



Lección inaugural
2021_2022

GEOLOGÍA Y CAMBIOS GLOBALES: RELATOS DE HIELO EFÍMERO

Dra. Montserrat Jiménez Sánchez
Catedrática del Área de Geodinámica Externa
Facultad de Geología



En efecto, el mar, como ya se ha dicho, estaba por completo congelado y el paso del estado líquido al sólido se había verificado con un tiempo magnífico y cuando no alteraba las aguas el menor soplo de aire.... Era hielo puro, sin una erosión, sin un solo defecto, que se extendía más allá de los límites del horizonte.

Julio Verne. (P. 967 Héctor Servadac, Los clásicos del siglo XIX, volumen III, Plaza y Janés, 1968)



La Tierra, planeta de cambios, planeta de interrogantes... ¿puede haber respuestas en el hielo?

Si hay algo que sea un mundo de agua y al mismo tiempo de tierra y de aire, es el hielo, una especie de puente entre los distintos estados de la materia, de lo sutil a lo sólido. En el hielo convergen multitud de disciplinas de diferentes campos del conocimiento, tanto en el ámbito de las Ciencias, como de las Humanidades, del Arte... Los paisajes helados han sido escenario de aventuras, objeto de exploraciones, leyendas y producciones cinematográficas. Y también de obras literarias con las que seguramente crecimos y ahora no podemos evitar releer, entre las que están las inolvidables obras de Julio Verne, en las que los ambientes helados no sólo eran escenario de acontecimientos que el propio autor relataba como si los hubiera vivido realmente, sino laboratorios naturales de procesos que respondían a la realidad con una combinación perfecta de rigor científico y fantasía, incluyendo milagros de hielo que, tal vez, alguien se atrevió a intentar reproducir.

Una de las primeras visiones que la Humanidad tuvo de las grandes extensiones heladas de la Tierra es la famosa imagen de nuestro planeta que la tripulación del Apolo 17 captó en 1972 (NASA, 2020a), y de la que formaba parte un geólogo, Harrison Schmitt (NASA, 2020b). El predominio de la tonalidad azul valió a esta imagen la denominación de *Blue Marble*, en consonancia con el hecho de que, de los más de 500 millones de kilómetros cuadrados de la superficie del planeta, el 70% esté cubierto de agua oceánica y el 30% por masas continentales. Pero de estas, la décima parte está cubierta por hielo, representado en esta imagen histórica por la Antártida, el helado continente austral.

Dentro de la Criosfera, la componente del sistema Tierra que abarca la totalidad de agua en fase sólida del planeta, se incluye tanto el hielo glaciar (marino y continental) como el permafrost. Pero es al hielo glaciar continental, y fundamentalmente al hielo de los glaciares de montaña, los que no se alcanzan a ver en la histórica imagen, al que dirigiremos nuestra mirada a lo largo de buena parte de esta lección.

El hielo glaciar de las zonas continentales puede ser agrupado en dos grandes conjuntos. Uno es el de los grandes glaciares continentales (*inlandsis* o *ice sheets*), que recubren la mayor parte de Groenlandia y de la Antártida. En conjunto, ambos casquetes continentales incluyen el 99% de agua dulce de la Tierra (NSIDC, 2021). El casquete antártico se extiende abarcando casi 14 millones de kilómetros cuadrados (13.987, incluyendo las plataformas de hielo continental) y alcanza un espesor medio de cerca de 2 km, con un máximo de 4897 m en la cuenca subglacial de Astrolabio (Fretwell et al. 2013). El hielo de Groenlandia abarca casi 1,7 millones de kilómetros cuadrados y cubre la mayor parte de esta gran isla. En estas grandes masas de hielo continental se han realizado y se siguen realizando las grandes investigaciones del hielo glaciar, siendo objeto en el momento actual de numerosas acciones a nivel nacional e internacional promovidas y apoyadas por organismos como el *Scientific Committee on Antarctic Research* (SCAR) y el *International Arctic Science Committee* (IASC), y que en España coordina el *Comité Polar Español* (CPE) adscrito al Ministerio de Ciencia e Innovación (CPE, s. f.). La segunda categoría es la de los glaciares de montaña que, según el criterio del *Randolph Glacier Inventory* (RGI Consortium, 2017), incluye todos los glaciares del mundo del ámbito continental localizados fuera de los casquetes de hielo de Antártida y Groenlandia. Los glaciares de montaña aparecen en las cordilleras más elevadas del planeta, que se asocian a la historia geológica más reciente de la Tierra, por encima de altitudes favorables para que se dé la acumulación de hielo a partir de la nieve. Su superficie total abarca en conjunto 700.000 km² (RGI Consortium, 2017).

Actualmente, las masas de hielo glaciar, en virtud de su carácter efímero, están experimentando grandes cambios, con enormes pérdidas que, a partir de estudios realizados mediante observaciones de satélite y modelos numéricos, se han cifrado en un total de 28.000 Gt¹ de hielo para el período 1994-2017 (Slater et al., 2021). Estas pérdidas se reparten entre 7.600 Gt de hielo del marino del Ártico, 6.500 Gt de las plataformas de hielo antártico, 6.100 de los glaciares de montaña, 3.800 de Groenlandia y 2.500 de Antártida y 900 del hielo del Océano Austral. La suma del hielo continental de Antártida, Groenlandia y los glaciares de montaña contribuyó en el mismo período a incrementar el nivel del mar en cerca de 35 mm (34,6 ± 3,1 mm). Particularmente, los glaciares de montaña están retrocediendo en todo el planeta a una velocidad sin precedentes y, de hecho, se han convertido en iconos de cambio climático (Bojinski et al., 2014, Zemp et al. 2019), más concretamente, de la tendencia del clima hacia el calentamiento global... relacionada con la acción humana.

En el actual contexto de cambio global, el hielo se manifiesta como un potente indicador de respuesta al cambio climático. Pero también a lo largo de la historia terrestre, ha dejado huellas de su paso tanto en el registro estratigráfico (de cientos e incluso miles de millones de años), como en el paisaje, del que ha sido un importante agente modelador. Además, los grandes registros recogidos en testigos de hielo encierran la historia climática y ambiental de los últimos cientos de miles de años. Esta lección se centrará en algunos de los relatos que el hielo efímero nos puede contar... en relación con su paso por el planeta Tierra. Tal vez así podamos comprender parte del pasado y el presente, y quizás, también, extraer alguna lección para el futuro.

1.1. El cambio global actual

En el momento actual, estamos en una época de grandes cambios que abarcan a toda la sociedad y a su relación con la Tierra: son enormes cambios sociales, migratorios, ambientales, geopolíticos, sanitarios, económicos... de los que emergen numerosas cuestiones que es preciso resolver a nivel global, y cuya solución contribuirá al logro de los

¹ 1 Gt = 1 Gigatonelada = 109 toneladas

objetivos globales marcados por la ONU para *erradicar la pobreza, proteger el planeta y asegurar la prosperidad* (ONU, s.f.). Una de las que más nos preocupa y que requiere soluciones cada vez más urgentes es la relacionada con el Objetivo de desarrollo sostenible 13 (Acción por el clima): la tendencia al calentamiento global actual, que, a su vez, se incluye dentro de lo que actualmente conocemos como cambio global. La expresión *cambio global* se utiliza desde hace más de dos décadas para describir los efectos de las actividades humanas en el sistema Tierra (National Research Council, 2000; Steffen et al., 2005), aunque en sentido amplio, y expresada en plural, puede hacer referencia a los cambios que han tenido lugar en el Sistema Tierra a escala planetaria. En concreto, la motivación de la investigación en cambio global, en su acepción antropogénica, es entender los tipos y magnitudes de cambios causados por el ser humano a escala planetaria, para predecir sus efectos y diseñar actuaciones de mitigación de los impactos negativos (National Research Council, 2000). La tendencia climática al calentamiento global actual, usualmente se ha identificado con la expresión “cambio climático”, aunque en sentido estricto, esta última abarcaría aspectos más amplios, incluyendo las variaciones climáticas de la Tierra a lo largo de su historia. La preocupación por el calentamiento global se manifiesta no sólo en múltiples trabajos científicos, sino también en las grandes iniciativas internacionales llevadas a cabo por entidades como el Programa Ambiental de las Naciones Unidas (*United Nations Environment Programme*, UNEP) o la Organización Meteorológica Mundial (*World Meteorological Organization*, WMO), que en 1988 contribuyeron a crear el IPCC (*Intergovernmental Panel on Climatic Change*), con el fin de evaluar las cuestiones científicas relacionadas con cambio climático y dotar a los gobiernos de información científica útil para desarrollar políticas climáticas. Con esta perspectiva, el IPCC tiene la misión de realizar una evaluación integral del estado del conocimiento global sobre el cambio climático, causas, impactos y riesgos futuros, y establecer estrategias de adaptación y mitigación (IPCC, 2021).

En el escenario presente, es preciso disponer de indicadores de respuesta al calentamiento global, para evaluar su importancia y la magnitud del cambio. Por ejemplo, la WMO (WMO, 2021) utiliza un conjunto de indicadores, que incluyen la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera (*The Big 3*: dióxido de carbono, metano, y óxido nitroso), la temperatura media superficial global y los eventos climáticos extremos; en el océano, la evolución de la acidificación, el calor, y el ascenso del nivel del mar. Asimismo, tiene en cuenta la fusión de la criosfera, (incluyendo masas glaciares y el hielo marino). De ellos, la WMO destaca la relevancia del papel del dióxido de carbono, que produce un efecto cascada en los restantes grupos de indicadores, contribuyendo a la pervivencia del fenómeno de calentamiento y a la generación de eventos climáticos extremos (olas de frío y calor, inundaciones, sequías, incendios y tormentas) y al ascenso del nivel del mar y, con todo ello, a poner en riesgo el logro de los Objetivos de Desarrollo Sostenible marcados por la ONU, cuya consecución forma parte de las actuales políticas a nivel mundial.

Las investigaciones realizadas a partir de estos indicadores se recogen en informes periódicos sobre el estado del clima, siendo el más recientemente disponible el que hace referencia al Estado del Clima en 2020 (WMO, 2021). Es destacable que la concentración de gases invernadero ha alcanzado espectaculares aumentos, con respecto a los niveles preindustriales, llegando hasta el 148% ($410,5 \pm 0,2$ ppm) para el dióxido de carbono, 260% (1.877 ± 2 ppb) para el metano y 123% ($332,0 \pm 0,1$ ppb) para el óxido nitroso. A medida que ascienden las concentraciones de los gases de efecto invernadero, aumenta la temperatura media superficial global, que, en 2020, uno de los tres años más cálidos del registro, llegó a estar en $1,2 \pm 0,10$ °C por encima de la alcanzada en el período preindustrial. Esto afecta a la fusión de los glaciares, que, según las observaciones realizadas en más de cuarenta glaciares de montaña de referencia por el *World Glacier Monitoring Service* (WGMS, 2021) se traduce en una pérdida de masa acumulada de más de 24.000

kg/m² (24 metros de agua equivalente), para el período 1976-2020. Todo ello contribuye al ascenso global del nivel del mar, que la WMO sitúa en una media de 3,29 (±0,3) mm al año, desde 1993 hasta 2020 (WMO, 2021).

Pese a que el cambio global entendido en el sentido actual tenga fundamentalmente una componente antropogénica, no podemos ignorar los cambios a escala planetaria acontecidos antes de la presencia humana, así como los que tuvieron lugar en las primeras etapas de su existencia. Estos cambios anteriores al presente se convierten en una referencia para evaluar con realismo la desviación de las condiciones actuales del Sistema Tierra con respecto a su variabilidad natural. Por este motivo, es preciso contar con indicadores de respuesta del sistema Tierra frente al calentamiento global que sirvan como nexo entre el pasado, el presente y el futuro. La pregunta es: ¿puede ser el hielo uno de ellos?

1.2. ¿Cuál es el interés del hielo? ¿Puede ser un nexo entre el presente y pasado?

Realmente, uno de los subsistemas que tiene capacidad de respuesta frente a cambios globales es la Criosfera, y estas respuestas tienen importantes implicaciones geomorfológicas, hidrológicas, climáticas y ambientales, entre otras.

Por una parte, el hielo puede funcionar como archivo de cambios climáticos y ambientales. Los ejemplos por excelencia son los sondeos realizados en los grandes casquetes continentales, Antártida y Groenlandia, que proporcionan registros continuos de información paleoclimática y paleoambiental, imprescindible para comprender los cambios globales cuaternarios, correlacionar determinados parámetros con los asociados al cambio global actual y así dirimir la importancia del factor antropogénico, e incluso realizar previsiones futuras (Haywood et al. 2021).

Por otra parte, el hielo tiene una gran sensibilidad frente a las fluctuaciones climáticas, fundamentalmente a la temperatura y a la radiación solar. Pero, además, interacciona con el relieve: su paso efímero es revelado por la impronta que deja en el paisaje, con lo cual, el paisaje, a su vez, se convierte en un registro geomorfológico de eventos glaciares. Estos dos aspectos son muy relevantes en los glaciares de montaña, cuya sensibilidad frente a las fluctuaciones climáticas, permite evaluar su respuesta frente al cambio climático en cortos intervalos de tiempo (a escala de décadas), por lo que pueden ser utilizados como indicadores de cambio climático actual. Pero esta sensibilidad les hace también especialmente vulnerables, por lo que las imágenes del retroceso glaciar en distintas cordilleras del mundo han sido objeto de atención y de alarma por parte de distintos colectivos, asociaciones y medios de comunicación. Por todo ello, el estudio de los glaciares de montaña actuales ha cobrado un especial interés. Así, la WMO los considera parte de los marcadores fundamentales del calentamiento global (WMO, 2021); la NASA (2021) incluye su retroceso entre las evidencias y “signos vitales” de cambio climático del planeta; la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA, 2021a) los incluye entre los diez signos de calentamiento global y el IPCC, los considera como elementos en riesgo de desaparecer, con una repercusión directa en el cambio del nivel del mar (IPCC, 2019). Por otra parte, los glaciares de montaña tienen gran capacidad para modelar y transformar el paisaje. De hecho, existe un conjunto de formas del relieve que pueden ser observadas en los ámbitos glaciares actuales, y que, además, pueden ser utilizadas como diagnóstico de la presencia de glaciares en el pasado. El registro geomorfológico y sedimentológico que deja el hielo, sirve para reconstruir la geometría de los glaciares del pasado, sus dinámicas de comportamiento y, combinado con geocronología, asignar una edad a los eventos de cambio detectados.

La evidencia demuestra que el hielo glaciar ha estado presente en la Tierra respondiendo a cambios globales, anteriores a la historia humana y por tanto anteriores al cambio global actual de origen antropogénico. En consecuencia, el hielo glaciar puede ser uno de los nexos entre el pasado y el presente.

1.3. ¿El hielo glaciar podría tener respuestas a algunos interrogantes?

Si el hielo puede ser un enlace entre el presente y el pasado (tanto reciente como remoto) de la historia terrestre, al mirar al hielo efímero y analizar su relación con los cambios globales terrestres, podemos plantear las siguientes cuestiones:

- ¿Existen otros cambios globales en la historia terrestre, aparte del actual?
- ¿Cuál es el registro del paso efímero del hielo en el planeta? ¿Qué relación tiene con los grandes cambios de la historia de la Tierra? ¿Qué archivos contienen la historia del hielo?
- ¿Cómo responde el hielo glaciar del presente frente al cambio climático actual?
- ¿Cómo respondía el hielo glaciar del pasado frente a los cambios climáticos globales?
- ¿Existen registros del paso del hielo efímero en Asturias?

Para contestar a la primera de estas cuestiones, el capítulo 2 de esta lección muestra una visión global de la Tierra, como planeta dinámico que registra cambios globales, presentes y pasados, entre los que están las glaciaciones, a las que se dedicará un apartado en el capítulo siguiente.

El segundo bloque de cuestiones se aborda en el capítulo 3, en el que definiremos el significado de las glaciaciones y daremos paso al relato de la huella que dejó el hielo en la historia terrestre más antigua, viajando rápidamente en el tiempo hasta la *Snowball Earth* (Tierra Bola de Nieve) y regresando al presente a través del tiempo geológico y a través de los propios archivos de hielo, que encierran importantes claves para comprender el pasado y el presente.

Para contestar a las restantes cuestiones, escogeremos como indicador de cambio los glaciares de montaña, que serán los protagonistas de nuestros relatos posteriores. De este modo, su respuesta frente al cambio global actual se analizará en el capítulo 4. Después, retrocederemos unos miles de años para llegar al Último Máximo Glaciar y saber cómo respondían los glaciares de montaña en el pasado más reciente (capítulo 5), utilizando el paisaje como clave para reconstruir el paso del hielo. Y lo hacemos así porque nuestro último relato se dedicará a la Cordillera Cantábrica, particularmente a Asturias... donde existen interesantes registros y evidencias para narrar el paso efímero del hielo por nuestras montañas, de las que escogeremos dos lugares emblemáticos: el Parque Natural de Redes y los Picos de Europa (capítulo 6).

Algunas reflexiones acerca de lo presentado en la lección se enunciarán en el capítulo 7, que terminará con un propósito final.



La Tierra: el gran archivo de cambios globales

Pero volvamos a la faz de la Tierra, y a los procesos involucrados en su evolución y configuración actual. La configuración actual de la Tierra resulta de una historia muy larga, de 4.600 millones de años (4.600 Ma; 4,6 Ga)², en la que el planeta ha experimentado grandes cambios globales que se han ido sucediendo y que, a través de la Geología, podemos llegar a conocer. Todos estos cambios pueden ser enmarcados dentro de la Tectónica de Placas (Wilson, 1966), que unifica y permite comprender de modo integral los procesos geológicos que actúan en la Tierra. Combinada con los distintos procesos involucrados en el clásico *Ciclo Geológico*, la dinámica global asociada a la Tectónica de Placas ha supuesto la continua modificación del planeta a lo largo de su historia, implicando, entre otros procesos, la creación de cordilleras, su evolución y destrucción por procesos externos. Estos cambios, dentro de lo que es el Sistema Tierra, conllevarían profundas interacciones entre la Geosfera, la Hidrosfera, la Atmósfera y la Biosfera en las distintas etapas de la historia terrestre. Por otra parte, estos cambios, al menos en parte, habrían ido quedando registrados en nuestro planeta, que así, desde hace largo tiempo, se ha ido transformando en un gran archivo de cambios globales. Algunos ejemplos se muestran a continuación:

2.1. Tectónica de Placas: el gran motor de los cambios globales terrestres

A la luz de la Tectónica de Placas (Wilson, 1966), sabemos que la litosfera, la parte más superficial de la Tierra, con algunas decenas de kilómetros de espesor, se separa en fragmentos, denominados placas, que están en continuo movimiento, movimiento que explica el marco global en el que acontecen los grandes fenómenos de la dinámica te-

² Al referirnos a las edades de la Tierra en millones de años, utilizaremos indistintamente las abreviaturas Ma (un millón de años) y Ga (un millar de millones de años), referidas a antes del presente.

restre, y que condiciona la configuración de la superficie del planeta en cada momento de su historia, incluyendo la actualidad. En los límites entre placas convergentes se originan los grandes relieves montañosos continentales de la Tierra, pero también los arcos de islas y las zonas más profundas de la Tierra, las fosas oceánicas. Así, tanto las mayores altitudes del planeta como las zonas más profundas se encuentran en áreas asociadas a límites activos entre placas. Es el caso del Monte Everest (más de 8.848 m), ubicado en la Cordillera de los Himalayas, en el límite entre la Placa de la India y la Placa Euroasiática, que continúa siendo presionada por la primera desde que colisionaran hace decenas de millones de años, o la Fosa de las Marianas, que supera los 11 km de profundidad y es el resultado de la subducción de la Placa del Pacífico bajo la Placa de Las Marianas, el arco de islas del mismo nombre.

Pero la Tectónica de Placas, también funcionó en el pasado. En las distintas etapas de la historia terrestre habrían existido al menos cuatro supercontinentes: Columbia/Nuna, Rodinia, Gondwana y Pangea, que se habrían conformado respectivamente hace 2-1,8 Ga, 1,2-1,1 Ga, 0,54 Ga y 0,30-0,25 Ga, en relación con lo cual habrían tenido al menos tres ciclos supercontinentales, que habrían incluido la configuración, evolución y posterior fragmentación en placas y separación de los supercontinentes a lo largo de la historia terrestre (Mitchell et al. 2021). La formación y evolución de los supercontinentes ha ejercido un gran impacto en la dinámica y evolución de la corteza y de la superficie terrestre, así como en la evolución de la vida y el clima, con grandes cambios inducidos en parte por la aparición de nuevos mares con diferentes patrones de circulación de las aguas, y en parte por la erosión de las cordilleras y formación de nuevos relieves, que generarían variaciones en el contenido de CO₂ atmosférico (Ruddiman, 2001).

2.2. El registro estratigráfico, el relato de los cambios globales en la historia terrestre

Una de las fuentes del conocimiento de los cambios globales del pasado terrestre a escala geológica está en las rocas sedimentarias, originadas por la transformación de los sedimentos que se acumulan y transforman en las cuencas sedimentarias del planeta, tanto en los continentes como en los mares. Las rocas se conservan como testimonio de antiguos mares, antiguos continentes, antiguos climas y antiguos seres vivos, que aparecen fosilizados en el registro geológico. De este modo, el registro estratigráfico es a su vez un registro de cambios globales. Estos cambios son marcados con los *Golden spikes* (clavos dorados), que la *International Commission on Stratigraphy* sitúa en niveles estratigráficos de referencia en diferentes puntos de la Tierra, ilustrando así los grandes eventos acontecidos a lo largo de la historia del planeta que tienen una relevancia global. Para lograr el clavo dorado, las formaciones rocosas han de cumplir unos determinados requisitos, como son, entre otros, la definición de su rango estratigráfico, su edad basal y la demostración de su globalidad, así como su publicación formal. Con todo ello, las edades de la Tierra se agrupan en cuatro eones: los tres primeros se incluyen dentro del Precámbrico (ca 4.600 Ma-541 ± 1 Ma) y Fanerozoico (541 ± 1 Ma-actualidad). A su vez, los eones se subdividen en eras y períodos, recogidos en las distintas actualizaciones de las escalas cronoestratigráficas (Cohen et al., 2021). En ese registro está almacenada la historia terrestre, desde los principios del mundo conocido, incluyendo eventos tan espectaculares como el nacimiento de la vida, que se ha cifrado en 3.770-4.280 Ma de antigüedad a partir de microorganismos de rocas ferruginosas (Dodd et al., 2017), o justamente lo contrario: la desaparición masiva de seres que en su día llegaron a poblar nuestro planeta. Es el caso de las grandes extinciones en masa como la de los dinosaurios, que ha sido explicada por el impacto de un meteorito en la Tierra hace 65 Ma (Alvarez et al., 1980), y que fue formulada, entre otros autores, por el Dr. Walter Alvarez, Doctor *honoris causa* por la Universidad de Oviedo. Además, en la historia de la Tierra

se han registrado otras grandes extinciones que, cronológicamente, incluirían: (1) la de finales del Período Ordovícico, hace 440 Ma; (2) la de finales del Período Devónico (hace unos 370 Ma); (3) la de finales del Período Pérmico, hace unos 250 Ma, que marca el final de la Era Paleozoica y (4) la de finales del Período Triásico, sucedida hace unos 200 Ma, (Bjornerud, 2018). Estos eventos de extinción habrían sucedido como consecuencia de fenómenos que implicaron cambios globales en el paleoambiente terrestre a los que no todas las especies pudieron adaptarse.

Y como los grandes cambios globales quedan registrados en la Tierra, en los últimos tiempos, distintos grupos científicos se plantean si la magnitud del impacto humano en el planeta es suficiente para quedar registrado en la Tierra de modo significativo. De hecho, en las últimas décadas se ha abierto un debate sobre la posibilidad de creación de un nuevo “período” geológico: el Antropoceno, propuesto por Crutzen y Stoermer (2000) para denotar “la actual época geológica” considerando los cambios ejercidos por las actividades humanas en la Tierra a escala global. Su límite temporal, según la última propuesta realizada (Zalasiewicz et al., 2015), se situaría en 1945, invocando para ello el hito marcado por las explosiones nucleares, aunque ello está en discusión, porque la influencia antropogénica puede remontarse a miles de años atrás (Ruddiman et al., 2015). Esta nueva etapa de la historia terrestre, para ser reconocida con su clavo dorado, tendrá que cumplir con los mismos requisitos que los demás niveles estratigráficos. Si finalmente llegara a ser así, el Antropoceno, quedaría registrado como una etapa más de la historia terrestre, formando parte del gran conjunto de cambios globales registrados en la Tierra a lo largo de su historia, cuyo origen, esta vez, se debería al impacto de la acción humana.

3



Relatos de hielo glaciar antiguo en el gran archivo de la Tierra

Para entender los relatos de hielo antiguo en el archivo global terrestre, es preciso tener en cuenta algunos aspectos relacionados con la historia climática de la Tierra, que resulta de una alternancia de períodos cálidos y fríos, en los que etapas sin hielo en los polos (*greenhouses*) alternan con *icehouses* (períodos fríos con desarrollo de hielo glaciar), siendo estos últimos los menos frecuentes, y que son estudiados por la Paleoclimatología (Ruddiman, 2001).

Los períodos *icehouse*, en los que existe hielo glaciar en uno o ambos casquetes polares, pueden ser asimilables a las glaciaciones y se corresponden con los momentos de la historia de la Tierra en los que la temperatura global del planeta desciende, dando lugar al crecimiento y expansión de los casquetes glaciares. A veces el término alude a etapas de la historia terrestre en las que la extensión del hielo glaciar era mayor que en la actualidad (Hambrey y Alean, 2004), y en ocasiones se utiliza el término para aludir a los efectos que ha generado en el paisaje la actuación de fenómenos glaciares durante un tiempo relativamente largo (Benn y Evans, 1998). Como todo lo demás que sucede en nuestro planeta, la existencia de hielo en la historia terrestre ha sido posible gracias a la existencia de agua, que ha respondido a las etapas de enfriamiento transformándose en hielo.

De acuerdo con Ruddiman (2001), el sistema climático terrestre incluye los componentes internos del clima (atmósfera, hielo, océano, superficie terrestre y vegetación), sobre los que actúan una serie de mecanismos a distintas escalas temporales y con distinta intensidad a lo largo de la historia terrestres. Entre los procesos que ocurren a gran escala de tiempo geológico y que, enmarcados en la Tectónica de Placas, pueden conllevar el enfriamiento del clima están: los procesos de colisión continental, que exponen a la meteorización grandes superficies de roca que captan CO₂ de la atmósfera, en especial, en el caso de rocas silicatadas; la actividad volcánica, que aumentará la emisión de gases

de efecto invernadero; la posición de las masas continentales en cada momento de la historia terrestre, cuya presencia en latitudes altas favorecerá la formación de casquetes glaciares en los polos; las variaciones en los patrones de circulación de las corrientes oceánicas, muy vinculadas también a cambios en la posición de los continentes en relación con la Tectónica de Placas. También es preciso señalar el albedo: la cantidad de radiación solar reflejada por una superficie respecto al total de radiación incidente, que aumentará cuando se forma un casquete glaciar, ya que su alto albedo contribuye a reflejar más radiación y retroalimentar el proceso de enfriamiento. A estos fenómenos, hay que añadir las variaciones orbitales en el planeta Tierra, que, aunque han desempeñado también su papel a lo largo de la historia terrestre, han sido particularmente relevantes en el Período Cuaternario por su implicación en la evolución del ser humano (Tierney et al., 2017).

Siguiendo a Uriarte (2003), podemos agrupar las glaciaciones terrestres en dos grandes conjuntos: glaciaciones precuaternarias, y glaciaciones cuaternarias. Como veremos, la resolución temporal a la que se pueden estudiar es muy diferente.

3.1. Las glaciaciones precuaternarias... relatos de hielo atrapado en roca

La evidencia geológica, basada en estudios sedimentológicos, geoquímicos y geocronológicos, sugiere que, con anterioridad al Cuaternario, tuvieron lugar diferentes etapas glaciares y que a lo largo de su historia, la Tierra no ha sido siempre el planeta azul que conocemos hoy. De hecho, ha experimentado períodos tan fríos que los casquetes polares crecieron hasta llegar a las latitudes bajas, ocasionado una glaciación global, que cubrió de hielo la superficie terrestre, quedando restringida el agua marina a las profundidades de los océanos y dando lugar a los estadios conocidos como *Snowball Earth* (Kirschvink, 1992). El término *Snowball Earth* (Tierra “bola de nieve”) se utilizó inicialmente para denotar este estado en el llamado Período Criogénico, que se habría situado en torno a los 700 Ma, y que, según las dataciones cronológicas más recientes incluiría dos episodios de glaciación global muy próximos entre sí: *Sturtian* (aproximadamente entre hace 717 y 659 Ma) y *Marinoan*, (aproximadamente entre hace 649 y 635 Ma) (Hoffman et al, 2017). Las evidencias geológicas de esta “Tierra Blanca” han sido halladas en África, Asia, Australia, América del Norte y del Sur y consisten en rocas glaciogénicas (de origen glaciar). El origen de estos episodios de hielo global ha sido discutido y no siempre aceptado. Para explicarlo se han sugerido diversas hipótesis (Young, 2017), que incluyen el descenso de CO₂ por fenómenos de meteorización de minerales silicatados (fundamentalmente, feldespatos) a gran escala. Estos fenómenos se habrían intensificado tras la fragmentación del supercontinente Rodinia, generando una disminución en el contenido global de CO₂ de la atmósfera, que a su vez habría conducido a un enfriamiento progresivo, con el crecimiento de las superficies de hielo, que a su vez conducirían a un progresivo aumento del albedo y con ello, a retroalimentar el avance del hielo. Este autor señala también que en el registro geológico existen otros dos episodios de glaciación global previos, que habrían tenido lugar en el Paleoproterozoico (hace en torno a 2.300 Ma) y posteriormente en el Neoproterozoico, hace 1.200 Ma. El final de estas etapas vendría marcado por un nuevo aporte de CO₂, esta vez en relación con emisiones volcánicas. Posteriormente, durante el Período Paleozoico, se registraron otras dos glaciaciones: una de ellas habría acontecido al final del Período Ordovícico, alcanzando su etapa más fría a 445-443 Ma (Hirnantense) (Le Heron et al., 2017); esta glaciación se relacionaría con la posición del antiguo continente Gondwana (uno de los grandes supercontinentes que han ido protagonizando la historia terrestre) sobre el polo Sur, creando circunstancias favorables al desarrollo de hielo. El otro gran evento glaciar habría tenido lugar a finales del Carbonífero, en el Viseense, y habría alcanzado el Pérmico (340-245 Ma), creyéndose que las masas heladas pu-

dieron lugar a cubrir parte de lo que entonces era el supercontinente Pangea. Su origen podría haber estado relacionado con fenómenos orogénicos, que ocasionarían relieves elevados, en circunstancias favorables para la acumulación de hielo, así como fenómenos de incremento de la meteorización de rocas silicatadas, que habrían reaccionado con el dióxido de carbono atmosférico, que además podría haber quedado secuestrado tras ser absorbido por la vegetación y formando reservorios geológicos de carbón (Ruddiman, 2001).

3.2. Relatos de hielo efímero en el Cuaternario: la llegada del frío y sus oscilaciones

Hace aproximadamente 34 Ma, en el tránsito Eoceno-Oligoceno, la temperatura de la Tierra se redujo de nuevo y la Antártida comenzó a estar cubierta por hielo, estando en el origen de la glaciación una reducción del contenido global de CO₂ (Liu et al., 2009). Tras este episodio, la Antártida, hace 12-14 Ma, ya habría adquirido su configuración actual. Desde hace 5 Ma, en el Plioceno, la tendencia general del clima, ha conducido a un enfriamiento global. En el hemisferio Norte, Groenlandia comenzaría a cubrirse de hielo en el Plioceno tardío (hace 2,9-2,58 Ma). Para ello, habría sido determinante un importante acontecimiento paleogeográfico (aunque no el único): el cierre del istmo de Panamá, en torno a 3-2,5 Ma, que habrían originado cambios significativos en la circulación termohalina noratlántica, incluyendo el Océano Ártico y con ello habría conducido a un enfriamiento importante en torno a hace 2,7 Ma (Bartoli et al., 2005).

Este gran evento paleogeográfico y el enfriamiento a él asociado daría paso al Cuaternario, el último período de la historia de la Tierra. Siguiendo a Silva et al. (2017), el período Cuaternario tiene tres peculiaridades: 1) la presencia humana, particularmente de *Homo habilis*, que habitó África Oriental entre hace 2,5 y 1,44 Ma; 2) el progresivo deterioro climático que se registra estratigráficamente en el Monte San Nicola (Sicilia, Italia) y que recoge las primeras evidencias cenozoicas de esta etapa fría: el Piso Gelasiense, con una edad de 2,588 Ma (Gibbard et al., 2010) y 3) poder observar los rastros de los procesos geológicos en el paisaje, a través del estudio geomorfológico.

Durante el Cuaternario, los polos han estado cubiertos por hielo de modo permanente, aunque se hayan producido fluctuaciones en su extensión (Gibbard y Lewin, 2016). Además de los registros marinos y los vinculados al glaciario y al hielo, las fluctuaciones climáticas del Cuaternario pueden ser estudiadas a través de otros archivos climáticos cuaternarios terrestres que, al igual que el hielo, también sirven como nexo entre el pasado y el presente. Entre ellos están los registros lacustres, los espeleotemas, los corales, las asociaciones de faunas o el polen, que son investigados por distintos equipos a nivel mundial para lo cual, además, existen grandes bases de datos disponibles (NOAA, 2021b).

La variabilidad climática del Cuaternario muestra una alternancia de 103 estadios fríos y cálidos (Gibbard et al., 2010), conocidos como *Marine Isotope Stages*, (Railsback et al. 2015), que han sido definidos a partir del estudio de isótopos de oxígeno en foraminíferos procedentes de sondeos de sedimentos marinos realizados al amparo de ambiciosos programas internacionales como el Ocean Drilling Project (ODP) y el International Ocean Discovery Program (IODP). Los registros marinos tienen la particularidad de ser continuos en el tiempo, abarcando largos períodos, y su análisis paleoclimático constituye una referencia básica para otros registros adquiridos en el ámbito terrestre, de carácter más discontinuo, pero que pueden responder a las variaciones climáticas con una mayor resolución temporal.

De los 103 estadios isotópicos marinos del Cuaternario, los estadios fríos se correspon-

den con los números pares, mientras que los estadios cálidos se corresponden con los números impares. Su cronología se obtiene al combinarlos con otros registros para obtener edades cronológicas numéricas (Wright, 2000). La sucesión de estadios isotópicos puede agruparse en alternancias de ciclos glaciares e interglaciares, que, respectivamente, y de modo simple, suceden en lapsos de tiempo aproximados de 100.000 y 10.000 años, respectivamente. Esta alternancia puede ser explicada mediante la teoría de los *ciclos de Milankovitch*, publicados por este autor en 1941 en su obra *Canon de Insolación de la Tierra y su Aplicación al Problema de las Edades de Hielo*. Según esta teoría, las variaciones temporales cíclicas en los movimientos orbitales terrestres, conducirían también a cambios cíclicos en la intensidad de radiación recibida por el planeta. Estas variaciones orbitales hacen referencia a tres aspectos: oblicuidad (inclinación del eje de la Tierra, que varía cada 41.000 años), excentricidad (que varía en ciclos de 100.000 y 400.000 años) y precesión (con una ciclicidad media de 21.700 años). El ajuste de la teoría de Milankovitch a la sucesión de ciclos glaciares e interglaciares fue comprobado utilizando datos de registros marinos y de espeleotemas (Winograd et al., 1992).

Con todo esto, en el Cuaternario ya no es habitual hablar de “glaciaciones” en el sentido clásico, sino que se habla de alternancias de ciclos glaciares e interglaciares. En los primeros, se produciría por lo general, una acumulación progresiva de hielo en los polos y su avance hacia latitudes bajas, dando lugar además a la formación de glaciares de montaña en las zonas limítrofes del frente de los casquetes continentales. Paralelamente, la posición del nivel del mar, en respuesta a la acumulación de hielo, descendería. A su vez, los cambios en el volumen de hielo y en la posición del nivel del mar están relacionadas con las variaciones isotópicas de oxígeno registradas en los foraminíferos marinos: los valores altos de $\delta^{18}\text{O}$ medidos en estos fósiles se asocian a épocas de baja temperatura, en la que el hielo está retenido en los casquetes glaciares y en respuesta a ello desciende el nivel del mar. Por tanto, el avance y el retroceso del hielo puede ser correlacionado con las variaciones del nivel del mar y con las de los isótopos de oxígeno, dando lugar a diferentes curvas que pueden ser utilizadas como referencia (Gibbard y Lewin, 2016).

3.3. Relatos del hielo que no es tan efímero: el nexa con la atmósfera del presente

Parte de los cambios climáticos y atmosféricos que tuvieron lugar durante el Cuaternario están registrados en los testigos de hielo adquiridos en distintas zonas de montaña y en los casquetes glaciares y que son conservados en instalaciones especiales, como la que tiene la *National Science Foundation Ice Core Facility* en el *Denver Federal Center* (Lakewood, Colorado), donde se almacenan más de 22.000 metros de hielo recogidos en Antártida, Groenlandia y Norteamérica (NSF-ICF, 2021).

Como ya se ha indicado previamente, el hielo de la Antártida y de Groenlandia proporciona registros continuos de información paleoclimática y paleoambiental, que resultan de vital importancia para comprender al menos una parte de los cambios globales cuaternarios y poder discriminar la importancia del factor antropogénico en la tendencia al calentamiento global actual. Para su estudio es preciso realizar sondeos, generalmente enmarcados en proyectos internacionales de relevancia, como el *European Project for Ice Coring in Antarctica* (EPICA), en la Antártida, o el *North Greenland Ice Core Project* en Groenlandia.

En la Antártida destacan el sondeo Vostok (Antártida), que, con una profundidad de 3.623 m, permitió la obtención de la historia climática y atmosférica de los últimos 420.000 años (Petit et al. 1999, Petit y Rainaud, 2020), o el Dome C, realizado por los miembros de la Comunidad EPICA, que alcanzó una profundidad de 3.190 m, y en él se pudo definir

un registro de 740.000 años incluyendo ocho ciclos glaciares (EPICA community members, 2004). En Groenlandia, los dos sondeos GRIP y GISP, de profundidades respectivas de 3.027 y 3.053 m, permitieron documentar cambios climáticos rápidos para el último ciclo glacial (105 ka)³, mientras que el sondeo NGRIP de 3085 m de profundidad abarca un registro de 123 ka (*North Greenland Ice Core Project Members, 2004*).

El registro de hielo de estos sondeos engloba, entre otros elementos, polvo atmosférico, cenizas volcánicas, distintos tipos de aerosoles y burbujas de aire que han sido atrapados a medida que se producía la acumulación y estratificación del hielo. Esto permite la medición de diferentes parámetros, como deuterio, dióxido de carbono, metano, paleotemperaturas y contenido de isótopos de oxígeno y sodio, mediante variadas técnicas. Además de la posibilidad de comparar estos registros con los obtenidos a partir de los datos proporcionados por sondeos marinos, estos sondeos ofrecen la posibilidad de registrar la composición de los gases de efecto invernadero a partir de las burbujas de aire, lo que hace que sean especialmente significativos para realizar comparaciones con parámetros climáticos y atmosféricos actuales. Así, por ejemplo, en el registro del sondeo Vostok, el CO₂ nunca superó las 300 ppm (180-300 ppm), mientras que en el sondeo Dome C, los valores de CO₂ eran algo más reducidos (180-260 ppm) (Lüthi et al, 2008). Estos valores contrastan con los medidos en las series actuales, que tienen una tendencia creciente, como demuestran los datos globales del *Global Monitoring Laboratory* (GML), sirviendo como ejemplo los últimos datos medidos en el laboratorio de Mauna Loa (Hawai), cuya última medida, correspondiente al mes de junio de 2021, proporcionaba como resultado un valor de 418,94 ppm, ligeramente superior al de junio de 2020, (416,60 ppm) (GML, 2021) y que indican que el contenido atmosférico están muy por encima de los registrados en los últimos 740.000 años.

³ Para referirnos a las edades que se miden en milenios utilizaremos frecuentemente la abreviatura ka, en que 1 ka=1.000 años, referido por lo general a antes del presente. Si la edad se ha obtenido por radiocarbono, añadiremos cal (si la edad está calibrada) y BP (Before Present, referido a 1950 por convenio internacional). En ocasiones se dan las edades con error y en otras su valor aproximado, a fin de aligerar el texto.

4

Relatos de glaciares de montaña actuales: hielo efímero ante nuestros ojos, respuesta al cambio global

Como ya indicábamos anteriormente en el capítulo 1, con esta denominación, y siguiendo los criterios del *Randolph Glacier Inventory* (RGI Consortium, 2017), se incluyen todos los glaciares del mundo situados fuera de los casquetes de hielo de Antártida y Groenlandia. Por tanto, dentro de este grupo están todos los glaciares que se forman en el ámbito continental en zonas montañosas, incluyendo desde los casquetes de montaña hasta los glaciares condicionados por la topografía que, siguiendo a Benn y Evans (1998) incluyen campos de hielo, glaciares de valle, de circo, de piedemonte y de nicho. En total, el inventario recoge un total de 220.000 glaciares, cuya superficie de hielo abarca en conjunto 700.000 km² de extensión, estudiados en un total de 19 regiones de las principales cordilleras del mundo y de las periferias de los grandes casquetes continentales.

Los glaciares de montaña han sido monitorizados durante más de 125 años, lo que está permitiendo documentar su retroceso global (Zemp, 2019). Un ejemplo que ilustra esta circunstancia está en los célebres glaciares del Kilimanjaro, en África, que han experimentado un decrecimiento en su superficie que va desde 20 km² antes de 1880 a tan sólo 2,5 km² en 2003 (Cullen et al. 2006), reportándose en 2009 una extensión de 1,85 km² (Vastag, 2009).

Para evaluar en qué medida responden los glaciares frente al calentamiento global actual, es preciso analizar su dinámica y variaciones, a través del balance de masa glaciar (Cogley et al. 2011) calculado como diferencia entre las entradas y salidas del sistema. La componente de entradas (acumulación) incluye variables como la precipitación sólida, lluvia que se puede transformar en hielo, avalanchas de nieve, así como nieve aportada por los vientos, mientras que la componente de salidas del sistema (ablación), sucede por la fusión de la nieve o hielo superficial debido a la transferencia de energía desde la atmósfera, sublimación y desprendimiento de bloques de hielo en el frente del glaciar. Estas componentes pueden ser medidas con métodos hidrológicos, glaciológicos, apli-

cados *in situ*, así como con métodos geodésicos, cuantificando los cambios volumétricos del glaciar a partir de mapas topográficos o modelos digitales de terreno para diferentes fechas (Rivera et al. 2017), incluyendo además el tratamiento de imágenes de satélite de alta resolución (Slater et al. 2021). Los datos se suelen expresar en equivalentes de agua. Si el balance es positivo, el glaciar gana masa, creciendo y avanzando, y si es negativo, la pierde, lo que da lugar a su retroceso.

El último informe del IPCC en relación con la Criosfera, (IPCC, 2019) prevé que entre 2015 y 2100 tenga lugar una importante reducción de la masa de los glaciares de montaña, que, según los diferentes escenarios climáticos considerados, oscilaría entre un $18 \pm 7\%$ y un $36 \pm 11\%$. Como consecuencia de esto, las áreas con los glaciares de montaña más pequeños, (como Europa Central, Escandinavia, África Oriental y los Andes Tropicales, entre otras) perderían probablemente más del 80% de masa en 2100, llegando incluso a desaparecer. Con todo ello y teniendo en cuenta que 360 Gt de hielo corresponden a 1mm de cambio del nivel del mar global, estas oscilaciones contribuirían al aumento del nivel del mar en valores que oscilarían entre 94 ± 25 mm y de 200 ± 44 mm para el período considerado.

Entre los estudios más recientes centrados en cuantificar la relación existente entre la pérdida de masa del hielo de los glaciares de montañas y el aumento del nivel del mar están los de Zemp et al. (2019) y Hugonnet et al. (2021). Los trabajos de estos equipos científicos demuestran para diferentes lapsos de tiempo, que los glaciares de montaña del mundo están adelgazando y perdiendo masa aceleradamente.

Para el período 1961-2016, Zemp et al. (2019) cuantifican el volumen de los glaciares de montaña en 170.000 kilómetros cúbicos, que globalmente supondrían una contribución anual de 335 ± 144 Gt de agua que llegaría al mar, traduciéndose a su vez en una contribución anual de $0,92 \pm 0,39$ mm a su ascenso; de este modo, la pérdida de masa glaciar detectada podría explicar el 25-30% de la elevación del nivel del mar observada para esa época de tiempo, que ha sido cuantificada entre 2,6 y 2,9 mm/año. Los datos sugieren, además, que algunos glaciares de montaña pueden llegar a desaparecer este siglo.

Respecto al presente siglo, Hugonnet et al. (2021), para el período 2000-2019, estimaron la pérdida de masa de los glaciares de montaña en 267 ± 16 Gt, lo que supondría una elevación del nivel del mar de $0,74 \pm 0,04$ mm anuales, equivalente al $21 \pm 3\%$ del total del ascenso observado en el mismo período. De este estudio se desprende que, durante el siglo XXI, los glaciares de montaña, van perdiendo masa progresivamente permitiendo sugerir, junto con el aumento global de temperatura, una considerable respuesta a un factor antropogénico. Las excepciones son los glaciares de Islandia, Escandinavia y del sur de Groenlandia, cuyas pérdidas se vieron ralentizadas entre principios de la década de los 2000 y finales de la década de 2010, lo que puede ser explicado por las fluctuaciones regionales de precipitación y temperatura en esas áreas, que en la segunda década del siglo XXI experimentaron unas condiciones relativamente frías y húmedas.

Como vemos a partir de los datos anteriores, los glaciares de montaña pierden masa en todo el mundo, independientemente de su altitud y latitud, lo que está en consonancia con los incrementos de temperatura y dióxido de carbono, contribuyendo, como resultado, al ascenso del nivel del mar. Este comportamiento es consistente con una respuesta a una señal climática global: la tendencia climática al calentamiento global. Pero esta circunstancia conlleva además una serie de consecuencias cuyos efectos negativos se retroalimentan entre sí. La más inmediata es la alteración del régimen hidrológico regional, que se traduce en el incremento de caudal de los ríos y la aparición de nuevos lagos ocupando las zonas que antes ocupaba el hielo glaciar. Pero, a su vez, esta alteración genera la aparición de distintos riesgos potenciales para las zonas habitadas localizadas

aguas abajo del glaciar que se funde, como son el aumento de la frecuencia y magnitud de eventos de inundaciones relacionados no sólo con fenómenos de fusión, sino también con la rotura de las presas naturales conformadas por morrenas que contienen parte de los nuevos lagos (Stuart-Smith et al., 2021).

Todos estos efectos de la fusión del hielo glaciar provocan impactos adicionales sobre las comunidades humanas, ya que las poblaciones de las áreas de montaña, cuyo suministro hídrico depende de los glaciares, podrían verse obligadas a desplazarse a otras zonas en el futuro, mientras que las poblaciones costeras tendrían que desplazarse tierra adentro debido al consecuente ascenso del nivel del mar (Zemp, 2019).

5



Los glaciares de montaña y el Último Máximo Glaciar: la huella del hielo efímero en el paisaje

El hielo glaciar es un importante agente modelador del relieve, dando lugar a un conjunto de formas que pueden ser utilizadas para reconstruir el paso de los antiguos glaciares por las montañas, de modo que el paisaje se convierte así en un registro de cambios ambientales del pasado. Estos cambios pueden ser establecidos combinando criterios geomorfológicos y geocronológicos, que pueden ser complementados con otros, como el análisis de la altitud de las antiguas líneas de equilibrio glaciar.

Los estudios geomorfológicos (Benn y Evans, 1998; Hambrey y Alean, 2004) tienen en cuenta la respuesta del sustrato geológico a la acción del hielo, que se traduce en la generación de distintas formas en el paisaje, que de modo sintético incluyen: formas de erosión y formas de depósito. Asociadas a ellas, existen formas derivadas de la acción del agua proveniente de la fusión del hielo glaciar. Todas estas formas son de gran importancia para reconstruir la evolución del hielo a lo largo del tiempo, destacando el significado de las siguientes: los circos glaciares proporcionan la geometría de las áreas de alimentación de los glaciares; las secuencias de morrenas laterales, junto con los valles glaciares, definirán los límites del hielo glaciar, su espesor y su dirección y sentido de flujo, mientras que las distintas morrenas frontales proporcionarán las fases de estabilización de los frentes glaciares. Si existe una secuencia de morrenas frontales localizadas a distintas altitudes en el mismo valle, su análisis conjunto permitirá definir el máximo avance glaciar (morrena terminal) y la historia del retroceso glaciar (morrenas recesionales). Los depósitos glaciolacustres, frecuentemente asociados a la acción de sobreexcavación del hielo glaciar pueden contener importantes secuencias sedimentarias y cronológicas sobre la historia del retroceso glaciar, al igual que los depósitos de obturación marginal, que se originan a partir de lagos formados por el bloqueo de cuencas fluviotorrenciales laterales.

A partir de los datos geomorfológicos, se pueden reconstruir las distintas fases de evo-

lución glaciaria utilizando técnicas cuantitativas, como la reconstrucción de los perfiles teóricos del hielo (Benn y Hulton, 2010), así como el cálculo de la antigua línea de equilibrio glaciario (Osmaston, 2005). Por otra parte, para asignar una edad a las distintas fases de evolución del hielo glaciario, se utilizan distintos métodos radiométricos, como el radiocarbono (AMS ^{14}C), series del uranio ($^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$), la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL), o los nucleidos cosmogénicos como ^{10}Be y ^{26}Al . En relación con su utilización, se han descrito posibles sesgos en los resultados de unas técnicas con respecto a otras (Hughes y Woodward, 2008), lo que se ha intentado resolver con aproximaciones “multidating” que incorporen simultáneamente diversas técnicas (Rodríguez-Rodríguez, 2018).

Combinando los estudios geomorfológicos y radiométricos, se ha establecido que, durante el último ciclo glaciario (120 ka-21 ka aproximadamente), los glaciares continentales llegaron a ocupar un 30% de la superficie continental, mientras que, en las zonas de montaña limítrofes, situadas a latitudes más bajas, se desarrollaron glaciares de montaña. La expresión LGM⁴ (Last Glacial Maximum, Último Máximo Glaciario) se utiliza ampliamente para referirse al episodio en que el hielo glaciario global alcanzó su máximo volumen y solidariamente con ello, los niveles del mar alcanzaron su nivel más bajo, clásicamente definido en -120 m (Peltier, 2002) pero recalculado y estimado por Lambeck et al. (2014) en -134 m. Aunque, la etapa de mínimo nivel del mar está bien definida cronológicamente a partir de sondeos marinos (MIS2, 21 ka), en los registros terrestres y, particularmente, en los glaciares de todo el mundo (incluyendo los casquetes continentales y los glaciares de montaña) se ha observado una gran asincronía (Hughes et al., 2013). De estos estudios se desprende que: 1) un conjunto de glaciares alcanzó su máxima extensión coincidiendo con el momento más frío a nivel global, y por tanto, en el momento de nivel marino más bajo (MIS 2, 21 ka), lo que se constata en muchos sectores de Norteamérica, Norte de Europa y Alpes, y 2) un grupo más numeroso de glaciares alcanzaron su máximo desarrollo antes de ese momento, dentro de los estadios MIS 5 (5b, 85 ka- 5d 110 ka), 4 (65 ka) y menos frecuentemente, en el MIS 3, en torno a los 45 ka cal BP. Esto sugiere que los registros glaciares, al igual que otros registros terrestres, no responden de manera uniforme frente a los cambios climáticos globales, particularmente el episodio de enfriamiento que tuvo su máximo en 21 ka cal BP, sino que su respuesta pudo estar en otros eventos fríos de menor relevancia también sucedidos a lo largo del Último Ciclo Glaciario. De hecho, Clark et al. (2009), a partir de 5.704 dataciones establecieron que el avance de los frentes glaciares continentales hasta sus máximas posiciones tuvo lugar entre 33 y 26,5 ka en respuesta a factores climáticos relacionados con descensos en tres parámetros: insolación del hemisferio norte, las temperaturas de la superficie del mar Pacífico y del dióxido de carbono atmosférico. Casi todos los glaciares estaban en sus posiciones LGM entre 26,5 y 19-20 ka, respondiendo a mínimos en dichos parámetros.

Otra cuestión diferente era resolver si el comportamiento de los glaciares durante la deglaciación iniciada tras el momento de máximo frío global sería uniforme o no. Según Clark et al. (2009), el aumento de insolación posterior en el hemisferio Norte entre 19 y 20 ka indujo el proceso de deglaciación y con ello, un ascenso abrupto del nivel del mar. Posteriormente, Shakun et al. (2015) intentaron establecer el papel del CO_2 en el proceso de deglaciación, con lo que recalcularon dataciones de 1.116 bloques glaciares de 195 morrenas y modelizaron la posible influencia del incremento de CO_2 en la atmósfera. Así determinaron que el incremento de las concentraciones globales de gases efecto invernadero (190 a 280 ppm de CO_2), condujeron a un retroceso global sincrónico entre 18-19 y 11 ka (6.000-7.000 años) y a un incremento del nivel del mar de 65 m para el mismo lapso temporal, mientras que otros factores más regionales, como la insolación, la proximidad a los casquetes glaciares y la circulación oceánica modularon la respuesta

⁴ LGM es la abreviatura de Last Glacial Maximum, traducido como Último Máximo Glaciario. En el texto se utilizará la abreviatura LGM, que es utilizada comúnmente, en vez de su traducción.

regional de los glaciares. Si calculamos las tasas de variación del CO_2 en los 7.000 años del proceso de deglaciación, obtendríamos un incremento de 0,013 ppm/año para el período de deglaciación, mientras que la tasa de aumento del nivel del mar supondría 0,92 mm/año. La comparación de estos datos con los actualmente disponibles, por ejemplo, en NASA (2021), muestran que, en 16 años, la atmósfera terrestre ha experimentado un incremento de 35 ppm de CO_2 , lo que supone un incremento de 2,18 ppm/año, mientras que el ascenso del mar medido en 27 años correspondería a una tasa de 3,7 mm/año. Pese a que estos cálculos son sólo aproximados y tienen muchas limitaciones, sugieren una desviación importante de la variabilidad climática actual con respecto a la variabilidad climática natural sugerida por Shakun et al. (2015) para el último escenario de calentamiento global previo al actual.



Relatos del hielo efímero en Asturias: el legado de los antiguos glaciares en el paisaje

La Cordillera Cantábrica es una cadena costera que se extiende en el Norte de la Península Ibérica desde el Macizo Galaico-Leonés (al Oeste) hasta las Montañas Vascas (al Este), con una longitud de 480 km y una anchura de 65 a 120 km, variando su altitud de Oeste a Este, entre los 2.128 m (Peña Trevinca; Macizo de Trevinca) hasta los 1.548 m (Aizkorri), alcanzando su valor máximo (2.648 m) en el Pico Torrecerredo, dentro de los Picos de Europa. Este espectacular relieve debe en buena medida su configuración a sus características geológicas, que, con una amplia variedad litológica, estructural y geomorfológica, condicionan su singularidad paisajística. Así, desde el punto de vista geológico, la Cordillera Cantábrica constituye la prolongación occidental de los Pirineos (Alonso et al., 1996), estando su origen en la colisión entre las placas Ibérica y Euroasiática entre finales del Cretácico y el Mioceno, dentro del contexto de la Orogenia Alpina, el gran evento que dio lugar también a otras cordilleras como los Alpes. Las rocas que forman el sustrato geológico de la Cordillera Cantábrica presentan una gran variedad litológica, con edades comprendidas entre el Precámbrico y el Cenozoico y se encuentran afectadas por procesos tectónicos complejos asociados a las orogenias varisca y alpina.

Tras su elevación, la Cordillera Cantábrica comenzó a ser desmantelada por diversos agentes erosivos, existiendo una parte de su historia que no conocemos. Así, al relieve alpino se superpone una red de drenaje de trazado predominantemente S-N, a NO-SE, en consonancia con la pendiente regional y las líneas de debilidad del sustrato. En las cabeceras de estos cursos fluviales, se conservan evidencias del paso de glaciares durante la parte final de la historia del Pleistoceno, que en conjunto llegaron a ocupar 3.150 km² de las zonas de cabecera, constituyendo un conjunto de casquetes glaciares de montaña, cuyas lenguas vertían hacia el N y hacia el S mostrando un desarrollo asimétrico (Rodríguez-Rodríguez et al., 2015). Parte de estos glaciares de montaña recubrieron las elevaciones montañosas del Sur de Asturias, y de ellas se presentarán dos ejemplos correspondientes al Parque Natural de Redes, y al Parque Nacional de los Picos de Europa.

Ambas zonas poseen registros geomorfológicos y geocronológicos singulares, conocidos a nivel nacional e internacional desde el punto de vista científico, que han permitido documentar cómo fue el paso del hielo efímero de algunos de los glaciares de montaña en Asturias.

6.1. El registro del Parque Natural de Redes: del avance del hielo a los glaciares rocosos

El Parque Natural de Redes, que ostenta además la categoría de Reserva de la Biosfera, se localiza en el sector suroriental del Principado de Asturias (43°13'N, 4°58'O). La mayor parte de su territorio (378 km²) está incluido en la cabecera del río Nalón, uno de los principales cursos fluviales en la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica.

El registro glaciar que puede ser reconocido en el paisaje incluye un conjunto de 62 circos glaciares (1.500 - >2.000 m altitud), acumulaciones de *till* (sedimentos glaciares) y morrenas (930 -1.700 m de altitud), y otras formas asociadas como glaciares rocosos, morrenas de nivación y depósitos de colmatación lacustre. En la década de los noventa se estableció un modelo de tres fases para la evolución del glaciarismo en la zona, que comprendería una primera fase de extensión de los hielos o máximo glaciar, en la que los glaciares descendieron hasta alcanzar cotas de 1.300-950 m, con desarrollo de glaciares alpinos de hasta 5 km de longitud, a la que siguieron dos fases de retroceso y estabilización de los frentes glaciares, a cotas respectivas de 1.300-1.500 m y de 1.500-1.700m, con formación de glaciares de circo en esta última. Posteriormente, en la zona se implantaría un ambiente periglacial, con desarrollo de glaciares rocosos. Durante el máximo avance glaciar local, existirían 22 glaciares, que habrían ocupado una superficie total de aproximadamente 41 km² y formarían parte de un casquete glaciar de montaña que se extendería hacia el S, hacia las montañas leonesas (Jiménez-Sánchez et al., en prensa).

La historia del retroceso de los hielos ha podido ser establecida con precisión en el valle del Río Monasterio, que muestra distintas evidencias glaciares localizadas entre 985 y 1.800 m de altitud (Rodríguez-Rodríguez et al., 2017). La cabecera del valle presenta cinco circos glaciares, que alimentarían el antiguo glaciar alpino que hubo en la zona, cuyo momento de máxima extensión estaría marcado por el complejo de morrenas laterales que represa el depósito de obturación marginal de la Vega de Brañagallones. Este depósito, localizado a 1.200-1.250 m de altitud, tendría su origen en el bloqueo del drenaje de una pequeña cuenca fluvio-torrencial por parte de las morrenas, en el momento en que el glaciar alcanzaba 4,7 km de longitud, 870 m de anchura y su frente se situaba a 985 m de altitud. La edad mínima del represamiento se pudo conocer gracias a la realización de un sondeo mecánico que permitió recuperar 36,7 m de relleno sedimentario, cuya base fue datada en $33,5 \pm 0,4$ ka cal BP (Jiménez-Sánchez y Farias-Arquer, 2002; Jiménez-Sánchez et al., 2013). Esta sería, por tanto, la edad mínima para el momento de máxima extensión del hielo. La datación OSL de la segunda morrena más externa del complejo proporcionó una edad de $24,0 \pm 1,8$ ka, sugiriendo un posible retroceso y reavance del hielo glaciar (Jiménez-Sánchez et al., 2013).

Dentro del límite alcanzado por el glaciar de Monasterio durante la fase de máximo glaciar local, se identificaron un conjunto de morrenas que indican un progresivo retroceso del glaciar hasta dar paso gradualmente a una dinámica periglacial, con formación de glaciares rocosos en el circo de Valdevezón. La datación de tres de estas morrenas mediante el nucleido ¹⁰Be (Rodríguez-Rodríguez et al., 2017) permite conocer pormenorizadamente la historia glaciar del valle: la morrena más antigua, conservada a 1.150 m de altitud, fue abandonada hace $18,1 \pm 0,3$ ka, cuando el glaciar tenía 3,4 km de longitud; valle arriba, la morrena lateral de la Majada de Valdevezón marcaría una retirada del hielo posterior, hace $16,7 \pm 0,4$ ka, cuando el glaciar medía 3,3 km de longitud y tenía su frente

a aproximadamente 1.170 m de altura; finalmente, la morrena de circo conservada a 1.540 m de altitud marcaría el retroceso del hielo glaciar hasta formar un glaciar de circo de 900 m de longitud, con una edad mínima de $14,0 \pm 0,3$ ka. Dentro de los límites de esta morrena de circo se conserva un glaciar rocoso relicto, fechado en $13,0 \pm 0,2$ ka, que marcaría finalmente el tránsito de la dinámica glaciar a la periglaciación, con la desaparición definitiva del hielo glaciar en la zona.

6.2. El registro del Parque Nacional de los Picos de Europa en el sector de los Lagos de Covadonga: los glaciares que originaron lagos

Los Picos de Europa constituyen un macizo montañoso fundamentalmente calcáreo que alcanza una altitud máxima de 2.648 m (Pico Torrecerredo) a tan solo 28 km de la línea de costa del Mar Cantábrico. Se localiza entre las provincias de Cantabria, Asturias y León, siendo actualmente en su mayor parte un área protegida de casi 675 km² que además de ser Parque Nacional, alcanzó la categoría de Reserva de la Biosfera. Desde el punto de vista geológico, el sustrato rocoso del área de estudio está formado por más de 1.000 m de calizas carboníferas afectadas por un sistema imbricado de cabalgamientos y otras fallas (Merino-Tomé et al., 2009). El fuerte encajamiento de la red de drenaje dio lugar a la individualización de tres macizos (Occidental, Central y Oriental) separados por los ríos Dobra, Cares, Duje y Deva, que fluyen de Sur a Norte formando profundos cañones. Además de los procesos de erosión fluvial, el relieve ha sido intensamente modelado por procesos kársticos y glaciares, destacando el extraordinario desarrollo del endokarst, contando el Parque con el 14% de las cuevas más profundas del mundo (más de 1 km de profundidad) (Ballesteros et al. 2019). En esta zona se han realizado numerosos estudios de glaciación, ya desde los inicios del siglo XX (ver Rodríguez-Rodríguez et al., 2015 para una síntesis), pero sólo hablaremos de una parte de ellos.

En el caso concreto del Macizo Occidental, la mayoría de los trabajos atribuyen las evidencias a una única glaciación cuya fase de máximo avance estaría caracterizada por un casquete glaciar de montaña que cubriría las zonas más altas y que estaría drenado por glaciares de descarga de acuerdo con un patrón radial, alcanzando cotas mínimas de entre 550 y 1.480 m, a las que sucederían otras tres fases de retroceso y estabilización del hielo (Ruiz-Fernández et al., 2016). Las evidencias glaciares reconocidas en la zona incluyen circos glaciares, depresiones glaciokársticas, cubetas de sobreexcavación glaciar y morrenas, a las que se asocian además depósitos lacustres y glaciolacustres.

Una de las localidades más relevantes para conocer el momento en que hubo glaciares en los Picos de Europa se ubica en los lagos de Covadonga y su entorno. En esta zona se preservan diversas evidencias geomorfológicas de origen glaciar, que incluyen un conjunto de morrenas frontolaterales que delimitan el lago Ercina, separado del Lago Enol por la más occidental, diversas acumulaciones de till que rodean el Lago Enol, que a su vez ocupa una cubeta de sobreexcavación glaciar y, por último, el valle glaciar del mismo nombre, situado al sur del lago. A una distancia de 700 m al Norte del lago Enol, se sitúa el semipoljé de Comeya, una cuenca endorreica de 1,2 km² de superficie, en la que desemboca el torrente que recoge las aguas de drenaje del propio lago. Esta depresión ha funcionado como una pequeña cuenca sedimentaria, cuya historia geológica ha podido ser interpretada a través de los testigos extraídos de dos sondeos de 42,5 y 56,7 m de profundidad realizados en los años noventa, que proporcionaron una edad dradio-carbónica de 44,1 ka cal BP a 35,5 m de profundidad (Jiménez-Sánchez y Farias-Arquer, 2002; Jiménez-Sánchez et al., 2013). Los sondeos realizados en el Lago Enol por un equipo del CSIC en el año 2004 permitieron obtener un registro sedimentario de hasta 6 m de espesor con una edad basal estimada en ~38 ka cal BP mediante radiocarbono AMS (Moreno et al. 2010).

La integración de las diferentes investigaciones realizadas en la zona permite reconstruir una parte de la historia de la evolución glaciár. Durante el máximo glaciár local, una de las lenguas de hielo provenientes del casquete de montaña definido en la zona (Ruiz-Fernández et al., 2016), habría avanzado hacia el Norte por el valle de Enol, erosionando el sustrato y dando lugar a la cubeta de sobreexcavación del lago. El glaciár se habría estabilizado a 1.030 m de altitud, según marcan las morrenas terminales de Enol-Ercina y las aguas procedentes de su fusión habrían alimentado un lago cuyos depósitos rellenarían la depresión de Comeya (Jiménez-Sánchez y Farias Arquer, 2002). La edad obtenida a partir de los sondeos indicaría que el lago estaba activo hace a 44,1 ka cal BP, coetáneamente con el máximo glaciár local marcado por las morrenas terminales de Enol-Ercina. Posteriormente el frente del glaciár retrocedió hacia el Sur siguiendo el trazado del valle de Enol, llegando a situarse aguas arriba del lago. Las edades obtenidas en el relleno sedimentario del lago Enol indican que la sedimentación lacustre se inició hace aproximadamente 38 ka cal BP, tras la retirada del hielo, y la interpretación del sondeo permite decir que el ambiente proglaciár se prolongó hasta hace 25,6 ka cal BP, fecha en la que el glaciár, probablemente, fuera capturado por otro que fluía hacia el Oeste, dejando abandonado el valle de Enol. Así el Lago Enol iría recibiendo progresivamente menos aguas de fusión, lo que favorecería la implantación de actividad biológica lacustre y el incremento de materia orgánica a partir de aproximadamente 11 ka cal BP (Moreno et al. 2010).

6.3. Una síntesis del significado de dos registros glaciares asturianos de relevancia internacional:

Sintetizando los datos obtenidos en estos dos espacios naturales tan emblemáticos, tenemos que el máximo avance glaciár habría tenido lugar por lo menos 44.000 años atrás, en los Picos de Europa y hace más de 33.500 en el Parque Natural de Redes. En esta segunda zona, interpretamos que los hielos habrían vuelto a avanzar en torno a hace 24.000 años, coetáneamente con el LGM global, para luego retroceder, al menos entre 18.100 y 14.000 años, implantándose después, hace unos 13.000 años, un ambiente periglaciár, marcado por la presencia de glaciares rocosos.

La edad mínima de los depósitos lacustres de Comeya es coherente con fenómenos de descenso en la insolación registrados unos 45.000 años atrás, que podrían explicar el avance del hielo antes del LGM global. El incremento posterior de la insolación tras este momento podría haber favorecido la deglaciación, con la formación de depósitos proglaciares, glaciolacustres y fluvioglaciares. La existencia de episodios de incremento de la precipitación combinados con descensos de la temperatura asociados a los eventos fríos globales que tuvieron lugar hace 30.000 y 40.000 años permitiría explicar el resto de las evidencias datadas tanto en Enol como en Brañagallones (38–33 ka BP). Por otra parte, la respuesta sincrónica al LGM global estaría marcada por la edad de la morrena lateral de Brañagallones (24.000 años), coincidiendo además con la ocurrencia de condiciones relativamente frías y húmedas detectadas en registros lacustres de la Península Ibérica (Moreno et al., 2012), cuya evolución es coherente también con el retroceso glaciár detectado en el valle del río Monasterio entre 19.000 y 14.000 años atrás y el tránsito a un ambiente periglaciár, que aparentemente finalizó con condiciones climáticas más suaves registradas entre hace 14.600 y 12.900 años (Rasmussen et al., 2014).



Algunas reflexiones y un propósito

A partir de lo anteriormente relatado, podemos realizar algunas reflexiones finales sobre lo expuesto a lo largo de esta lección.

Algunas reflexiones generales:

- La Tierra es un registro de cambios globales sucedidos en distintos lapsos temporales y a diferentes escalas desde hace 4.600 millones de años, incluyendo cambios paleoclimáticos, paleontológicos, tectónicos y estratigráficos. Queda abierto el debate sobre si el cambio global actual atribuido a la acción humana formará parte del registro estratigráfico terrestre.
- Como hemos podido mostrar, el hielo glaciar en general puede ser contemplado como archivo de cambios globales, agente activo de cambios en el paisaje e indicador de cambios climáticos.
- Las evidencias del paso efímero del hielo a lo largo de la historia de la Tierra, las glaciaciones, forman parte de diversos archivos de cambios globales, que incluyen desde rocas de gran antigüedad hasta el relieve actual de las principales cordilleras.
- Los glaciares de montaña pueden ser utilizados como indicadores de cambios climáticos, tanto en el presente, como en el pasado, (fundamentalmente en el Pleistoceno), aunque con distintas resoluciones y metodologías de trabajo.

Algunas reflexiones incómodas:

- La comparación de los valores de dióxido de carbono atmosférico actual con el de los registros de hielo confirman una desviación importante con respecto a la variabilidad natural de los últimos cientos de miles de años, lo que está en consonancia con el incremento de gases efecto invernadero en el presente, vinculados a la acción antropogénica y con la tendencia actual al calentamiento global.

- El estudio del retroceso de los glaciares de montaña de finales del Pleistoceno y su comparación con la situación actual, sugiere que la respuesta de los primeros frente a los eventos globales de calentamiento no fue tan uniforme ni rápida como la de los glaciares actuales, cuyo retroceso es ampliamente perceptible desde tiempos históricos. Esto es coherente con una aceleración de los procesos naturales en el momento actual, vinculada a la señal climática relacionada con la tendencia al calentamiento global.
- De lo anterior se desprende, una vez más, la urgencia, ya conocida, de tomar medidas también a escala global. Desde la mirada profunda de la Geología, sabemos que estas medidas servirán para mantener nuestro hábitat, los seres vivos que nos acompañan, nuestro modo de vida y, en suma, nuestro mundo, puesto que la Tierra, como planeta, es capaz de registrar nuevos cambios y continuar su órbita en torno al Sol, como ya ha hecho desde comienzos de su historia, sin nuestra presencia.

Algunas reflexiones placenteras:

- La acción glaciar en las montañas de la Tierra ha contribuido a modelar unos paisajes espectaculares en sustratos geológicos muy diversos, confiriendo a estas zonas una gran belleza paisajística y un importante significado desde el punto de vista de su papel como registro de cambios globales, que forma parte del patrimonio geológico global del planeta.
- El hielo glaciar también ha dejado su impronta y su legado en las montañas de Asturias, donde se conservan magníficos paisajes derivados de la acción glaciar de hace decenas de miles de años.
- La historia de los registros glaciares conservados en los espacios naturales protegidos de Asturias y su relación con eventos globales del pasado, contribuye sin duda a reforzar el valor patrimonial de estos emblemáticos lugares.

Y, por último, un propósito final:

Mientras la Tierra sigue girando y los hielos regresan a las montañas, desde la Geología continuaremos tratando de comprender el planeta en toda su dimensión, aplicando nuestro conocimiento a la resolución de los múltiples interrogantes que plantea la interacción de la especie humana con el Sistema Tierra en su conjunto. Quizás sea esa nuestra forma de contribuir a la creación de un planeta mejor y con ello, de un mundo mejor.

Referencias

- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C., Barba, P., (1996). Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: P. Friend, C. Dabrio (Eds.), Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 214-227.
- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F., Michel, H. V. (1980) Extraterrestrial Cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction. *Science*, 208, 4448, pp. 1095-1108.
- Ballesteros, D., Giralt, S., García-Sansegundo, J., Jiménez Sánchez, M. (2019). Quaternary regional evolution based on karst cave geomorphology in Picos de Europa (Atlantic Margin of the Iberian Peninsula). *Geomorphology* 336, 133-151.
- Bartoli, G.; Sarnthein, M.; Weinelt, M.; Erlenkeuser, H.; Garbe-Schönberg, D.Y.; Lea, D. (2005). Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciations. *Earth and Planetary Science Letters*, 237, 33-44.
- Benn, D. I. y Evans, D. J. A. (1998). *Glaciers and glaciation*. Arnold Editorial. 734 pp.
- Benn, D.I. y Hulton, N.R.J. (2010). An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computer Geosciences*. 36, 605-610.
- Bjornerud, M. (2018). *Timefullness. How thinking like a Geologist can help save the World*. Princeton University Press. 208 pp.
- Bojinski, S., Verstraete, M., Peterson, T. C., Richter, C., Simmons, A., Zemp, M. (2014). The concept of essential climate variables in support of climate research, applications, and policy. *Bull. American Meteorological Society*, 95, 1431-1443
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M. (2009). The Last Glacial Maximum. *Science*, 325, 710-714.
- Cogley, J.G., Hock, R.L., Rasmussen, A., Arendt, A.A, Bauder, A., Braithwaite, R.J., Jansson, P., Kaser, G., Möller, M., Nicholson, L., Zemp, M. (2011). *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms, IHP-VII Technical Documents in Hydrology*, 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris. https://wgms.ch/downloads/Cogley_etal_2011.pdf
- Cohen, K.M., Harper, D.A.T., Gibbard, P.L. (2021). ICS International Chronostratigraphic Chart 2021/05. International Commission on Stratigraphy, IUGS. www.stratigraphy.org (Acceso 14 julio 2021).
- CPE (s. f.) Comité Polar Español. www.ciencia.gob.es/site-web/Organismos-y-Centros/Comite-Polar-Espanol.html Acceso 15 julio 21
- Crutzen, P. J., Stoermer, E. F. (2000). The Anthropocene. *International Geosphere and Biosphere Programme Newsletter*, 41, 17-18).
- Cullen, N.J., Mölg, T., Kaser, G., Hussein, K., Steffen, K. and Hardy, D.R. (2006): Kilimanjaro glaciers: Recent areal extent from satellite data and new interpretation of observed 20th century retreat rates. *Geophysical Research Letters*, 33 (L16502), doi:10.1029/2006gl027084.
- Dodd, M. S., Papineau, D., Grenne, T., Slack, J. F., Rittner, M., Pirajno, F., O' Neil, J., Little, C.T.S. (2017). Evidence for early life in Earth's oldest hydrothermal vent precipitates. *Nature*, 543 (7643), pp. 60-64.
- EPICA Community Members (2004). Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429, 623-628.

- Fretwell et al. (otros 58 firmantes): Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica (2013) *The Cryosphere*, 7, 375–393.
- Gibbard, P., Head, M.J., Walker, M. and the International Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2010). Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.588 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25, 96–102.
- Gibbard, P. L., Lewin, J. (2016). Partitioning the Quaternary. *Quaternary Science Reviews*, 151, 127–139.
- GML (2021). Trends in Atmospheric Carbon Dioxide. Monthly Average Mauna Loa CO2 <https://gml.noaa.gov/ccgg/trends/> Acceso 14 de julio de 2021
- Hambrey, M., Alean, J. (2004). *Glaciers*. Cambridge University Press. 376 pp.
- Haywood, A. M., Valdes, P. J., Aze, T., Barlow, N., Burke, A., Dolan, A. M., von der Heydt, A. S., Hill, D. J., Jamieson, S. S. R., Otto-Bliesner, B. L., Salzmann, U., Saupe, E., Voss, J. (2019). What can Palaeoclimate Modelling do for you? *Earth Systems and Environment*, 3, 1–18.
- Hoffman, P. y 27 firmantes más (2017). Snowball Earth climate dynamics and Cryogenian geology-geobiology. *Science advances*, 3, 11, 1–43.
- Hughes, P.D., Woodward, J.C. (2008). Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science*, 23 (6-7), 575–588.
- Hughes, P., Gibbard, P. L., Ehlers, J. (2013). Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global “Last Glacial Maximum”. *Earth Science Reviews*, 125, 171–198.
- Hugonnet, R., McNabb, R., Berthier, E., Menounos, B., Nuth, C., Girod, L., Farinotti, D., Huss, M., Dussailant, I., Brun, F., Kääb, A. (2021). Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century, *Nature*, 592, 726–731.
- IPCC (2019) Special report on the Ocean and Cryosphere in a changing climate. <https://www.ipcc.ch/srocc/> Acceso 26 de junio de 2021.
- IPCC (2021) About the IPCC. <https://www.ipcc.ch/about/>. Acceso 14 de junio de 2021
- Jiménez-Sánchez, M., Fariás-Arquer, P. (2002). New radiometric and geomorphologic evidences of a last glacial maximum older than 18 ka in SW European mountains: the example of Redes Natural Park (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Geodinamica Acta*, 15, 93–101.
- Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J.M., Domínguez, M.J., Fariás, P., Valero-Garcés, Moreno, A., Valcárcel, M., (2013). A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: timing and regional variability during the last glacial cycle. *Geomorphology*, 171, 166–181
- Jiménez-Sánchez, M., Rodríguez-Rodríguez, L., Domínguez-Cuesta, M. J., González-Lemos, S. (en prensa). The glaciers in the Redes Natural Park. En: Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J. M. (eds). Elsevier.
- Kirschvink, J. L. (1992). Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: the Snowball Earth. En: Schopf, J. W., and Klein, C., eds., *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*: Cambridge, United Kingdom, Cambridge University Press, p. 51–52.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y. & Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the last glacial maximum to the Holocene. *Proc. Natl Acad. Sci. USA* 111, 15296–15303.
- Le Heron, D.P., Tofaif, S. y Melvin, J. (2017): The Early Palaeozoic glacial deposits of Gondwana: overview, chronology and controversies. En: Menzies, J. y van der Meer, J. (2017) *Past Glacial Environments*, 47–72.

- Liu, Z., Pagani, M., Zinniker, D., DeConto, R., Huber, M., Brinkhuis, H., Shah, S. R., Lecckie, R. M., Pearson, A. (2009) Global Cooling During the Eocene-Oligocene Climate Transition. *Science*, 323, 1187-1190
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K., Stocker, T. F. (2008). High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453, 379–382.
- Merino-Tomé, O., Bahamonde, J.R., Colmenero, J.R., Heredia, N., Villa, E., Farias, P. (2009) Emplacement of the Cuera and Picos de Europa imbricate system at the core of the Iberian-Armorican arc (Cantabrian zone, north Spain): New precisions concerning the timing of arc closure. *Geological Society of America Bulletin*, 121, 729–751.
- Mitchell, R. N., Zhang, N., Salminen, J., Liu, Y, Spencer, C. J., Steinberger, B., Murphy, J. B., Li, Z. *Nature Reviews Earth & Environment* (2021): The Supercontinent Cycle. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2, 358-374.
- Moreno, A., Valero-Garcés, B.L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez, M.J., Mata, P., Navas, A., González-Sampériz, P., Stoll, H., Farias, P., Morellón, M., Corella, P., Rico, M., (2010). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Journal of Quaternary Science* 25, 1076-1091.
- Moreno, A., González-Sampériz, P., Morellón, M., Valero-Garcés, B.L., Fletcher, W.J. (2012). Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews*, 36, 139-153.
- NASA (2020a). The Blue Marble: The View From Apollo 17. www.nasa.gov/image-feature/the-blue-marble-the-view-from-apollo-17 Acceso 12 de junio de 2021.
- NASA (2020b). The Honorable Harrison H. Schmitt. www.nasa.gov/content/national-space-council-users-advisory-group/membership_roster_h_schmitt/ Acceso 5 de julio de 2021.
- NASA (2021) Climate Change: How Do We Know? (<https://climate.nasa.gov/evidence/>) Acceso 11 de junio de 2021.
- National Research Council (2000). *Global Change Ecosystems Research*. Washington, D.C. The National Academies Press. <https://doi.org/10.17226/9983>
- NOAA (2021a) Ten signs of a warming world. <https://cpo.noaa.gov/warmingworld/index.html> Acceso 11 de junio de 2021.
- NOAA (2021b) Paleoclimatology Datasets. www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data/datasets Acceso 26 junio 2021.
- North Greenland Ice Core Project members (2004). High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 2805, 1-5
- NSIDC (2021). Quick facts on ice sheets. <https://nsidc.org/cryosphere/quickfacts/icesheets.html>. Acceso: 12 junio 2021
- NSF-ICF (2021). About NSF-ICF <https://icecores.org/about/>. Acceso 14 julio 2021
- ONU (s.f.) Objetivos de desarrollo sostenible. www.un.org/sustainabledevelopment/es/objetivos-de-desarrollo-sostenible/. Acceso 11 de julio de 2021
- Osmaston, H. (2005). Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area-Altitude, the Area-Altitude balance ratio and the Area-Altitude balance index methods and their validation. *Quaternary International*, 138-139, 22-31.
- Peltier, W. R. (2002). On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 21, 377-396.

Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., et al. (1999) Climate and Atmospheric History of the Past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica, *Nature* 399: 429-436.

Petit, J. R., Raynaud, D. (2020). Forty years of ice-core records of CO₂. *Nature*, 579 (7800), 505-506.

Railsback, L. B., Gibbard, P. L., Head, M. J., Voarintsoa, N. R. G., Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1,0 million years and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106.

Rasmussen, S.O., Bigler, M., Blockley, S.P., Blunier, T., Buchardt, S.L., Clausen, H.B., Cvi-
janovic, I., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S.J., Fischer, H., Gkinis, V., Guillevic, M., Hoek, W.Z.,
Lowe, J.J., Pedro, J.B., Popp, T., Seierstad, I.K., Steffensen, J.P., Svensson, A.M., Vallelonga,
P., Vinther, B.M., Walker, M.J.C., Wheatley, J.J., Winstrup, M. (2014). A stratigraphic
framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three
synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event
stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*, 106, 14-28.

RGI Consortium (2017). Randolph Glacier Inventory - A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. DOI: <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>

Rivera, A., Bown, F., Napoleoni, F., Muñoz, C., Vuille, M. (2017). Balance de masa glaciar. CECs, University at Albany. 203 pp. www.researchgate.net/publication/319331316_Manual_Balance_de_Masa_Glaciar

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Aranburu, A. (2015). Research history on glacial geomorphology and geochronology of the Cantabrian Mountains, north Iberia (43-42°N/7-2°W). *Quaternary International*, 364, 6-21.

Rodríguez-Rodríguez, L., Jiménez-Sánchez, M., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Pallàs, R., Aumaître, G., Bourlès, D.L., Keddadouche, K., (2017). Timing of last deglaciation in the Cantabrian Mountains (Iberian Peninsula; North Atlantic Region) based on in situ-produced ¹⁰Be exposure dating. *Quaternary Science Reviews*, 171, 166-181.

Rodríguez-Rodríguez, L., Domínguez-Cuesta, M.J., Rinterknecht, V., Jiménez-Sánchez, M., González-Lemos, S., Léanni, L., Sanjurjo, J., Ballesteros, D., Valenzuela, P., Llana-Fúnez, S. (2018). Constraining the age of superimposed glacial records in mountain environments with multiple dating methods (Cantabrian Mountains, Iberian Peninsula). *Quaternary Science Reviews*, 195, 215-231.

Ruddiman, W. F. (2001). *Earth's climate. Past and future.* W. H. Freeman and Company. New York. 465 pp.

Ruddiman, W.F., Ellis, E.C., Kaplan, J.O., Fuller, D.Q. (2015). Defining the epoch we live in. *Science*, 348, 38-39.

Ruiz-Fernández, J., Oliva, M., Cruces, A., Lopes, V., Freitas, C., García-García, C., Gerales, M., López-Sáez, J.A. (2016). Environmental evolution in the Picos de Europa (Cantabrian Mountains, SW Europe) since the Last Glaciation. *Quaternary Science Reviews*. 138, 87-104.

Shakun, J. D., Clark, P. U., He, F., Lifton, N. A., Liu, Z., Otto-Bliesner, B.L. (2015): Regional and global forcing of glacier retreat during the last deglaciation. *Nature communications*, 6,8059

Silva, P. G., Bardají, T., Roquero, E., Baena-Preysler, J., Cearreta, A., Rodríguez-Pascua, M. A., Rosas, A., Zazo, C., Goy, J. L. (2017): El Período Cuaternario: La Historia Geológica de la Prehistoria. *Cuaternario y Geomorfología*, 31 (3-4), 113-154.

- Slater, T., Lawrence, I. R., Ootosaka, I. N., Shepherd, A., Gourmelen, N., Jakob, L., Tepes, P., Gilbert, L., Nienow, P. (2021): Earth's ice imbalance. *The Cryosphere*, 15, 233–246.
- Steffen, W., Sanderson, A., Tyson, P. D., Jäger, J., Matson, P. A., Moore III, B., Oldfield, F., Richardson, K., Schellnhuber, H. J., Turner II, B. L., Wasson, R.J. (2005) *Global Change and the Earth System. A planet under pressure. The IGBP Series.* Springer, 346 pp.
- Stuart-Smith, R.F., Roe, G.H., Li, S., Allen, M. R. (2021). Increased outburst flood hazard from Lake Palcacocha due to human-induced glacier retreat. *Nature Geoscience*, 14, 85–90.
- Tierney, J. E., deMenocal, P.B., Zander, P.D. 2017. A climatic context for the out-of-Africa migration. *Geology*, 4, 1023–1026.
- Uriarte, A. (2003). *Historia del clima de la Tierra.* Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. 305 pp.
- Vastag, B. (2009) The melting snows of Kilimanjaro. *Nature*, <https://doi.org/10.1038/news.2009.1055>
- Wilson, J. T. 1966. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211, 676–681.
- Winograd, I. J., Coplen, T. B., Landwehr, J.M., Riggs, A. C., Ludwig, K. R., Szabo, B. J., Kolesar, P. T., Revesz, K. M. (1992). Continuous 500.000 year climate record from vein calcite in Devils Hole Nevada. *Science*, 258, 255–260.
- WGMS (2021) Global glacier state. <https://wgms.ch/global-glacier-state/>
- WMO (2021) State of the Global Climate 2020. Unpacking the indicators. WMO, 1264. <https://public.wmo.int/en/our-mandate/climate/wmo-statement-state-of-global-climate>
- Wright, J. (2000): Global Climate Change in Marine Stable Isotope Records. En: Noller, J. S., Sowers, J. M., Lettis, W.R., eds (2000): *Quaternary Geochronology*, 427–433.
- Young, G. M. (2017): Precambrian glacial deposits: their origin, tectonic setting and key role in Earth evolution. En: Menzies, J. y van der Meer, J. (2017) *Past Glacial Environments*, 17–45.
- Zalasiewicz, J. y 25 firmantes más (2015) When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal. *Quaternary International*, 383: 196–203.
- Zemp (2019) Boost glacier monitoring, *Nature*, 576, 5, 39.
- 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 1061 to 2016. *Nature*, 568, 382.

