



VNIVERSIDAD  
D SALAMANCA  
Facultad D Ciencias

Departamento D Geología

---

# Trabajo de Fin de Grado

## Grado en Ingeniería Geológica

Reconstrucción espacial y paleoclimática  
del paleoglaciar de Peña Negra (Sierra de  
Béjar-Candelario, España) durante el  
Último Ciclo Glaciar (Pleistoceno Superior)

Trabajo de Investigación

---

Autor: Ana Calvo del Valle

Tutores:

Dr. D. Antonio Miguel Martínez Graña

D. Carlos Enrique Nieto Martín

**Salamanca, 5 de julio de 2023**

## Certificado de los tutores TFG Grado en Ingeniería Geológica

D. Antonio Miguel Martínez Graña, profesor del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, y D. Carlos Enrique Nieto Martín, profesor del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca,

HACEN CONSTAR:

Que el trabajo titulado “Reconstrucción espacial y paleoclimática del paleoglaciario de Peña Negra (Sierra de Béjar-Candelario, España) durante el Último Ciclo Glaciar (Pleistoceno Superior)”, que se presenta, ha sido realizado por Dña. Ana Calvo del Valle, con DNI 45573507L y constituye la memoria del trabajo realizado para la superación de la asignatura Trabajo de Fin de Grado en Ingeniería Geológica en esta Universidad.

Salamanca, a fecha de firma electrónica.

Fdo.:

Fdo.:

# ÍNDICE

## 1. Introducción

### 1.1. Contexto regional

#### 1.1.2. Contexto geológico del paleoglaciar de Peña Negra

## 2. Metodología

### 2.1. Cartografía geomorfológica de detalle

### 2.2. Generación de datos fotogramétricos de alta precisión y resolución

### 2.3. Reconstrucción 3D del paleoglaciar

### 2.4. Reconstrucción de la ELA del paleoglaciar y el paleoambiente

## 3. Resultados

### 3.1. Caracterización geomorfológica de Peña Negra

### 3.2. Caracterización de las diferentes fases glaciares reconocibles en Peña Negra

### 3.3. Resultados de los cálculos del volumen de hielo

### 3.4. Valor y variación en la posición de las ELAs

## 4. Discusión

### 4.1. Significado de los aspectos geomorfológicos descritos en Peña Negra

### 4.2. Etapas evolutivas y cronológicas de Peña Negra

### 4.3. Reconstrucción paleoambiental de Peña Negra

## 5. Conclusión

## 6. Bibliografía

## Resumen

El estudio del paleoglaciario de Peña Negra durante el MIS 2 revela su sensibilidad a las variaciones climáticas y sus condiciones paleoclimáticas aproximadas. Las secuencias de morrenas laterales y frontales indican ciclos de avance/retroceso de los hielos, reflejando la sensibilidad del glaciario a los cambios del clima. Las fases evolutivas del glaciario se correlacionan con los modelos evolutivos propuestos para la Sierra de Béjar-Candelario y el Sistema Central Ibérico. Se identifican tres fases principales que muestran un retroceso progresivo. Las técnicas metodológicas de toma y tratamiento de datos de alta resolución que se emplean en este estudio permiten describir con precisión las fases evolutivas a partir de las formas propias del sistema glaciario. Los datos paleoclimáticos muestran un aumento de precipitaciones y un ligero descenso de las temperaturas medias estivales en comparación con la actualidad. Las variaciones en las precipitaciones son las principales responsables de los momentos de balance de masas positivo y negativo del paleoglaciario. Durante el MIS 2, se alternan períodos fríos y áridos conocidos como Estadiales Heinrich, con períodos ligeramente más cálidos y húmedos. Las fases de estabilidad y formación de morrenas en Peña Negra se asocian con estos períodos de avance glaciario más favorables, cuando el balance de masas fue positivo.

## Abstract

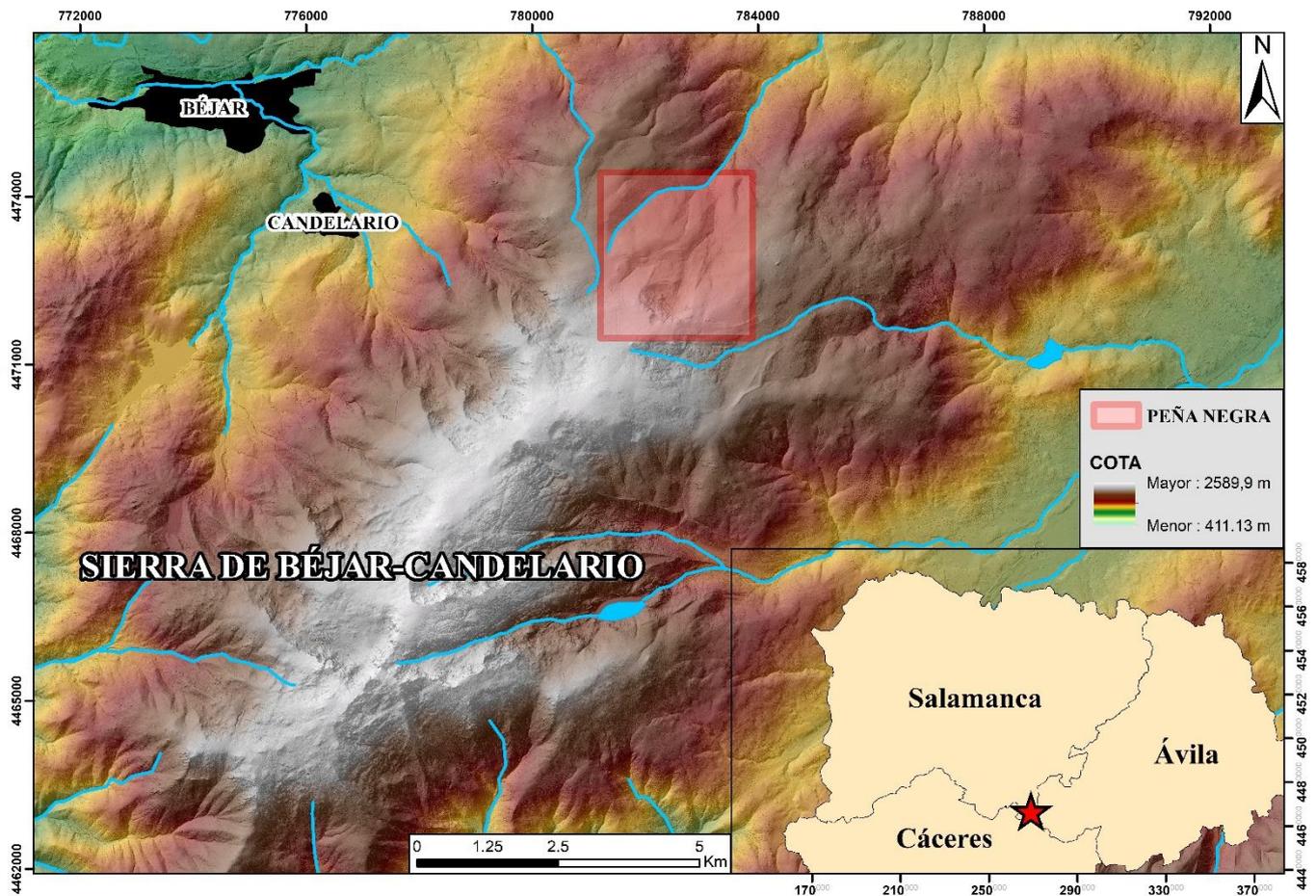
The study of the Peña Negra paleoglacier during MIS 2 reveals its sensitivity to climatic variations and its approximate paleoclimatic conditions. The sequences of lateral and frontal moraines indicate ice advance/retreat cycles, reflecting the glacier's sensitivity to climate changes. The evolutionary phases of the glacier correlate with the evolutionary models proposed for the Sierra de Béjar-Candelario and the Central Iberian System. Three main phases are identified that show a progressive regression. The methodological techniques for collecting and processing high-resolution data used in this study make it possible to accurately describe the evolutionary phases based on the typical forms of the glacier system. Paleoclimatic data show an increase in rainfall and a slight decrease in mean summer temperatures compared to today. Variations in rainfall are the main responsible for the moments of positive and negative mass balance of the paleoglacial. During MIS 2, cold and arid periods known as Heinrich Stadials alternate with slightly warmer and more humid periods. The phases of stability and moraine formation at Peña Negra are associated with these more favorable periods of glacial advance, when the mass balance was positive.

## 1. Introducción

La Sierra de Béjar-Candelario se encuentra en la zona sureste de la provincia de Salamanca (España) y en la franja suroeste de la provincia de Ávila, limitando al suroeste con la de Cáceres. En la actualidad, presenta unas condiciones climáticas de tipo Dsb, según la clasificación de Köppen, es decir, frías con veranos templados (Chazarra et al., 2018). El régimen de humedad es elevado, especialmente en las vertientes suroeste y noroeste, donde los vientos dominantes llevan los frentes lluviosos. Desde el punto de vista térmico, las vertientes septentrionales son más frías debido a la influencia de los vientos del norte y a una menor insolación (Santa Regina, 1987; Cruz et al., 2007).

El objeto de este estudio es el paleoglaciario de Peña Negra, el cual se encuentra en la vertiente nornordeste y su eje principal tiene una orientación NNE-SSO (fig. 1). Este glaciar ha dejado un registro geomorfológico importante, consecuencia del sistema morfoclimático glaciar que se desarrolló durante los periodos fríos del Cuaternario (glaciares y estadales) y que ha condicionado la forma del relieve actual (bajas temperaturas y abundancia de precipitaciones en forma de nieve) (Pedraza, 1994; Cruz, 2006). Estas morfologías han sido objeto de estudio desde finales del siglo XIX y principios del XX (Prado, 1864; Baysse, 1884; Schmieder, 1915; Obermaier y Carandell, 1916, 1917; Carandell, 1924; Vidal-Box, 1932, 1936, 1948; Hernández-Pacheco, 1957). En los últimos años se han realizado diversos estudios a nivel de sierra que aportan nueva información geomorfológica y sobre la evolución de la zona desde el MIS 2 hasta la actualidad (Cruz, 2006; Cruz et al., 2007; Pedraza y Carrasco, 2007; Carrasco et al., 2011, 2013, 2015). La Sierra de Béjar-Candelario también presenta un gran interés debido a su patrimonio geológico e hidrológico, resultado de su amplia geodiversidad e importancia científica, educativa y turística de sus diferentes enclaves (Cruz et al., 2014, 2021; Martínez-Graña et al., 2018).

El objetivo de este trabajo es mejorar la cartografía geomorfológica del paleoglaciario de Peña Negra utilizando técnicas de alta resolución con software GIS y análisis de imágenes obtenidas mediante drones (fotogrametría). De esta manera, se pretende obtener y describir de manera más precisa los datos de volumen de hielo y la posición de las líneas de equilibrio del glaciar en cada fase, en las cuales el balance de masas se encuentra en equilibrio (Osmaston et al., 2005). Asimismo, se busca correlacionar las diferentes fases observadas en Peña Negra con los datos de dataciones obtenidos en este sector y relacionarlos con las etapas descritas en la evolución del último ciclo glaciar (Pleistoceno Superior) de la Sierra de Béjar-Candelario y del Sistema Central Ibérico (Vieira et al., 2001; Vieira y Palacios, 2010; Palacios et al., 2011, 2012a, 2012b, 2012c; Pedraza et al., 2013; Carrasco et al., 2015, 2016, 2023). Por último, se llevará a cabo una reconstrucción paleoclimática que muestra cómo han variado, de forma aproximada, las condiciones climatológicas en comparación con la actualidad en cada fase de equilibrio glaciar, utilizando los datos obtenidos de las paleoelas (Pellitero, 2013; Pellitero et al., 2013; Rettig et al., 2023).



**Figura 1** Mapa de ubicación del área de estudio. En el recuadro se encuentra el aparato glaciar de Peña Negra.

### 1.1. Contexto regional

La historia geológica de la Sierra de Béjar-Candelario refleja una evolución extensa y compleja, evidenciada por las litologías presentes, principalmente metasedimentos prevariscos y granitoides sin y postcinemáticos, así como por la sucesión de eventos tectónicos registrados. El relieve actual es el resultado del proceso principal de deformación compresiva del Orógeno Alpino, que tuvo lugar durante el Cenozoico (Oligoceno-Mioceno inferior). El Sistema Central es una cadena de estructura incompleta que responde a un proceso de deformación intraplaca causado por la transmisión de esfuerzos desde los bordes activos más cercanos. En esta región se encuentran ubicadas las cadenas montañosas que representan límites de placas y tienen una evolución tectónica similar, como los Pirineos y las Cordilleras Béticas (De Vicente et al., 2018).

Debido a su implicación en la deformación, el Sistema Central Ibérico exhibe facies geológicas propias de las zonas internas de un orógeno, como los granitoides anatócticos. Representa una gran cadena de piel gruesa tipo pop-up, con un carácter polifásico y de doble vergencia. La Sierra de Béjar-Candelario se considera uno de los bloques levantados (pop-up) con una orientación ENE-WSW, limitado lateralmente por fallas inversas y separado de los bloques adyacentes (Sierra de Francia al oeste y Sierra de El

Barco al sureste) por depresiones como el Valle del Jerte y la del Alagón-Ambroz (De Vicente et al., 2018). Tras el evento alpino, que provocó un rejuvenecimiento notable del paisaje, toda la zona quedó expuesta a los procesos geológicos externos, y durante las fases frías cuaternarias (glaciares y estadales) se desarrolló el sistema morfogénico glaciar. Estas condiciones de erosión, heladas y nivación, principalmente, son responsables de las estructuras morfológicas que se observan en toda el área, incluyendo el aparato glaciar de Peña Negra (Cruz, 2006; Cruz et al., 2007, Cruz et al., 2009).

### 1.1.2. Contexto geológico del paleoglaciar de Peña Negra

Como se mencionó anteriormente, la Sierra de Béjar está compuesta principalmente por metasedimentos prevariscos y rocas ígneas, cuyo origen está estrechamente relacionado con las diferentes fases de deformación del Orógeno Varisco. Centrándonos en las áreas cercanas al área de estudio, podemos distinguir dos tipos de granitoides clasificados según su relación con la deformación varisca: sincinemáticos y postcinemáticos (Bellido et al., 2004).

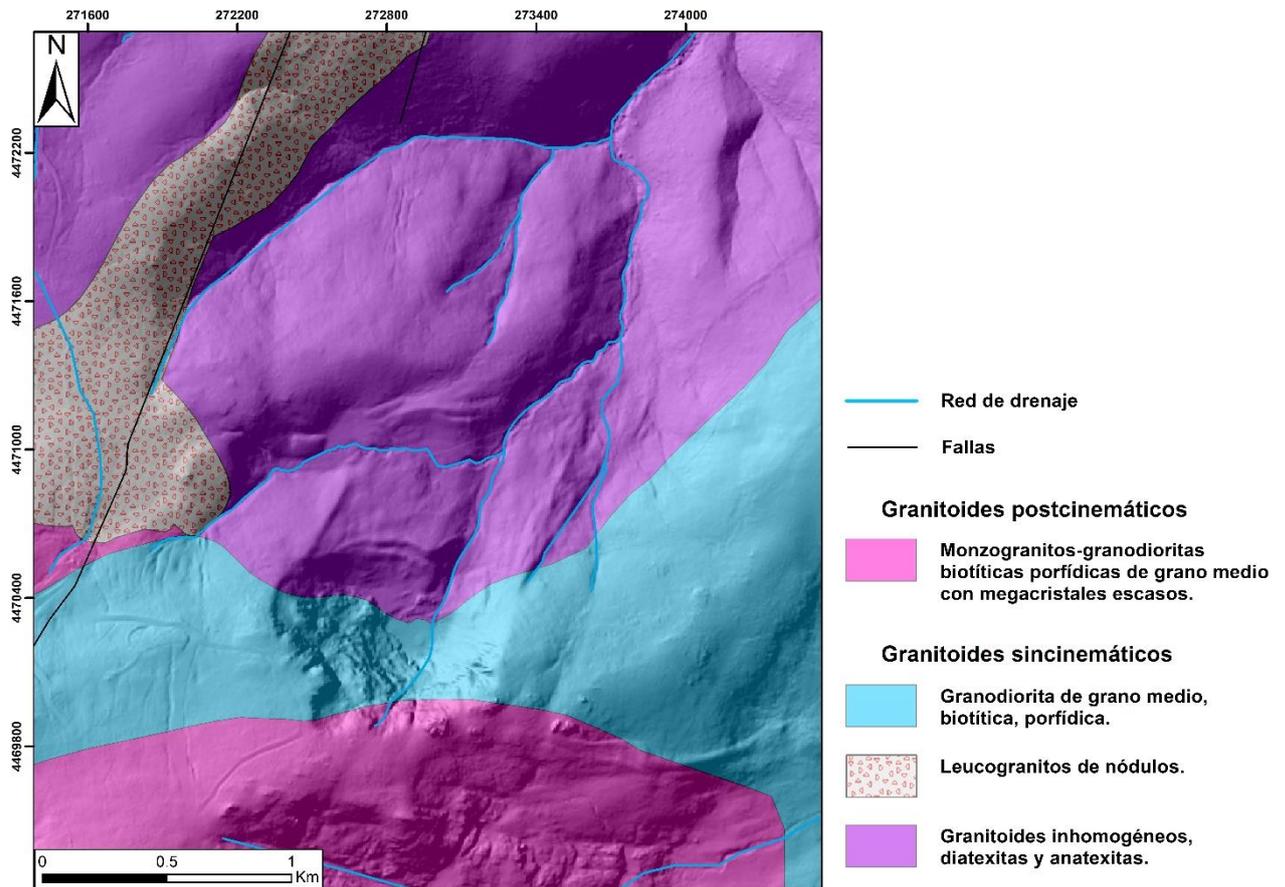


Figura 2. Mapa geológico de Peña Negra. Modificado de Bellido et al., 2004.

Los granitoides sincinemáticos son los más representativos en la zona (fig. 2). Se formaron a través de procesos anatécnicos durante los episodios distensivos de colapso gravitacional durante la evolución varisca. El área alrededor de Peña Negra está dominada por granitoides inhomogéneos, que muestran estructuras de migmatización y contienen

restos de metasedimentos prevariscos. Estos granitoides están intruidos por leucogranitos nodulares que presentan estructuras laminadas y tabulares. Las granodioritas muestran un estado avanzado de alteración, con abundancia de bloques, una estructura lajeada subhorizontal y una textura irregular y rugosa. Por otro lado, los granitoides postcinemáticos no muestran signos de deformación en su fábrica y se emplazan dentro de las rocas que evidencian haber sufrido deformación. También muestran un estado avanzado de meteorización. Estos granitoides se presentan como extensas áreas de rocas fracturadas con numerosos bloques de aproximadamente un metro de tamaño (Bellido et al., 2004).

## 2. Metodología

### 2.1. Cartografía geomorfológica de detalle

La realización de la cartografía geomorfológica se divide en tres partes fundamentales: fotointerpretación, trabajo de campo y mapeo digital. El reconocimiento espacial, estructural y geomorfológico de las distintas unidades cartográficas del aparato glaciar, ya sean de mayor o menor tamaño, se lleva a cabo mediante recorridos sistemáticos previamente planificados. En esta etapa, se utilizan fotografías aéreas, ortofotos y mapas topográficos a escala 1:25000 de la zona. La cartografía de campo permite realizar una reconstrucción inicial aproximada del tamaño, orientación y disposición de las formas del relieve. Para mejorar la resolución de la información cartográfica en el área del circo, donde el acceso es más complicado, se ha empleado la captura de imágenes mediante la utilización de drones. Estas fotografías aéreas brindan una nueva perspectiva al observador y mejoran la definición de las formas observadas, como el escarpe principal, los secundarios, estrías y depósitos gravitacionales entre otros. Una vez finalizado el trabajo de campo, la información recopilada se detalla y se procesa utilizando técnicas de mapeo remoto, principalmente sistemas GIS (Chandler et al., 2018). Para este estudio, se ha utilizado un Modelo Digital del Terreno (MDT) con una resolución de celda de 1x1, construido a partir de datos LIDAR. El mapa final se presenta a una escala de 1:18000.

La delimitación de cada fase se basa en una serie de criterios geomorfológicos. Estos criterios se fundamentan en el reconocimiento de las diversas unidades geomorfológicas que se forman a lo largo del ciclo de vida del glaciar. Los glaciares de valle, como Peña Negra, están restringidos por la topografía circundante. Por lo tanto, podemos identificar en las estructuras que conforman el relieve las evidencias necesarias para delimitar el perímetro del hielo en cada fase. En la zona de cabecera, el escarpe principal y los escarpes secundarios indicarán diferentes etapas de avance de los glaciares a medida que ascendemos en altitud. En los márgenes laterales, la altura máxima de las morrenas servirá como evidencia de hasta dónde llegaron los glaciares. Por último, en las zonas más alejadas, se utilizarán las alturas máximas de las morrenas frontales. Todos estos criterios estarán condicionados por la evolución del relieve en la zona.

### 2.2. Generación de datos fotogramétricos de alta precisión y resolución

La fotogrametría es una técnica utilizada para estudiar y definir de manera precisa la morfología y la posición en el espacio de un objeto o área de estudio utilizando imágenes capturadas sobre esa área (Bonneval, 1972). Al combinar herramientas de Sistemas de Información Geográfica (SIG) y técnicas fotogramétricas digitales de alta resolución (DPT), se puede mejorar significativamente la calidad de la toma de datos para aspectos geológicos, como la cartografía geomorfológica de una ubicación específica.

Para definir un área de estudio, es esencial tener conocimiento y haber realizado trabajo de campo previo a la campaña de adquisición de datos de imágenes. La adquisición de datos se lleva a cabo utilizando un dron modelo DJI Mavic 3 Enterprise, que está enlazado a un módulo RTK para mejorar la precisión de la posición geográfica de las imágenes. Este proceso permite reducir el error de posición a aproximadamente un centímetro en lugar de algunos metros. La adquisición de imágenes se programa a una altura constante de 100 metros debido a la morfología abrupta del área seleccionada. Esta altura se considera la mínima para garantizar un vuelo seguro durante todo el recorrido.

El procesamiento de los datos se realiza utilizando el software "Agisoft Metashape Professional". Con este programa, se puede realizar un tratamiento de las imágenes tomadas con el dron y obtener un Modelo Digital del Terreno (MDT) de alta resolución con un tamaño de píxel de 5,14 cm/píxel, así como un ortomosaico que permite visualizar la imagen en 3D con gran calidad.

### 2.3. Reconstrucción 3D del paleoglaciario

Para el cálculo del volumen de hielo del paleoglaciario en Peña Negra, se utilizará el programa informático "ArcGIS 10.8" y la herramienta "PalaeoIce" (Li, 2023). Esta herramienta proporciona un método automático para la reconstrucción de un paleoglaciario y se basa en una revisión y mejora de los modelos "GlaRe" (Pellitero et al., 2016) y "VOLTA" (James y Carrivick, 2016).

"PalaeoIce" utiliza el modelo de línea de flujo, el cual genera un perfil de equilibrio a lo largo de la superficie del hielo siguiendo la línea de flujo de un glaciar (Nye, 1952 a,b). Se asume un comportamiento reológico perfectamente plástico de la masa de hielo (Paterson, 2000, Benn y Hulton, 2010). Los puntos de espesor de hielo obtenidos a lo largo del perfil se utilizarán posteriormente para interpretar la distribución tridimensional del espesor y la elevación superficial del hielo glaciar.

Para obtener el resultado final, se deben introducir diferentes parámetros morfológicos y numéricos en la herramienta. Los parámetros morfológicos incluyen el perímetro del glaciar que se quiere modelar (Peña Negra en este caso), el Modelo Digital del Terreno (MDT) correspondiente y la red de flujo, que se ha digitalizado manualmente. Los parámetros numéricos son la resolución de puntos de espesor de hielo a lo largo de la línea de flujo (en metros) y el esfuerzo de cizalla basal, junto con su rango de valores mínimos y máximos (en Pascales). Para glaciares de valle, el rango de valores debe estar entre 50 y 150 kPa (Nye, 1952b), mientras que, para glaciares de circo, debe ser superior a 190 kPa (Weertman, 1971). En este caso, se ha utilizado un valor intermedio de 100,000 Pa para el esfuerzo de cizalla basal, con un límite superior de 150,000 Pa y un límite inferior de 50,000 Pa. No es necesario introducir un valor específico para el factor de

forma (F), ya que la herramienta optimiza este valor en función de la morfología del glaciar (Li, 2023). Los cálculos se realizan utilizando el ajuste polinómico de Li et al., 2012.

El resultado será un Modelo Digital de Elevación (MDE) con los valores de espesor de hielo dentro del perímetro del glaciar, creado mediante un proceso de interpolación de puntos *Topo to Raster*.

#### 2.4. Reconstrucción de la ELA del paleoglaciar y el paleoambiente.

Una vez obtenido el espesor total de hielo, es posible calcular la posición de la ELA glaciar. Para ello, se utilizará una herramienta de SIG para el cálculo automático de estas (Pellitero et al., 2015). Para llegar al valor de la ELA, se utilizarán la técnica Relación de Área de Acumulación (RAA) (Serrano-Cañadas y González-Trueba, 2004) y la Relación de Equilibrio Área-Altitud (REAA) (Osmaston, 2005). El valor de la Relación de Equilibrio (RE) que se utiliza es de 1,50, que es el estimado regionalmente (Carrasco et al., 2013). Este valor es bastante próximo a 1,56, que es el valor medio global (Oien et al., 2022). Para el cálculo de la ELA por el método AAR, se utiliza el valor de 0,58 correspondiente a la media global (Oien et al., 2022).

Una vez disponibles los datos de las cotas de la ELA, se pretende obtener una estimación de las condiciones paleoclimáticas en esta. La relación empírica de la precipitación-temperatura en la ELA se determina mediante cálculos en multitud de glaciares actuales (Ohmura et al., 1992; Ohmura y Boettcher, 2018). Esta relación se establece cuando la función de las precipitaciones y la temperatura es cero, lo cual se cumple en la posición de la ELA, mediante la siguiente fórmula:

$$P = 5,87 T^2 + 230 T + 966 \quad (1)$$

Donde P indica la precipitación anual (mm/año) y T refleja las temperaturas medias de los meses de verano (junio, julio y agosto). Se toma como dato la temperatura estival, ya que es durante estos meses cuando mayor es la fusión del hielo (Ohmura y Boettcher, 2018). Sin embargo, el problema que muestra esta igualdad es que es necesario conocer previamente uno de los dos valores durante la fase glaciar. Uno de los caminos posibles para obtener la temperatura media estival es suponer que la dinámica de las precipitaciones anuales sigue siendo aproximadamente la misma. En este caso, la variación de la ELA se vería plenamente influenciada por los cambios en la temperatura. La manera más correcta de calcular los datos es mediante el uso de indicadores paleoclimáticos. En este trabajo se utilizan los datos tomados en el sondeo de Navamuño (Béjar) (López-Sáez et al., 2020) y en el registro sedimentario de la Cueva de Maltravieso (Cáceres) (Bañuls-Cardona et al., 2012) (tabla 1).

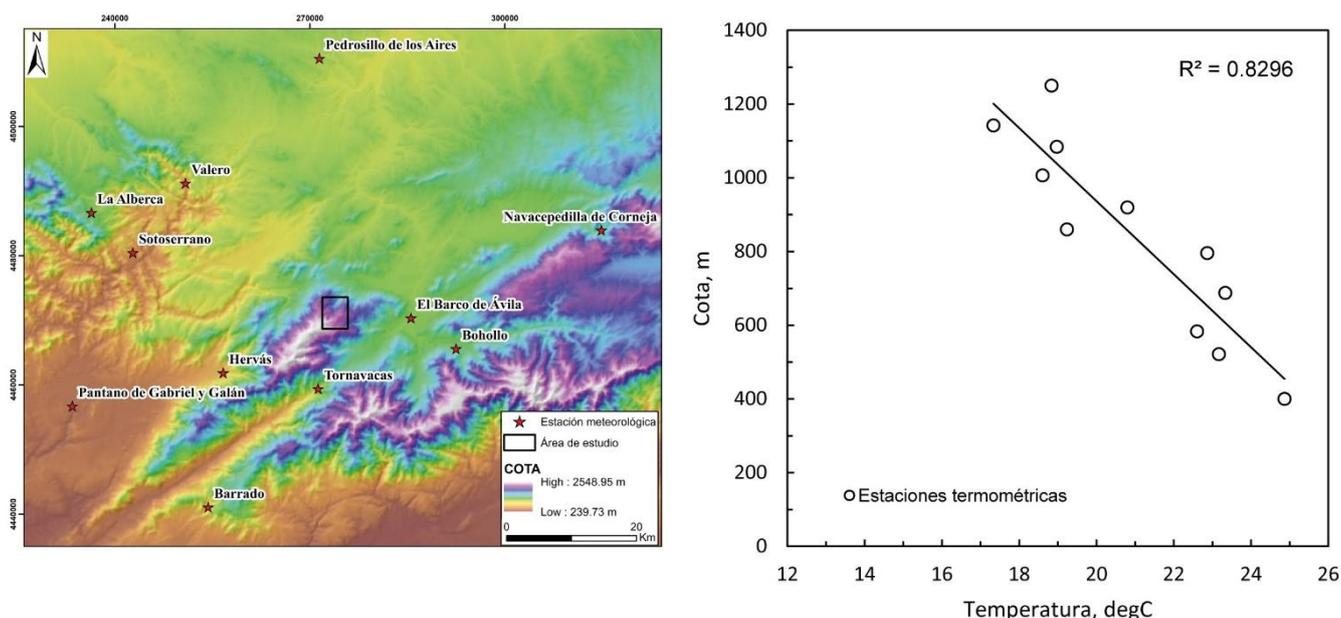
Tabla 1. *Datos paleotemperaturas*

Nº	Tª (°C)	Cota (m)	Edad (cal. BP)	Ubicación	Fuente
----	---------	----------	----------------	-----------	--------

1	12,4 ± 1,5 (MTW)	444	19500-18700	Cáceres	Bañuls-Cardona et al., 2012
2	6.25 (MAAT)	1505	15090	Navamuño	López-Sáenz et al., 2020

**Nota.** Las abreviaturas de los datos de temperatura corresponden a: temperatura media del mes más cálido (MTW) y temperatura media anual del aire (MAAT).

Para transportar los datos de las paleotemperaturas a su correspondiente valor en la ELA, se necesita conocer el valor del gradiente altitudinal. Como no es posible conocer ese valor en la época glacial, se asumirá que la zona no ha sufrido una variación en el mismo. El cálculo del gradiente se realiza con los valores medios de temperatura de X estaciones próximas a la zona (Ministerio de Medio Ambiente, 2018; <https://sig.mapama.gob.es/siga/>) (fig. 3). Se obtiene un valor de -0,0066 °C/m. Para calcular las paleoprecipitaciones es necesario introducir el valor de las temperaturas medias estivales. Por tanto, los resultados que se dan en forma de valores medios anuales deben transformarse (Pellitero, 2013; Pellitero et al., 2019; Rettig et al., 2023). Se observa que los valores de la estacionalidad, la temperatura media anual del aire y la temperatura media de verano están relacionados en el área de estudio.



**Figura 3.** Ubicación de las estaciones climatológicas y relación del gradiente altitudinal.

### 3. Resultados

#### 3.1. Caracterización geomorfológica de Peña Negra

En la zona de estudio, convergen diferentes sistemas morfogénéticos, entre los que destaca el sistema glaciar y, en segundo lugar, el periglacial. También se diferencian los sistemas morfogénéticos fluvio-glaciares, gravitacionales y palustres y los diferentes relieves litológicos graníticos (Pedraza, 1996; Cruz, 2006; Cruz et al., 2007).

Los procesos glaciares ocurridos durante las fases frías del Cuaternario fueron los principales agentes responsables del modelado de la Sierra de Béjar-Candelario, al igual

que de las sierras colindantes que forman parte del Sistema Central Ibérico. Estas diversas formas glaciares responden principalmente a procesos erosivos o deposicionales según su relación con los avances o retrocesos del hielo.

El paleoglacial de Peña Negra (fig. 4), que es el objeto de estudio en este artículo, muestra una mejor representación de las formas deposicionales asociadas a la acumulación de material que de las formas erosivas. Aunque estas últimas son menos abundantes, también desempeñan un papel importante en el desarrollo y evolución del relieve glaciar.

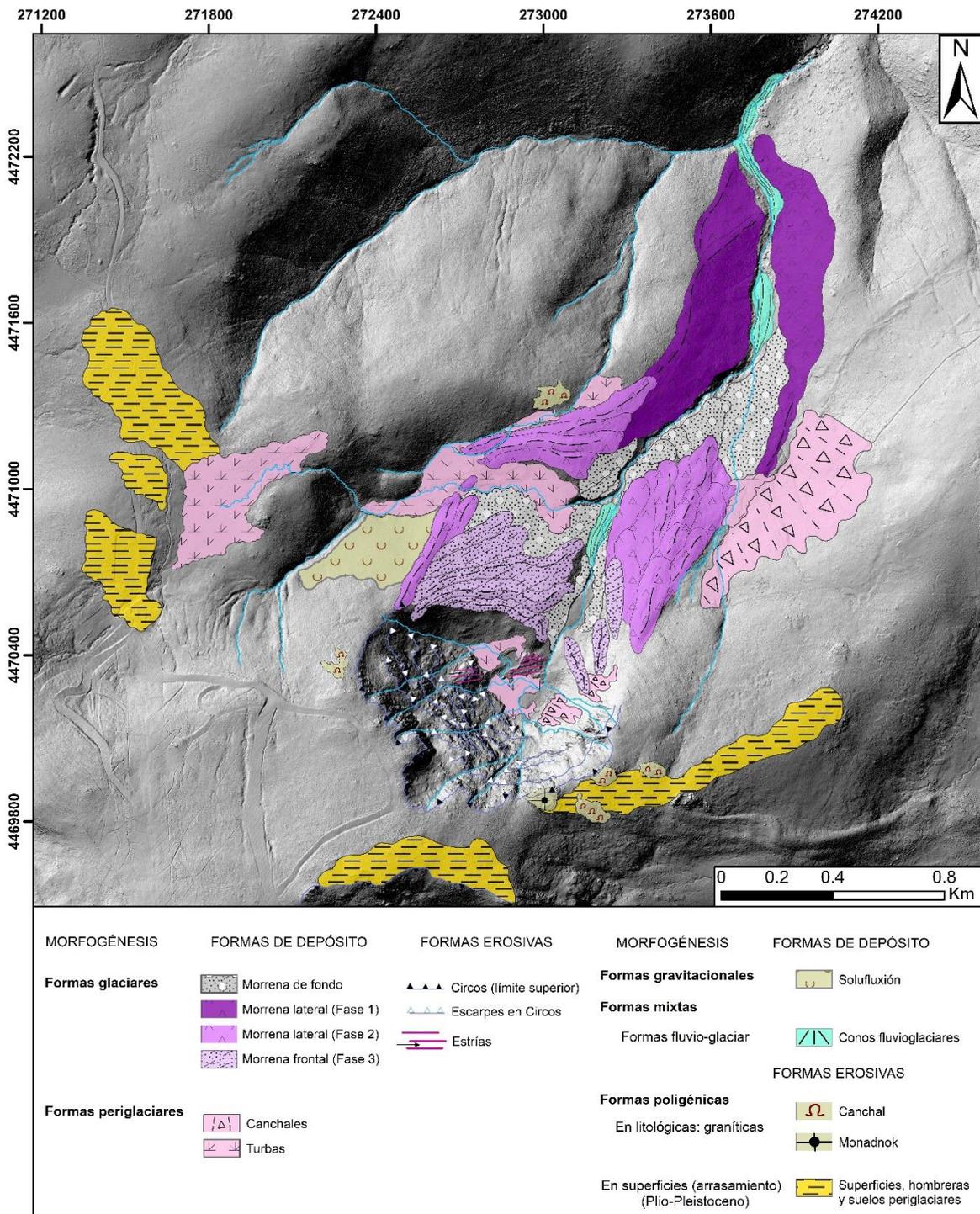


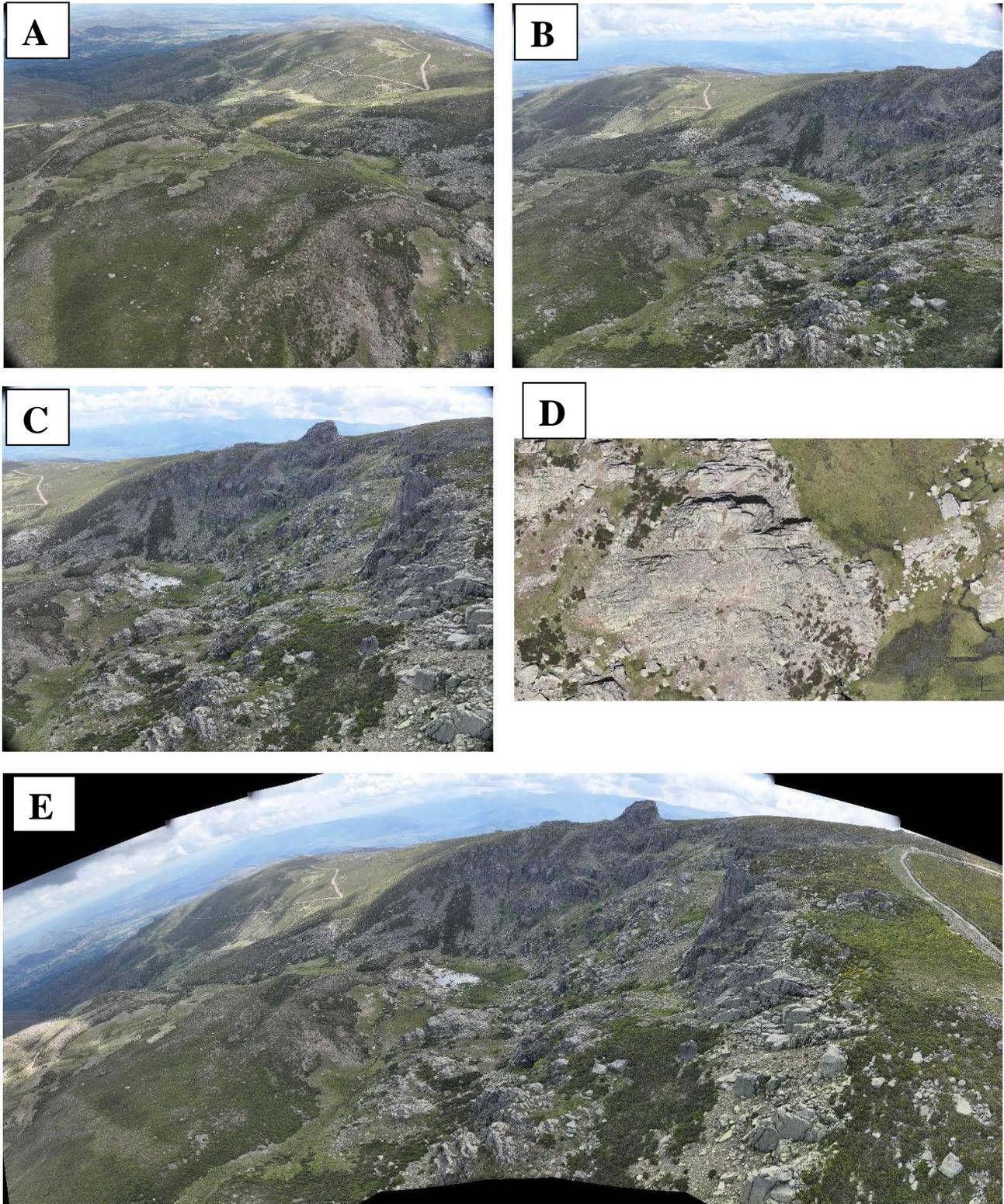
Figura 4. Mapa geomorfológico 1:18000 de Peña Negra.

La erosión desempeña un papel muy intenso y efectivo en el modelado glaciar, especialmente en las zonas cercanas a las cabeceras o gargantas principales, donde el hielo es más espeso y persistente. Factores clave como la velocidad de flujo del hielo (determinada por la morfología del valle y sus laderas), la rugosidad del sustrato y las características de los materiales litológicos influyen en la eficacia de la acción erosiva. Las formas de mayor tamaño proporcionan información sobre la configuración del paisaje, mientras que las de menor tamaño brindan detalles sobre las características tractivas del aparato glaciar, los avances del hielo y las diferentes secuencias evolutivas (Cruz, 2006).

Las principales formas erosivas que se encuentran en Peña Negra son los circos y los valles glaciares (fig. 5, A, B y C). En planta, el circo glaciar presenta una forma semicircular con un escarpe principal bien definido y una continuidad lateral clara, con una longitud de aproximadamente 2160 m. A continuación, se suceden varios escarpes secundarios que no están tan claramente diferenciados y cuya continuidad es algo más difusa, lo que da a las paredes un aspecto escalonado e irregular. Las paredes del circo son abruptas, marcando un gran desnivel entre la cota superior (2143 m) y la cota del fondo del circo (1842 m). La simetría de las vertientes, junto con el fondo plano, le confiere al circo una morfología de cubeta. En el fondo del circo se encuentra una pequeña cubeta de sobreexcavación glaciar colmatada con material morrénico y/o fluviolacustre, donde actualmente se desarrolla un suelo turboso. En la vertiente con exposición NNE, se observan acumulaciones de material de origen periglacial, como canchales (fig. 5, B y C). Esto indica que las condiciones necesarias para la acción de los procesos de crioclastia (hielo-deshielo) se dan principalmente durante los períodos fríos del año y están restringidas a las áreas de mayor altitud. También se pueden distinguir varias superficies con estrías y pulidos en la parte inferior del circo (fig. 5, D).

El valle, desde su cabecera hasta su terminación, tiene una longitud total de aproximadamente 2900 m y se orienta en dirección NNE/SSW. La topografía restringe el aspecto morfológico del valle, tanto en la zona de la cabecera, donde se encuentra el circo, como lateralmente debido a sus propios depósitos. Morfológicamente, el valle presenta un ensanchamiento variable. En las zonas cercanas al circo, el ensanchamiento es mayor y disminuye progresivamente hasta alcanzar una anchura estable de unos 500 m en la parte final. El fondo del valle varía a medida que el valle se estrecha. En las zonas más amplias, el fondo del valle es relativamente plano, lo que le confiere una morfología en forma de "U" clásica. Sin embargo, en la parte más estrecha, el fondo del valle es mucho más agudo. El perfil longitudinal muestra cambios de pendiente, alternando tramos más inclinados con tramos más suaves y planos.

Los glaciares arrastran una gran cantidad de materiales que provienen del fondo y las paredes de las elevaciones circundantes. Estos materiales se acumulan en los bordes y el lecho de los glaciares. En las zonas de ablación, se observan morfologías diferenciales debido a la acumulación continua de diferentes materiales y los altos procesos de fusión que ocurrieron. Según su formación, composición sedimentaria y ubicación, las morrenas se clasifican en diferentes tipos. En el área de estudio, se encuentran morrenas de fondo, laterales y frontales (fig. 5, A).



**Figura 5.** A) Posición de las diferentes secuencias de morrenas. Morrenas frontales con morfología en arco al frente y al fondo, morrenas laterales en cordón. B) Vista aérea del circo de Peña Negra con las morrenas frontales. C) Frente escalonado y escarpe principal del circo. Se puede ver en la zona superior del escarpe el pequeño domo granítico. D) Superficie con estrías y pulidos ubicada al fondo del circo. E) Panorámica del circo de Peña Negra.

Morfológicamente, las morrenas de fondo tienen una forma alargada y un espesor variable. Cubren y suavizan extensas áreas del relieve en la parte central del valle. Están compuestas por bloques y cantos irregulares rodeados por una matriz compacta de arena y limo.

Las morrenas laterales están bien representadas en ambas vertientes del valle. Se describen como acumulaciones en forma de cordón o loma alargada de till glaciario. Se forman en los bordes de la lengua glaciario a medida que el hielo transporta material durante las fases estables. En este caso, se observa la superposición de estas morrenas principalmente en la parte media del valle. En esta zona, los cordones morfológicos siguen una trayectoria recta o, en algunos casos, en forma de "S". En las zonas adyacentes al escarpe del circo, las morrenas laterales alcanzan su máxima elevación a 1960 m. En la desembocadura del valle glaciario, en ambas vertientes, se encuentran las morrenas laterales más largas y anchas, que cubren casi por completo las paredes del valle.

Las morrenas frontales se caracterizan morfológicamente por ser colinas arqueadas que representan la posición del frente glaciario durante una fase de estabilización (Pedraza, 1996). En el caso de Peña Negra, están bien representadas en la zona más cercana al circo. Se pueden distinguir varias morrenas frontales superpuestas cuya forma se conserva mejor a medida que aumentan en altitud y se acercan al circo. Las morrenas más alejadas presentan un relieve más suavizado debido a la erosión ejercida por los procesos erosivos.

En el glaciario de Peña Negra, el sistema morfogenético fluvio-glaciario no está tan bien representado como en otros glaciares de la zona. El agua derivada de la fusión del hielo durante el retroceso del glaciario dio lugar a pequeñas acumulaciones de agua, formando lagunas en las cubetas excavadas a lo largo del valle. La lengua glaciario también contribuyó a esto al obstruir el flujo de los arroyos secundarios y formar estancamientos de agua. Estos procesos dieron lugar a la formación de conos fluvio-glaciares.

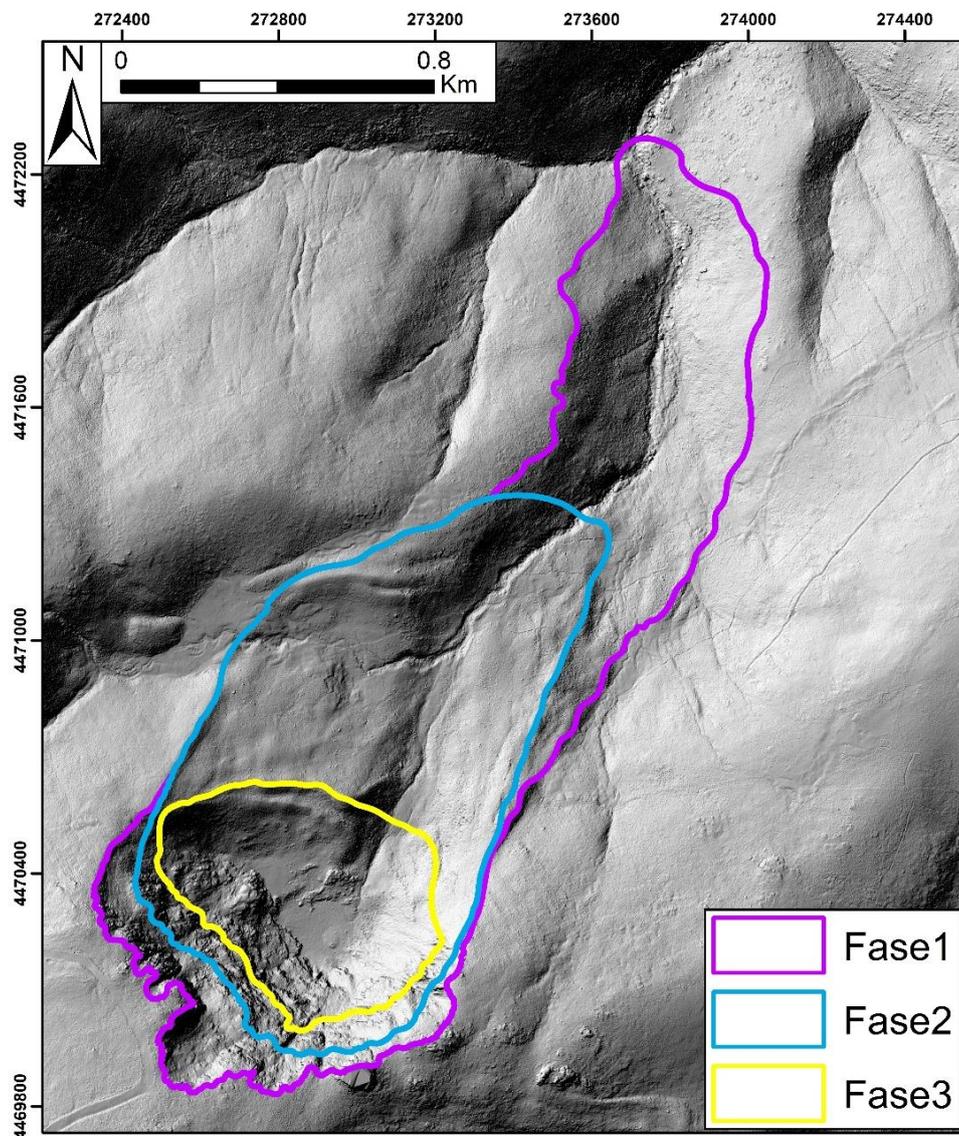
El agua resultante de la fusión de los hielos durante un período de retroceso generalizado del glaciario transporta una gran cantidad de material arrastrado por el hielo o depositado previamente en los tills basales o de fondo. Estas aguas se canalizan a lo largo del valle siguiendo una estructura similar a una trenza (braided), dejando sedimentos en las zonas donde se estanca el flujo. Los conos fluvio-glaciares son las estructuras mejor representadas de este modelado en Peña Negra y se asocian a este tipo de sedimentación. Se describen como depósitos en forma de cono, de tamaño variable. Se encuentran ubicados en la parte central del valle glaciario, donde las pendientes son más suaves. El cono fluvio-glacial más cercano a la cabecera está aislado y encajado entre una morrena de fondo y una morrena lateral, mientras que los demás conos se han depositado sucesivamente en la parte más distal del valle.

Las características litológicas de los granitoides influyen en la morfología del relieve, formando estructuras distintivas como domos, berrocales y navas (Pedraza, 1996). En la zona de Peña Negra, se pueden distinguir varias áreas con berrocales, que indican un estado evolutivo avanzado del modelado. Estas áreas contrastan con las grandes estructuras dómicas (o bornhardts) distribuidas en toda el área circundante. En la parte alta del circo se puede observar una estructura granítica que representa un pequeño domo o monadnock (fig. 5, C y E). Los procesos meteorológicos físicos, como la crioclastia o

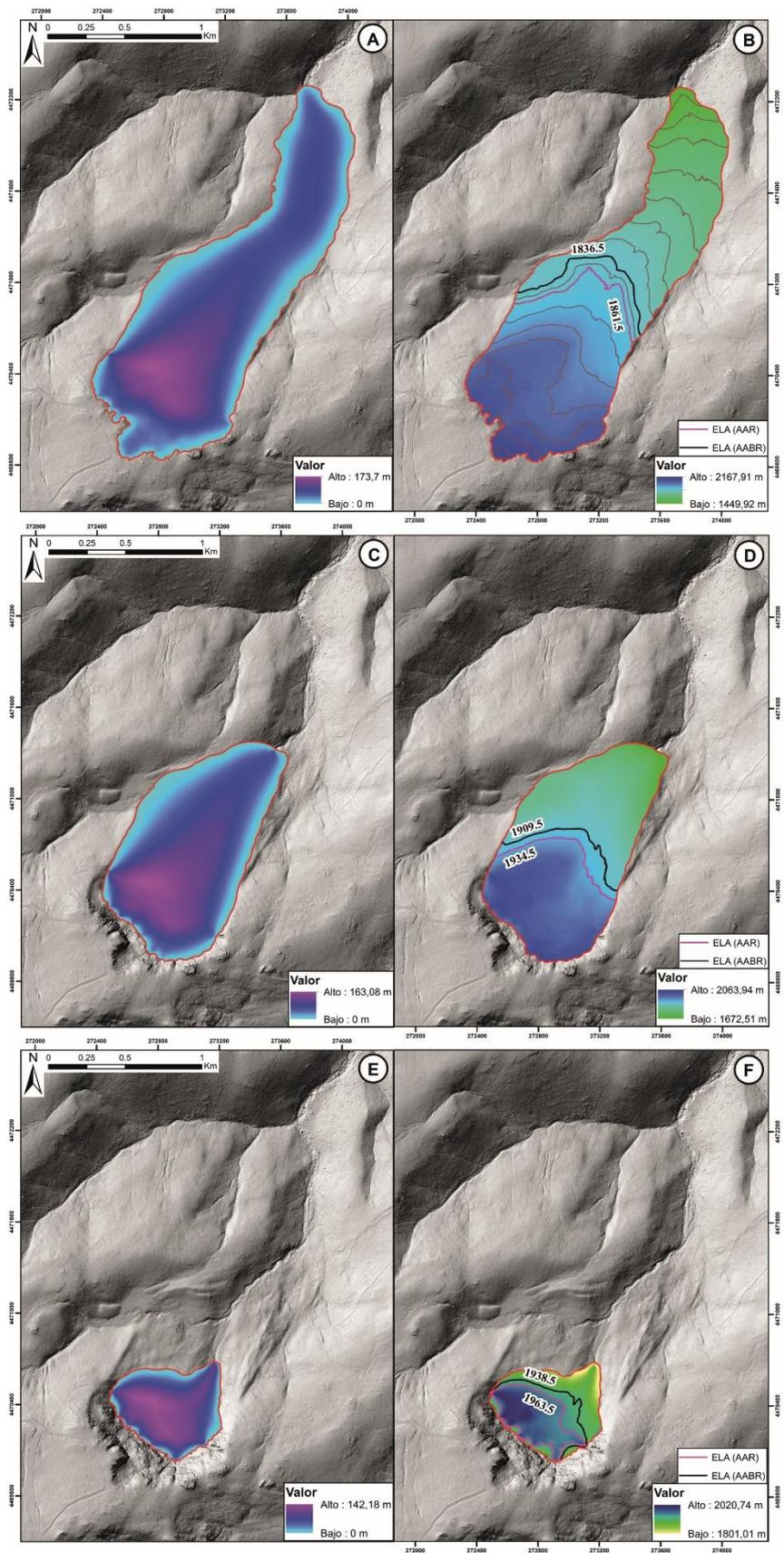
el lajeamiento por despresurización, contribuyen al desarrollo de fracturas que, con el tiempo, generan los diferentes bloques y tors que se encuentran en la zona.

### 3. 2. Caracterización de las diferentes fases glaciares reconocibles en Peña Negra

En Peña Negra, se reconocen un total de 3 fases principales (fig. 6). Cada fase principal se delimita mediante las evidencias geomorfológicas que se encuentran en la zona. La Fase 1 marca el estado de máximo avance de los hielos. Ocupa la totalidad del valle glaciar y en la cabecera se liga al escarpe principal del circo. La Fase 2 y 3 son estadios evolutivos de menor magnitud. Ambas fases se delimitan en su cabecera por el escarpe cuya cota mejor se aproxima lateralmente con la altura de las morrenas. La Fase 2 alcanza hasta el tren de morrenas laterales ubicadas en torno a la mitad del valle. Es en este punto donde se produce una ruptura de pendiente en el lecho del valle glaciar marcando el límite de una fase de estabilización (Cruz, 2006). Finalmente, la fase más pequeña, Fase 3, se puede delimitar muy bien siguiendo la altura máxima de la morrena frontal superior.



**Figura 6.** Área de las diferentes fases principales de la evolución de Peña Negra.



**Figura 7.** Espesor e hipsometría del volumen de hielo para cada fase principal de Peña Negra. Se representa el valor de las ELAs calculadas. **A)** Espesor de hielos en la Fase 1. **B)** Hipsometrías y ELAs en la Fase 1. **C)** Espesor de hielos en la Fase 2. **D)** Hipsometrías y ELAs en la Fase 2. **E)** Espesor de hielos en la Fase 3. **F)** Hipsometrías y ELAs en la Fase 3.

### 3. 3. Resultados de los cálculos del volumen de hielo

Una vez definidas las diferentes fases principales y representativas del aparato, se pretende calcular el volumen de los hielos glaciares. Para ello, cada fase se modeliza de manera individual, siguiendo los pasos y utilizando los valores presentados en el apartado 2.3. Se obtienen dos Modelos Digitales de Elevación (MDE) para cada fase, uno que representa el espesor de los hielos y otro que muestra la hipsometría del glaciar en estado de equilibrio (fig. 7). Los resultados para cada fase glaciar se exponen en la siguiente tabla (Tabla 2).

Se observa que la extensión y el volumen disminuyen a medida que avanzan las fases. La variación del porcentaje de hielo de la Fase 1 a la Fase 2 es del 71,1 %, mientras que la variación en el área ocupada por el hielo es del 38,89 %. La relación entre la Fase 2 y la Fase 3 indica una disminución del 86,85 % en el volumen del hielo y un 65,45 % en el área ocupada.

Tabla 2. *Datos dimensionales y posición de las ELA para las distintas fases de Peña Negra*

Fase	Volumen de hielo total (km <sup>3</sup> )	Extensión 3D (m <sup>2</sup> )	ELA AAR (m)	ELA AABR (m)
Fase 1	0,526	1951640,36	1861,5	1836,5
Fase 2	0,152	1192830,36	1934,5	1909,5
Fase 3	0,020	415748,96	1963,2	1938,5

**Nota.** Las ELAs representadas se calcularon a partir del modelo digital de elevaciones (MDE) obtenido mediante el ajuste polinómico de *Li et al., 2012*.

### 3. 4. Valor y variación en la posición de las ELAs

Para cada fase glaciar se obtienen un total de 2 ELAs (fig.7, b, d y f), cada una mediante un método diferente: AAR (González-Trueba y Serrano, 2004) o AABR (Osmaston et al., 2005) (tabla 3). Los pasos y valores utilizados para su obtención se describieron en el apartado 2.4. En el caso de la Fase 1, se asume que el régimen de precipitaciones fue al menos similar al de la Fase 2, ya que no se encontraron datos paleoclimáticos lo suficientemente cercanos al área de estudio durante su desarrollo evolutivo.

Tabla 3. *Variación de la posición de la ELAs respecto a la ELA teórica actual*

Fase	ELA AAR (m)	$\Delta$ ELA AAR (m)	ELA AABR (m)	$\Delta$ ELA AABR (m)
Fase 1	1861,5	-776,44	1836,5	-751,44
Fase 2	1934,5	-678,44	1909,5	-703,44
Fase 3	1963,2	-649,74	1938,5	-674,94

**Nota.** El cálculo de  $\Delta$  ELA (m) se realiza comparando los valores de las paleoelas con el valor de la ELA actual: 2612,94 m.

Para realizar una comparativa con las condiciones actuales, es necesario conocer la posición teórica de la ELA y los valores climáticos de las estaciones termométricas. Los datos de las precipitaciones medias anuales actuales se toman de la estación

termopluiométrica de La Covatilla (Béjar), que se encuentra a menos de 1 km del área de estudio. Con los valores pluviométricos medios actuales (Información elaborada por la Agencia Estatal de Meteorología, AEMET), se obtiene un valor teórico de la ELA actual para Peña Negra de 2612,94 m. La comparativa con los valores obtenidos en las paleoelas se refleja en la tabla 4.

Es importante tener en cuenta que los resultados están sujetos a un error de incertidumbre que se acumula a medida que se avanza en los procesos de cálculo: 1) la posición de la ELA está influenciada por la reconstrucción inicial del paleoglaciario, que asume condiciones inciertas de base (Benn y Hulton, 2010; Pellitero et al., 2016; Li et al., 2023); 2) el valor del gradiente altitudinal; 3) la desviación estándar de la relación entre las temperaturas medias de verano y las precipitaciones ( $\pm 750$  mm) (Ohmura et al., 1992; Ohmura y Boettcher, 2018); 4) el valor de cada dato paleoclimático (Bañuls-Cardona et al., 2012).

Tabla 4. *Variaciones climatológicas con respecto a los valores actuales*

Fase	$\Delta T^a$ (°C) AAR	$\Delta T^a$ (°C) AABR	$\Delta P$ (mm) AAR	$\Delta P$ (mm) AAR
Fase 1	-2,96	-2,56	+1281,87 $\pm$ 750	+1335,64 $\pm$ 750
Fase 2	-2,12	-2,15	+1281,87 $\pm$ 750	+1335,64 $\pm$ 750
Fase 3	-1,18	-0,78	+1529,85 $\pm$ 750	+1595,25 $\pm$ 750

**Nota.** Se asume que los valores de las precipitaciones en la Fase 1 fueron al menos similares a la Fase 2. La comparación se realiza respecto al valor medio de las precipitaciones y los valores medios de las temperaturas estivales medidos hoy en día en la ELA.

#### 4. Discusión

##### 4.1. Significado de los aspectos geomorfológicos descritos en Peña Negra

El registro geomorfológico muestra tres secuencias de depósitos claramente diferenciadas (Fase 1, 2 y 3), separadas por una morrena de fondo y depósitos de obturación o turberas. De estas secuencias, tanto la Fase 2 como la 3, exhiben alrededor de 5 pulsaciones de encajamiento/superposición que permiten determinar el orden cronológico relativo de las fases de avance/retroceso de los hielos. Cada conjunto de morrenas indica cambios rápidos en la dinámica del glaciar, demostrando que Peña Negra responde de manera rápida a las variaciones paleoclimáticas. Una de las hipótesis para explicar esta alta sensibilidad a las variaciones climáticas es el tamaño reducido del área de acumulación del glaciar (Cruz et al., 2007). Como resultado, durante períodos de balance de masas negativo, el hielo acumulado en las áreas de cabecera no podría compensar las pérdidas por fusión durante el verano. Sin embargo, cuando se daban condiciones óptimas para un balance de masas positivo, el glaciar se recuperaba más fácilmente.

Otros factores intrínsecos al paleoglaciario, como su posición topográfica o su orientación, condicionaron de forma muy importante el desarrollo de este. Por medio de evidencias geomorfológicas, preservadas en sus formas erosivas y deposicionales se puede dar una edad relativa de su origen. La ubicación topográfica del escarpe de circo principal de Peña

Negra, por debajo de otros paleoglaciares próximos (como el de El Oso o El Trampal) y encajado en el de El Endrinal, denota que su desarrollo fue el más tardío. Hecho que implica de un mayor tiempo para que se alcanzaran las condiciones paleoclimáticas óptimas para albergar un cuerpo de hielo estable. Del mismo modo, fue el primero en verse afectado por las variaciones paleoclimáticas desfavorables cuando se encontraba en equilibrio (balance de masas igual a 0). También, el menor número de secuencias de morrenas respecto a los demás paleoglaciares del macizo, marca una génesis del paleoglaciario posterior a los otros paleoglaciares.

Como resultado de estos factores, Peña Negra albergaría hielo durante menos tiempo y tendría un espesor menor. Ambos factores podrían explicar la escasa variedad y tamaño de sus formas erosivas.

#### 4.2. Etapas evolutivas y cronológicas de Peña Negra

Se pueden distinguir tres etapas principales en la evolución de Peña Negra. La Fase 1, que es la más antigua en términos cronológicos, muestra un glaciar de valle con un avance máximo de los hielos. A continuación, se registra la Fase 2, que presenta la primera secuencia de morrenas laterales superpuestas. Por último, llegamos a un estadio terminal del glaciar en el que se evidencia la transición de glaciar de valle a glaciar de circo (fig. 8, A y B). En este último período, la Fase 3, se registran las morrenas frontales con forma de semiluna que indican la posición del pequeño frente glaciar.

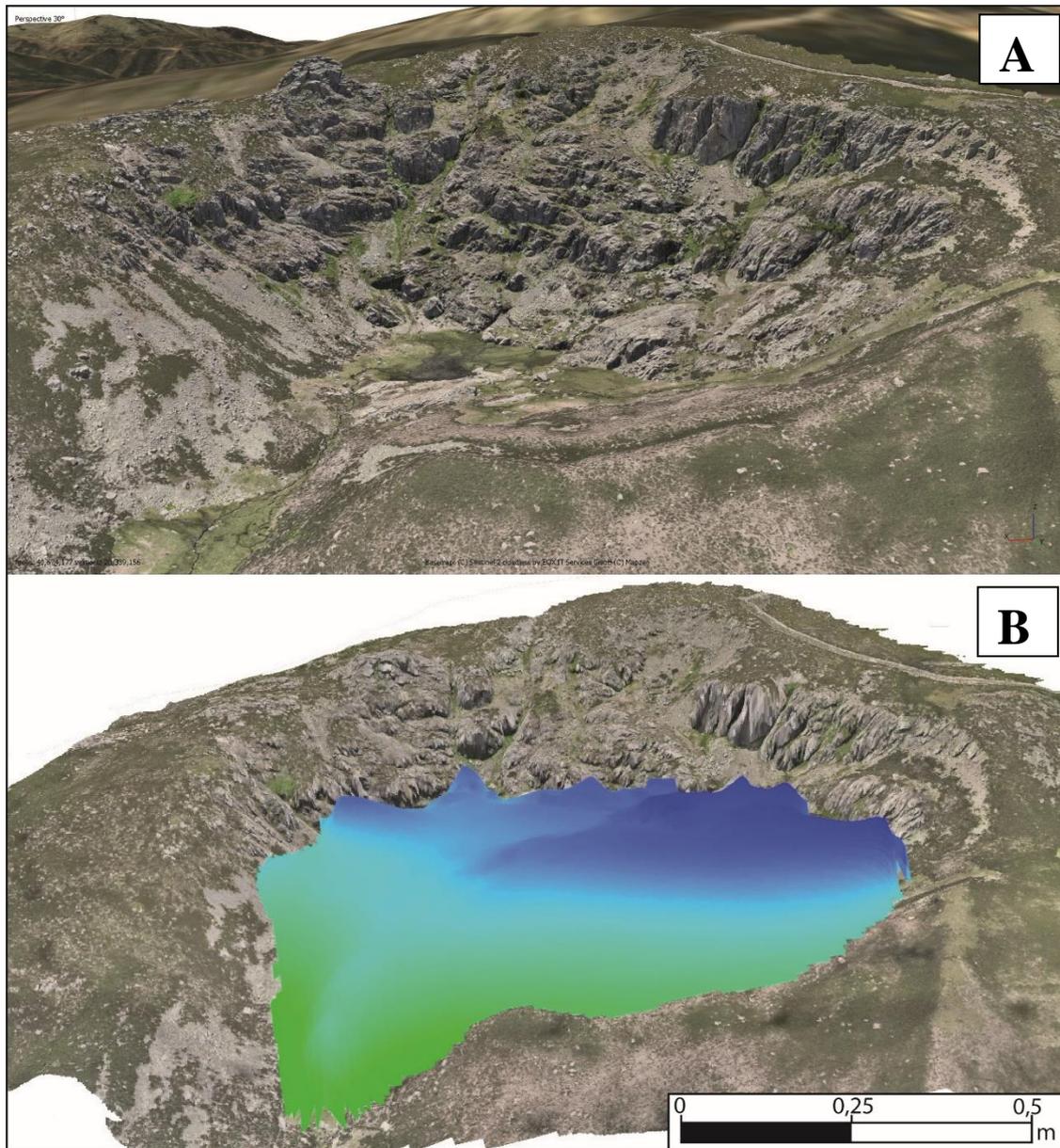
Las fases principales delimitadas en el paleoglaciario de Peña Negra se pueden correlacionar con los modelos evolutivos propuestos para la Sierra de Béjar-Candelario durante el Último Máximo Glaciar (Pleistoceno Superior). Estos modelos marcan una fase inicial de montera de hielo, seguida de 3 fases evolutivas que se restringen a los valles (Cruz, 2006, Pedraza y Carrasco, 2006; Carrasco et al., 2013, 2015). Esta tendencia evolutiva se encuentra también en el Sistema Central Ibérico. Este modelo muestra que la fase de mayor extensión de los hielos en el Sistema Central Ibérico marca una tendencia asincrónica que indica que no fue coetánea en todos los paleoglaciares, a diferencia de las fases posteriores que sí que se ajustan a rangos de tiempo más parejos (Palacios et al., 2011, 2012a, 2012b, Oliva et al., 2019, Carrasco et al., 2023).

Las evidencias geomorfológicas, muestran que Peña Negra alcanzó de forma más tardía su máxima extensión de los hielos (Cruz et al., 2007). Este hecho indica que probablemente esta fase fue posterior a la fase de máxima extensión de los hielos que se data en unos  $25,0 \pm 1,5$  ka en el paleoglaciario de Cuerpo de Hombre (Carrasco et al., 2015) o en  $25,0 \pm 1,4$  ka en paleoglaciares de la Sierra de Gredos (Carrasco et al., 2023). La Fase 1 de Peña Negra, se debería encuadrar dentro de una fase posterior, la cual se constriñe entre los 25 y 21 ka y en la que se sucedieron diversas oscilaciones (avance/retroceso) (Palacios et al., 2011, 2012a, 2012b, Oliva et al., 2019, Carrasco et al., 2023). Esta fase de máxima extensión se encontraría ubicada dentro del Último Máximo Glacial (Clark et al., 2009).

La Fase 2, marca un estado evolutivo de menor extensión en donde se registra una secuencia en la que se diferencian varias pulsaciones que denotan una tendencia a la

pérdida de hielo. Esta etapa de deglaciación en la que se alternan varios periodos menores de fluctuaciones del frente del hielo se enmarca en torno a los 19-17 ka (Oliva et al., 2019, Carrasco et al., 2023).

Por último, Peña Negra quedará restringido a un glaciar de circo (fig. 8, B). Esta fase terminal se situaría en torno a los 15-13 ka y durante esta se depositaría la secuencia final de morrenas frontales. El depósito se dio lugar durante las fases de estabilidad conforme el hielo iba retrocediendo. Las características topográficas e hipsométricas de Peña Negra hacen que tras esta fase termine el desarrollo del sistema glaciar. Otros paleoglaciares con mayor extensión, tamaño del circo y volumen de hielo, pudieron dejar registros posteriores de actividad glaciar hasta que finalmente el sistema glaciar dejó de actuar a comienzos del Holoceno (Oliva et al., 2019, Carrasco et al., 2023).



**Figura 8.** A) Reconstrucción 3D del circo de Peña Negra. B) Reconstrucción del glaciar de Peña Negra durante la fase de circo (Fase 3).

### 4.3. Reconstrucción paleoambiental Peña Negra

Los datos obtenidos a partir de la fórmula de equilibrio de precipitaciones y temperatura en la ELA (Ohmura et al., 1992; Ohmura y Boettcher, 2018) van en consonancia con la evolución propuesta para Peña Negra en este trabajo. Muestran que de manera progresiva hubo un descenso en las paleotemperaturas y las paleoprecipitaciones (tabla 4), lo que influyó directamente en un balance de masas preferentemente negativo que favoreció el retroceso gradual del hielo. La disminución del volumen de hielo y el retroceso del área glaciar van de la mano con el aumento progresivo de la posición topográfica de las ELAs.

Al comparar los datos de las ELAs de otros trabajos para un estado evolutivo de máxima extensión de los hielos (equivalente a la Fase 1) de la Sierra de Béjar-Candelario (Carrasco et al., 2013, 2015), se ve que Peña Negra marca los valores menores de todo el macizo. Respecto a los valores de ELAs de Peña Negra que se presentan en Carrasco et al., 2013, encontramos una variación de -81,5 m para el método AAR y +25,5 m para el método AABR. La ELA general para la Sierra de Béjar-Candelario se estableció en 2010 m (Carrasco et al., 2013). Esto implica que Peña Negra, respecto a los demás paleoglaciares, necesitó un mayor volumen de precipitaciones durante los meses de invierno para alcanzar un balance de masas positivo que permitiese el avance del glaciar ya que sus temperaturas medias estivales fueron mayores. Peña Negra fue especialmente sensible a las variaciones de las precipitaciones, respondiendo rápidamente en forma de avance de hielo en los momentos más húmedos (balance de masas positivo) y en forma de retroceso en las fases de disminución de las precipitaciones (balance de masas negativo).

Los Estadales Heinrich (Heinrich, 1988), que ocurrieron durante el Último Ciclo Glaciar (Pleistoceno Superior) y principalmente en los últimos 100 mil años, registraron condiciones paleoclimáticas con descensos en las temperaturas y precipitaciones. Estos ambientes habrían resultado en una disminución de las nevadas, frenando el avance del glaciar y generando un balance de masas negativo (Hudges et al., 2006; Ludwig et al., 2018; Allard et al., 2021). El análisis del registro glaciar del Pleistoceno Superior, el cual a menudo está bien preservado, permite conocer las condiciones paleoclimáticas (precipitaciones y temperaturas) en el momento de su formación (Hudges et al., 2017). Los modelos actuales basados en una amplia base de datos de exposición a nucleidos cosmogénicos terrestres en el área mediterránea indican una tendencia de acumulación principal de las dataciones de fases de avance fuera de los rangos de los Estadales Heinrich (Allard et al., 2021). Los Estadales Heinrich que ocurrieron durante este último período del Pleistoceno Superior, cuando se tiene evidencia del desarrollo del sistema glaciar en la zona, son: HS 3 (32,7-31,3 ka), HS 2 (26,5-24,3 ka) y HS 1 (18,0-15,6 ka) (Sánchez-Goñi y Harrison, 2010; Seierstad et al., 2014; Allard et al., 2021). Las fases de estabilidad glaciar en las que se formaron las morrenas de Peña Negra se correlacionan con intervalos de tiempo entre Estadales Heinrich de mejor manera que los paleoglaciares más próximos. Sobre todo, en la fase de máxima expansión de los hielos. Estas variaciones en las paleotemperaturas y paleoprecipitaciones no solo se evidencian en el registro geomorfológico del sistema glaciar, sino también en los cambios en la vegetación y los asentamientos humanos durante estos intervalos más fríos y áridos (Fletcher et al., 2010; Ludwig et al., 2018).

## 5. Conclusión

El estudio detallado del aparato glaciar de Peña Negra ha permitido obtener información sobre su evolución durante el MIS 2, así como sobre las condiciones paleoclimáticas aproximadas (temperatura y precipitaciones). A partir de esta investigación, se pueden extraer las siguientes conclusiones:

1. El aparato glaciar de Peña Negra, debido a sus características hipsométricas y topográficas, fue altamente sensible a las variaciones climáticas al final del Último Ciclo Glaciar (Pleistoceno Superior). Esto se evidencia en las secuencias de morrenas laterales y frontales, que muestran ciclos pequeños de avance y retroceso de los hielos.
2. Las secuencias evolutivas del aparato glaciar están en correlación con las fases descritas en los modelos evolutivos del área de estudio. Específicamente, se pueden distinguir tres fases principales que muestran un retroceso gradual en la extensión de los hielos. La combinación del trabajo de campo con técnicas de recolección de datos de alta resolución permite obtener un mejor conocimiento de los escarpes y las paredes escalonadas del circo glaciar, lo que resulta en una descripción más precisa de las fases evolutivas.
3. Los datos paleoclimáticos obtenidos a partir de las ELAs calculadas para cada fase revelan un claro aumento en las precipitaciones y una ligera disminución de las temperaturas medias estivales en comparación con las condiciones actuales. Esto sugiere que las variaciones en las precipitaciones fueron los principales factores responsables de los momentos de balance de masas positivo y negativo.
4. Durante el MIS 2, se alternaron períodos fríos y áridos (Estadiales Heinrich) con períodos ligeramente más cálidos y húmedos. Las fases de estabilidad que dieron lugar a la formación de los registros morrénicos se asocian con estos últimos momentos, cuando el balance de masas fue positivo.

## 6. Bibliografía

- Allard, J. L., Hughes, P. D., & Woodward, J. C. (2021). Heinrich Stadial aridity forced Mediterranean-wide glacier retreat in the last cold stage. *Nature Geoscience*, 14(4), 197-205. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00703-6>
- Bañuls Cardona, S., López-García, J. M., Blain, H.-A., & Canals Salomó, A. (2012). Climate and landscape during the Last Glacial Maximum in southwestern Iberia: The small-vertebrate association from the Sala de las Chimeneas, Maltravieso, Extremadura. *Comptes Rendus Palevol*, 11(1), 31-40. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2011.10.001>
- Baysse, E. (1884). Quelques traces glaciaires en Espagne. *Annuaire du Club Alpin Française*, 10, 410-416.
- Bellido, F. (2004). Mapa Geológico de Béjar, 1: 50 000. Map 553. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

- Benn, D. I., & Hulton, N. R. J. (2010). An Excel™ spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps. *Computers & Geosciences*, 36(5), 605-610. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2009.09.016>
- Bonneval, H. (1972). *Photogrammétrie Générale* (Vol. 1). Eyrolles, Ed.) París, Francia.
- Carandell, J. (1924). La topografía glaciaria del macizo Trampal-Calvitero (Béjar). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 5(14), 1-24.
- Carrasco, R. M., & de Pedraza Gilsanz, J. (2007). El glaciario de la Sierra de Béjar (Gredos occidental): nuevas aportaciones. In *Contribuciones al estudio del periodo cuaternario* (pp. 43-44). Escuela Técnica Superior de Ingenieros Industriales de Madrid.
- Carrasco, R. M., Villa, J., Pedraza, J. D., Domínguez-Villar, D., & Willenbring, J. K. (2011). Reconstruction and chronology of the Sierra de Bejar plateau glacier (Spanish Central System) during the glacial maximum. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Sección Geológica*, 105(1/4), 125-135.
- Carrasco, R. M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Villa, J., & Willenbring, J. K. (2013). The plateau glacier in the Sierra de Béjar (Iberian Central System) during its maximum extent. Reconstruction and chronology. *Geomorphology*, 196, 83-93.
- Carrasco, R. M., Pedraza, J., Domínguez-Villar, D., Willenbring, J. K., & Villa, J. (2015). Sequence and chronology of the Cuerpo de Hombre paleoglacier (Iberian Central System) during the last glacial cycle. *Quaternary Science Reviews*, 129, 163-177. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.021>
- Carrasco, R. M., Pedraza, J. D., Willenbring, J. K., Karampaglidis, T., & Soteres, R. L. (2016). Morfología glaciaria del Macizo de Los Pelados-El Nevero (Parque Nacional de la Sierra de Guadarrama). Nueva interpretación y cronología.
- Carrasco, R. M., Turu, V., Soteres, R. L., Fernández-Lozano, J., Karampaglidis, T., Rodés, Á., ... & ASTER Team. (2023). The Prados del Cervunal morainic complex: Evidence of a MIS 2 glaciation in the Iberian Central System synchronous to the global LGM. *Quaternary Science Reviews*, 312, 108169.
- Chandler, B. M. P., Lovell, H., Boston, C. M., Lukas, S., Barr, I. D., Benediktsson, Í. Ö., Benn, D. I., Clark, C. D., Darvill, C. M., Evans, D. J. A., Ewertowski, M. W., Loibl, D., Margold, M., Otto, J.-C., Roberts, D. H., Stokes, C. R., Storrar, R. D., & Stroeven, A. P. (2018). Glacial geomorphological mapping: A review of approaches and frameworks for best practice. *Earth-Science Reviews*, 185, 806-846. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.07.015>
- Chazarra, A., Flórez García, E., Peraza Sánchez, B., Tohá Rebull, T., Lorenzo Mariño, B., Criado, E., ... & Botey, M. R. (2018). Mapas climáticos de España (1981-2010) y ETO (1996-2016).
- 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(5941), 710-714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>

- Cruz, R. (2006). Análisis geológico ambiental del espacio natural de Gredos. Cartografía del paisaje e itinerarios geoambientales. Tratamiento y representación mediante SIG (Doctoral dissertation, Universidad de Salamanca).
- Cruz, R., Goy, J. L., & Zazo, C. (2007). Las sierras de Béjar y del Barco durante el Cuaternario, Glaciarismo y Periglaciarismo: libro guía. Sección de Publicaciones de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros Industriales, Universidad Politécnica de Madrid.
- Cruz, R., Goy, J. L., & Zazo, C. (2009). El registro periglaciar en la Sierra del Barco (Sistema Central) y su relación con el sistema glaciar pleistoceno. *Finisterra*, 44(87).
- Cruz, R., Goy, J. L., & Zazo, C. (2014). Hydrological Patrimony in the mountainous areas of Spain: geodiversity inventory and cataloguing of the Sierras De Béjar and Del Barco (in the Sierra de Gredos of the Central System). *Environmental earth sciences*, 71, 85-97.
- De Vicente, G., Cunha, P. P., Muñoz-Martín, A., Cloetingh, S. A. P. L., Olaiz, A., & Vegas, R. (2018). The Spanish-Portuguese Central System: An example of intense intraplate deformation and strain partitioning. *Tectonics*, 37(12), 4444-4469.
- Fletcher, W. J., Goni, M. F. S., Allen, J. R., Cheddadi, R., Combourieu-Nebout, N., Huntley, B., ... & Tzedakis, P. C. (2010). Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews*, 29(21-22), 2839-2864.
- Heinrich, H. (1988). Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean During the Past 130,000 Years. *Quaternary Research*, 29(2), 142-152. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90057-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9)
- Hernández Pacheco, F. (1957). Livret-Guide de l'excursion C1 Gredos. V Congreso del INQUA, 58 p.
- Hughes, P. D., Woodward, J., & Gibbard, P. L. (2006). Late Pleistocene glaciers and climate in the Mediterranean. *Global and Planetary Change*, 50(1-2), 83-98.
- Hughes, P. D., & Woodward, J. C. (2017). Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains: a new synthesis. *Geological Society, London, Special Publications*, 433(1), 1-23.
- James, W. H. M., & Carrivick, J. L. (2016). Automated modelling of spatially-distributed glacier ice thickness and volume. *Computers & Geosciences*, 92, 90-103. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.04.007>
- Li, H., Ng, F., Li, Z., Qin, D., & Cheng, G. (2012). An extended “perfect-plasticity” method for estimating ice thickness along the flow line of mountain glaciers. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F1).
- Li, Y. (2023). PalaeoIce: An automated method to reconstruct palaeoglaciers using geomorphic evidence and digital elevation models. *Geomorphology*, 421, 108523. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108523>
- López-Sáez, J. A., Carrasco, R. M., Turu, V., Ruiz-Zapata, B., Gil-García, M. J., Luelmo-Lautenschlaeger, R., Pérez-Díaz, S., Alba-Sánchez, F., Abel-Schaad, D., Ros, X., & Pedraza, J. (2020). Late Glacial-early holocene vegetation and environmental changes in the western Iberian Central System inferred from a key site: The Navamuño record, Béjar

range (Spain). *Quaternary Science Reviews*, 230, 106167.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106167>

- Ludwig, P., Shao, Y., Kehl, M., & Weniger, G.-C. (2018). The Last Glacial Maximum and Heinrich event I on the Iberian Peninsula: A regional climate modelling study for understanding human settlement patterns. *Global and Planetary Change*, 170, 34-47.  
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.08.006>
- Martínez-Graña, A. M., Goy, J. L., González-Delgado, J. Á., Cruz, R., Sanz, J., Cimarra, C., & De Bustamante, I. (2018). 3D virtual itinerary in the geological heritage from natural areas in Salamanca-Ávila-Cáceres, Spain. *Sustainability*, 11(1), 144.
- Ministerio de Medio Ambiente, 2018; <https://sig.mapama.gob.es/siga/>
- Nye, J. F. (1952a). The Mechanics of Glacier Flow. *Journal of Glaciology*, 2(12), 82-93.  
<https://doi.org/10.3189/S0022143000033967>
- Nye, J. F. (1952b). A method of calculating the thicknesses of the ice-sheets. *Nature*, 169, 529-530.
- Obermaier, H. y Carandell, J. (1916). Nuevos datos para la extensión del glaciario cuaternario en la Cordillera Central. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, XVII, 252-260.
- Obermaier, H. y Carandell, J. (1917). Los glaciares cuaternarios de la Sierra de Guadarrama. *Trab. Mus. Nac. CC. Nat.*, nº 9, 94 págs. Ontañón, J.M. (1985). Evolución
- Ohmura, A., & Boettcher, M. (2018). Climate on the equilibrium line altitudes of glaciers: Theoretical background behind Ahlmann's P / T diagram. *Journal of Glaciology*, 64(245), 489-505. <https://doi.org/10.1017/jog.2018.41>
- Ohmura, A., Kasser, P., & Funk, M. (1992). Climate at the Equilibrium Line of Glaciers. *Journal of Glaciology*, 38(130), 397-411. <https://doi.org/10.3189/S0022143000002276>
- Oien, R. P., Rea, B. R., Spagnolo, M., Barr, I. D., & Bingham, R. G. (2022). Testing the area–altitude balance ratio (AABR) and accumulation–area ratio (AAR) methods of calculating glacier equilibrium-line altitudes. *Journal of Glaciology*, 68(268), 357-368.  
<https://doi.org/10.1017/jog.2021.100>
- Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J. M., Rodríguez-Rodríguez, L., García-Ruiz, J. M., Andrés, N., Carrasco, R. M., Pedraza, J., Pérez-Alberti, A., Valcárcel, M., & Hughes, P. D. (2019). Late Quaternary glacial phases in the Iberian Peninsula. *Earth-Science Reviews*, 192, 564-600. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.015>
- 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.  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.02.004>
- Palacios, D., de Marcos, J., & Vázquez-Selem, L. (2011). Last glacial maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, central Iberian Peninsula. *Quaternary International*, 233(1), 16-26.

- Palacios, D., de Andrés, N., de Marcos, J., & Vázquez-Selem, L. (2012a). Glacial landforms and their paleoclimatic significance in Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. *Geomorphology*, 139, 67-78.
- Palacios, D., Andrés, N., Marcos, J., & Vázquez-Selem, L. (2012b). Maximum glacial advance and deglaciation of the Pinar Valley (Sierra de Gredos, Central Spain) and its significance in the Mediterranean context. *Geomorphology*, 177, 51-61.
- Palacios, D., Andrés, N., Vieira, G., Marcos, J., & Vázquez-Selem, L. (2012c). Last Glacial Maximum and deglaciation of the Iberian Central System. In EGU General Assembly Conference Abstracts (p. 3738).
- Paterson, W. S. B. (2000). *Physics of glaciers*. Butterworth-Heinemann.
- Pedraza, J. (1994). Los modelos genético evolutivos del Sistema Central Español: Implicaciones morfotectónicas. *Cuad. Lab. Xeológico de Laxe*, 19, 91-118.
- Pedraza, J. (1996). *Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones* (No. 551.4 PED).
- Pedraza, J., & Carrasco, R. M. (2005). El glaciario pleistoceno del Sistema Central. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 13(3), 278-288.
- Pedraza, J., Carrasco, R. M., Domínguez-Villar, D., & Villa, J. (2013). Late Pleistocene glacial evolutionary stages in the Gredos mountains (Iberian Central System). *Quaternary International*, 302, 88-100.
- Pellitero, R. (2013). Evolución finicuaternaria del glaciario en el macizo de Fuentes Carrionas (Cordillera Cantábrica), propuesta cronológica y paleoambiental. *Cuaternalio y geomorfología*.
- Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Hughes, P., Ivy-Ochs, S., Lukas, S., & Ribolini, A. (2015). A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Computers & Geosciences*, 82, 55-62. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.005>
- Pellitero, R., Rea, B. R., Spagnolo, M., Bakke, J., Ivy-Ochs, S., Frew, C. R., Hughes, P., Ribolini, A., Lukas, S., & Renssen, H. (2016). GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciars. *Computers & Geosciences*, 94, 77-85. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.06.008>
- Pellitero, R., Fernández-Fernández, J. M., Campos, N., Serrano, E., & Pisabarro, A. (2019). Late Pleistocene climate of the northern Iberian Peninsula: New insights from palaeoglaciars at Fuentes Carrionas (Cantabrian Mountains). *Journal of Quaternary Science*, 34(4-5), 342-354. <https://doi.org/10.1002/jqs.3106>
- Prado, C. (1864). *Descripción Física y Geológica de la provincia de Madrid*. Colegio de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos de Madrid (reedición de 1975), Madrid, 325 págs.
- Rettig, L., Monegato, G., Spagnolo, M., Hajdas, I., & Mozzi, P. (2023). The Equilibrium Line Altitude of isolated glaciers during the Last Glacial Maximum – New insights from the geomorphological record of the Monte Cavallo Group (south-eastern European Alps). *CATENA*, 229, 107187. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107187>

- Sánchez-Goñi, M. F. & Harrison, S. P. (2010). Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews*, 29(21-22), 2823-2827.
- Santa Regina, I. (1987). Estimaciones de la radiación solar según la topografía salmantina. Ediciones de la Diputación, 154.
- Schmieder, O. (1915). Die Sierra de Gredos. *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Manchen*. Tomo X(1). Publicado en castellano en 1953 en *Estudios Geográficos*, nº 52 y nº 53.
- Seierstad, I. K., Abbott, P. M., Bigler, M., Blunier, T., Bourne, A. J., Brook, E., ... & Vinther, B. M. (2014). Consistently dated records from the Greenland GRIP, GISP2 and NGRIP ice cores for the past 104 ka reveal regional millennial-scale  $\delta^{18}O$  gradients with possible Heinrich event imprint. *Quaternary Science Reviews*, 106, 29-46.
- Serrano-Cañadas, E., & González-Trueba, J. J. (2004). El método AAR para la determinación de paleo-ELAs: Análisis metodológico y aplicación en el Macizo de Valdecebollas (Cordillera Cantábrica). *Cuadernos de investigación geográfica*, 30, 7-34.
- Vieira, G., & Palacios, D. (2010, September). New cosmogenic exposure dates for the Serra da Estrela glaciation. Preliminary results. In *V Congreso nacional de geomorfología* (pp. 14-25).
- Vidal Box, C. (1932). Morfología glacial cuaternaria del Macizo Oriental de la Sierra de Gredos. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, (32), 117-135.
- Vidal Box, C. (1936). Contribución al conocimiento morfológico del segmento occidental de la Sierra de Gredos (Bohoyo). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, (36), 17-31.
- Vidal Box, C. (1948). Nuevas aportaciones al conocimiento geomorfológico de la Cordillera Central. *Estudios geográficos*, 9(30), 5.
- Vieira, G., Ferreira, A. B., Mycielska-Dowgiallo, E., Woronko, B., & Olszak, I. (2001). Thermoluminescence dating of fluvio-glacial sediments (Serra da Estrela, Portugal). *V REQUI-I CQPLI*, 23-27.
- Vieira, G., & Palacios, D. (2010, September). New cosmogenic exposure dates for the Serra da Estrela glaciation. Preliminary results. In *V Congreso nacional de geomorfología* (pp. 14-25).
- Weertman, J. (1971). Shear Stress at the Base of a Rigidly Rotating Cirque Glacier. *Journal of Glaciology*, 10(58), 31-37. <https://doi.org/10.3189/S0022143000012971>