier, 2012), con incrementos de 0,2 °C por década en el intervalo 1951–2010 (Deaux et al., 2014). Este ambiente más cálido podría explicar el desplazamiento hacia mayores altitudes de la línea de equilibrio glaciar (LEG), cuyo ascenso en el glaciar de Maladeta fue de 255 m entre la década de 1820 y el año 2000, situándose cerca de los 2950 m s.n.m. (Cía et al., 2005). Como consecuencia del incremento de la temperatura en el año 2016 ya habían desaparecido 33 de los de los 52 glaciares que originalmente existían en 1850 (final de LIA), lo que ha implicado una pérdida del 88,25 % (-18,18 km²) del área glaciar total (Rico et al., 2017). En 1850 el área glaciar total estimada era de 20,6 km² (René, 2013), se redujo hasta los 8,1 km² a inicios de la década de 1980 (Arenillas-Parra et al., 2008; Serrat y Ventura, 1993), y de nuevo descendió hasta 4,95 km² en 2008 (González Trueba et al., 2008) para situarse finalmente en los 2,42 km² en 2016 (Rico et al., 2017). Durante el siglo XX la tasa media de pérdida de extensión glaciar fue de -0,1 km² a⁻¹, pero a partir de los años 80 hasta la actualidad las tasas han experimentado un marcado aumento. Por ejemplo, en el intervalo 1984–2016 la tasa fue de -0,18 km² a⁻¹, aumentando hasta los -0,2 km² a⁻¹ en el intervalo 1984–2008. De hecho, desde 1984 han desaparecido un total de 20 glaciares. Paradójicamente, en los últimos años (2008–2016) la tasa de pérdida se ha reducido hasta -0,08 km² a⁻¹ (Rico et al., 2017). Estudios más específicos han reportado pérdidas de espesor de -14 m y -22 m en los glaciares de Maladeta y Ossoue, respectivamente (Arenillas Parra et al., 2008; Marti et al., 2015; René, 2013), y tasas de pérdida de -0,36 m w.e. a⁻¹ en el Glaciar Maladeta (Chueca et al., 2008) y de -0,39 m w.e. a⁻¹ en el glaciar de Monte Perdido (Julián y Chueca, 2007).

El glaciar de Monte Perdido no escapa a la tendencia global de pérdida global de masa glaciar (p.ej., Marshall, 2014). También sigue la tendencia regional (Europa), caracterizada por una disminución generalizada de la masa desde el final de la Pequeña Edad de Hielo (LIA) y una aceleración significativa desde principios del siglo XXI. De hecho, entre 1999 y 2006, el glaciar experimentó una pérdida de área tres veces mayor que entre 1981 y 1999. Además, la pérdida de espesor entre 1999 y 2010 fue al menos el doble que entre 1981 y 1999, lo que indica un proceso de degradación acelerada a partir de 1999 (López-Moreno et al., 2016).

En términos cuantitativos, se observó que el balance de masa entre 1980 y 1999 fue de $-0,42 \pm 0,1$ m w.e. a⁻¹, y entre 1999 y 2010, este valor aumentó a $-0,73 \pm 0,14$ m w.e. a⁻¹. Estos resultados son similares a los encontrados en el macizo de Maladeta, el cual también experimentó un incremento en la tasa de pérdida de masa desde el periodo de 1981–1999 ($-0,36$ m w.e. a⁻¹) hasta el periodo 1991–2013 ($-0,7$ m w.e. a⁻¹). En total, la pérdida de masa entre 1981 y 2010 fue de $0,6 \pm 0,3$ m a⁻¹ (López-Moreno et al., 2016). Durante el periodo comprendido entre 2011 y 2014, el glaciar de Monte Perdido presentó una pérdida promedio de $-1,93 \pm 0,4$ m ($-0,58 \pm 0,36$ m w.e. a⁻¹), lo cual representa aproximadamente una cuarta parte de las pérdidas registradas entre 1981–1999 y 1999–2010. Estos valores han ido incrementando hasta alcanzar -1 m a⁻¹, lo que implica una pérdida de espesor de aproximadamente 6,1 m durante el periodo 2011 y 2017, registrando en algunas zonas una pérdida que alcanzó valores de 10 m a 15 m. Si las tasas actuales de ablación se mantienen, se estima que el glaciar desaparecerá en los próximos 50 años (López-Moreno et al., 2019). Finalmente, estudios recientes han informado una pérdida de superficie del 12,9 % entre 2011 y 2020 (Vidaller et al., 2021).

Las áreas del glaciar que han experimentado las mayores pérdidas se encuentran en la zona oeste de la sección inferior y en la zona baja de la sección superior (López-Moreno et al., 2019). Mientras tanto, la zona oriental, que presenta un espesor mayor, ha sufrido menores pérdidas. A medida que el proceso de degradación del glaciar avanza, se espera que la parte occidental sea la primera en desaparecer, dejando finalmente solo una pequeña fracción del glaciar muy restringida en la zona oriental. Se espera que en esta situación la tasa de fusión disminuya, de igual manera que ha ocurrido

en otros glaciares del Pirineo (López-Moreno et al., 2006). En las regiones con mayor pérdida masa la pendiente del glaciar ha aumentado, lo que dificulta la acumulación de nieve y deja expuesto el hielo glaciar a las condiciones atmosféricas, aumentando aún más la fusión. La pendiente media del glaciar sufrió un incremento de $0,28^\circ$ a $0,31^\circ$ en el periodo 2011–2017, aumentando las superficies con pendientes por encima de los 30° , valor que se suele usar como umbral a partir del cual se produce una marcada reducción en la acumulación de nieve (López-Moreno et al., 2017). Además, el glaciar de Monte Perdido no es completamente estático, ya que tiene una velocidad promedio anual de 10 m a^{-1} . Entre 2011 y 2017 la velocidad media del glaciar en verano varió entre los $2,5$ y los 4 cm d^{-1} , valores que se reducen durante el invierno. El hielo de la parte oeste es esta prácticamente quieto, mientras que la parte este presenta una velocidad promedio anual de entre $1,5$ y $2,5 \text{ cm d}^{-1}$, aumentando a entre 3 y $4,5 \text{ cm d}^{-1}$ en el verano de 2015 (López-Moreno et al., 2019).

En la actualidad, la ablación durante los meses más cálidos domina el balance de masa del glaciar en mayor medida que la acumulación de nieve durante los meses fríos. Esta tendencia se ve acentuada por el hecho de que la temporada de ablación se ha vuelto más larga e intensa debido al aumento de las temperaturas en primavera y verano, una tendencia que se espera que continúe en el futuro (López-Moreno et al., 2011, 2019). Además, la línea de equilibrio glaciar se sitúa a una altura aproximada de 3.050 m s.n.m. , lo que significa que la mayoría del glaciar se encuentra por debajo de esta altitud (López-Moreno et al., 2016). Estos factores contribuyen a que, incluso en años con condiciones favorables, como inviernos con una acumulación considerable o veranos más fríos con una ablación reducida (p.ej., 2012–2013 y 2013–2014), el glaciar no sea capaz de recuperar el volumen perdido durante los años con condiciones desfavorables, como una baja acumulación o una alta ablación (p.ej., 2011–2012; López-Moreno et al., 2016).

La pérdida de masa también tiene un efecto colateral que retroalimenta positivamente el proceso: a medida que el glaciar pierde superficie y espesor, el lecho rocoso, de un color más oscuro, queda expuesto, lo que disminuye el albedo general de la zona. Además, una mayor exposición del lecho rocoso también implica una mayor presencia de material detrítico en la superficie de la nieve/hielo, lo que contribuye a reducir el albedo de la superficie glaciar.

6.3. Materiales y métodos

Tras el transporte de los testigos de hielo al Basque Centre for Climate Change (BC3) y previo a su análisis en el *IzotzaLab*, se almacenaron en un arcón ultra-congelador horizontal a una temperatura de $-70 \text{ }^\circ\text{C}$. Este procedimiento se llevó a cabo con el fin de evitar cambios microestructurales ocasionados por posibles incrementos accidentales de temperatura. Los análisis se realizaron a una temperatura de $-25 \text{ }^\circ\text{C}$ y una humedad relativa del 45% .

Uno de los testigos de hielo (MP1) se perforó en las proximidades del límite superior de la zona de ablación ($42^\circ 40' 47,7'' \text{N}$, $0^\circ 02' 15,9'' \text{E}$; 2.900 m s.n.m.), cerca de la línea de equilibrio del glaciar (3.050 m s.n.m. ; Figuras 1c y 1d). Este testigo tiene una profundidad total de 410 cm y se compone de varios segmentos identificados de MP1-1 a MP1-11 en sentido descendente. En general, el hielo a lo largo del testigo presenta una apariencia de hielo con burbujas, con algunas capas poco definidas de firn. Para el análisis, se seleccionó el segmento MP1-6, compuesto por dos secciones: una superior (S1) y una inferior (S2). Este segmento, con una longitud total de $22,6 \text{ cm}$ y un diámetro aproximado de 8 cm , abarcaba una profundidad desde los 251 cm hasta los 273 cm de profundidad dentro de MP1. La selección de este segmento se basó en la presencia de una capa de alta concentración de impurezas claramente visible en la sección inferior (S2), lo cual lo convertía en el único segmento viable para observar de manera clara la interacción entre las impurezas y la microestructura. Aunque

también se detectaron impurezas en otras secciones, estas presentaban concentraciones considerablemente más bajas.

6.3.1. Estratigrafía visual

Con el propósito de describir las características del hielo (distribución de las burbujas de aire y las capas de impurezas), se fotografió el segmento utilizando una cámara digital colocada en posición cenital, con una tela fotográfica negra como fondo y una iluminación indirecta lateral. Al observar las fotografías, resultaba difícil identificar las características internas del hielo debido al fuerte efecto de dispersión de la luz causado por las burbujas de aire (Figura 2a). Sin embargo, es importante mencionar que las fotografías se tomaron en formato *raw* o *en bruto*, lo que significa que las imágenes se capturaron tal y como las registró el sensor de la cámara sin ningún tratamiento previo automático. Estas imágenes de alta calidad permitieron realizar un procesamiento de la imagen para mejorar la visualización de las características internas (Figura 2b). Para ello, ajustamos simultáneamente los canales RGB, disminuyendo el nivel de brillo de los tonos medios e incrementando el contraste utilizando el software de imagen Affinity Designer™.

Después de describir las principales características estratigráficas, se prepararon las muestras para llevar a cabo las observaciones bajo polarizadores cruzados y bajo el microscopio. Las muestras se extrajeron utilizando una sierra Metabo™ BAS 318, una de ellas fue extraída de la parte central de S1 (M1) y la otra de la parte central de S2 (M2; Figura 2c).

6.3.2. Fotografías bajo polarizadores cruzados

Para determinar la estructura del hielo policristalino natural, podemos utilizar una aproximación basada en la birrefringencia de los cristales de hielo y sus ángulos de extinción (Kamb, 1959; Langway, 1958; Rigsby, 1951). En este método, los colores de birrefringencia de cada grano están determinados por la orientación de sus ejes cristalográficos *c*, lo que nos permite distinguir los contornos de cada grano. Para llevar a cabo estos análisis, sujetamos las muestras de hielo a portaobjetos de cristal utilizando gotas de agua (que actúan como un pegamento natural a -25 °C). Posteriormente, utilizamos un microtomo (Leitz™ 1400) para pulir las superficies superiores de las muestras y eliminar las irregularidades causadas por el uso de la sierra de banda. Luego, invertimos las muestras y repetimos el mismo procedimiento con la superficie inferior, puliendo hasta obtener un espesor en el rango de 100 a 400 μm. Para la observación, colocamos las muestras entre dos láminas polarizadoras, manteniendo la lámina inferior fija y girando la lámina superior hasta que las direcciones de polarización entre ambas láminas estuvieran a 90° (polarización cruzada).

6.3.3. Microscopía

Los análisis microestructurales son necesarios para comprender las interacciones entre los límites de grano (LG), límites de sub-grano (LsG), burbujas e impurezas. Utilizando un microscopio Leica™ DM6M ubicado en el laboratorio de baja temperatura, escaneamos la microestructura mediante microscopía de luz transmitida, generando bandas paralelas al eje principal de las muestras/testigos con unas dimensiones aproximadas de 2,3 mm de ancho y 80 mm de largo. El proceso de preparación es similar al utilizado para las muestras de polarización, pero con un grosor final de 0,5 cm. Antes de realizar las observaciones, las superficies pulidas de las muestras deben someterse a un proceso de sublimación para revelar la microestructura. La sublimación es más intensa en los puntos donde los LG, LsG o defectos puntuales interceptan la superficie, ya que son zonas con una energía libre muy alta. Además, este proceso también elimina los surcos superficiales causados por las cuchillas

del micrótopo, lo que permite una observación más clara de las superficies. Bajo el microscopio, los LsG se presentan como surcos de sublimación superficiales y grisáceos (Saylor y Rohrer, 2004), a diferencia de los LG, que muestran un mayor contraste y un color gris oscuro, casi negro. Los elementos microestructurales observables mediante este método se conocen como *elementos superficiales* y se vuelven borrosos cuando enfocamos hacia el interior de la muestra. Por otro lado, los *elementos interiores* no se encuentran en la superficie ni son producto de la sublimación (por ejemplo, bandas de deslizamiento, burbujas de aire o impurezas; Faria et al., 2018; Kipfstuhl et al., 2006), y al ubicar el foco en el interior de la muestra puede dar la sensación de que estos elementos atraviesan o se superponen a los superficiales, pero es simplemente una ilusión óptica debido al efecto de profundidad (p.ej., Figura 4 de Kipfstuhl et al., 2006). El tiempo y la calidad de la sublimación dependen de las condiciones ambientales del laboratorio, como la temperatura, el gradiente de temperatura, la humedad y la velocidad del aire justo encima de la superficie de la muestra. Para acelerar este proceso termodinámico, la muestra se puede colocar bajo una bombilla o una corriente de aire seco. Sin embargo, para este estudio no se utilizó ningún método para acelerar la sublimación, y simplemente se dejó la muestra sublimando durante 4 horas en la zona del laboratorio con menos viento. Este método de microscopía se ha utilizado ampliamente en glaciología (p.ej., Arnaud et al., 1998; Hobbs, 1974; Kipfstuhl et al., 2006; Kuroiwa y Hamilton, 1963; Mullins, 1957; Nishida y Narita, 1996).

Una característica de las muestras de testigos de hielo de GMP es que presentan niveles con un alto contenido de burbujas de aire. Al intentar observar estas muestras mediante microscopía de luz transmitida, las burbujas se visualizan como regiones negras, lo que dificulta la distinción de los elementos superficiales, incluso cuando se utiliza software especializado. Por lo tanto, con el fin de mejorar la visualización de estos elementos, fue necesario trazar a mano los contornos de los componentes microestructurales (LG, LsG y burbujas).

6.3.4. Análisis químicos

Para llevar a cabo una caracterización química preliminar de las especies cristalinas presentes en la capa de impurezas, se extrajeron múltiples muestras de 3 cm³ de la zona de interés. Estas muestras fueron entregadas a nuestros colaboradores en el grupo de química analítica IBeA (Ikerkuntza eta Berrikuntza Analitiko - Investigación e Innovación Analítica) para realizar la caracterización espectroscópica mediante micro-Raman. Antes de los análisis, las muestras se colocaron en una placa Petri, cubriéndolas parcialmente con papel de aluminio para evitar la contaminación externa y permitir la salida del vapor de agua. Luego, se introdujeron en una estufa a 30 °C, donde se fundieron y evaporaron. En el precipitado se encontraban tanto las partículas insolubles que conformaban la capa, como sales precipitadas que previamente estaban disueltas.

El equipo utilizado para los análisis fue el espectrómetro confocal micro-Raman Renishaw inVia, que se calibra diariamente utilizando una placa de silicio estándar. Aunque se realizaron análisis con todos los láseres disponibles (785, 633 y 523 nm), se obtuvieron mejores resultados utilizando el láser de diodo de 532 nm (Renishaw RL532C50) con una potencia de salida nominal de 300 mW. Además, el espectrómetro cuenta con un detector CCD refrigerado por efecto Peltier y se utilizó un microscopio LEICA™ DMLM (Bradford, Reino Unido), que tiene una platina con movimientos en los ejes X, Y y Z, así como una microcámara para explorar las partículas objetivo. Para la visualización y el enfoque se emplearon los objetivos 5× N PLAN (0,12 NA) y 20× N PLAN EPI (0,40 NA).

6.4. Resultados

En MP1-6, la estratificación se define en función de la densidad del número de burbujas (ρ_{nb}) y las impurezas. Los límites de las capas de burbujas y las capas de impurezas no son netos, sino transicionales. Las zonas con valores altos de ρ_{nb} son fácilmente identificables debido a su apariencia más blanquecina. Por otro lado, en las zonas con valores bajos de ρ_{nb} , el hielo presenta un aspecto más translúcido, cuya apariencia en las fotografías es más oscura debido a la tela negra utilizada como fondo. A lo largo del segmento, se identificaron un total de 8 zonas basadas en los valores de ρ_{nb} , y se les ha asignado los nombres Z1 a Z8 (Figura 2b). Las zonas 1, 3, 5 y 7 tienen una mayor densidad en comparación con las zonas 2, 4, 6 y 8, siendo la zona 2 la de menor densidad. Por otro lado, la única capa definida por las impurezas se encuentra en la zona media de S2, con un espesor de aproximadamente 3 cm, una inclinación de alrededor de 10° y una apariencia pardo-rojiza. El límite inferior de esta capa coincide más o menos con el límite entre Z7 y Z8. Es importante destacar que esta descripción de las capas se basa en observaciones bidimensionales (2D) de elementos tridimensionales (3D), por lo tanto, las características y apariencia de cada capa pueden variar ligeramente dependiendo de la sección del segmento que se esté observando.

Para examinar con mayor detalle las características de las burbujas a lo largo del segmento, se fotografiaron las muestras extraídas de S1 y S2. En general, las burbujas de M1 son más grandes que las de M2 y además esta última presenta valores más elevados de ρ_{nb} (Figura 3a). Utilizando como criterio este último parámetro, así como el tamaño y morfología de las burbujas, se identificaron 8 dominios (de D1 a D8; Tabla 1; Figura 3). El dominio 2, seguido del 8, son los que presentan menor ρ_{nb} y sus burbujas son en general más pequeñas y redondeadas. Es relevante señalar que las burbujas características de D2 también están presentes en los otros dominios, aunque no sean predominantes. Un rasgo destacable de D8 es su morfología: el límite superior forma una indentación que se adentra en D7, donde los valores de ρ_{nb} son mayores. Además, en la parte superior de este límite se pueden observar pequeñas regiones con valores de ρ_{nb} particularmente altos (Figura 3b). En los demás dominios, prevalecen las burbujas con morfologías irregulares, y en D4 y D7 parece que las burbujas se han fusionado, generando burbujas compuestas más grandes. Si observamos con detalle las muestras se pueden establecer algunas correspondencias entre la observación de ρ_{nb} a nivel micro (dominios; D) y a nivel macro (zonas; Z): D2 puede corresponder a Z2, mientras que D5 puede estar relacionado con Z4.

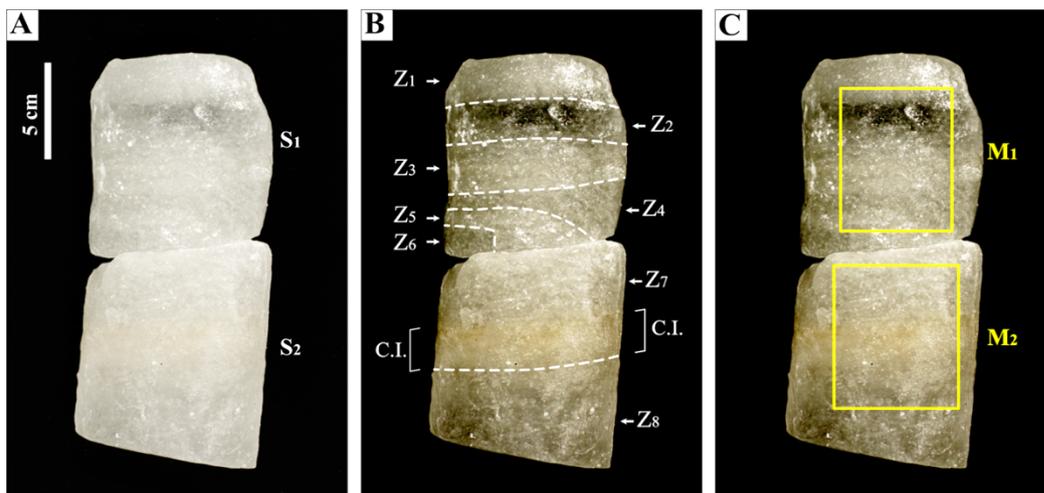


Figura 2. Segmento MP1-6. **A)** Secciones inferior (S1) y superior (S2). **B)** Zonas (Z) con diferentes densidades de número de burbujas, delimitadas por líneas discontinuas. En la sección inferior es visible la capa de impurezas (C.I.). **C)** Posición de las muestras M1 y M2.

Al observar las muestras bajo polarizadores cruzados, el espesor de cada una determina el tono de los colores de birrefringencia, y la variación en el color de los granos proporciona una aproximación de la disposición de los ejes cristalográficos c en cada uno de ellos. Aunque los tonos en M1 y M2 difieren (Figura 4e y 5e), la distribución de colores en los granos dentro de cada muestra revela una fábrica prácticamente isótropa, es decir, sin ninguna concentración particular de color. El uso de polarizadores cruzados también permite realizar análisis de la morfología y el tamaño (en mm^2) de los granos, lo que ha permitido identificar dos grupos principales:

- *Grupo 1 (G1)*: granos grandes cuyos límites y colores de birrefringencia están bien definidos (p.ej., Figuras 4a, 4b, 4e, 5a, 5b y parte superior de 5e).
- *Grupo 2 (G2)*: granos pequeños que no presentan límites o colores de birrefringencia bien definidos y tienen una apariencia iridiscente (p.ej., Figuras 5c, 5d, y parte inferior de 5e).

Tabla 1. Características morfológicas de las burbujas en las muestras M₁ y M₂.

Muestra	Dominio	Tamaño promedio (mm^2)	Forma	Muestra (n)
M ₁	D ₁	0,9	Irregular	35
	D ₂	0,045	Redonda	200
	D ₃	1,6	Irregular	80
	D ₄	2,3	Interconectada	200
	D ₅	2,3	Interconectada	200
	D ₆	2,3	Interconectada	200
M ₂	D ₇	0,8	Interconectada	200
	D ₈	0,4	Redonda	200

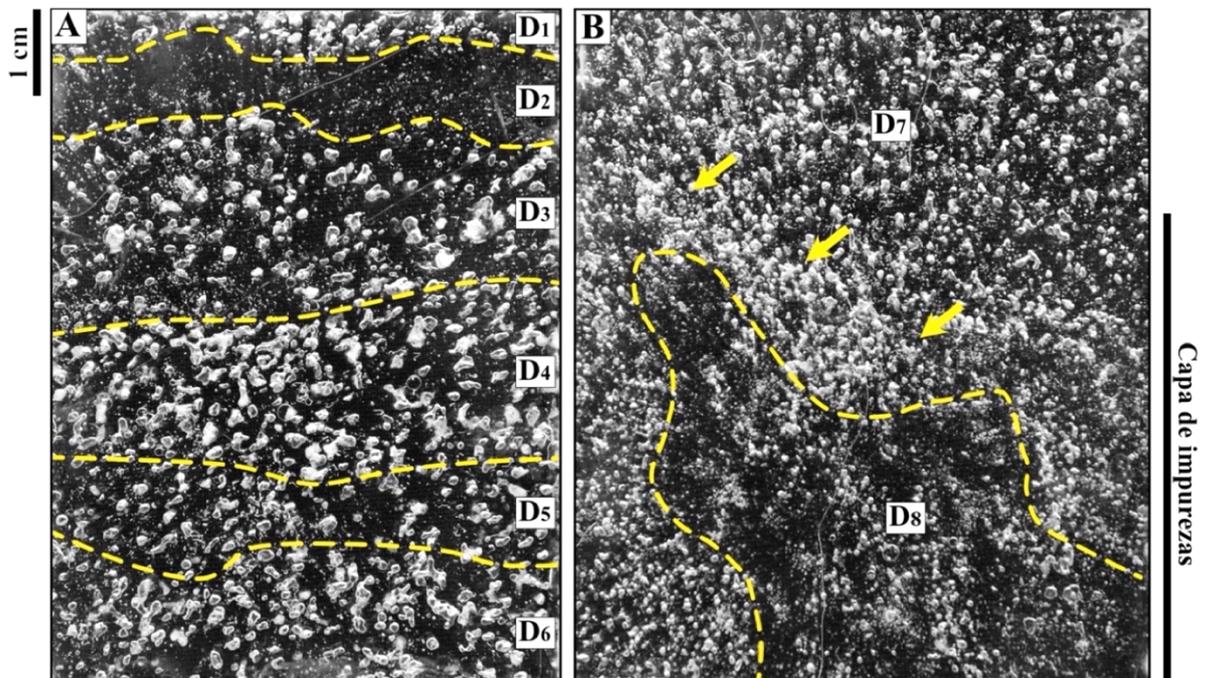


Figura 3. Dominios (D) de diferentes densidades, tamaños y formas de burbuja, delimitados por las líneas amarillas discontinuas. A) Muestra M₁, B) Muestra M₂. Las flechas indican zonas puntuales con alta densidad de número de burbujas.

Las diferencias observadas entre estos dos grupos bajo polarizadores cruzados se deben a la interacción entre el espesor de las muestras y el tamaño de los granos. En el Grupo 1, los granos son más grandes que el espesor de la muestra, lo que permite observar solo una sección transversal de cada uno de los granos. En cambio, en el Grupo 2, los granos son más pequeños que el espesor de la muestra, lo que implica que a lo largo de una línea transversal a la muestra abarca a varios granos. Debido a estas diferencias en el tamaño, los métodos de análisis también difieren: para el Grupo 1, las fotografías bajo polarización cruzada fueron suficientes, mientras que para el Grupo 2 fue necesario utilizar microscopía de luz transmitida.

En M1, el G1 es el grupo dominante y está distribuido de manera homogénea en toda la muestra (Figura 4e). En M2, G1 domina en la parte superior, mientras que G2 prevalece en el tercio central e inferior (Figura 5e). El tamaño del Grupo 1 es similar en ambas muestras (0,104 mm² en M1 y 0,138 mm² en M2) y tiene una forma poligonal con un índice de circularidad de 0,79 en M1 y 0,87 en M2. Por otro lado, el Grupo 2 tiene un tamaño promedio mucho más pequeño (0,006 mm²) y un índice de circularidad menor (0,67) en comparación con G1. En la zona donde G2 es predominante

Tabla 2. Características de los granos en M₁ y M₂. (G1*: granos pertenecientes a G1 dentro de la zona de predominancia de G2).

Muestra	Grupo	Tamaño medio (mm ²)	Circularidad	Muestra (n)
M ₁	G ₁	0,104	0,79	1.532
	G ₁	0,138	0,87	838
M ₂	G ₁ *	0,132	0,75	284
	G ₂	0,006	0,67	608

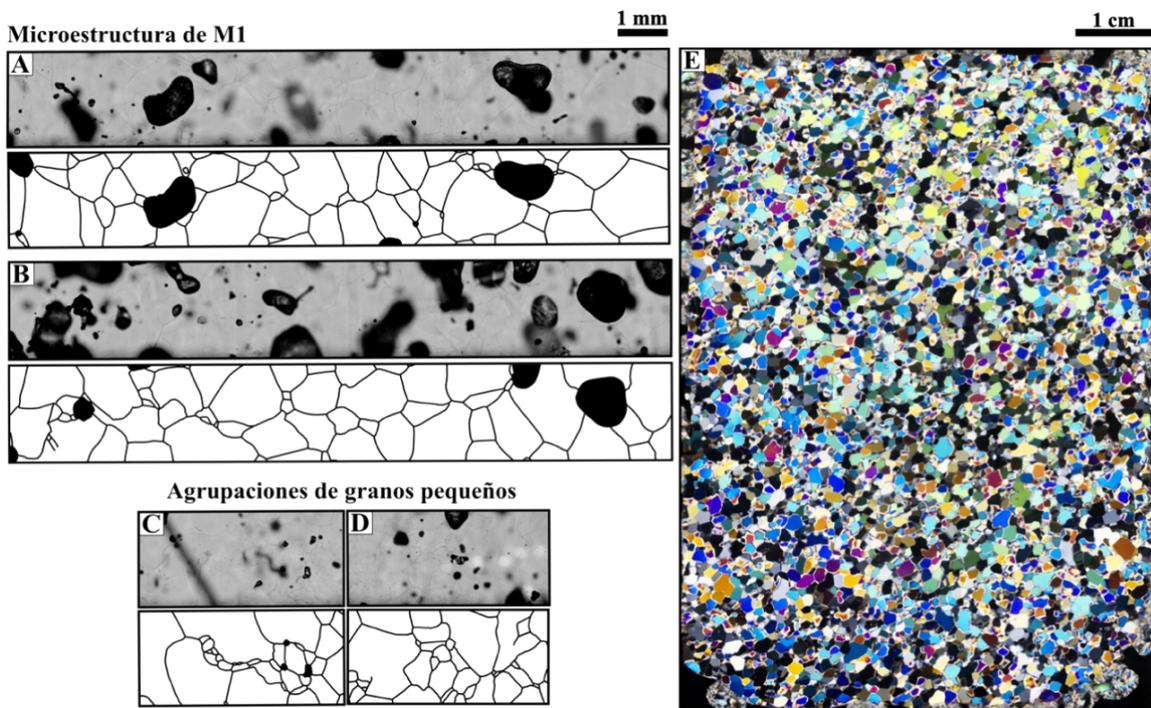


Figura 4. Microestructura de M1. Para mejorar la visualización del tamaño y la forma de los granos, se ha dibujado el contorno del límite del grano (LG; líneas negras) y las burbujas superficiales (áreas negras) debajo de cada banda de microscopía. **A** y **B**) Micrografías que representan el aspecto general de la muestra. Abajo a la izquierda: clústeres de granos pequeños, posiblemente debido a la acción combinada de la deformación y la presencia de partículas. **C**) Clúster de morfología alargada. **D**) Clúster de morfología casi redondeada. **E**) Detalle de M1 bajo polarizadores cruzados.

en M2, también se observan algunos granos dispersos pertenecientes a G1, con un tamaño promedio similar al habitual para este grupo ($0,132 \text{ mm}^2$) y un índice de circularidad ligeramente menor (0,75; Tabla 2).

Los resultados de los análisis químicos con micro-Raman (Figura 6), a los que fueron sometidas las muestras extraídas de la capa de impurezas, revelan en primer lugar la presencia de cuarzo (polimorfo de SiO_2). Este mineral se identificó gracias a sus bandas Raman características usando diferentes intensidades de laser: 295 cm^{-1} (muy débil), 262 cm^{-1} (débil), 396 cm^{-1} (débil), 313 cm^{-1} (media), 209 cm^{-1} (media), y 358 cm^{-1} (media), y 467 cm^{-1} (muy fuerte; Huidobro et al., 2021). En segundo lugar, se detectó de manera ocasional la presencia de anatasa [TiO_2], gracias a su banda más característica a 144 cm^{-1} (muy fuerte; Huidobro et al., 2021). Por último, se detectó en varias ocasiones atacamita [$\text{Cu}_2\text{Cl}(\text{OH})_3$], que aunque tiene varios patrones Raman característicos, las bandas principales siempre aparecen en las mismas posiciones: 155 cm^{-1} (muy fuerte), 266 cm^{-1} (media), 289 cm^{-1} (fuerte), 335 cm^{-1} (débil), 374 cm^{-1} (débil), 455 cm^{-1} (media), 477 cm^{-1} (media), 513 cm^{-1} (fuerte) y 808 cm^{-1} (muy débil; Li et al., 2020; Marcaida et al., 2018).

6.5. Discusión

6.5.1. Origen de la estratificación del hielo

La estratificación en el hielo puede estar definida por variaciones en el tamaño y la forma de los granos, la densidad del número de burbujas (ρ_{nb}) o el contenido de impurezas (Allen et al., 1960; Hambrey, 1975, 1976b, 1977; Hambrey y Milnes, 1977; Hudleston, 1977). En el caso particular de la estratificación definida por ρ_{nb} , puede tener una naturaleza primaria (sedimentaria) o secundaria

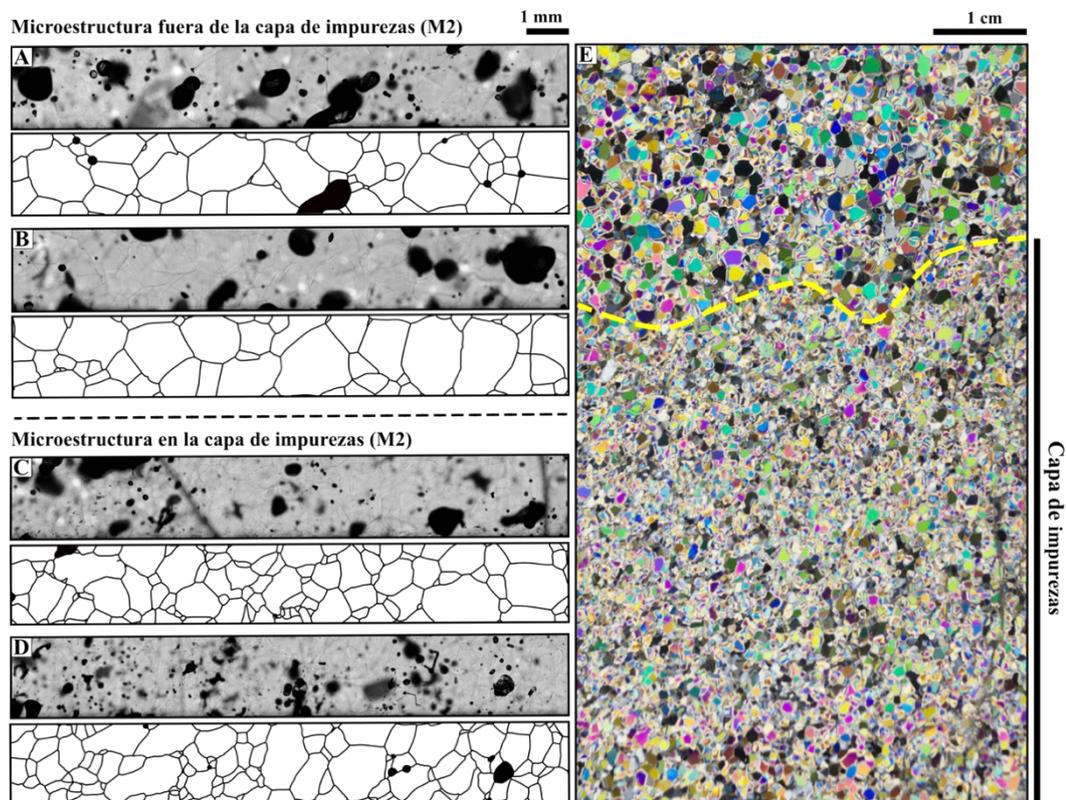


Figura 5. Microestructura del M2. Las líneas negras/amarillas discontinuas representan el límite superior de la capa de impurezas. **A y B)** Microestructura de la parte superior de la muestra, donde la concentración de impurezas es baja. **C y D)** Microestructura dentro de la capa de impurezas. **E)** Fotografía de M2 bajo polarizadores cruzados.

(también conocida como foliación). El origen de la estratificación primaria radica en la acumulación paralela a la superficie de las diferentes capas que forman el manto de nieve, y en su posterior transformación en firn y hielo (Hambrey, 1976a, 1994; Hambrey y Lawson, 2000; Lewis, 1960). Esta estratificación, constituida por capas isócronas, es común en las zonas de acumulación de los glaciares, por encima de la línea de equilibrio glaciar. Las diferentes características de las capas pueden reflejar las condiciones ambientales (atmosféricas) que prevalecieron en el momento de su depósito (p.ej., variaciones estacionales) así como los procesos post-deposicionales que podrían haber afectado al manto de nieve (p.ej., Schytt, 1955; Shumskii, 1964; Wadham y Nuttall, 2002). Por ejemplo, en los mantos de nieve que experimentan fusión parcial y recongelamiento, como en el caso de los glaciares en zonas templadas, las capas con valores altos de ρ_{nb} pueden indicar la temporada invernal. Por el contrario, las capas con valores bajos de ρ_{nb} pueden indicar el recongelamiento del agua de fusión estival y generalmente se encuentran en la base del manto de nieve o a diferentes profundidades en el firn, con morfologías lenticulares (Hambrey, 1994; Hambrey y Lawson, 2000). Además, las burbujas de aire o la porosidad en general pueden ser indicadores útiles de la transición entre el firn y el hielo. Esta transición difiere entre los glaciares templados, que experimentan ciclos continuos de fusión y recongelamiento, lo que tiende a generar una estratigrafía compleja (Kawashima y Yamada, 1997), y los glaciares en zonas polares, donde esta transición ocurre de manera más gradual y ordenada, bajo condiciones de manto “seco”, sin la influencia de agua en estado líquido (Alley et al., 1982).

La estratificación secundaria está estrechamente relacionada con la deformación dúctil del hielo y puede ser responsable de variaciones en la distribución del tamaño, la forma y la posición de los granos y las burbujas. A medida que aumenta la deformación, la estratificación (o foliación) se vuelve más marcada e intensa (Barnes y Tabor, 1966; Brepson, 1979; Hambrey y Milnes, 1977; Hambrey et al., 1980; Hooke y Hudleston, 1978) y tiende a formarse en posición perpendicular al máximo estrés compresivo (Glen, 1956; Hooke y Hudleston, 1978; Meier, 1960; Pfeffer, 1992). Por lo tanto, cuando el hielo está sometido a un cizallamiento simple bien desarrollado, se forma una foliación cuyo plano es paralelo al plano de cizallamiento (Chamberlin y Salisbury, 1909; Perutz y Seligman, 1939; Ragan, 1969). Esta estratificación puede reflejar procesos de deformación a escala de décadas en glaciares o a escala de milenios en zonas polares (Paterson, 1994). Un ejemplo de este fenómeno fue observado por Pfeffer (1992) en la parte frontal del Glaciar Variegated (Alaska) después de un episodio de avance rápido entre 1982 y 1983. Se observó una reorganización de burbujas como resultado de la migración de los bordes de grano, consecuencia de procesos de recristalización dinámica provocados por el aumento de los esfuerzos compresivos. Basándonos en esta información y en los resultados de nuestros análisis, en las secciones siguientes intentaremos averiguar el posible origen de la estratificación marcada por las burbujas que caracteriza la sección MP1-6.

6.5.1.1. Origen primario

Para este primer argumento, es importante tener en cuenta la altitud media anual de la isoterma 0° C en GMP (2.945 m s.n.m.; López-Moreno et al., 2019) y la altitud de la línea de equilibrio glaciar 3.050 m s.n.m. (López-Moreno et al., 2016). El testigo MP1, del cual deriva el segmento de estudio (MP1-6), fue extraído a una altitud aproximada de 2.900 m s.n.m., en la zona de ablación (Figuras 1b y 1c), pero muy cerca del límite inferior de la zona de acumulación, donde los procesos característicos de esta zona pueden seguir teniendo influencia, ya que no se trata de un límite neto y tiene una variabilidad natural. Si damos por válida esta posibilidad, los niveles con valores de ρ_{nb} más bajos y más altos probablemente representen las estaciones de verano e invierno, respectivamente.

En segundo lugar, en nuestras muestras, no se observa una elongación preferencial en los cristales (Figuras 4 y 5) ni en las burbujas (Figura 3), lo cual podría descartar la presencia de procesos de deformación. En las muestras, los cristales de hielo presentan predominantemente una forma poligonal, mientras que las burbujas exhiben morfologías circulares o irregulares. Las elongaciones de los cristales han sido identificadas en glaciares como el Storglaciären (Suecia; Hudleston, 2015). Además, en el caso particular de las burbujas, estas morfologías de deformación son típicas de los glaciares ubicados en zonas frías (Alley y Fitzpatrick, 1999; Gow, 1968; Hudleston, 1977).

El tercer argumento se basa en los resultados de los análisis de Raman (Figura 6). Como se mencionó anteriormente, se identificaron tres minerales principales: atacamita, anatasa y cuarzo. Esta mineralogía es consistente con estudios químicos previos realizados en el hielo de GMP. Moreno et al. (2021) informaron que los factores de enriquecimiento normalizados en base al aluminio de Ti, Mn, Cr, Co, Ni, Cu y Pb son mayores en comparación con las concentraciones medidas en la estación de monitoreo de Ordesa (a 8 km del GMP, 1.190 m s.n.m.). En particular, Cu y Pb presentan un mayor enriquecimiento, con un factor superior a 6. Además, los altos valores de las relaciones Cu/Mn, As/Se y Pb/Zn indican una influencia significativa de las actividades de minería y fundición de cobre (Corella et al., 2018). En el valle de Bielsa se registraron actividades de este tipo durante períodos preindustriales (Callén, 1996), como las antiguas minas de Parzán, uno de los principales yacimientos de plomo y plata del Pirineo Central, ubicado a 7 km al oeste del glaciar. Sin embargo, dado que se trata de una caracterización preliminar, necesitamos más análisis y resultados más sólidos para aclarar cuestiones como el origen de la atacamita, es decir, si su origen es puede ser primario o es producto de procesos de oxidación de otros minerales de cobre.

A lo largo de la superficie de la sección superior glaciar es posible identificar una estratigrafía primaria, que resulta visible en algunas zonas debido a la presencia de capas ricas en detritos, especialmente en su parte superior. El tamaño de las partículas varía entre limo (0,002 – 0,05 mm) y arena (0,05 – 2 mm) y posiblemente llegaron a la superficie del glaciar transportadas por el viento (p.ej., black carbon o polvo) o debido a procesos de erosión de afloramientos locales (p.ej., gelifracción). Los niveles ricos en impurezas pueden ser indicativas de episodios de acumulación reducida de hielo o de periodos donde ha predominado la ablación, ya que en tales situaciones las partículas se concentran cuando el hielo que las contiene se derrite, generando capas con un color más oscuro (Moreno et al., 2021).

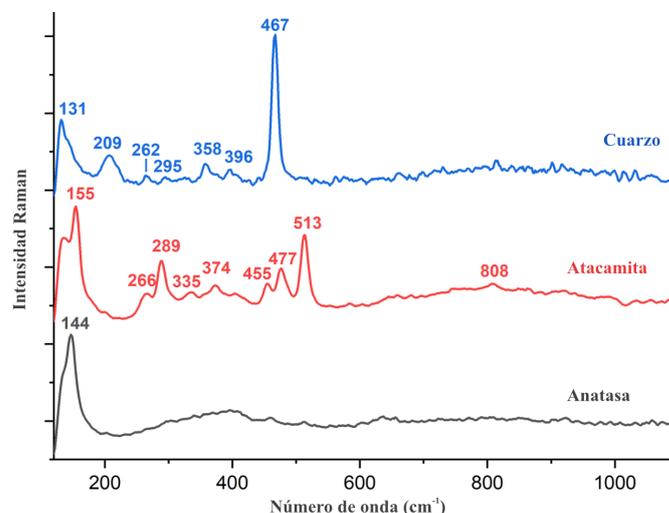


Figura 6. Análisis micro-Raman de la capa de impurezas M2. Cuarzo (polimorfo SiO₂; línea azul), atacamita ([Cu₂Cl(OH)₃]; línea roja) y anatasa (TiO₂; línea gris).

En nuestros análisis, el mineral detectado con mayor frecuencia fue el cuarzo (un polimorfo del SiO₂). Su origen puede estar en procesos de meteorización sobre litologías locales, como las areniscas de la Formación Marboré (Robador Moreno et al., 2020), o en el depósito de polvo mineral sobre la superficie del glaciar. Sin embargo, no existen afloramientos de areniscas en las proximidades del punto de extracción, ya que el afloramiento rocoso más cercano (Figura 1c) está compuesto por calizas del Paleoceno, lo que aumenta la probabilidad de que el origen de estas partículas sea polvo mineral transportado por el viento. Las partículas de polvo suelen tener un tamaño inferior a decenas de micrómetros y se incorporan a la atmósfera como aerosol desde regiones áridas o semiáridas, recorriendo largas distancias hasta depositarse de nuevo en la superficie. Su composición consiste principalmente en una mezcla de cuarzo, carbonatos, óxidos de hierro, minerales de arcilla, sulfatos y feldespatos (Engelbrecht et al., 2016), cuyas abundancias relativas varían según la zona de procedencia (Caquineau et al., 2002; Formenti et al., 2014; Scheuven et al., 2013). Estas partículas representan aproximadamente el 40 % de las emisiones anuales de aerosoles (IPCC, 2013). La región del norte de África (Sáhara y Sahel) es la que más polvo aporta a la atmósfera a nivel mundial (Prospero et al., 2002).

Los Pirineos actúan como barrera natural para las masas de aire procedentes del norte de África, lo que provoca un mayor depósito de polvo en esta región en comparación con las zonas situadas cientos de kilómetros al sur (Pey et al., 2020). Las masas de aire cargadas de polvo africano alcanzan esta cordillera aproximadamente el 10% de los días del año (Pey et al., 2013), y su depósito es mayor durante las estaciones frías, que van de noviembre a abril, períodos en los que predominan los eventos extremos de polvo procedentes de los desiertos del norte de África (Fig. 1c). Según estimaciones de Pey et al. (2020), las concentraciones de partículas en el glaciar varían entre 4,5 y 10,6 g m⁻². Durante los eventos de depósito de polvo, la composición de las partículas muestra una firma mineral caracterizada por minerales de arcilla y cuarzo, seguidos de feldespatos, carbonatos y hematites. En ausencia de estos eventos, las partículas presentan una naturaleza orgánica marcada (Pey et al., 2020). Considerando factores como la disposición horizontal de la capa de impurezas, su coloración rojiza (posiblemente debido a la presencia de minerales de arcilla) y el alto contenido de cuarzo, podemos plantear la hipótesis de que esta capa está compuesta por partículas de polvo mineral. Además, al combinar el hecho de que los eventos de depósito de polvo mineral son más comunes en invierno y que esta capa de impurezas se encuentra dentro de una zona con valores altos de densidad de número de burbujas (indicativo de invierno si consideramos un origen primario), se podría plantear la idea de que esta capa es indicativa de una estación invernal caracterizada por una alta frecuencia de eventos de depósito. Además, no podemos descartar de que se trate de una capa formada por una sucesión de eventos de reconcentración de partículas durante una época de ablación o de poca acumulación. Sin embargo, se requiere realizar análisis químicos adicionales para respaldar estas hipótesis y obtener una conclusión más sólida.

Finalmente, las fotografías realizadas bajo polarizadores cruzados sirven para apoyar el último argumento a favor del origen primario. En este punto, es importante enfatizar que estas interpretaciones se basan en la suposición de que las variaciones en los colores de birrefringencia de los granos son únicamente aproximaciones en términos cualitativos de cambios en la disposición de los ejes cristalográficos *c*. Ambas muestras tienen un espesor medio entre 200 y 400 μm, y sus tonalidades de birrefringencia, que son diferentes debido a las diferencias de espesor, se distribuyen homogéneamente a lo largo de cada una de las muestras, sin agrupaciones de ningún color en particular. Esto indica que no hay cambios significativos en la fábrica que estén relacionados con la estratificación definida por las burbujas o por las impurezas (Figuras 4e y 5e). Si nos encontráramos ante una estratificación con origen secundario, habría esperar que se produzcan cambios en la disposición de los ejes *c* en las regiones donde, como resultado de los esfuerzos de cizalla, los planos

de deslizamiento basales se alinearan paralelamente al plano de cizalla. Además, se ha observado con frecuencia que dentro de las capas de impurezas existe una mayor tendencia a que los ejes c converjan hacia un único máximo (Paterson, 1991), lo que crea condiciones más favorables para la deformación y el flujo del hielo.

Teniendo en cuenta estos hechos, podemos encontrarnos ante dos posibles escenarios: primero, aunque pudieron estar activos en el pasado, actualmente no hay procesos de deformación activos en el GMP. En segundo lugar, podrían estar activos en la actualidad, pero no son lo suficientemente fuertes como para producir cambios significativos en la fábrica, al menos en el nivel del análisis cualitativo con el que estamos trabajando. En ambos casos, dado que el GMP es un glaciar templado, está expuesto a temperaturas relativamente altas que pueden dar lugar a procesos de recristalización capaces de borrar las señales de deformación de la estructura original. Por ejemplo, se ha observado cómo la recristalización puede implicar cambios desde una disposición con un único máximo paralelo al polo del plano de foliación, hacia una disposición con tres o cuatro máximos, ninguno de los cuales es paralelo a la normal del plano de foliación (Rigsby, 1960). Bader (1951) y Rigsby (1951) establecieron la existencia de estas estructuras peculiares, y trabajos posteriores como los de Schwarzacher y Untersteiner (1953), Rigsby (1953), y Meier et al. (1954), proporcionaron nuevos datos que respaldaban esta investigación, aunque también añadían niveles adicionales de incertidumbre.

6.5.1.2. Origen secundario

Combinando los resultados de microscopía, junto con las fotos de alta resolución de las muestras, podemos observar cómo en M1 los dominios con valores bajos de ρ_{nb} , como D2 y, en menor medida, D5, presentan una correspondencia con zonas donde la concentración de LsG es alta (Figura 9a). Esto podría ser indicativo de la presencia de una deformación heterogénea (concentración de esfuerzos dentro de los granos) a escala microscópica (Weertman y Weertman, 1992; Figura 7a, 7b). Hallazgos recientes han cuantificado la velocidad del hielo de GMP en aproximadamente 10 m a^{-1} (López-Moreno et al., 2019). Por tanto, la presencia de LsG puede representar la deformación producida por los esfuerzos generados por el flujo de hielo. Sin embargo, esta situación no se repite en otras zonas con valores bajo de ρ_{nb} , como D3 y D8, e incluso existe una correspondencia opuesta. Por ejemplo, en los clústeres a lo largo del límite superior de D8, donde la densidad del número de burbujas es alta, hay una concentración preferencial de LsG (Figura 9b). En los dominios restantes, los LsG se distribuyen homogéneamente e independientemente de los valores de ρ_{nb} . Además, tampoco se puede apreciar ninguna correspondencia de los LsG con el tamaño de grano, estando presentes tanto en los granos más grandes (G1), como en los más pequeños (G2).

El segundo argumento relaciona los efectos del flujo identificado en el glaciar y la presencia de partículas en el hielo. Cuando un grano de hielo se ve sometido a esfuerzos intensos, la energía de deformación se acumula a lo largo de los límites de los granos (LsG), lo que promueve la formación de nuevos granos en esas regiones (Humphreys y Hatherly, 2004). Además, esta energía de deformación puede concentrarse alrededor de las partículas presentes en la matriz de hielo, ya que pueden obstaculizar el deslizamiento en los límites de los granos, lo que a su vez aumenta la recristalización dinámica y, en última instancia, la nucleación de nuevos granos (Song et al., 2005). A este último mecanismo se le conoce como nucleación estimulada por partículas (PSN, por sus siglas en inglés) y ha sido definido a partir de estudios realizados en metales y aleaciones (Habiby y Humphreys, 1994; Huang y Humphreys, 2000; Somerday y Humphreys, 2003).

En nuestras muestras, podemos encontrar ejemplos que ilustran ambas situaciones. Por un lado, en algunas áreas se pueden observar pequeños granos dispuestos a lo largo de los límites de granos

(LG; Figura 4c). Por otro lado, aparte de la capa de impurezas visible a simple vista en M2, también existen otras regiones tanto en esta muestra como a lo largo de M1, donde hay partículas, pero en bajas concentraciones, por lo que no son visibles a simple vista, solo bajo el microscopio. Estas agrupaciones de partículas coinciden con acumulaciones más o menos circulares de granos con un tamaño menor al de los granos circundantes, lo que podría ser producto de un proceso de PSN (Figura

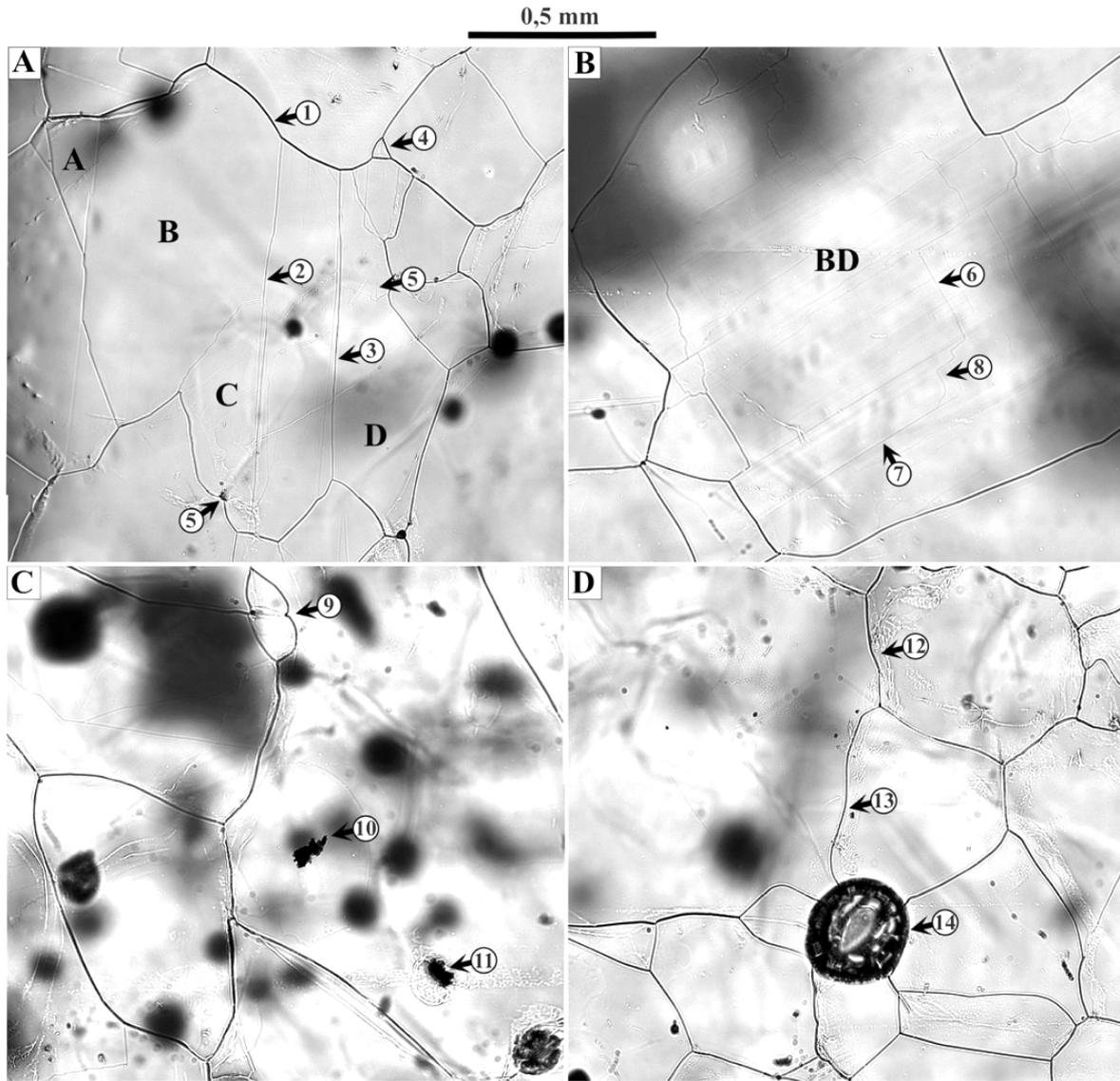


Figura 7. Micrografías extraídas de M1 y M2. **A)** En la imagen se aprecia un grano de hielo, acotado por sus límites (LG;1), líneas de color negro o gris muy oscuro. En su interior se pueden observar varios límites de sub-grano (LsG; p.ej., 2 y 3), de tonalidad más clara, los cuales son indicadores de esfuerzos heterogéneos dentro del grano. A medida que los LsG evolucionen a LG, se diferenciarán varios granos (A, B, C, D) a partir del grano original (recristalización por rotación; RXX). También se pueden observar la nucleación de un pequeño grano en un punto triple (4; SIBM-N). Además, se observa la presencia de muros de dislocaciones (5), que con el tiempo tenderán a unirse y formar un LsG. **B)** En toda la superficie del grano, que abarca la mayor parte de la micrografía, se pueden observar bandas de deslizamiento (BD; líneas tenues y paralelas entre sí), que también son indicadores de que el grano está sometido a esfuerzos de cizalla. Además, también se pueden ver ejemplos de los diferentes tipos de LsG: n (6), p (7), z (8). **C)** Los puntos 9 y 5, este último de la figura A, ejemplifican el efecto de anclaje que pueden producir las microburbujas (9) o las partículas (5). También se pueden ver claramente dos partículas irregulares y opacas que componen la capa de impurezas (10 y 11). **D)** En esta imagen se puede ver la forma sinusoidal que caracteriza a los límites de grano (LG; 12 y 13) o las burbujas (14) en el nivel de impurezas.

4d). Ambas observaciones respaldan la idea de que el hielo de GMP puede estar sometido a esfuerzos lo suficientemente elevados como para desencadenar este tipo de fenómenos inducidos por la deformación.

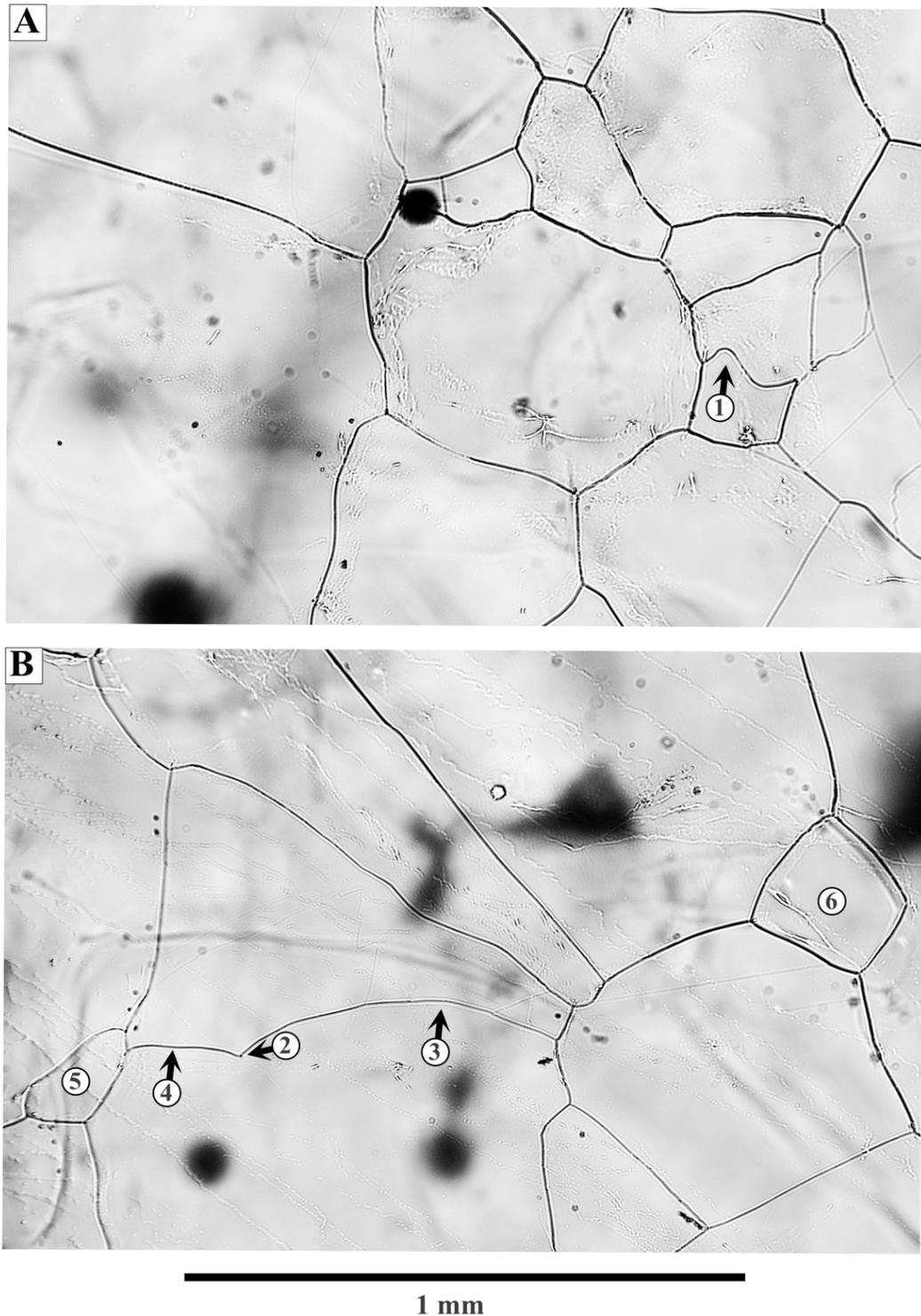


Figura 7 bis. Micrografías pertenecientes a M2 que representan regiones de la microestructura donde domina la recristalización dinámica. Algunos ejemplos que se pueden observar son: bordes de grano “abombados”, indicadores de la presencia de SIBM-O (p.ej., puntos 1, 3 y 4), o casos de nucleación de nuevos granos SIBM-N (p.ej., puntos 5 y 6). Además, el punto 2 es un claro ejemplo del proceso de anclaje, en este caso producido por una micro-burbuja.

6.5.2. Interacción entre el crecimiento del grano y las impurezas

En M1 la concentración de partículas es baja y solo son visibles bajo el microscopio, al contrario que M2, que tiene un nivel de impurezas perceptible tanto en la estratigrafía visual (Figura 2b) como en la microscopía (Figura 7c). En la estratigrafía visual, la capa de impurezas se puede identificar por su característico color marrón-rojizo, mientras que bajo el microscopio se presentan como pequeñas partículas opacas con formas irregulares y un tamaño promedio $\leq 0,05$ mm. Además del impacto que tienen estas partículas en la formación de nuevos granos, como se describió en la sección anterior, también pueden interactuar con los límites de los granos durante su migración (Beck y Sperry, 1950). A través de los efectos de arrastre o anclaje que ralentizan o incluso detienen por completo la migración de los LG.

En la muestra de la sección inferior (M2), es posible que estemos observando alguno de los dos mecanismos. En los tercios medio e inferior de M2, que corresponden a la capa de impurezas, se produce una reducción drástica tanto en el tamaño de los granos como en el índice de circularidad. El tamaño de los granos disminuye en dos órdenes de magnitud, pasando de un tamaño promedio de $0,12 \text{ mm}^2$ en M1 y en la zona sin impurezas de M2, a $0,006 \text{ mm}^2$ dentro de esta capa. Asimismo, el índice de circularidad experimenta una disminución, pasando de 0,83 fuera de la capa de impurezas a 0,67 dentro de la capa (Figuras 5c, 5d y 8).

Aunque la concentración de partículas es alta, en esta capa no se observan efectos de anclaje por partículas y tampoco se aprecia una concentración preferencial de partículas a lo largo de los límites de grano, sino que parecen estar distribuidas de manera homogénea. Sin embargo, de manera ocasional se pueden ver límites de grano que han sufrido anclaje debido a la presencia de microburbujas (Figuras 7c y 7bis-b). A pesar de la ausencia de anclaje por partículas, la correlación que existe entre la capa de impurezas y la reducción del tamaño y la circularidad de los granos es evidente. Esto puede ser explicado porque, además de las impurezas visibles (partículas), también puede haber impurezas solubles que afecten al movimiento de los límites de los granos mediante el efecto de arrastre. Una posible evidencia de este proceso, puede ser que, aún en ausencia de partículas en los LG, una gran parte de ellos presentan una forma sinusoidal (Figura 7d), indicando una posible reducción en la velocidad de migración en ciertos puntos. Es importante tener en cuenta la resolución de nuestro estudio microestructural, ya que solo estamos analizando tres bandas con el objetivo de observar la evolución general de las características de los granos. Para confirmar nuestras observaciones y comprender mejor la contribución real de los efectos del arrastre y el anclaje, sería necesario realizar un análisis más exhaustivo, ampliando la cobertura (área) de la microscopía. Este efecto es semejante al observado en los 2.300 m superiores de EDML (Antártida), donde también resulta difícil encontrar una interacción clara entre la microestructura y las partículas (Faria et al., 2010).

6.6. Conclusiones

Este estudio representa el primer intento de caracterizar la microestructura del hielo del glaciar de Monte Perdido (Pirineo central), uno de los glaciares más meridionales de Europa. A través del análisis de un segmento específico (MP1-6) hemos investigado las interacciones entre las impurezas y la microestructura.

Una de las características más destacadas de este segmento es que la estratificación está definida tanto por burbujas de aire como por partículas. Según nuestros resultados, la estratificación causada por las burbujas puede tener un origen tanto primario (sedimentario) como secundario (inducido por deformación). Por un lado, el origen primario se respalda por varios factores: el testigo de hielo

pertenece al límite inferior de la zona de acumulación, no hay elongación preferencial de las burbujas o granos, no hay variaciones en los colores de birrefringencia a lo largo de las muestras que indiquen características de esfuerzos de cizalla activos, y existe una correspondencia entre la capa de máxima concentración de impurezas (posiblemente resultado de la depósito de polvo sahariano, más frecuente en invierno) y una zona con una alta concentración de burbujas de aire (posiblemente representativa de la estación invernal). Por otro lado, las pruebas que respaldan un origen secundario se basan en que algunas capas muestran una concentración preferente de LsG (elementos microestructurales indicativos de deformación heterogénea) y la aparición de agrupaciones de granos diminutos, cuya formación está relacionada con la combinación de deformación y la presencia de partículas (PSN). Ambas evidencias indican que el hielo glaciar está o ha estado sometido a mayores esfuerzos, posiblemente relacionados con el flujo glaciar.

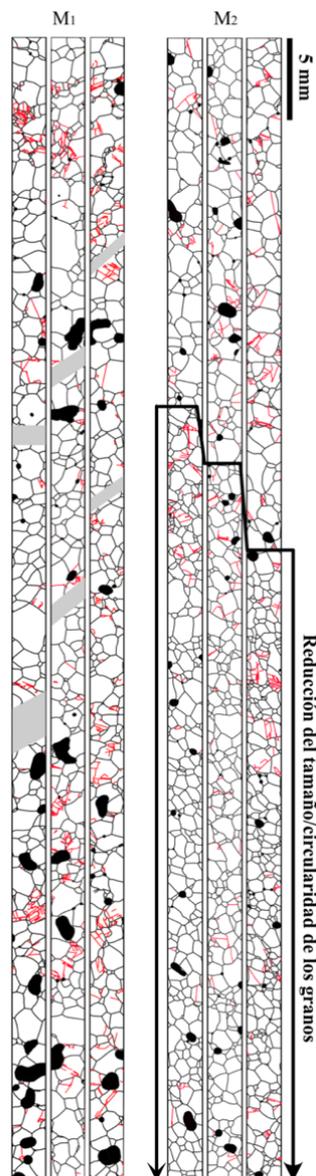


Figura 8. Esquemas de microestructura de M1 y M2. Límites de grano (LG, líneas negras), límites de sub-grano (LsG, líneas rojas) y burbujas (áreas negras). Los rectángulos grises representan las regiones en las que la microestructura de la muestra está dañada por fracturas. En M2, la línea negra escalonada que termina en flecha representa el límite superior de la capa de impurezas en M2, por debajo del cual se observa una disminución del tamaño y circularidad de los granos.

Si nos enfocamos exclusivamente en las pruebas que respaldan un origen secundario de la estratificación, todas ellas estrechamente vinculadas a los procesos de flujo glaciar, y las combinamos con los efectos que las impurezas tienen en la mecánica del hielo natural (aumento del flujo/deformación), podríamos estar frente a un escenario de mayor transferencia de masa desde la zona de acumulación hacia la de ablación a largo plazo. Este proceso implicaría una pérdida de masa acelerada, especialmente si las capas de impurezas se extienden horizontalmente.

En cuanto al efecto de las impurezas en la microestructura, se observa una clara relación inversa entre su concentración y el tamaño/circularidad de los granos. Este efecto podría ser resultado de la combinación de los mecanismos de arrastre y anclaje, generados por la interacción entre las impurezas insolubles (partículas) o solubles y el proceso de migración de los límites de grano. El proceso de arrastre parece ser el proceso predominante (según lo observado en nuestras bandas de microscopía) y algunos límites de grano presentan un anclaje por microburbujas. Para realizar una caracterización preliminar de las partículas, empleamos un espectrómetro micro-Raman. Mediante esta técnica identificaron minerales como la atacamita y la anatasa, cuya presencia es coherente con antiguas actividades mineras en las cercanías y con estudios químicos previos sobre el GMP. El cuarzo es el mineral predominante y su presencia podría estar relacionada con la llegada de masas de aire cargadas de polvo del norte de África.

Si con análisis adicionales y una mayor cantidad de muestras determinamos con mayor certeza que esta capa es polvo mineral, es importante tener en cuenta que desde la segunda mitad del siglo XX ha habido un incremento del flujo de polvo sahariano en el oeste de Europa (Cruz et al., 2021; Sousa et al., 2019), como consecuencia de un aumento promedio del 10% de la extensión de este desierto entre 1920 y 2013 (Tomas y Nigam, 2018). El aumento de los aportes de polvo en la criósfera de los Pirineos puede reducir el albedo del manto de nieve estacional, acelerando su derretimiento. Estimaciones han demostrado que el albedo disminuye en años con eventos de depósito, variando entre 0,6 y 0,4 (p.ej., 2016–2017), en comparación con años sin eventos que presentan un albedo de

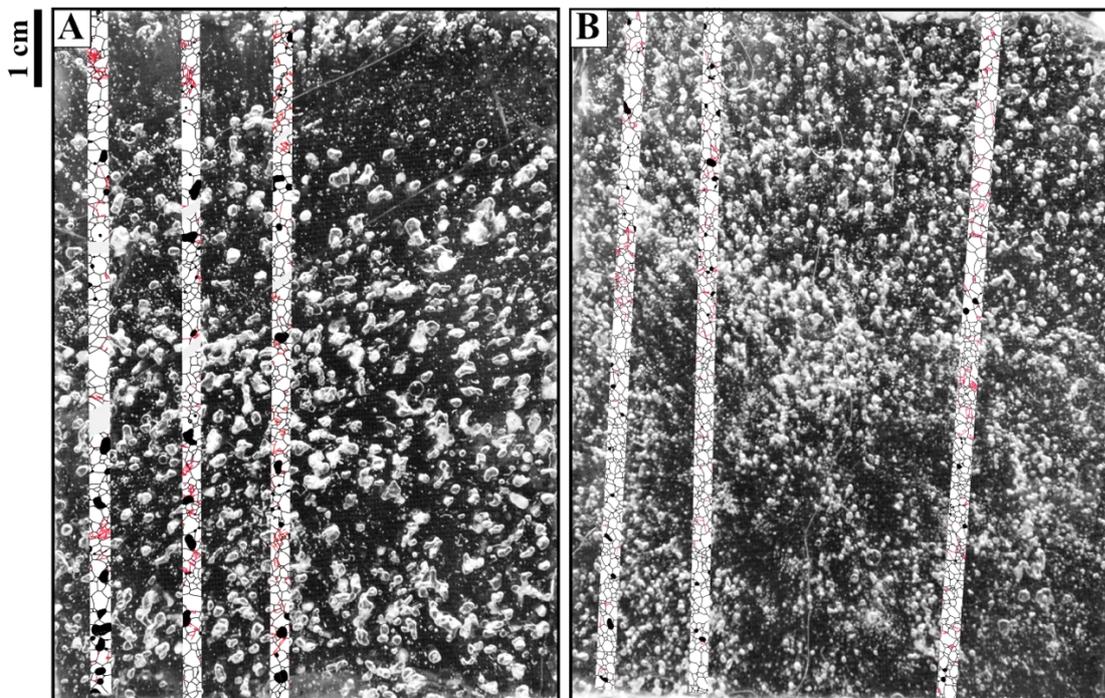


Figura 9. Posiciones detalladas de los contornos de microestructura en M1 (A) y M2 (B) representados en la Figura 8.

0,7 a 0,9 (p.ej., 2018–2019; Pey et al., 2020). Un mayor aporte de polvo mineral a la criosfera de los Pirineos también implica un aumento de la probabilidad de que una parte de estas partículas se preserven en las zonas de acumulación y pasen a formar parte de la estructura del hielo glaciar, como probablemente ha ocurrido en nuestro estudio. Por lo tanto, su influencia en la mecánica del hielo también aumentará.

A parte del papel de las impurezas, existen otros factores pueden reforzar la degradación del glaciar, como el aumento anual de las temperaturas regionales (El Kenawy y et al, 2012; Esteban et al., 2009, 2012; López Moreno et al., 2010; Maris et al., 2009; Pérez-Zanón et al., 2017; Spagnoli et al., 2002), el predominio generalizado de los procesos de ablación sobre los eventos de acumulación (López Moreno et al., 2019), y la disminución del espesor y superficie del manto de nieve estacional durante la segunda mitad del siglo XX especialmente en cotas bajas (López-Moreno et al., 2005; López-Moreno et al., 2009).

REFERENCIAS

- Allen, C. R., Kamb, W. B., Meier, M. F., & Sharp, R. P. (1960) Structure of the Lower Blue Glacier, Washington. *The Journal of Geology*, 68(6), 601–625. doi: 10.1086/626700
- Alley, R. B., Bolzan, J. F., & Whillans, I. M. (1982) Polar Firn Densification and Grain Growth. *Annals of Glaciology*, 3, 7–11. doi: 10.3189/S0260305500002433
- Alley, R. B., & Fitzpatrick, J. J. (1999) Conditions for bubble elongation in cold ice-sheet ice. *Journal of Glaciology*, 45(149), 147–153. doi: 10.3189/S0022143000003129
- 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, 236 pp., Madrid.
- Arnaud, L., Gay, M., Barnola, J. M., & Duval, P. (1998) Imaging of firn and bubbly ice in coaxial reflected light: A new technique for the characterization of these porous media. *Journal of Glaciology*, 44(147), 326–332. doi: 10.3189/S0022143000002653
- Bader, H. (1951) Introduction to Ice Petrofabrics. *The Journal of Geology*, 59(6), 519–536. doi: 10.1086/625909
- Barnes, P., & Tabor, D. (1966) Plastic Flow and Pressure Melting in the Deformation of Ice I. *Nature*, 210(5039), 878–882. doi: 10.1038/210878a0
- Beck, P. A., & Sperry, P. R. (1950) Strain Induced Grain Boundary Migration in High Purity Aluminum. *Journal of Applied Physics*, 21(2), 150–152. doi: 10.1063/1.1699614
- Bravo, D. N., Araújo, M. B., Lasanta, T., & Moreno, J. I. L. (2008). Climate Change in Mediterranean Mountains during the 21st Century. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 37(4), 280–285. doi: 10.1579/0044-7447(2008)37[280:CCIMMD]2.0.CO;2
- Brepson, R. (1979) Simulated Glacier Sliding over an Obstacle. *Journal of Glaciology*, 23(89), 143–156. doi: 10.3189/S0022143000029798
- Callén, J. J. N. (1996) El proceso sidero-metarlúrgico altoaragonés: los valles de Bielsa y Gistain en la Edad Moderna (1565–1800), Lluç: *Revista de la Sociedad Española de Historia de las Ciencias y de las Técnicas*, 19, 471–508.
- Caquineau, S. (2002) Mineralogy of Saharan dust transported over northwestern tropical Atlantic Ocean in relation to source regions. *Journal of Geophysical Research*, 107(D15), 4251. doi: 10.1029/2000JD000247
- Chamberlin, T. C. & Salisbury, R. D. (1909) *Geology: Geologic processes and their results*. H. Holt.

- Cía, J. C., Andrés, A. J., Sánchez, M. A. S., Novau, J. C., & Moreno, J. I. L. (2005). Responses to climatic changes since the Little Ice Age on Maladeta Glacier (Central Pyrenees). *Geomorphology*, 68(3–4), 167–182. doi: 10.1016/j.geomorph.2004.11.012
- Clavette, R. (2020) The Microstructural Heterogeneity of Ice in Jarvis Glacier, Alaska. Honors College. 589.
- Cooke, C. A., Martínez-Cortizas, A., Bindler, R., & Sexauer Gustin, M. (2020). Environmental archives of atmospheric Hg deposition – A review. *Science of The Total Environment*, 709, 134800. doi: 10.1016/j.scitotenv.2019.134800
- Corella, J. P., Saiz-Lopez, A., Sierra, M. J., Mata, M. P., Millán, R., Morellón, M., Cuevas, C. A., Moreno, A., & Valero-Garcés, B. L. (2018) Trace metal enrichment during the Industrial Period recorded across an altitudinal transect in the Southern Central Pyrenees. *Science of The Total Environment*, 645, 761–772. doi: 10.1016/j.scitotenv.2018.07.160
- Corella, J. P., Sierra, M. J., Garralón, A., Millán, R., Rodríguez-Alonso, J., Mata, M. P., De Vera, A. V., Moreno, A., González-Sampériz, P., Duval, B., Amouroux, D., Vivez, P., Cuevas, C. A., Adame, J. A., Wilhelm, B., Saiz-Lopez, A., & Valero-Garcés, B. L. (2021). Recent and historical pollution legacy in high altitude Lake Marboré (Central Pyrenees): A record of mining and smelting since pre-Roman times in the Iberian Peninsula. *Science of The Total Environment*, 751, 141557. doi: 10.1016/j.scitotenv.2020.141557
- Corella, J. P., Valero-Garcés, B. L., Vicente-Serrano, S. M., Brauer, A., & Benito, G. (2016). Three millennia of heavy rainfalls in Western Mediterranean: Frequency, seasonality and atmospheric drivers. *Scientific Reports*, 6(1), 38206. doi: 10.1038/srep38206
- Cruz, J. A., McDermott, F., Turrero, M. J., Edwards, R. L., & Martín-Chivelet, J. (2021). Strong links between Saharan dust fluxes, monsoon strength, and North Atlantic climate during the last 5000 years. *Science Advances*, 7(26), eabe6102. doi: 10.1126/sciadv.abe6102
- Cudennec, C., Leduc, C., & Koutsoyiannis, D. (2007). Dryland hydrology in Mediterranean regions—A review. *Hydrological Sciences Journal*, 52(6), 1077–1087. doi: 10.1623/hysj.52.6.1077
- Deaux, A., Soubeyroux, J. M., Cuadrat, J. M., Cunillera, J., Prohom, M. 2014. Homogénéisation transfrontalière des températures sur le massif des Pyrénées. *Rev. Climatologie*, vol 24 pp: 67-78.
- Dessens, J., & Bücher, A. (1995). Changes in minimum and maximum temperatures at the Pic du Midi in relation with humidity and cloudiness, 1882–1984. *Atmospheric Research*, 37(1–3), 147–162. doi: 10.1016/0169-8095(94)00075-O
- Dyurgerov, M. B., & Meier, M. F. (2000) Twentieth century climate change: Evidence from small glaciers. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 97(4), 1406–1411. doi: 10.1073/pnas.97.4.1406
- Eichler, A., Schwikowski, M., & Gäggeler, H. W. (2000). An Alpine ice-core record of anthropogenic HF and HCl emissions. *Geophysical Research Letters*, 27(19), 3225–3228. doi: 10.1029/2000GL012006
- El Kenawy, A., López-Moreno, J. I., & Vicente-Serrano, S. M. (2011). Recent trends in daily temperature extremes over northeastern Spain (1960–2006). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(9), 2583–2603. doi: 10.5194/nhess-11-2583-2011
- El Kenawy, A., López-Moreno, J. I., & Vicente-Serrano, S. M. (2012) Trend and variability of surface air temperature in northeastern Spain (1920–2006): Linkage to atmospheric circulation. *Atmospheric Research*, 106, 159–180. doi: 10.1016/j.atmosres.2011.12.006
- Engelbrecht, J. P., Moosmüller, H., Pincock, S., Jayanty, R. K. M., Lersch, T., & Casuccio, G. (2016) Technical note: Mineralogical, chemical, morphological, and optical interrelationships of mineral dust re-suspensions. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(17), 10809–10830. doi: 10.5194/acp-16-10809-2016)
- EPICA community members (2004) Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429(6992), 623–628. doi: 10.1038/nature02599
- Esteban, V. P., Ninyerola, M., & Prohom, D. M. (2009) Spatial modelling of air temperature and precipitation for Andorra (Pyrenees) from daily circulation patterns. *Theoretical and Applied Climatology*, 96(1–2), 43–56. doi: 10.1007/s00704-008-0035-3)
- Esteban, V. P., Prohom, D. M. & Aguilar, E. (2012) Tendencias recientes e índices de cambio climático de la temperatura y la precipitación en Andorra, Pirineos (1935-2008). *Pirineos*, 167(0), 87–106. doi: 10.3989/Pirineos.2012.167005

- Faria, S. H., Freitag, J., & Kipfstuhl, S. (2010) Polar ice structure and the integrity of ice-core paleoclimate records. *Quaternary Science Reviews*, 29(1–2), 338–351. doi: 10.1016/j.quascirev.2009.10.016
- Faria, S. H., Kipfstuhl, S., & Lambrecht, A. (2018) The EPICA-DML Deep Ice Core: A Visual Stratigraphy Record. Springer, Heidelberg. ISBN: 978-3-662-55306-0.
- Feuillet, T., & Mercier, D. (2012). Post-little ice age patterned ground development on two pyrenean proglacial areas: From deglaciation to periglaciation. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 94(3), 363–376. doi: 10.1111/j.1468-0459.2012.00459.x
- Formenti, P., Caquineau, S., Desboeufs, K., Klaver, A., Chevaillier, S., Journet, E., & Rajot, J. L. (2014) Mapping the physico-chemical properties of mineral dust in western Africa: Mineralogical composition. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(19), 10663–10686. doi: 10.5194/acp-14-10663-2014
- Gabrielli, P., Barbante, C., Bertagna, G., Bertó, M., Binder, D., Carton, A., Carturan, L., Cazorzi, F., Cozzi, G., Dalla Fontana, G., Davis, M., De Blasi, F., Dinale, R., Dragà, G., Dreossi, G., Festi, D., Frezzotti, M., Gabrieli, J., Galos, S. P., ... Zennaro, P. (2016). Age of the Mt. Ortles ice cores, the Tyrolean Iceman and glaciation of the highest summit of South Tyrol since the Northern Hemisphere Climatic Optimum. *The Cryosphere*, 10(6), 2779–2797. doi: 10.5194/tc-10-2779-2016
- García-Ruiz, J. M. & Martí Bono, C. E. (2002) Mapa geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. Organismo Autónomo de Parques Nacionales, Madrid, 106 pp., 2002.
- 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. *The Holocene*, 24(11), 1439–1452. doi: 10.1177/0959683614544053
- García-Ruiz, J. M., Palacios, D., Andrés, N., & López-Moreno, J. I. (2020). Neoglaciation in the Spanish Pyrenees: A multiproxy challenge. *Mediterranean Geoscience Reviews*, 2(1), 21–36. doi: 10.1007/s42990-020-00022-9
- González Trueba, J. J., Moreno, R. M., Martínez De Pisón, E., & Serrano, E. (2008). ‘Little Ice Age’ glaciation and current glaciers in the Iberian Peninsula. *The Holocene*, 18(4), 551–568. doi: 10.1177/0959683608089209
- Gow, A. J. (1968) Bubbles and Bubble Pressures in Antarctic Glacier Ice. *Journal of Glaciology*, 7(50), 167–182. doi: 10.3189/S0022143000030975
- Grunewald, K., & Scheithauer, J. (2010) Europe’s southernmost glaciers: Response and adaptation to climate change. *Journal of Glaciology*, 56(195), 129–142. doi: 10.3189/002214310791190947
- Guillet, G., Preunkert, S., Ravanel, L., Montagnat, M., & Friedrich, R. (2021) Investigation of a cold-based ice apron on a high-mountain permafrost rock wall using ice texture analysis and micro- 14 C dating: A case study of the Triangle du Tacul ice apron (Mont Blanc massif, France). *Journal of Glaciology*, 67(266), 1205–1212. doi: 10.1017/jog.2021.65
- Habiby, F., & Humphreys, F. J. (1994) The effect of particle stimulated nucleation on the recrystallization texture of an AlSi alloy. *Scripta Metallurgica et Materialia*, 30(6), 787–790. doi: 10.1016/0956-716X(94)90200-3
- Hambrey, M. J. (1976a) Debris, Bubble, and Crystal Fabric Characteristics of Foliated Glacier Ice, Charles Rabots Bre, Okstindan, Norway. *Arctic and Alpine Research*, 8(1), 49. doi: 10.2307/1550609
- Hambrey, M. J. (1976b) Debris, Bubble, and Crystal Fabric Characteristics of Foliated Glacier Ice, Charles Rabots Bre, Okstindan, Norway. *Arctic and Alpine Research*, 8(1), 49. doi: org/10.2307/1550609
- Hambrey, M. J. (1977) Foliation, minor folds and strain in glacier ice. *Tectonophysics*, 39(1–3), 397–416. doi: 10.1016/0040-1951(77)90106-8
- Hambrey, M. J., & Milnes, A. G. (1977) Structural geology of an Alpine glacier (Griesgletscher, Valais, Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 70, 66–684.
- Hambrey, M. J., Milnes, A. G., & Siegenthaler, H. (1980) Dynamics and Structure of Griesgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 25(92), 215–228. doi: 10.3189/S0022143000010455
- Hambrey, M.J., & Lawson, W. (2000) Structural styles and deformation fields in glaciers: A review. *Geological Society, London, Special Publications*, 176(1), 59–83. doi: 10.1144/GSL.SP.2000.176

- Hellmann, S., Kerch, J., Weikusat, I., Bauder, A., Grab, M., Juvet, G., Schwikowski, M., & Maurer, H. (2021) Crystallographic analysis of temperate ice on Rhonegletscher, Swiss Alps. *The Cryosphere*, 15(2), 677–694. doi: 10.5194/tc-15-677-2021)
- Hooke, R. L., & Hudleston, P. J. (1978) Origin of Foliation in Glaciers. *Journal of Glaciology*, 20(83), 285–299. doi: 10.3189/S0022143000013848)
- Houghton, J. T., & Intergovernmental Panel on Climate Change (Eds.). (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.
- Huang, Y., & Humphreys, F. J. (2000) Subgrain growth and low angle boundary mobility in aluminium crystals of orientation $\{110\} \langle 001 \rangle$. *Acta Materialia*, 48(8), 2017–2030. doi: 10.1016/S1359-6454(99)00418-8
- Hudleston, P. J. (1977) Progressive Deformation and Development of Fabric Across Zones of Shear in Glacial Ice. In S. K. Saxena, S. Bhattacharji, H. Annersten, & O. Stephansson (Eds.), *Energetics of Geological Processes* (pp. 121–150). Springer Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-642-86574-9_7
- Huidobro, J., Aramendia, J., Arana, G., & Madariaga, J. M. (2021). Geochemical Characterization of the NWA 11273 Lunar Meteorite Using Nondestructive Analytical Techniques: Original, Shocked, and Alteration Mineral Phases. *ACS Earth and Space Chemistry*, 5(6), 1333–1342. doi: 10.1021/acsearthspacechem.0c00329.
- Humphreys, F. J., & Hatherly, M. (2004) *Recrystallization and related annealing phenomena* (2nd ed). Elsevier.
- Jaccard, C. (1976). P. V. Hobbs Ice physics. Oxford, Clarendon Press, 1974. Xvii, 837 p. £29. *Journal of Glaciology*, 17(75), 155–156. doi: 10.3189/S0022143000030847
- IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change: Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report Climate Change (2013) The Physical Science Basis; IPCC Cambridge University Press: Cambridge, UK; New York, NY, USA, 2013; p. 1535.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., ... Wolff, E. W. (2007) Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science*, 317(5839), 793–796. doi: 10.1126/science.1141038
- Julián, A., & Chueca, J. (2007) Pérdidas de extensión y volumen en los glaciares del macizo de Monte Perdido (Pirineo central español): 1981–1999. *Boletín Glaciológico Aragonés*, 8, 31–60.
- Kamb, W. B. (1959) Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiment. *Journal of Geophysical Research*, 64(11), 1891–1909. doi: 10.1029/JZ064i011p01891)
- Kawashima, K., & Yamada, T. (1997) Experimental studies on the transformation from firn to ice in the wet-snow zone of temperate glaciers. *Annals of Glaciology*, 24, 181–185. doi: 10.3189/S0260305500012143
- Kerch, J. (2016) Crystal-orientation fabric variations on the cm-scale in cold Alpine ice: Interaction with paleoclimate proxies under deformation and implications for the interpretation of seismic velocities. PhD thesis, Universität Heidelberg. hdl: 10013/epic.49379.d001
- Kipfstuhl, S., Hamann, I., Lambrecht, A., Freitag, J., Faria, S. H., Grigoriev, D., & Azuma, N. (2006) Microstructure mapping: A new method for imaging deformation-induced microstructural features of ice on the grain scale. *Journal of Glaciology*, 52(178), 398–406. doi: 10.3189/172756506781828647
- Kuroiwa, D., & Hamilton, W. L. (1963) Studies of ice etching and dislocation etch pits. (In Kingery, W. D., ed. *Ice and snow, properties, processes, and applications: proceedings of a conference held at the Massachusetts Institute of Technology, February 12- 16, 1962*. Cambridge, Mass., The M.I.T. Press, p. 34- 55.)
- Langway, C. C. (1958) Ice fabrics and the universal stage, US Army Snow Ice and Permafrost Research Establishment, Tech. Rep. 62.
- Lewis, W. V. (Ed.) (1960) Norwegian cirque glaciers. Royal Geographical Society Research Series

- Li, Z., Wang, L., Chen, H., & Ma, Q. (2020). Degradation of emerald green: Scientific studies on multipolychrome Vairocana Statue in Dazu Rock Carvings, Chongqing, China. *Heritage Science*, 8(1), 64. doi: 10.1186/s40494-020-00410-2
- López-Moreno, J. I. (2005) Recent Variations of Snowpack Depth in the Central Spanish Pyrenees. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 37(2), 253–260. doi: 10.1657/1523-0430(2005)037[0253:RVOSDI]2.0.CO;2
- López-Moreno, J. I., Beniston, M., & García-Ruiz, J. M. (2008a). Environmental change and water management in the Pyrenees: Facts and future perspectives for Mediterranean mountains. *Global and Planetary Change*, 61(3–4), 300–312. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.10.004
- López-Moreno, J. I., & García-Ruiz, J. M. (2004). Influence of snow accumulation and snowmelt on streamflow in the central Spanish Pyrenees / Influence de l'accumulation et de la fonte de la neige sur les écoulements dans les Pyrénées centrales espagnoles. *Hydrological Sciences Journal*, 49(5), 3. doi: 10.1623/hysj.49.5.787.55135
- López-Moreno, J. I., Gascoïn, S., Herrero, J., Sproles, E. A., Pons, M., Alonso-González, E., Hanich, L., Boudhar, A., Musselman, K. N., Molotch, N. P., Sickman, J., & Pomeroy, J. (2017). Different sensitivities of snowpacks to warming in Mediterranean climate mountain areas. *Environmental Research Letters*, 12(7), 074006. doi: 10.1088/1748-9326/aa70cb
- López-Moreno, J. I., Goyette, S., & Beniston, M. (2008b) Climate change prediction over complex areas: Spatial variability of uncertainties and predictions over the Pyrenees from a set of regional climate models. *International Journal of Climatology*, 28(11), 1535–1550. doi: 10.1002/joc.1645
- López-Moreno, J. I., Goyette, S., & Beniston, M. (2009) Impact of climate change on snowpack in the Pyrenees: Horizontal spatial variability and vertical gradients. *Journal of Hydrology*, 374(3–4), 384–396. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.06.049
- López-Moreno, J. I., Vicente-Serrano, S. M., Angulo-Martínez, M., Beguería, S., & Kenawy, A. (2010) Trends in daily precipitation on the northeastern Iberian Peninsula, 1955–2006: trends in daily precipitation on the ne iberian peninsula. *International Journal of Climatology*, 30(7), 1026–1041. doi: org/10.1002/joc.1945
- López-Moreno, J. I., Revuelto, J., Rico, I., Chueca-Cía, J., Julián, A., Serreta, A., Serrano, E., Vicente-Serrano, S. M., Azorin-Molina, C., Alonso-González, E., & García-Ruiz, J. M. (2016) Thinning of the Monte Perdido Glacier in the Spanish Pyrenees since 1981. *The Cryosphere*, 10(2), 681–694. doi: 10.5194/tc-10-681-2016
- López-Moreno, J. I., Alonso-González, E., Monserrat, O., Del Río, L. M., Otero, J., Lapazaran, J., Luzi, G., Dematteis, N., Serreta, A., Rico, I., Serrano-Cañadas, E., Bartolomé, M., Moreno, A., Buisan, S., & Revuelto, J. (2019) Ground-based remote-sensing techniques for diagnosis of the current state and recent evolution of the Monte Perdido Glacier, Spanish Pyrenees. *Journal of Glaciology*, 65(249), 85–100. doi: 10.1017/jog.2018.96
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., & Ni, F. (2009). Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326(5957), 1256–1260. doi: 10.1126/science.1177303
- Marcaida, I., Maguregui, M., Morillas, H., Veneranda, M., Prieto-Taboada, N., Fdez-Ortiz de Vallejuelo, S., & Madariaga, J. M. (2019). Raman microscopy as a tool to discriminate mineral phases of volcanic origin and contaminations on red and yellow ochre raw pigments from Pompeii. *Journal of Raman Spectroscopy*, 50(2), 143–149. doi: 10.1002/jrs.5414
- Maris, M., Giraud, G., Durand, Y., Navarre, J. P., & Mérindol, L. (2009) Results of 50 years of climate reanalysis in the French Pyrenees (1958–2008) using the SAFRAN and CROCUS models. *In: Presented at the Proceedings of the International Snow Science Workshop*, Davos, Switzerland, p. 94.
- Marshall, S. (2014) Glacier retreat crosses a line. *Science*, 345(6199), 872–872. doi: 10.1126/science.1258584
- Marti, R., Gascoïn, S., Houet, T., Ribière, O., Laffly, D., Condom, T., Monnier, S., Schmutz, M., Camerlynck, C., Tihay, J. P., Soubeyroux, J. M., & René, P. (2015). Evolution of Ossoue Glacier (French Pyrenees) since the end of the Little Ice Age. *The Cryosphere*, 9(5), 1773–1795. doi: 10.5194/tc-9-1773-2015
- Meier, M. F., Rigsby, G. P., & Sharp, R. P. (1954) Preliminary Data from Saskatchewan Glacier, Alberta, Canada. *ARCTIC*, 7(1), 3–26. doi: 10.14430/arctic3824

- Meier, M. F. (1960) Mode of flow of Saskatchewan Glacier, Alberta, Canada. U.S. Geol. Surv. Prof. P. 351, 70 pp.
- Monz, M. E., Hudleston, P. J., Prior, D. J., Michels, Z., Fan, S., Negrini, M., Langhorne, P. J., & Qi, C. (2021) Full crystallographic orientation (c and a axes) of warm, coarse-grained ice in a shear-dominated setting: A case study, Storglaciären, Sweden. *The Cryosphere*, 15(1), 303–324. doi: 10.5194/tc-15-303-2021
- Moreno, A., Bartolomé, M., López-Moreno, J. I., Pey, J., Corella, J. P., García-Orellana, J., Sancho, C., Leunda, M., Gil-Romera, G., González-Sampériz, P., Pérez-Mejías, C., Navarro, F., Otero-García, J., Lapazaran, J., Alonso-González, E., Cid, C., López-Martínez, J., Oliva-Urcia, B., Faria, S. H., Sierra, M. J., Millán, R., Querol, X., Alastuey, A., & García-Ruíz, J. M. (2021). The case of a southern European glacier which survived Roman and medieval warm periods but is disappearing under recent warming. *The Cryosphere*, 15(2), 1157–1172. doi: 10.5194/tc-15-1157-2021
- Mullins, W. W. (1957) Theory of Thermal Grooving. *Journal of Applied Physics*, 28(3), 333–339. doi: 10.1063/1.1722742
- Nicolás, P. (1986) Morfología de un aparato glaciar: el glaciar nororiental de Monte Pedido. Pirineo de Huesca, in: Atlas de Geomorfología, Alianza Editorial, Madrid, 189–207, 1986.
- Nishida, K., & Narita, H. (1996) Three-dimensional observations of ice crystal characteristics in polar ice sheets. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D16), 21311–21317. doi: 10.1029/96JD01770
- OPCC-CTP (2018). El cambio climático en los Pirineos: impactos, vulnerabilidades y adaptación. Bases de conocimiento para la futura estrategia de adaptación al cambio climático en los Pirineos
- Paterson, W. S. B. (1991) Why ice-age ice is sometimes “soft”. *Cold Regions Science and Technology*, 20(1), 75–98. doi: 10.1016/0165-232X(91)90058-O
- Paterson, W. S. B. (1994) *The Physics of Glaciers* (3rd ed.). Oxford, United Kingdom: Elsevier Science Ltd. 481 pp.
- Pérez-Zanón, N., Sigró, J., & Ashcroft, L. (2017) Temperature and precipitation regional climate series over the central Pyrenees during 1910-2013: regional climate series over the central pyrenees during 1910-2013. *International Journal of Climatology*, 37(4), 1922–1937. doi: 10.1002/joc.4823
- Perutz, M. F. & Seligman, G. A. (1939) A crystallographic investigation of glacier structure and the mechanism of glacier flow. (1939). *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 172(950), 335–360. doi: 10.1098/rspa.1939.0108
- Pey, J., Querol, X., Alastuey, A., Forastiere, F., & Stafoggia, M. (2013) African dust outbreaks over the Mediterranean Basin during 2001–2011: PM10 concentrations, phenomenology and trends, and its relation with synoptic and mesoscale meteorology. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(3), 1395–1410. doi: 10.5194/acp-13-1395-2013
- Pey, J., Revuelto, J., Moreno, N., Alonso-González, E., Bartolomé, M., Reyes, J., Gascoin, S., & López-Moreno, J. I. (2020) Snow Impurities in the Central Pyrenees: From Their Geochemical and Mineralogical Composition towards Their Impacts on Snow Albedo. *Atmosphere*, 11(9), 937. doi: 10.3390/atmos11090937
- Pfeffer, W. T. (1992) Stress-induced foliation in the terminus of Variegated Glacier, Alaska, USA, formed during the 1982-83 surge. *Journal of Glaciology* 38, 213- 222.
- Porter, S. C., & Denton, G. H. (1967). Chronology of neoglaciation in the North American Cordillera. *American Journal of Science*, 265(3), 177–210. doi: 10.2475/ajs.265.3.177
- Preunkert, S., McConnell, J. R., Hoffmann, H., Legrand, M., Wilson, A. I., Eckhardt, S., Stohl, A., Chellman, N. J., Arienzo, M. M., & Friedrich, R. (2019). Lead and Antimony in Basal Ice From Col du Dome (French Alps) Dated With Radiocarbon: A Record of Pollution During Antiquity. *Geophysical Research Letters*, 46(9), 4953–4961. doi: 10.1029/2019GL082641
- Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S. E., & Gill, T. E. (2002) Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (toms) absorbing aerosol product: global sources of atmospheric soil dust. *Reviews of Geophysics*, 40(1), 2-1-2–31. doi: 10.1029/2000RG000095

- Ragan, D. M. (1969) Structures at the Base of an Ice Fall. *The Journal of Geology*, 77(6), 647–667. doi: 10.1086/627463
- René, P., (2013) Le réchauffement climatique en images, Ed. Cairn, 167 pp., Pau.
- Rico, I., Izagirre, E., Serrano, E., & López-Moreno, J. I. (2017) Superficie glaciar actual en los Pirineos: Una actualización para 2016. *Pirineos*, 172, 029. doi: 10.3989/Pirineos.2017.172004
- Rigsby, G. P. (1951) Crystal Fabric Studies on Emmons Glacier Mount Rainier, Washington. *The Journal of Geology*, 59(6), 590–598. doi: 10.1086/625914
- Rigsby, G. P. (1953) Studies of crystal fabrics and structures in glaciers: Pasadena, California, California Institute of Technology, Ph.D. dissertation, 56 p.
- Rigsby, G. P. (1960) Crystal Orientation in Glacier and in Experimentally Deformed Ice. *Journal of Glaciology*, 3(27), 589–606. doi: 10.3189/S0022143000023716
- Robador, M. A., Rodríguez, F. R., Carcavilla, U. L., Samsó, E. J. M., & Martínez, R. A. (2020) Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido: Guía geológica. *Instituto Geológico y Minero de España Organismo Autónomo Parques Nacionales*.
- Saylor, D. M., & Rohrer, G. S. (2004) Measuring the Influence of Grain-Boundary Misorientation on Thermal Groove Geometry in Ceramic Polycrystals. *Journal of the American Ceramic Society*, 82(6), 1529–1536. doi: 10.1111/j.1151-2916.1999.tb01951.x
- Scheuvens, D., Schütz, L., Kandler, K., Ebert, M., & Weinbruch, S. (2013) Bulk composition of northern African dust and its source sediments—A compilation. *Earth-Science Reviews*, 116, 170–194. doi: 10.1016/j.earscirev.2012.08.005
- Schytt, V. (1955) *Glaciological investigations in the Thulc Ramp area*. US. Snow, Ice and Permafrost Research Establishment. Report 28.
- Schrader, F., Iturralde Navarro, M., & Martínez Embid, A. (2005). *Pirineos (1874)*. Organismo Autónomo Parques Nacionales.
- Schwarzacher W and Untersteiner N (1953) Zum Problem der Bänderung des Gletschereises. *Sitzungsberichten der Österreichischen Akademie der Wissenschaften. Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abt. 2A, Bd. 162, Ht. 1–4, p. 111–45.*
- Serrano, E., & Martín-Moreno, R. (2018). Surge glaciers during the Little Ice Age in the Pyrenees. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 44(1), 213–244. doi: 10.18172/cig.3399
- Serrat, D. & Ventura, J., 1993. Glaciers of the Pyrenees, Spain and France. *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*. E49–E61.
- Shumskii, P. A. (1964) *Principles of Structural Glaciology*. (Translated from the Russian by Kraus, D.) Dover Publications, New York.
- Solomina, O. N., Bradley, R. S., Hodgson, D. A., Ivy-Ochs, S., Jomelli, V., Mackintosh, A. N., Nesje, A., Owen, L. A., Wanner, H., Wiles, G. C., & Young, N. E. (2015). Holocene glacier fluctuations. *Quaternary Science Reviews*, 111, 9–34. doi: 10.1016/j.quascirev.2014.11.018
- Somerday, M., & Humphreys, F. J. (2003) Recrystallisation behaviour of supersaturated Al–Mn alloys Part 1 – Al–1.3 wt-%Mn. *Materials Science and Technology*, 19(1), 20–29. doi: 10.1179/026708303225008590
- Song, M., Baker, I., & Cole, D. M. (2005) The effect of particles on dynamic recrystallization and fabric development of granular ice during creep. *Journal of Glaciology*, 51(174), 377–382. doi: 10.3189/172756505781829287
- Sousa, P. M., Barriopedro, D., Ramos, A. M., García-Herrera, R., Espirito-Santo, F., & Trigo, R. M. (2019). Saharan air intrusions as a relevant mechanism for Iberian heatwaves: The record breaking events of August 2018 and June 2019. *Weather and Climate Extremes*, 26, 100224. doi: 10.1016/j.wace.2019.100224
- Spagnoli, B., Planton, S., Déqué, M., Mestre, O., & Moisselin, J. M. (2002) Detecting climate change at a regional scale: The case of France: detecting climate change over France. *Geophysical Research Letters*, 29(10), 90-1-90–94. doi: 10.1029/2001GL014619

- Thomas, N., & Nigam, S. (2018). Twentieth-Century Climate Change over Africa: Seasonal Hydroclimate Trends and Sahara Desert Expansion. *Journal of Climate*, 31(9), 3349–3370. doi: 10.1175/JCLI-D-17-0187.1
- Tison, J. L., & Hubbard, B. (2000) Ice crystallographic evolution at a temperate glacier: Glacier de Tsanfleuron, Switzerland. *Geological Society, London, Special Publications*, 176(1), 23–38. doi: 10.1144/GSL.SP.2000.176.01.03
- Vicente-Serrano, S. M. (2007). Evaluating the Impact of Drought Using Remote Sensing in a Mediterranean, Semi-arid Region. *Natural Hazards*, 40(1), 173–208. doi: 10.1007/s11069-006-0009-7
- Vidaller, I., Revuelto, J., Izagirre, E., Rojas-Heredia, F., Alonso-González, E., Gascoin, S., René, P., Berthier, E., Rico, I., Moreno, A., Serrano, E., Serreta, A., & López-Moreno, J. I. (2021) Toward an Ice-Free Mountain Range: Demise of Pyrenean Glaciers During 2011–2020. *Geophysical Research Letters*, 48(18). doi: 10.1029/2021GL094339
- Wadham, J. L. & Nuttall, A. M. (2002) Multiphase formation of superimposed ice during a mass-balance year at a maritime high-Arctic glacier. *Journal of Glaciology*, 48(163), 545–551. doi: 10.3189/172756502781831025
- Weertman, J., & Weertman, J. R. (1992). *Elementary dislocation theory*. Oxford University Press.
- Zhang Q, Kang S, Gabrielli P, Loewen M, and Schwikowski M (2015) Vanishing High Mountain Glacial Archives: Challenges and Perspectives. *Environmental Science & Technology*, 49(16), 9499–9500. doi: 10.1021/acs.est.5b03066

Epílogo

Epílogo

Los aerosoles son partículas en suspensión en la atmósfera cuyo origen puede ser natural o antrópico, que mediante una serie de procesos se depositan en la superficie terrestre. El objetivo de esta tesis es profundizar y ampliar el conocimiento de los efectos de estas partículas cuando se depositan en dos de los elementos que componen la criósfera de alta montaña: el manto de nieve estacional y el hielo glaciar. Para ello, se llevaron a cabo dos estudios:

- El primero, denominado *Proyecto BalElur* (Capítulo 5), se realizó en el manto de nieve estacional sobre el Glaciar Godwin-Austen (Cordillera del Karakórum, norte de Pakistán) y se centró en el black carbon (BC), un aerosol de origen antropogénico generado por la quema incompleta de combustibles fósiles. Se llevó a cabo un estudio integral de las características del manto de nieve estacional, para posteriormente centrarnos en la interacción entre las partículas de BC y la radiación solar de onda corta incidente. Esta interacción está basada en que estas partículas tienden a alterar las propiedades reflectivas de la superficie del manto mediante la absorción de la radiación solar. Como resultado, la tasa de fusión del manto aumenta, lo que representa una amenaza a largo plazo para las cuencas cuyo caudal en el verano o en épocas secas depende, en gran medida, del agua de fusión derivada de los mantos de nieve estacionales.
- El segundo caso de estudio consistió en explorar la interacción entre las partículas y la microestructura del hielo glaciar. Para ello, analizamos la microestructura de una sección rica en impurezas perteneciente a un testigo de hielo extraído del glaciar de Monte Perdido (GMP; Cordillera de los Pirineos, noreste de España). Este estudio se desarrolló en el marco del *Proyecto PaleoIce* (Capítulo 6) y los análisis químicos preliminares indican que las partículas pueden ser derivadas de eventos de depósito de polvo mineral sobre el glaciar. De acuerdo con las observaciones realizadas en zonas polares, la presencia de este tipo de partículas puede afectar de manera notable a las propiedades mecánicas del hielo.

Los primeros capítulos de la tesis (Capítulo 1, 2, 3 y 4) se basan en revisiones de la literatura y tienen como objetivo generar el marco de conocimiento necesario para entender la problemática que plantean ambos estudios. Además, el orden de presentación (primero BalElur y segundo PaleoIce) intenta seguir el orden natural de formación del hielo, desde la caída de la nieve hasta la transformación del manto de nieve en hielo. De esta manera se pretende facilitar la comprensión de los efectos que producen las partículas en los diferentes estadios, permitiendo que el lector se construya una visión general de esta problemática ambiental.

Resultados y divulgación del material científico

Los resultados en el Glaciar Godwin-Austen mostraron que, a pesar de la alta actividad antrópica en el glaciar y de la cercanía a grandes centros de emisión de BC, los valores de BC encontrados fueron más bajos de lo esperado, aunque el volumen de agua de fusión generada por acción directa de estas partículas puede ser importante. En cuanto a los efectos de las partículas en la microestructura del glaciar de Monte Perdido, las interacciones observadas concordaban en gran parte con las varias observaciones ya realizadas en zonas polares y nos permitieron elucubrar sobre las posibles consecuencias en el glaciar a futuro. Estos hallazgos han servido para la elaboración de dos artículos académicos. Producto del proyecto en los Pirineos se generó el artículo titulado “*Effects of impurities on the ice microstructure of Monte Perdido Glacier (Central Pyrenees, NE Spain)*” que está bajo evaluación para publicación en la revista *Annals of Glaciology* (Cambridge University Press). En el caso del artículo inspirado en BalElur titulado “*Precipitation and pollutant transport analysis from snow pits in the Godwin-Austten Glacier,*

Karakoram, Pakistan”, está en proceso final de escritura. Además, también se han realizado varias presentaciones: en el Simposio Internacional de Glaciología, celebrado en Bilbao en junio del 2022, se presentaron de forma conjunta ambos trabajos que en ese momento estaban en plena fase de desarrollo. De manera independiente, el proyecto de Paleolce se presentó en el 4º Taller Internacional sobre Física de los Testigos de Hielo y Dinámica de las Capas de Hielo (4th International Workshop on Ice core Physics and Ice Sheet Dynamics), celebrado entre el 15 y el 18 de febrero en la localidad de Hakone (Japón). En el mes siguiente (marzo 2023), parte del proyecto BalElur fue presentado en un seminario celebrado en las instalaciones del NIPR en Tokio, Japón. A finales del año 2021 también desempeñé el papel de revisor del artículo “Accelerated mass loss of Himalayan glaciers since the Little Ice Age” publicado en la revista *Scientific Reports*. Por último, en el mes de abril de 2023, usando como base la justificación del proyecto BalElur, publiqué un artículo de divulgación en el periódico *Berria*, titulado “*Glaziarrak eta elurra: itxaropena lehortte garaian*” (Glaciares y nieve: la esperanza en tiempos de sequía).

Desafíos

Hasta la finalización de esta tesis doctoral, no se ha encontrado constancia de estudios similares realizados en estas regiones. Esta situación puede ser analizada desde dos perspectivas: por un lado, nuestros trabajos están generando nuevo conocimiento, lo que les otorga un alto valor científico a los datos obtenidos. Sin embargo, la falta de una amplia gama de trabajos de referencia dificulta la identificación de posibles errores, tanto en la etapa de trabajo de campo, como en la interpretación de resultados. Por lo tanto, este trabajo puede sentar las bases para estudios posteriores de la misma índole, lo que en un futuro revelará las debilidades o puntos fuertes de nuestra investigación.

Es importante resaltar los desafíos logísticos y técnicos que han supuesto ambos proyectos. En el caso de BalElur, nos hicimos cargo de la logística previa y posterior a la expedición, del trabajo de campo y de la interpretación de los resultados. El camino de Bilbao al Campo Base supuso varios retos, empezando por las numerosas cancelaciones de vuelos en el trayecto Islamabad–Skardu debido a las malas condiciones climáticas en el destino. Después de varios días de espera, las circunstancias obligaron a optar por un viaje por carretera, que inicialmente duraría un día, pero terminó extendiéndose a cuatro días debido a los constantes cortes en la carretera provocados por deslizamientos de tierra. Una vez en el glaciar, las condiciones invernales hicieron que el camino de una semana desde el inicio del glaciar hasta el Campo Base fuera complicado: las bajas temperaturas y las intensas precipitaciones, que caracterizaron ese invierno 2018–2019, resultaron en un manto de nieve con gran espesor, que dificultó el avance en muchas ocasiones. Una vez en el Campo Base, también surgieron las dificultades inherentes a la convivencia de varias personas en espacios reducidos durante un período relativamente prolongado de tiempo. Además, en algunas ocasiones las condiciones climáticas durante la expedición obligaron a suspender los intentos de alcanzar la cumbre por parte de los alpinistas, así como los trabajos de campo con fines científicos. Finalmente, el camino de vuelta a Islamabad también se realizó por vía terrestre, en el que también fue un reto mantener constante la temperatura de las muestras de agua (entre 0 y 4 °C). Finalmente, para la salida de las muestras del país tuvimos que disponer de autorizaciones de varias de las instituciones involucradas en el proyecto. Mi estancia de tres meses en la Universidad Andrés Bello (UNAB; sede Viña del Mar, Chile) que realicé a finales del 2022 sirvió para llevar a cabo la correcta interpretación y tratamiento de los datos derivados de estas muestras.

Aunque el análisis del BC en el manto de nieve era el objetivo principal en esta campaña de campo, también existían planes de llevar a cabo una serie de trabajos complementarios, como la construcción de un modelo 3D del frente glaciar mediante el uso de un dron y la medición de la velocidad del glaciar in situ mediante un GPS diferencial. Sin embargo, debido a que nos encontrábamos en una zona altamente

militarizada, nos resultó imposible utilizar este tipo de herramientas, ya que generaron discrepancias con el personal del ejército que nos acompañaba en todo momento, quienes acabaron prohibiendo su uso.

En el caso del análisis microestructural del testigo del glaciar de Monte Perdido, los retos que se presentaron radicaron fundamentalmente en el campo de los análisis, ya que la institución que se encargó de todo el trabajo de campo y del posterior transporte de las muestras a Bilbao fue el Instituto Pirenaico de Ecología (IPE). Primero, surgieron las dificultades técnicas que plantea un laboratorio de baja temperatura, tanto a nivel de instalaciones como a nivel instrumental, que finalmente se lograron solventar con éxito. Además, las condiciones de trabajo en su interior son extremas, ya que la preparación y análisis de las muestras se llevaron a cabo bajo una temperatura de -25°C . Gran parte del conocimiento necesario para los análisis e interpretación los adquirí durante mi estancia de cinco meses en la Universidad Técnica de Nagaoka (NUT), Japón, que llevé a cabo durante finales del 2019 y principios del 2020. Estancia que se vio interrumpida por el COVID-19.

En ocasiones surgió la necesidad de construir nuestro propio material de análisis, como es el caso del dispositivo de observación bajo polarizadores cruzados. Acudir a este carácter artesanal es esencial para un laboratorio de estas características, para el que en ocasiones no siempre es fácil encontrar los dispositivos necesarios. Otro gran reto fue el análisis de imagen, ya que los softwares habituales para realizar este tipo de tareas como el conteo o el análisis de forma de los granos dependen del aspecto de la muestra bajo el microscopio. En nuestro caso, en ocasiones la elevada densidad de número de burbujas en algunas zonas de las muestras no permitía la detección automática de características superficiales (p.ej., LG, LsG) por parte del software. Sin embargo, estos elementos sí eran identificables a simple vista. Para solventar esto, se tomó la decisión de delimitar estos elementos superficiales a mano mediante un software de dibujo vectorial. Este proceso solucionó el problema y permitió al programa llevar a cabo las mediciones.

Contribución al conocimiento y perspectivas futuras

En el caso del proyecto PaleoIce, el vacío en el conocimiento sobre la microestructura del hielo al que estamos intentando contribuir se basa en que, tradicionalmente, este tipo de estudios han estado principalmente centrados en zonas polares. Los que se han llevado a cabo en glaciares templados de montaña se han centrado principalmente en cordilleras que albergan glaciares relativamente grandes (p. ej., Alpes). Además, otra razón de la concentración de estos estudios en regiones determinadas es que normalmente se encuentran en o se llevan a cabo por países con una dilatada tradición glaciológica. Como consecuencia, las zonas de alta montaña con glaciares pequeños ($<0,5 \text{ km}^2$), que además están situadas en países en los que nunca se han hecho este tipo de estudios microestructurales, corren el peligro de quedar excluidas, privando en cierta manera a la comunidad científica de este conocimiento. Esta falta de conocimiento también se debe a que, en comparación con las zonas polares, el proceso de perforación y extracción de hielo en glaciares de montaña supone mayores dificultades técnicas debido a su geografía más escarpada y a que el acceso a estos glaciares suele ser más difícil. Sin embargo, entender estos pequeños glaciares es esencial, ya que tienen registros climáticos únicos, en este caso del clima de los Pirineos y de los efectos del cambio climático en la región. Además, en el caso de las muestras analizadas aquí también pueden aportar información de cómo las partículas afectan al registro climático.

En el contexto del proyecto de BalElur, en los últimos años ha habido un auge en los estudios de BC en la criósfera de HMA. Estas investigaciones han estado principalmente dominadas por China e India, principales potencias a nivel científico de la región y cuyos territorios abarcan en conjunto casi la totalidad de HMA. Sin embargo, hasta hace poco tiempo, no se habían realizado estudios en la región occidental, que incluye partes de la Cordillera del Pamir, así como las cordilleras del Hindu-Kush y Karakórum. Este hecho es sorprendente, ya que, aunque toda la región de HMA es importante en términos de recursos

hídricos, la región del Karakórum alberga la mayor concentración de glaciares de HMA. Por lo tanto, esta región se vuelve altamente estratégica, por lo que existe la necesidad de invertir en proyectos de investigación científica para comprender mejor cómo las emisiones de PAL (p. ej., BC) afectan a la criósfera y mejorar así la gestión de los recursos hídricos. Según nuestra experiencia, gran parte de este desconocimiento es consecuencia de las restricciones derivadas de los conflictos étnicos, sociales y geopolíticos que afectan a la región.

Si tenemos en mente estas circunstancias, es lógico que la mayoría de investigaciones realizadas en la criósfera de la región se hayan realizado usando métodos de teledetección, que son una muy buena herramienta, pero no tan precisa como los trabajos *in situ*. Además, esta situación provoca que el planteamiento de trabajos futuros similares a BalElur tenga una incertidumbre elevada. Sin embargo, si nos centramos únicamente en el aspecto científico, sería interesante plantear trabajos con una mayor resolución espacial (perfiles en diferentes partes del glaciar) y temporal (varias mediciones a lo largo de la temporada de acumulación). Sería también útil disponer de un monitoreo continuo de los eventos de precipitación, de su contenido isotópico y de un monitoreo constante de la concentración atmosférica de aerosoles. Esta idea podría resultar ambiciosa, pero no hay que olvidar que algunos proyectos han conseguido superar las restricciones e instalar este tipo de instrumental, como por ejemplo la estación perteneciente al proyecto SHARE que estuvo en funcionamiento en Urdukas hasta el año 2013.

En el caso de la microestructura de los testigos del glaciar de Monte Perdido, plantear futuros escenarios de investigación es mucho más fácil, ya que disponemos de todas las muestras en el IzotzaLab. Las muestras que se han incluido en este trabajo pertenecen al testigo MP1, y se eligieron únicamente las pertenecientes a la sección MP1-6, ya que eran las únicas que presentaban una concentración alta de impurezas y, por lo tanto, eran adecuadas para observar la interacción impurezas-microestructura. Sin embargo, de manera paralela también se prepararon otras muestras de MP1, con el objetivo de continuar la caracterización microestructural de MP1. Además, también disponemos de otros dos testigos de hielo (MP2 y MP3), ambos pertenecientes a la zona de ablación del glaciar y cuyas características son muy diferentes a las observadas en MP1. Por último, también se podría plantear la combinación de ambas metodologías (BalElur y PaleoIce) en el contexto de los Pirineos para llevar a cabo un estudio integral del papel de las impurezas en la criósfera de la región.

En resumen, con esta tesis he pretendido poner en valor y concienciar sobre uno de los factores que está afectando a un ecosistema tan frágil como lo es la criósfera de alta montaña, zonas con un altísimo valor científico, natural y que desempeñan un papel esencial para la seguridad hídrica de una parte importante de la población.

Anexo

Datos

Prof. (cm)	T °C	
	P1	P2
0	-13,7	-13,5
5	-15,2	-14
10	-16,7	-16,4
15	-16,6	-17,9
20	-16	-18,8
25	-15,2	-18,3
30	-14,4	-17,5
35	-13,5	-17,1
40	-13,1	-16,7
45	-12,8	-16,4
50	-12,4	-15,8
55	-12,1	-15,6
60	-11,7	-15,1
65	-11,6	-14,7
70	-11,4	-14,5
75	-11,1	-14,2
80	-11	-13,9
85	-10,9	-13,6
90	-10,6	-13,4
95	-10,3	-13,2
100	-10,1	-12,9
105	-9,8	-12,7
110	-9,7	-12,5
115	-9,6	-12,3
120	-9,5	-12,1
125		-11,9
130		-11,8
135		-11,6
140		-11,5
145		-11,3
150		-11
155		-10,8
160		-10,7
165		-10,6
170		-10,4
175		-10,3
180		-9,9
185		-9,7
190		-9,4
195		-9,4
200		-9,1

Tabla AI. Temperaturas a lo largo del manto de nieve

P1				
Intervalo (cm)	Espesor (cm)	Pt. medio (cm)	g cm⁻³	SWE (cm)
0-8	8	4	0,1752988	0,87649402
8-13	5	10,5	0,3187251	1,5936255
13-18	5	15,5	0,3187251	1,5936255
18-23	5	20,5	0,33466135	1,67330677
23-28	5	25,5	0,20717131	1,03585657
28-33	5	30,5	0,30278884	1,51394422
33-38	5	35,5	0,32669323	1,63346614
38-43	5	40,5	0,29482072	1,47410359
43-48	5	45,5	0,3187251	1,5936255
48-53	5	50,5	0,28685259	1,43426295
53-58	5	55,5	0,28685259	1,43426295
58-63	5	60,5	0,28685259	1,43426295
63-68	5	65,5	0,26294821	1,31474104
68-73	5	70,5	0,26294821	1,31474104
73-78	5	75,5	0,3187251	1,5936255
78-83	5	80,5	0,34262948	1,71314741
83-88	5	85,5	0,28685259	1,43426295
88-93	5	90,5	0,25498008	1,2749004
93-98	5	95,5	0,33466135	1,67330677
98-103	5	100,5	0,30278884	1,51394422
103-108	5	105,5	0,28685259	1,43426295
108-113	5	110,5	0,29482072	1,47410359
113-121	8	117	0,30278884	1,51394422
SWE total (cm)				33,55

Tabla AII. Datos de densidad del perfil 1 (P1)

P2				
Intervalo (cm)	Espesor (cm)	Pt. medio (cm)	gr cm⁻³	SWE (cm)
0-5	5	2,5	0,24701195	1,23505976
5-10	5	7,5	0,26294821	1,31474104
10-15	5	12,5	0,27888446	1,39442231
15-20	5	17,5	0,27888446	1,39442231
20-25	5	22,5	0,30278884	1,51394422
25-30	5	27,5	0,37450199	1,87250996
30-35	5	32,5	0,39043825	1,95219124
35-40	5	37,5	0,38247012	1,9123506
40-45	5	42,5	0,25498008	1,2749004
45-50	5	47,5	0,37450199	1,87250996
50-55	5	52,5	0,32669323	1,63346614
55-60	5	57,5	0,35059761	1,75298805
60-65	5	62,5	0,30278884	1,51394422
65-70	5	67,5	0,37450199	1,87250996
70-75	5	72,5	0,35059761	1,75298805
75-80	5	77,5	0,27888446	1,39442231
80-85	5	82,5	0,37450199	1,87250996
85-90	5	87,5	0,36653386	1,83266932
90-95	5	92,5	0,35856574	1,79282869
95-100	5	97,5	0,39840637	1,99203187
100-105	5	102,5	0,37450199	1,87250996
105-110	5	107,5	0,36653386	1,83266932
110-115	5	112,5	0,34262948	1,71314741
115-120	5	117,5	0,35856574	1,79282869
120-125	5	122,5	0,4063745	2,03187251
125-130	5	127,5	0,4063745	2,03187251
130-135	5	132,5	0,30278884	1,51394422
135-140	5	137,5	0,33466135	1,67330677
140-145	5	142,5	0,29482072	1,47410359
145-150	5	147,5	0,34262948	1,71314741
150-155	5	152,5	0,36653386	1,83266932
155-160	5	157,5	0,37450199	1,87250996
160-165	5	162,5	0,39043825	1,95219124
165-170	5	167,5	0,28685259	1,43426295
170-175	5	172,5	0,26294821	1,31474104
175-180	5	177,5	0,28685259	1,43426295
180-185	5	182,5	0,26294821	1,31474104
185-190	5	187,5	0,34262948	1,71314741
190-195	5	192,5	0,30278884	1,51394422
195-200	5	197,5	0,30278884	1,51394422

Tabla AIII. Datos de densidad del perfil 2 (P2).

P1					
Intervalo (cm)	Pt. medio	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	d-excess	GMWL
P-I-0-6	3	-167,84279	-22,267828	10,2998263	-168,14262
P-I-6-12	9	-184,13551	-24,25192	9,87985372	-184,01536
P-I-12-18	15	-205,1534	-26,611926	7,74200983	-202,89541
P-I-18-24	21	-183,79014	-24,103797	9,04023663	-182,83037
P-I-24-30	27	-223,38575	-28,687717	6,11598251	-219,50174
P-I-30-36	33	-235,47219	-30,403191	7,75334248	-233,22553
P-I-36-42	39	-218,26691	-28,471604	9,50592241	-217,77283
P-I-42-48	45	-198,73659	-26,408724	12,5332014	-201,26979
P-I-48-54	51	-189,76074	-25,385979	13,32708763	-193,08783
P-I-54-60	57	-183,17163	-25,111814	17,7228828	-190,89452
P-I-60-66	63	-179,52983	-24,774468	18,6659209	-188,19575
P-I-66-72	69	-159,43142	-21,922031	15,9448325	-165,37625
P-I-72-78	75	-156,06801	-21,450668	15,5373295	-161,60534
P-I-78-84	81				
P-I-84-90	87	-151,18393	-21,040275	17,1382722	-158,3222
P-I-90-96	93	-140,22465	-19,372023	14,7515320	-144,97618
P-I-96-102	99	-123,28875	-16,992915	12,6545755	-125,94332
P-I-102-108	105	-118,00813	-16,323315	12,5783895	-120,58652
P-I-108-114	111	-125,83635	-18,116001	19,0916560	-134,92801
P-I-114-121	117	-114,41804	-16,577833	18,2046162	-122,62266

Tabla AIV. Datos isotópicos del perfil 1 (P1).

P2					
Profundidad (cm)	Pt. medio	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	d-excess	GMWL
P-II-0-8	4	-163,43452	-21,752846	10,5882421	-164,02277
P-II-8-16	12	-182,51177	-24,05712	9,94518187	-182,45696
P-II-16-24	20	-204,00657	-26,665239	9,31534557	-203,32191
P-II-24-32	28	-204,0322	-26,323317	6,55433633	-200,58653
P-II-32-40	36	-188,89071	-24,358015	5,97341334	-184,86412
P-II-40-48	44	-184,94515	-23,878665	6,08417257	-181,02932
P-II-48-56	52	-198,18019	-25,388906	4,93105506	-193,11125
P-II-56-64	60	-196,97934	-25,329639	5,65777313	-192,63711
P-II-64-72	68	-231,89236	-29,548031	4,49188991	-226,38425
P-II-72-80	76	-239,18946	-30,539752	5,12856035	-234,31802
P-II-80-88	84	-226,41501	-29,193185	7,13047758	-223,54548
P-II-88-96	92	-216,94299	-28,074812	7,65550414	-214,5985
P-II-96-104	100	-202,027	-26,666195	11,3025578	-203,32956
P-II-104-112	108	-188,19944	-24,780155	10,0417959	-188,24124
P-II-112-120	116	-186,20857	-24,923445	13,1789919	-189,38756
P-II-120-128	124	-179,43603	-24,141181	13,6934222	-183,12945
P-II-128-136	132	-178,407	-24,334491	16,2689246	-184,67593
P-II-136-144	140	-192,71598	-26,343889	18,0351256	-200,75111
P-II-144-152	148	-168,4066	-23,148505	16,7814458	-175,18804
P-II-152-160	156	-146,03018	-20,168475	15,3176128	-151,3478
P-II-160-168	164	-144,43422	-19,965066	15,2863016	-149,72052
P-II-168-176	172	-153,05586	-21,192139	16,4812507	-159,53711
P-II-176-184	180	-141,02137	-19,296061	13,3471190	-144,36849
P-II-184-192	188	-128,55474	-17,880589	14,4899669	-133,04471
P-II-192-200	196	-134,23984	-18,512648	13,8613443	-138,10119

Tabla AV. Datos isotópicos del perfil 2 (P2).

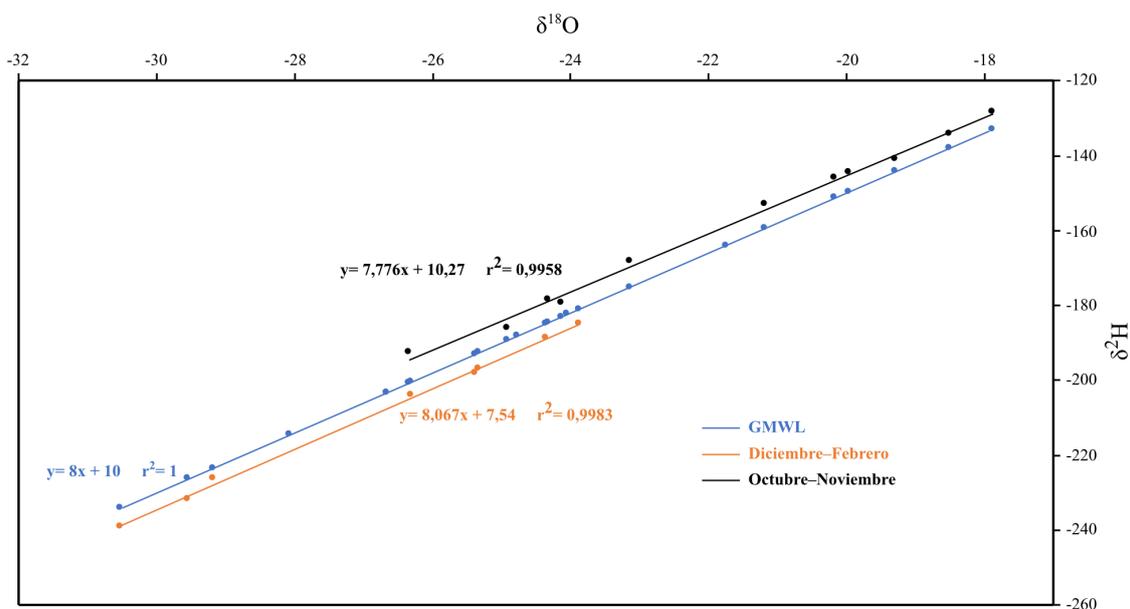


Figura A1. Líneas meteorológicas locales en referencia a la GMWL (azul) calculadas para los dos grandes grupos de datos de *d-excess* que presentan los perfiles. La línea negra está construida a partir de los valores altos de exceso de deuterio característicos del periodo octubre–noviembre y la línea naranja está compuesta por los valores bajos de exceso de deuterio que hemos observado para los meses de diciembre, enero y parte de febrero. En concordancia con una fuente de humedad donde la evaporación se produjo bajo condiciones de baja humedad atmosférica, el punto de corte de la recta gris (octubre–noviembre) es más alto respecto a la GMWL, como se puede observar en el término independiente de la recta (10,27), que correspondería al exceso de deuterio (10,27 ‰). Por el contrario, la recta naranja muestra valores más bajos (7,54 ‰). La pendiente de ambas rectas es muy similar a GMWL, lo que indica que es improbable que haya habido evaporación extra durante la caída de los copos de nieve. Además, los datos que componen ambas líneas de tendencia tienen una correlación alta, lo que puede indicar que los valores isotópicos medidos son los originales, con una tasa de modificación muy baja.

Profundidad (cm)	Pt. medio	P1			
		$\mu\text{g L}^{-1}$	SD $\mu\text{g L}^{-1}$	# μL^{-1}	SD # μL^{-1}
P-I-0-6	3	6,22	1,78	531,6	19,5
P-I-6-12	9	9,81	2,42	763,0	26,3
P-I-12-18	15	12,10	2,29	968,8	28,0
P-I-18-24	21	7,22	1,63	1376,9	28,6
P-I-24-30	27	5,31	1,06	1151,5	27,4
P-I-30-36	33	5,11	1,33	1111,0	27,9
P-I-36-42	39	9,08	1,54	1961,0	38,1
P-I-42-48	45	6,16	1,22	1213,6	31,8
P-I-48-54	51	6,16	1,58	674,5	26,9
P-I-54-60	57	5,54	1,50	491,3	22,5
P-I-60-66	63	6,27	1,81	924,6	31,4
P-I-66-72	69	11,40	2,56	1508,8	35,8
P-I-72-78	75	11,45	2,53	1526,4	36,6
<i>P-I-78-84</i>	81				
P-I-84-90	87	13,64	1,58	2241,4	47,9
P-I-90-96	93	35,65	2,86	4713,4	62,3
P-I-96-102	99	12,28	1,74	2046,3	57,8
P-I-102-108	105	33,53	3,56	2845,7	63,2
P-I-108-114	111	23,09	2,77	2834,1	57,2
P-I-114-121	117	43,70	3,75	5272,4	80,8

Tabla AVI. Concentración de BC a lo largo del perfil 1 (P1).

P2					
Profundidad (cm)	Pt. medio	ave $\mu\text{g L}^{-1}$	SD $\mu\text{g L}^{-1}$	ave # μL^{-1}	SD # μL^{-1}
P-II-0-8	4	5,57	1,29	486,9	28,8
P-II-8-16	12	4,21	1,11	492,0	20,7
P-II-16-24	20	6,35	2,03	603,2	25,3
P-II-24-32	28	8,49	1,55	850,3	28,8
P-II-32-40	36	12,63	2,38	1417,2	50,1
P-II-40-48	44	9,87	2,09	1790,9	38,0
P-II-48-56	52	9,69	1,70	2511,3	57,0
P-II-56-64	60	8,79	1,41	2156,9	43,7
P-II-64-72	68	7,07	1,57	1545,2	41,5
P-II-72-80	76	2,46	1,07	420,1	20,7
P-II-80-88	84	6,29	1,92	1255,5	39,1
P-II-88-96	92	9,93	1,94	1888,4	36,3
P-II-96-104	100	4,92	1,10	950,1	27,0
P-II-104-112	108	9,60	2,07	2012,8	37,9
P-II-112-120	116	8,60	1,39	1833,5	40,6
P-II-120-128	124	13,98	3,32	1440,0	37,0
P-II-128-136	132	7,07	2,18	894,9	32,6
P-II-136-144	140	4,01	1,17	617,2	21,4
P-II-144-152	148	10,81	2,45	1446,4	34,6
P-II-152-160	156	10,39	2,50	1236,1	32,8
P-II-160-168	164				
P-II-168-176	172	9,87	2,26	1731,1	36,1
P-II-176-184	180	18,59	2,62	2501,3	45,4
P-II-184-192	188	28,96	3,51	2796,5	52,2
P-II-192-200	196	14,07	2,26	2145,3	49,7

Tabla AVII. Concentración de BC a lo largo del perfil 2 (P2).

Fecha	Dirección	V _{viento} (m s ⁻¹)	V _{ráfagas} (m s ⁻¹)	T (°C)	HR (%)	Pt. rocío (°C)
03-feb	299,74	15,83	22,02	-19,93	79%	-22,67
04-feb	257,23	16,28	25,08	-16,49	67%	-21,25
05-feb	225,73	20,05	33,97	-15,10	73%	-18,99
06-feb	281,93	20,75	34,92	-15,58	67%	-20,49
07-feb	251,98	12,68	20,95	-16,61	78%	-19,64
08-feb	288,48	9,96	15,41	-19,15	85%	-21,10
09-feb	272,79	1,21	3,47	-19,38	72%	-23,44
10-feb	233,94	2,50	5,50	-19,01	80%	-21,66
11-feb	317,38	11,51	16,61	-17,75	86%	-19,54
12-feb	289,66	10,86	16,63	-16,64	83%	-18,97
13-feb	273,85	12,98	21,10	-12,91	81%	-15,56
14-feb	174,55	16,95	29,23	-12,11	69%	-16,64
15-feb	304,60	21,63	34,77	-15,70	59%	-22,17
16-feb	281,47	19,13	26,51	-19,29	67%	-23,89
17-feb	232,68	11,12	17,51	-19,07	67%	-23,77
18-feb	271,85	23,58	38,21	-16,87	75%	-20,27
19-feb	314,47	20,82	30,93	-18,27	73%	-21,98
20-feb	240,22	22,37	36,11	-15,80	64%	-21,16
21-feb	310,11	30,79	52,52	-12,80	77%	-16,06
22-feb	290,90	19,83	32,18	-15,39	63%	-21,04
23-feb	302,09	12,85	18,06	-17,75	72%	-21,86
24-feb	285,47	6,16	11,23	-18,58	81%	-21,03
25-feb	263,65	5,06	9,35	-20,18	71%	-24,21
26-feb	253,29	6,38	10,55	-20,20	60%	-26,01
27-feb	278,76	8,82	13,71	-20,62	60%	-26,57
28-feb	244,99	3,96	7,24	-21,61	64%	-26,90
01-mar	260,02	13,79	21,85	-18,40	70%	-22,65
02-mar	173,90	16,53	28,06	-13,17	67%	-18,07
03-mar	296,12	10,04	16,44	-15,00	81%	-17,61
04-mar	253,30	2,21	5,48	-16,54	78%	-19,48
05-mar	199,63	3,87	7,31	-18,91	72%	-22,79
06-mar	183,03	2,88	5,91	-19,46	61%	-25,28
07-mar	246,66	7,92	12,58	-17,90	62%	-23,40
08-mar	276,42	11,40	16,37	-18,18	74%	-21,79
09-mar	189,62	6,74	10,65	-18,86	73%	-22,55
10-mar	225,19	5,89	10,80	-18,80	53%	-26,15
11-mar	259,45	11,02	18,51	-14,88	67%	-19,76
12-mar	296,80	11,58	17,70	-16,64	66%	-21,75
13-mar	257,57	8,67	15,27	-15,81	45%	-25,48
14-mar	258,55	4,14	8,17	-16,13	78%	-19,20
15-mar	188,53	5,07	8,36	-16,41	74%	-20,05
16-mar	190,84	3,87	7,17	-16,62	58%	-23,24
17-mar	174,91	5,92	9,75	-15,26	51%	-23,31

Tabla AVIII. Variables medidas por la estación meteorológica instalada en el Campo Base del K2.

entien la zabal zazu



Universidad Euskal Herriko
del País Vasco Unibertsitatea