

## LOS GLACIS DE LA CUENCA DE MIRANDA DE EBRO (BURGOS): SIGNIFICADO CLIMÁTICO Y EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

**Ángel Soria Jáuregui y María José González Amuchástegui**

Departamento de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco,  
C/ Tomás y Valiente s/n, 01006, Vitoria-Gasteiz  
angel.soria@ehu.es

**Resumen:** En este trabajo se analizan los glacis de la Cuenca de Miranda, en la que constituyen una de las morfologías de mayor relevancia paisajística. Se han establecido dos niveles de glacis cuyas características topográficas, morfológicas y sedimentológicas se integran plenamente dentro de los rasgos propios de estas morfologías. El significado ambiental de estas formaciones y su correlación con los depósitos aluviales del Ebro, han permitido establecer un marco cronológico para ambos niveles, asociando su génesis a los estadios isotópicos 2 y 4, y todo ello dentro de un marco regional coherente.

**Palabras clave:** glacis, Miranda de Ebro, evolución geomorfológica, Cuaternario.

**Abstract:** Glacis of the Miranda de Ebro basin, which constitute one of the most dominant features in the local landscape, are analysed in this study. Two different levels are described whose topographic, morphological and sedimentological characteristics identify them as glacis. The environmental significance of these formations and its correlation with alluvial terraces of the Ebro River has enabled the establishment of a chronology for both levels, relating their formation to isotopic stages 2 and 4, within a coherent regional setting.

**Key words:** glacis, Miranda de Ebro, geomorphological evolution, Quaternary.

## 1. Introducción

Las áreas de piedemonte son zonas de transición entre los relieves elevados y los fondos de valle. Los glacis son una de las formas de modelado más representativas de estos sectores transicionales; pueden considerarse formas erosivo-acumulativas de suave inclinación, más o menos cóncavas que pueden estar fosilizadas por depósitos detríticos. Los glacis se forman bajo condiciones ambientales diversas, siendo descritos desde zonas subpolares a sectores tropicales por lo que pueden ser definidas como morfologías azonales. Sin embargo, son más abundantes en las regiones áridas o semiáridas del globo, de ahí que su génesis haya sido asociada a condiciones climáticas marcadas por la aridez y alternantes con períodos de fuertes e intensas precipitaciones (Whitaker, 1973, 1979).

Los glacis se caracterizan por situarse siempre al pie de zonas elevadas, aunque frecuentemente de relieve poco contrastado, que actúan como áreas de captación de caudales hídricos (*impluvium*) y de área fuente de los derrubios movilizados. El enlace con el piedemonte generalmente se realiza mediante un ángulo marcado, *knick*, y se prolongan mediante rampas erosivo-acumulativas con pendientes que suelen variar entre los 8° de su cabecera hasta los 0,5-2° de su frente (Biroth *et al.*, 1958; Raynal, 1961; Archambault, 1966; López Bermúdez, 1973 y Gallart, 1977). En las zonas elevadas y en las laderas, los procesos de meteorización movilizan una importante carga sólida que generalmente es transportada por flujo confinado; al llegar a la zona de piedemonte estos flujos pierden su confinamiento, adquieren un carácter radial convirtiéndose en arroyada difusa, disminuyen su velocidad y, por tanto, su capacidad de transporte, dando como resultado rampas erosivo-acumulativas: los glacis.

Frecuentemente en los piedemontes pueden reconocerse diferentes niveles de glacis, formando un relieve escalonado constituido por un sistema de rampas de suave pendiente. Este sistema en gradería constituye la respuesta ambiental a la presencia de fases climáticas de marcada aridez alternantes con períodos más húmedos en los que estas morfologías dejaron de ser funcionales y fueron disectadas, constituyendo los testimonios de regularizaciones pretéritas asociadas a condiciones ambientales diferenciadas (Mensua, 1958 y 1964; Masseport, 1964; Dumas, 1966; Tricart y Cailleux, 1969; Moissenet, 1969; Zuidam, 1976; García Rayego y Muñoz Jiménez, 1986; Asensio y Lombardero, 1987).

La Cuenca de Miranda se sitúa en la cuenca alta del Ebro (figura 1), próxima a su entrada en la Depresión terciaria del Ebro tras atravesar la apertura de Conchas de Haro; constituye un relieve de marcado carácter estructural caracterizado por una morfología en cubeta coincidente con el eje del sinclinal de Miranda-Treviño. La orografía de la Cuenca de Miranda, con las alineaciones montañosas dispuestas en orla que la individualizan tanto del sinclinal de Villarcayo como de la Depresión del Ebro, y los relieves en cuesta desarrollados en el material terciario dentro de la propia cuenca, proporciona las condiciones topográficas necesarias para la génesis y desarrollo de distintos niveles de glacis. És-

tos constituyen una parte importante del paisaje de la cuenca y son elementos indispensables a la hora de analizar su evolución geomorfológica durante el Cuaternario.

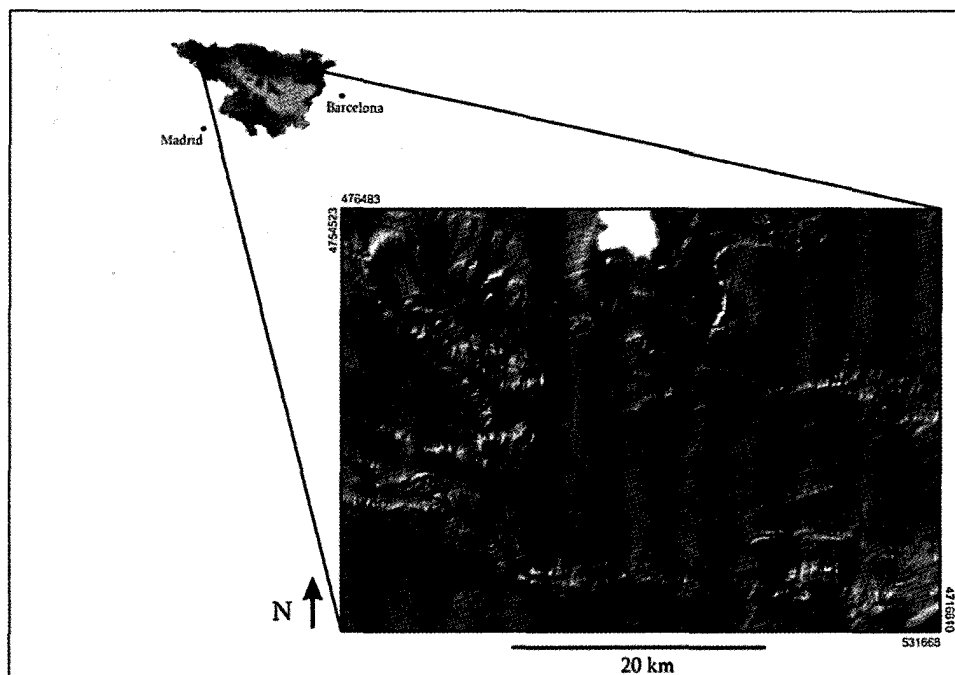


Figura 1. Localización del área de estudio en la Cuenca del Ebro.

La zona de estudio ha sido analizada principalmente desde un punto de vista geológico (Adán de Yarza, 1885, 1906; Larrazet, 1896; Mallada, 1907; Mendizábal y Cincunegui, 1941; Ríos *et al.*, 1945; Mendizábal *et al.*, 1946; Riba, 1956, 1961; García Rodrigo y Fernández Álvarez, 1973; Ramírez del Pozo, 1973; Merino *et al.*, 1996; Martínez-Torres, 1997). Apenas existen referencias a la geomorfología y dinámica cuaternaria de este sector de la cuenca del Ebro, tan sólo las señaladas por Aranegui (1927) o la cartografía geológica de la serie Magna (Hojas Miranda de Ebro, Casalarreina, La Puebla de Arganzón y Haro). Gonzalo Moreno (1981), en su Tesis Doctoral sobre el relieve de La Rioja, describe brevemente la existencia de unos depósitos de glaciares en el interior de la Cuenca de Miranda, siendo hasta la fecha el único estudio realizado relacionado con el piedemonte de este sector. Aunque es muy limitada la literatura sobre la evolución del piedemonte mirandés, en las zonas adyacentes de Tobalina (González Amuchástegui y Serrano, 1996) y La Rioja (Gonzalo Moreno, 1981; Pérez Lorente, 1983; Peña y Julián, 1994; Julián, 1996) se han identificado distintos niveles de glaciares en sus respectivos piedemontes.

El objetivo de este trabajo es analizar el sistema de glacis que compone el piedemonte de la Cuenca de Miranda y que sirve de enlace entre la orla montañosa de los Montes Obarenes y la Sierra Cantabria y el fondo de valle recorrido por el río Ebro; todo ello con el objetivo de caracterizar la respuesta morfogenética del medio a las distintas fases ambientales en el contexto de la evolución geomorfológica cuaternaria de la cuenca y sus consecuencias paisajísticas. Se trata de establecer una secuencia geomorfológica clara, que permita insertar en el contexto temporal correcto los elementos significativos asociados al piedemonte y concretamente a los glacis, y que ésta sea coherente con los modelos establecidos en las zonas de su entorno.

## 2. Metodología

El estudio de la evolución del piedemonte de la Cuenca de Miranda se ha centrado en el análisis de los distintos niveles de glacis que constituyen las morfologías más destacadas en este espacio y que sirven de enlace entre la orla montañosa y el fondo de valle. Para su estudio se ha llevado a cabo su cartografía, descripción morfoestratigráfica, sedimentológica y litoestratigráfica. Asimismo se analiza el significado ambiental de estas morfologías y su relación con formas y depósitos asociados a fases ambientalmente bien definidas como son las acumulaciones coluvionares que tapizan las laderas y con la evolución del fondo de valle y las terrazas fluviales.

Se ha llevado a cabo una cartografía geomorfológica a escala 1/25.000 orientada a la localización de los glacis, su emplazamiento y génesis. Por otra parte, y con el objetivo de analizar en detalle estas morfologías se ha realizado una cartografía a escala 1/5.000. Todo ello ha servido de base para insertar la génesis de cada uno de los niveles de glacis dentro de un marco evolutivo general compuesto por distintas fases, y que abarca desde los momentos previos al Pleistoceno reciente hasta la actualidad. La reconstrucción detallada de cada nivel se ha realizado mediante el levantamiento de columnas litoestratigráficas verticales y el análisis sedimentológico del recubrimiento detrítico. El análisis sedimentológico de detalle ha permitido definir con precisión las condiciones de sedimentación de los niveles analizados, lo que ha servido de base para la caracterización ambiental y dinámica de las distintas fases genéticas. En cada punto de muestreo se realizó el análisis litológico, granulométrico y morfométrico de la fracción gruesa así como el análisis granulométrico de la subfracción arenosa. Además, la capacidad de clasificación del medio de transporte fue caracterizada mediante el cálculo de los índices de Trask ( $S_o < 1,5$  material bien clasificado) y de dispersión global ( $D_g > 25$  material bien clasificado). A partir de los datos obtenidos y de las mediciones realizadas se ha llevado a cabo un tratamiento estadístico básico que ha incluido el cálculo de los índices más significativos. Todos estos datos se recogen en histogramas, curvas acumulativas y tablas resumen.

### 3. Contexto geomorfológico

El área de estudio se encuentra enmarcada entre las coordenadas geográficas: 42° 38' y 42°46' de latitud Norte y 2°51' y 3°7' de longitud Oeste, abarcando una superficie aproximada de 315 Km<sup>2</sup>. Se encuadra en el conjunto morfoestructural de los Montes Vasco-Cantábricos, dentro de la unidad denominada Cuenca Vasco-Cantábrica. Ésta se encuentra delimitada al este y al oeste por los macizos paleozoicos pirenaico y asturiano y está compuesta por tres subunidades: la plataforma norcastellana al SW, el Arco Vasco y el surco Navarro-Cántabro. La Cuenca de Miranda se inscribe en esta última subunidad, que se corresponde con un vasto dispositivo sinclinal de pesados pliegues desarrollados sobre materiales del Cretácico superior y Terciario que alcanzan una enorme potencia, superando los 3.000 m de espesor (Olivé y Ramírez del Pozo, 1979).

Localizada en el Alto Ebro, la Cuenca de Miranda se eleva 460 metros sobre el nivel del mar en el límite administrativo entre las provincias de Burgos y Álava. Esta depresión se encuentra delimitada por la alineación montañosa cabalgante de los Montes Obarenes-Sierra Cantabria al sur y al este, el Anticlinal de Sobrón al oeste y el sobre-elevado eje central del sinclinal de Miranda-Treviño al norte (figura 2). Situada aguas arriba de la Depresión Terciaria del Ebro, de la que queda separada por el cierre de Conchas de Haro, la Cuenca de Miranda se desarrolló como una depresión *piggy-back* desde tiempos eocenos en relación con el sistema cabalgante de la cuenca vasco-cantábrica (Riba y Jurado, 1992).

Su forma y relleno sedimentario han estado controlados por la evolución tectónica de esta unidad cabalgante. El sinclinal de Miranda-Treviño funcionó como una cuenca endorreica desde el Terciario hasta el Plio-Cuaternario (Olivé y Ramírez del Pozo, 1979). Durante esta fase, los recién levantados relieves circundantes que componían los márgenes montañosos del sinclinal fueron erosionados generando grandes abanicos aluviales que fueron colmatando el sinclinal. Este relleno clástico sinorogénico está compuesto por sedimentos fluviales y lacustres representados por conglomerados en los márgenes del sinclinal que evolucionan a areniscas y rocas carbonatadas hacia el depocentro de la cuenca. Durante el Mioceno, el eje central del sinclinal fue elevándose debido a un ascenso vertical de material triásico en facies Keuper, siendo parcialmente perforado y generando el diapiro de Salinas de Añana. Como resultado de este proceso de ascenso, la Cuenca de Miranda se individualizó del sector septentrional del sinclinal de Miranda-Treviño. La Cuenca de Miranda perdió su carácter endorreico al abrirse hacia la Depresión Terciaria del Ebro durante el Plio-Cuaternario. Desde entonces, en el área de estudio se ha desarrollado un amplio sistema de glaciares y terrazas fluviales relacionadas con la actividad fluvial del río Ebro. El sistema de terrazas del río Ebro en este sector está compuesto por un total de cinco niveles. El nivel T<sub>1</sub> se encuentra a una altura sobre el nivel actual del río Ebro que oscila entre los 68 y los 60 m, la terraza T<sub>2</sub> entre los 55 y los 40 m, la T<sub>3</sub> se encuentra colgada a una altura en los 35 y los 25 m, a una altura de entre 20 y 15 m sobre el cauce se desarrolla la T<sub>4</sub>; y finalmente la terraza T<sub>5</sub> se eleva entre 10 y 5 m sobre el Ebro (Aranegui, 1927; Gonzalo Moreno, 1981; Soria *et al.*, 2010; Soria, 2013).

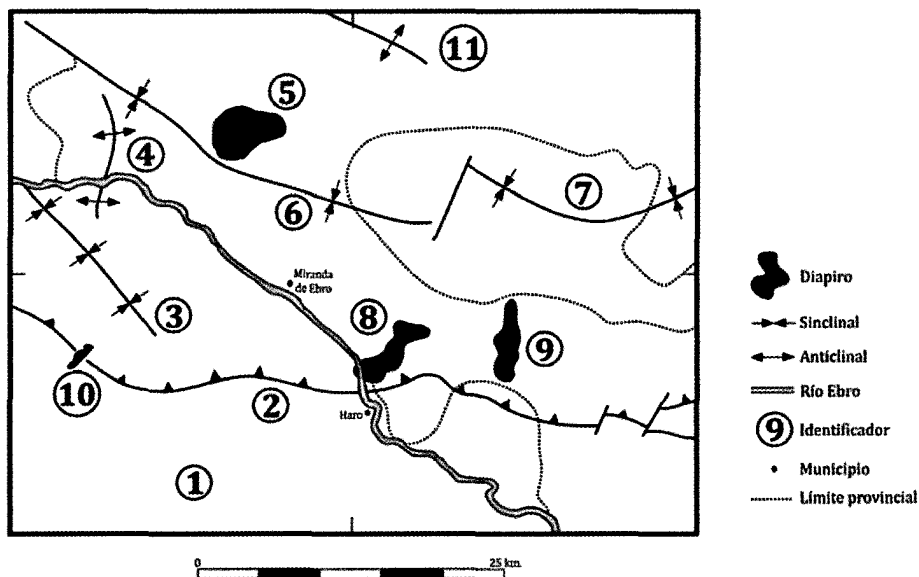


Figura 2. Esquema regional estructural.

- 1) Depresión terciaria del Ebro; 2) Franja móvil Montes Obarenes-Sª Cantabria; 3) Sinclinal de Villarcayo; 4) Anticlinal de Sobrón; 5) Diapiro de Salinas de Añana; 6) Sinclinal de Miranda; 7) Sinclinal de Treviño; 8) Diapiro de Ocio; 9) Diapiro de Peñacerrada; 10) Afloramiento de Humanente; 11) Anticlinal de Zuazo (Olivé, A. y Ramírez del Pozo, J., 1979).

Los factores estructurales desempeñan un papel muy importante en la configuración paisajística de la cuenca; entre ellos destacan el plegamiento de los materiales terciarios buzando hacia el centro del sinclinal y la presencia de materiales del Keuper. La flexión de los materiales sinorogénicos se traduce en una sucesión de cuestas anulares coronadas por los materiales terciarios más resistentes que dan lugar a una topografía de cuestas monoclinales que se suceden en relevo. Los materiales terciarios más lábiles han sido reducidos por la erosión y han dado lugar a superficies amplias y pequeños valles en los que se inscriben los arroyos afluentes del Ebro de la Cuenca de Miranda, como los arroyos de Guinico, Remolino o del río Arnioyo. El buzamiento de dichas cuestas es de dirección noreste en las zonas cercanas al eje del sinclinal evolucionando hacia el norte cerca del flanco sur y hacia el este en el contacto con el Mesozoico del Anticlinal de Sobrón. Asimismo el ángulo de buzamiento aumenta desde los 2° para las cuestas situadas junto al eje sinclinal a máximos de 65° junto a los flancos.

La importancia morfogénica de las facies Keuper asociadas al Triásico superior es muy alta. La presencia del Keuper en el Sinclinal de Miranda-Treviño se hace patente tanto en profundidad como en superficie a través del diapiro de Salinas de Añana y

otros pequeños afloramientos en la zona de contacto con los márgenes montañosos. Su relevancia estructural radica en su respuesta a los movimientos compresivos alpinos, favoreciendo el despegue entre el zócalo y la cobertera post-triásica, así como el desplazamiento hacia el sur de la Cuenca Vasco-Cantábrica (20 km en Salinas de Añana) sobre la cuenca del Ebro (Vera, coord., 2004). Por otro lado el afloramiento del Keuper en la gran estructura diapírica de Salinas de Añana, o en las numerosas emersiones a partir de fracturas N-S que abren pasillos en la alineación Obarenes-Sierra Cantabria tiene importantes repercusiones morfológicas, paisajísticas y dinámicas.

### 5. Los glaciares de la cuenca de Miranda

Los glaciares constituyen una de las morfologías más características del paisaje de la cuenca de Miranda. La erosión de los relieves que circundaban la Cuenca, propició la formación de un sistema de glaciares en el piedemonte del área de estudio (figuras 3 y 4).

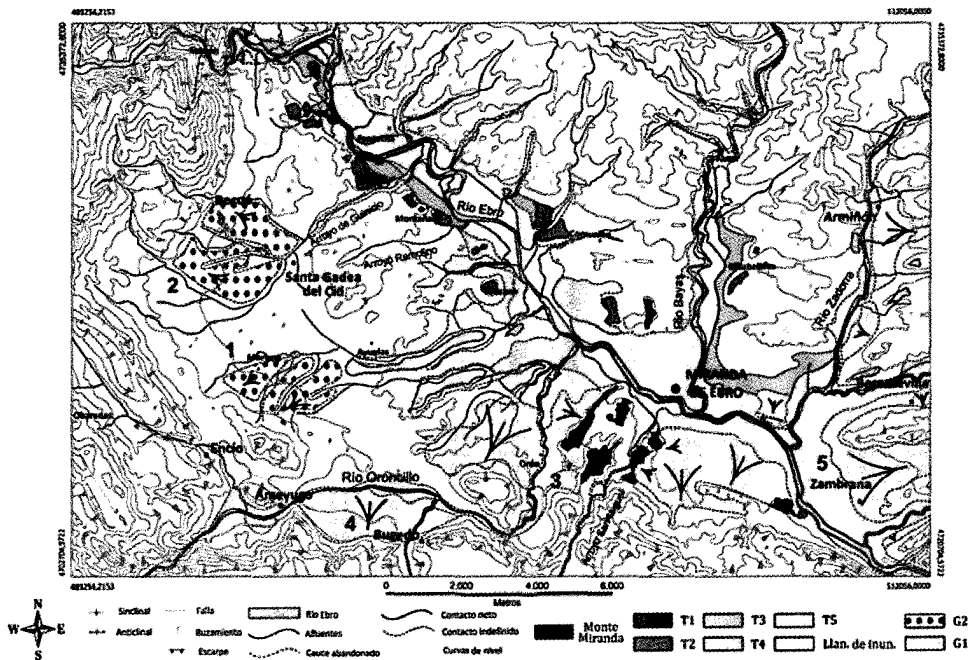


Figura 3. Secuencia de glaciares en el área de estudio.

Los números hacen referencia a los ejemplos analizados.

- 1) Moriana; 2) Santa Gadea del Cid; 3) Monte Miranda; 4) Bugedo; 5) Zambrana.

Estos glacis conforman extensas rampas de enlace entre las laderas de la orla montañosa del sinclinal de Miranda y el fondo de valle. Se asocian a distintos contextos geomorfológicos, desarrollándose sobre superficies de características diferenciadas, de manera que no sólo constituyen la transición entre los relieves más importantes y el fondo del valle, sino que también conectan otro tipo de morfologías intermedias, como los relieves en cuesta situados en el interior del Sinclinal de Miranda-Treviño o los niveles fluviales más elevados. Se han definido dos niveles que se incluyen dentro de las morfologías típicas de los glacis y que dibujan una suave rampa con unas pendientes cuyos valores oscilan entre los 5° y 1° y una gran extensión longitudinal, alcanzando longitudes de hasta ~2000 m; estas morfologías enlazan con los relieves mediante nítidos cambios de pendiente (figura 4).

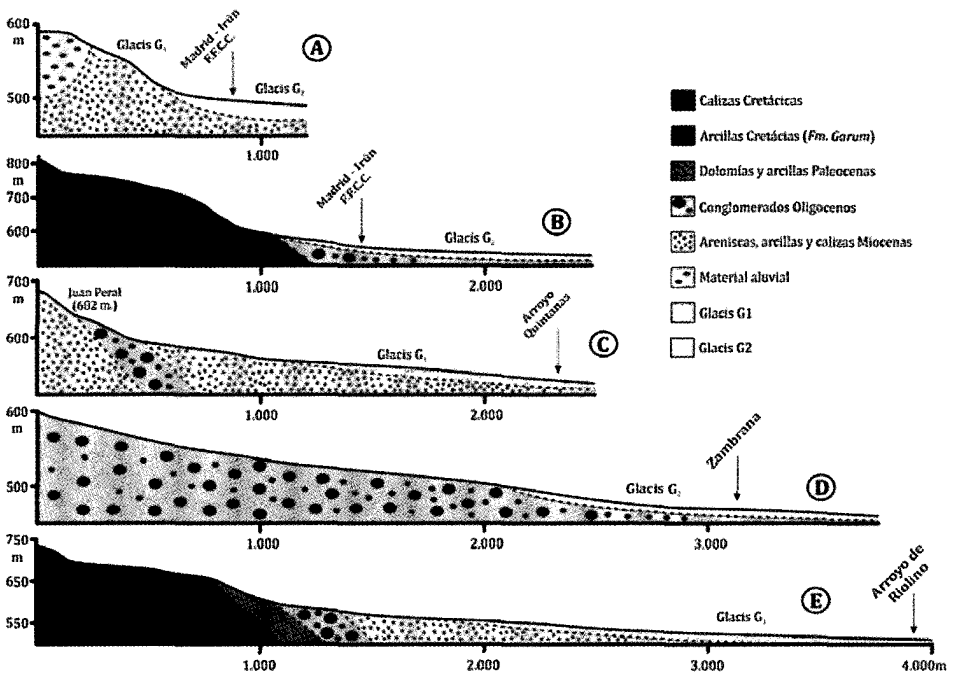


Figura 4. Los glacis de la Cuenca de Miranda.

a) Monte Miranda; b) Bugedo; c) Moriana; d) Zambrana; e) Santa Gadea del Cid.

### 5.1. Glacis G<sub>1</sub>

Preservado en el sector sudoccidental de la Cuenca de Miranda (figura 3), constituye el nivel más elevado. Es un nivel que ha quedado colgado y ha sido profundamente



modificado y disectado por la erosión hídrica posterior; presenta una potencia visible próxima a los 10 m desde su techo hasta el muro incidido por la red de arroyos secundarios que drenan este sector de la cuenca. La extensión de su perfil longitudinal permite observar que enlazaría con el nivel de terraza  $T_3$  del río Ebro, que se eleva entre 35 y 25 m sobre el cauce actual (Soria, 2013). La erosión posterior ha desmantelado intensamente este nivel de glaciares, de modo que tan sólo se conservan cinco ejemplos que se erigen sobre el relieve circundante. Los mejores ejemplos se sitúan en las proximidades de Moriana, Santa Gadea del Cid y el enclave conocido como Monte Miranda. Los dos primeros se localizan en el piedemonte meridional de la Cuenca de Miranda y conforman la transición entre los Montes Obarenes, que enmarcan la zona de estudio, y el antiguo fondo de valle. El tercer ejemplo se ha desarrollado sobre el escarpe occidental del nivel fluvial culminante de la Cuenca de Miranda (figuras 3 y 4).

### 5.1.1. Glaciares de Moriana y Santa Gadea del Cid

Los glaciares de Moriana y Santa Gadea del Cid enraizan en los relieves cretácicos de los Montes Obarenes y se desarrollan sobre la serie terrígena terciaria típica de los márgenes del Sinclinal de Miranda-Treviño que incluye conglomerados oligocenos además de areniscas, arcillas y calizas blancas miocenas. A pesar de partir de alturas diferenciadas, ambos son disectados por los arroyos contiguos, Moriana, Quintanas, de Cantos y de Palmayón en el caso del glaciar de Moriana, y por los arroyos Riolino, San Pedro y del Codillo para el de Santa Gadea del Cid. Morfológicamente se definen como superficies cóncavas de muy baja pendiente media ( $1,1^\circ$ - $1,5^\circ$ ), relativamente prolongadas, hasta 2 km de longitud, y extensas, entre 125 y 200 Ha (figuras 3 [1 y 2] y 4).

El recubrimiento detrítico que fosiliza la superficie de los glaciares, de potencia visible variable, entre 1 y 2 m, está integrado por una formación caótica de escasos gruesos englobados en una abundante matriz fina de tonos pardos. Sedimentológicamente estos depósitos muestran características que se enmarcan perfectamente dentro de las morfologías de glaciares, con un material de escaso recorrido, bien clasificado y conformado por litologías de procedencia próxima. Morfológicamente, los resultados no son tan significativos, puesto que la distribución de algunos de los índices, como es el caso de los valores de desgaste con distribuciones bimodales de frecuencia, señalan la convivencia de dos familias de gruesos que a su vez indican la presencia de dos áreas fuentes para el material que alimenta estos depósitos. Por un lado, las calizas cretácicas de los relieves culminantes, y por otro, conglomerados oligocenos ricos en cantos calizos, tratándose por tanto de desgastes heredados de dinámicas pasadas (tabla 1).

En cuanto a la fracción fina, la matriz se define como arenosa con concentraciones siempre por encima del 50% del total de los finos (tabla 2). El análisis de la subfracción arenosa muestra unas concentraciones que dan lugar a curvas de acumulación logarítmicas (figura 6), poniendo de manifiesto la escasa clasificación experimentada bien por una dinámica poco competente o un transporte de corto recorrido longitudinal.

Tabla 1. Granulometría y litología de la fracción gruesa del nivel de glacis G<sub>1</sub>

	<i>Moriana</i>	<i>Sta. Gadea del Cid</i>	<i>Monte Miranda</i>
<b>Granulometría (mm)</b>			
20 – 40 (mm; %)	50	78	16
40 – 60 (mm; %)	38	22	39
60 – 80 (mm; %)	10	–	20
80 – 100 (mm; %)	2	–	11
>100 (mm; %)	–	–	14
Centilo (mm)	165	59	185
Mediana (mm)	40	32	57
Índice de Trask ( <i>So</i> )	1.22	1.25	1.33
Índice de dispersión ( <i>Dg</i> )	37	29	78
<b>Litología (%)</b>			
Caliza	100	100	98
Arenisca	–	–	2
<b>Morfometría</b>			
<i>Índice de desgaste</i>			
< 100	24	32	2
100-200	30	32	16
200-300	22	20	22
300-400	14	8	16
400-500	4	4	18
500-600	2	2	6
>600	4	2	20
Mediana	188	179	344
<i>Índice de aplanamiento</i>			
1 – 3 (%)	84	90	94
3 – 5 (%)	16	10	6
Mediana	2	1.9	1.85

### 5.1.2. Glacis de Monte Miranda

El glacis de Monte Miranda se localiza al sur del municipio de Miranda de Ebro (figuras 3[2]); se trata de una morfología de reducidas dimensiones, con 140 m de largo,

Tabla 2. Granulometría de las arenas de los glaciares de la Cuenca de Miranda

	<i>Moriana</i>	<i>Sta. Gadea del Cid</i>	<i>Monte Miranda</i>	<i>Bugedo</i>	<i>Zambrana</i>
Granulometría (mm)					
2 – 1,25	11,19	5,42	0,13	13,80	5,71
1,25 – 0,8	12,15	10,18	10,00	13,04	10,31
0,8 – 0,5	13,90	12,70	17,03	14,13	10,14
0,5 – 0,4	5,89	5,84	27,67	5,35	19,18
0,4 – 0,25	12,60	11,15	11,96	11,34	20,22
0,25 – 0,2	6,53	4,75	20,50	4,63	30,53
0,2 – 0,125	14,65	15,38	4,52	11,99	3,27
0,125 – 0,08	13,08	26,65	7,16	17,84	0,43
0,08 – 0,05	10,01	7,93	1,03	7,88	0,20
Fracción arena					
Arenas gruesas	37	28	27	41	26
Arenas medias	25	22	60	21	70
Arenas finas	38	50	13	38	4
Mediana	0,32	0,20	0,42	0,35	0,37
Clase Modal	0,2-0,125	0,2-0,125	0,5-0,4	0,125-0,08	0,25-0,20
Índice de Trask ( <i>So</i> )	2,38	2,30	1,53	2,65	1,51
Índice de dispersión global ( <i>Dg</i> )	1,25	0,96	0,65	1,37	0,85

una superficie inferior a 1Ha y una inclinación media de 3,2° (figuras 3 y 4). Este glacis tiene su área fuente en el depósito fluvial conservado a una mayor altura en la cuenca, conocido como “Monte Miranda” (Soria, 2013). Éste constituye el retazo de un antiguo abanico aluvial, adosado al margen septentrional montañoso de los Montes Obarenes, que queda colgado unos 147 m sobre el río Ebro. El glacis se desarrolla al pie del Monte Miranda en su extremo occidental y enlaza esta acumulación fluvial con el antiguo fondo de valle. Las características texturales eminentemente fluviales de los sedimentos que componen este antiguo abanico determinan las propiedades sedimentológicas del material detrítico que recubre la superficie del glacis, tratándose por tanto de un depósito que presenta unas características diferentes a los ejemplos anteriormente descritos; si bien su situación morfotopográfica justifica su asociación al mismo momento genético.

El corte seleccionado muestra una potencia visible de 235 cm y presenta deformaciones de carácter postdeposicional, posiblemente asociadas a procesos de disolución

de los materiales yesíferos y arcillosos de facies Keuper que constituyen el sustrato del depósito (figura 5). El análisis sedimentológico muestra un depósito heterométrico, con similar frecuencia de gravas (55%) y cantos (45%), compuesto casi en su totalidad por material calizo y unos resultados morfométricos que reflejan el origen fluvial de los gruesos que componen el depósito fluvial del que se alimenta el glacis (tabla 1).

La matriz que engloba los gruesos se define como arenosa (93%) y está compuesta fundamentalmente por arenas medias (60%), presentando una distribución bimodal acorde con las dos dinámicas citadas anteriormente. Esta distribución dibuja una curva de acumulación de incipientes rasgos sigmoidales en respuesta al origen eminentemente fluvial del material del área fuente (Tabla 2).

## 5.2. Glacis G<sub>2</sub>

Por debajo del nivel más antiguo, G<sub>1</sub>, se ha desarrollado un segundo nivel de glacis (G<sub>2</sub>) que alcanza una extensión superior y que conecta el piedemonte con la terraza fluvial T<sub>4</sub> del río Ebro, que se eleva entre 15 y 20 m sobre su cauce actual (Soria *et al.*, 2010). Ocupa una superficie muy importante de la Cuenca de Miranda, siendo una de las morfologías más extendidas de la zona; sus ejemplos más destacados se localizan en los bordes meridional y oriental. Los glacis que componen este nivel se caracterizan por describir una suave superficie con valores de pendiente inferiores a 5° y un importante desarrollo tanto longitudinal (>1 km) como superficial (~350 Ha) (figuras 3 y 4). Este nivel conecta tanto relieves circundantes como algunas de las cuevas situadas en el interior de la cuenca con la terraza 4, aunque el contacto entre los glacis y los depósitos fluviales resulta complicado de establecer. Del conjunto de los glacis asociados a este nivel, seleccionamos por su representatividad los depósitos situados en las proximidades de Bugedo y Zambrana (figuras 3 y 4).

### 5.2.1. Los glacis de Bugedo y Zambrana

Los glacis de Bugedo y Zambrana descienden desde las estribaciones septentrionales de la alineación cabalgante Sierra Cantabria – Montes Obarenes hacia la Cuenca de Miranda en las inmediaciones de los municipios que les dan nombre (figura 3 [4 y 5]). Presentan un perfil cóncavo con un amplio desarrollo longitudinal, superior a los 1.250 m, y unos valores de inclinación que varían de unos máximos cercanos a 5° hasta mínimos de 1° en sus sectores distales (figura 4). En ambos casos son glacis detríticos con depósitos que superan los 1,7 m de potencia visible y el recubrimiento detrítico está compuesto por un nivel homogéneo de gravas y cantos en dirección paralela a la pendiente y englobados en una matriz eminentemente limo-arenosa.

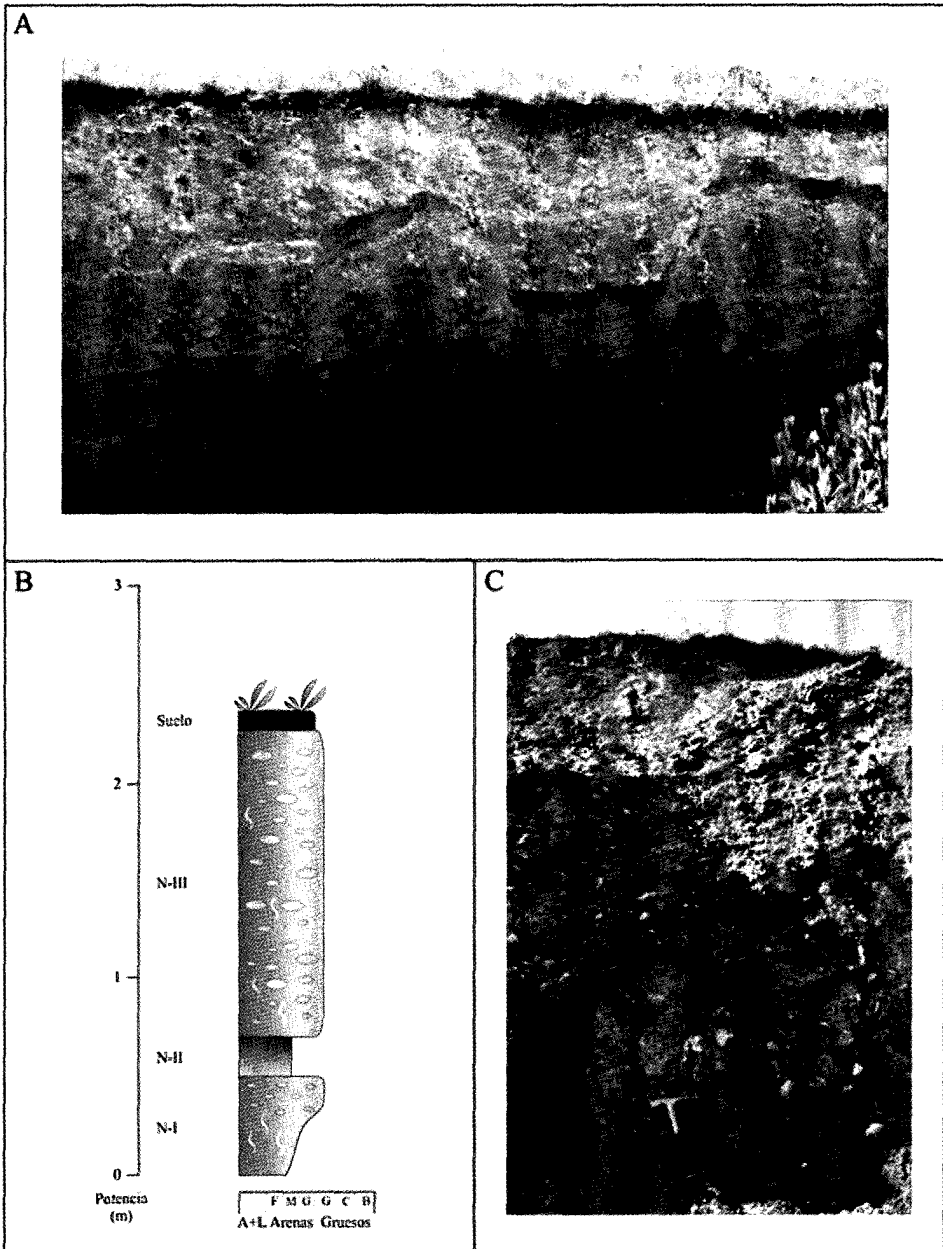


Figura 5. A) Imagen del corte analizado del glacis de Monte Miranda. Obsérvense las ondulaciones del interior del depósito. B) Columna estratigráfica del depósito; C) Imagen de detalle de las arcillas infrayacentes.

Tabla 3. Granulometría y litología de la fracción gruesa del nivel de glacia  $G_2$ 

	<i>Bugedo</i>	<i>Zambrana</i>
<b>Granulometría (mm)</b>		
20 – 40 (mm; %)	12	42
40 – 60 (mm; %)	66	44
60 – 80 (mm; %)	20	11
80 – 100 (mm; %)	2	3
Centilo (mm)	340	113
Mediana (mm)	47	41
Índice de Trask ( $S_o$ )	1.15	1.21
Índice de dispersión ( $Dg$ )	37	29
<b>Litología (%)</b>		
Caliza	100	100
<b>Morfometría</b>		
<i>Índice de desgaste</i>		
20 – 40 (%)	46	–
40 – 60 (%)	50	–
60 – 80 (%)	4	34
80 – 100 (%)	–	60
>100	–	6
Mediana	43	85
<i>Índice de aplanamiento</i>		
1 – 3 (%)	78	62
3 – 5 (%)	16	36
5 – 7 (%)	6	2
Mediana	2.2	2.9

Desde el punto de vista granulométrico de la fracción gruesa, estos depósitos están dominados por gravas (78 y 86% respectivamente) y una presencia menor de cantos. Los histogramas son unimodales con máximos localizados en la fracción 40-60 mm. Igualmente, los índices de clasificación del material apuntan hacia unos depósitos que se mueven dentro de los valores propios de los depósitos bien clasificados. En lo referente a la morfometría de los cantos, destaca la presencia de numerosos cantos aristados en ambos depósitos que se traducen principalmente en bajos índices de desgaste casi siem-

pre por debajo del valor de 100 (tabla 3). Estos valores se relacionan con el área fuente de estos glaciares, material coluvionar afectado por procesos de gelifracción. Los bajos valores de aplanamiento se relacionan con el dominio de las litologías calizas.

La fracción fina de estos depósitos está compuesta principalmente por arenas cuya proporción alcanza incluso el 97% para el caso del glaciar de Zambrana. El análisis de la subfracción arenosa muestra pequeñas diferencias entre ambos depósitos. Si bien en el caso del glaciar de Bugedo, existe una cierta homogeneidad en la distribución de los diferentes intervalos granulométricos; en el caso de Zambrana, existe una definida clase modal en el tamiz 0,25-0,2 mm que aglutina el 30% de la muestra. Estas diferencias afloran en las curvas acumulativas que en el caso de Bugedo se define como logarítmica mientras que la de Zambrana presenta un inflexión en las arenas más finas para recuperarse y adquirir tintes sigmoidales lo que podría estar en relación con un cierto y ocasional accionamiento hídrico de este depósito (figura 6). Los índices de distribución del material señalan una mala clasificación de las arenas (tabla 2).

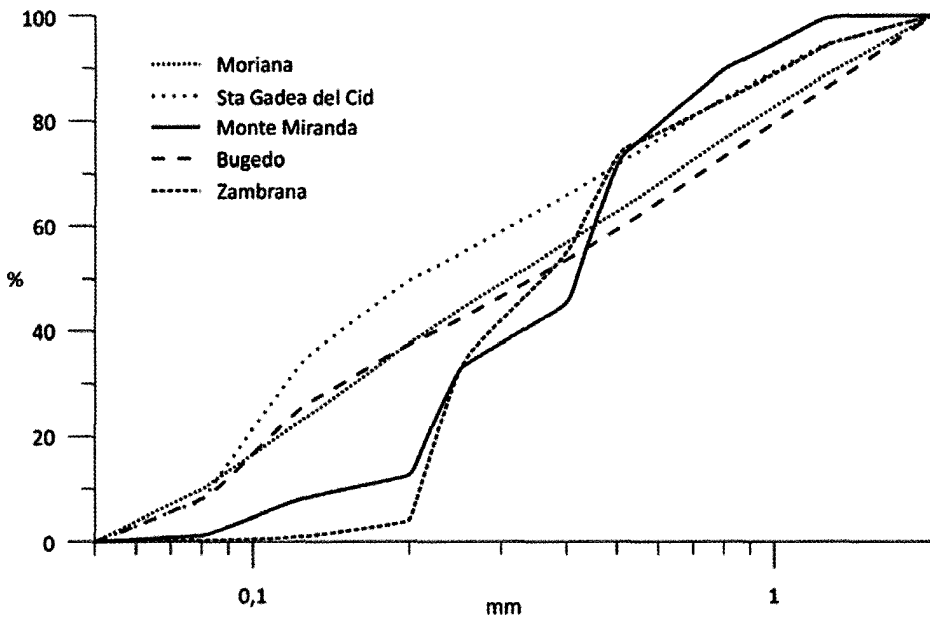


Figura 6. Curvas de acumulación de arenas de los glaciares de la Cuenca de Miranda.

A la vista de los resultados, ubicación geomorfológica en el piedemonte, características morfológicas y sus rasgos sedimentológicos, estos depósitos se engloban dentro de los recubrimientos típicos de los glaciares detríticos. El análisis realizado a los gla-

cis de la Cuenca de Miranda determina que su formación se remonta a etapas en las que las condiciones ambientales determinaron la existencia de procesos de arroyada difusa con una escorrentía superficial que arrastraba los depósitos coluvionares generados en las laderas en los momentos más áridos y fríos, depositándolos en el piedemonte y generando estas suaves rampas de enlace con los fondos de valle.

## 6. Discusión

La existencia en la Cuenca de Miranda de dos niveles de glacis altimétricamente diferenciados sobre el nivel de base actual así como su análisis morfológico y sedimentológico indican una sucesión cíclica en la morfogénesis de estas formas de modelado. La presencia de estos dos niveles es acorde con los dos niveles de glacis citados en zonas próximas de la cuenca alta del Ebro, como son el valle de Valdivielso (Cano, 2004) y el valle de Tobalina (Ortega, 1974; González Amuchástegui y Serrano, 1996).

El análisis de estos depósitos sugiere que la deposición del material detrítico se produjo por la acción de una arroyada de competencia variable. Existiendo unas condiciones tectónicas estables para el área de estudio, la planación del piedemonte y la formación de los glacis deben estar relacionadas con unas condiciones ambientales e hidrológicas que permitieran el desarrollo de grandes mantos de arroyada difusa en un ambiente de aridez y reducida cobertura vegetal. Por lo tanto, se asume un significado climático para las diferentes fases genéticas de estas acumulaciones acorde con otros estudios de la Cuenca del Ebro (Mensua, 1958; Frutos, 1968; Gonzalo Moreno, 1981; Peña, 1983; Gracia, 1985; Ibañez *et al.*, 1986; Sancho, 1988; Benito, 1989; Soriano, 1990; Leránoz, 1993; Peña y Julián, 1994; Julián, 1996; Pellicer y Echeverría, 2004).

Los datos paleoclimáticos existentes apuntan a que sería durante las fases frías y áridas del Cuaternario cuando en el área de estudio se instalarían unas condiciones ambientales rigurosas que provocarían el retroceso de la cobertura vegetal (Asensio *et al.*, 1994; Gil García *et al.*, 2002; González-Sampériz *et al.*, 2006 y 2008). Este retroceso y empobrecimiento de la cubierta vegetal tendría como principal efecto el aumento de la erosión en las zonas de ladera. A pesar de la relativa aridez, los procesos gravitatorios junto con la escorrentía existente serían lo suficientemente competentes como para permitir la transmisión de los sedimentos desde las vertientes hasta las zonas de piedemonte, donde se desarrollaría la arroyada que provocaría la regularización de estas zonas intermedias y generaría un glacis detrítico.

Desde el punto de vista temporal, se carecen de datos cronológicos absolutos que permitan situar en el tiempo las fases morfogenéticas de los glacis. Sin embargo, la relación topográfica entre los glacis desarrollados en el piedemonte y las terrazas fluviales generadas por el río Ebro a su paso por la Cuenca de Miranda, permite establecer un primer



marco temporal. Los glaciares descienden progresivamente hasta enlazar con los niveles fluviales situados en el antiguo fondo de valle. Existen evidencias sedimentológicas y cronológicas tanto locales como referidas a un ámbito regional más amplio referido a la cuenca alta del Ebro que indican que los niveles fluviales del área de estudio se formaron durante las fases frías y áridas del Pleistoceno (Soria, 2013), por lo que los procesos de formación de ambas formas de modelado se consideran sincrónicos. Por correlación altitudinal, el nivel G<sub>2</sub> enlazaría con la terraza T<sub>4</sub> (+20-15 m, figura 7) nivel fluvial datado como tardiglaciario (13 ka) mediante OSL. La situación de la muestra datada, próxima al techo de una acumulación fluvial detrítica de una potencia próxima a los 2 m, permite inferir que este nivel se desarrolló a lo largo del Estadio Isotópico 2; por lo que el glaciar G<sub>2</sub> se remontaría a dicho período (Soria *et al.*, 2010). En lo referente al nivel de glaciar G<sub>1</sub>, este nivel enlazaría con la terraza T<sub>3</sub> del río Ebro (figura 7), que se alza entre 35 y 25 m sobre el cauce actual (Soria, 2013). El análisis cronológico mediante OSL data este nivel fluvial en el 70 ka (Estadio Isotópico 4) por lo que asociamos la génesis del glaciar G<sub>1</sub> a dicha fase fría y árida del Cuaternario. La relación sincrónica entre glaciares y terrazas revela la existencia de más niveles fluviales que glaciares. Es muy posible que existiera un número mayor de glaciares que se relacionarían con los niveles fluviales más elevados y que probablemente fueron desmantelados durante los diferentes ciclos erosivos ocurridos durante el Cuaternario. En resumen, y a la vista de los datos expuestos, puede establecerse que los períodos fríos y áridos del Cuaternario serían los momentos de génesis de los glaciares detríticos de la Cuenca de Miranda (Soria, 2013).

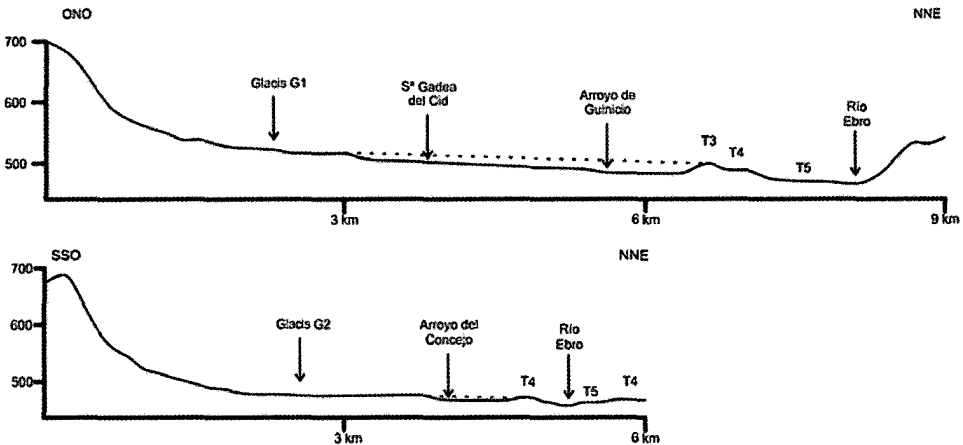


Figura 7. Perfiles longitudinales de los niveles de glaciar y su contacto con las terrazas del río Ebro.

La existencia de dos niveles de glaciar indica la presencia de varias fases morfogenéticas. La primera de ellas ocurrida hace 70 ka, se caracterizaría por unos marcados

rasgos ambientales rexiológicos con escasas pero intensas precipitaciones que generarían períodos de concentración de la escorrentía (Prentice *et al.*, 1992); ésta sería capaz de realizar una eficaz labor morfogenética sobre el piedemonte, disminuyendo su pendiente y sedimentando en zonas más distales las partículas generadas por la activa dinámica de laderas. De esta manera, la zona de piedemonte quedaría regularizada por acción de la arroyada difusa y se habría generado un glacis detrítico ( $G_1$ ) sobre el Terciario de la Cuenca de Miranda.

Con la paulatina recuperación de la temperatura y la humedad durante el Estadio Isotópico 3 se produce el retorno de las condiciones biológicas y la colonización vegetal tanto del piedemonte como de las laderas. En esta fase, el medio estaría caracterizado por la fitoestabilización del terreno y la marcada disminución de la escorrentía por aumento de la retención hídrica, lo que produciría una estabilización de la dinámica geomorfológica. El posterior desarrollo y jerarquización de la red fluvial del interior de la Cuenca de Miranda supuso que el nivel de glacis  $G_1$  fuera desmantelado parcialmente y quedara desconectado y colgado sobre el fondo de valle.

Las oscilaciones climáticas suponen el fin del período biológico y el retorno paulatino de condiciones más secas y frías. Con la intensificación del frío y un descenso de la humedad ocurrido durante el Estadio Isotópico 2, la actividad morfogenética en las laderas se reactiva. En la zona del piedemonte, la cobertura vegetal ve reducida su extensión. A pesar de la reducción de las precipitaciones, la escorrentía vuelve a ser elevada por la baja retención hídrica y un régimen de precipitaciones caracterizado por la escasez pero fuerte concentración, volviendo a generarse una arroyada capaz de regularizar el piedemonte y movilizar las partículas procedentes de la reactivación de la dinámica de las laderas. La consecuencia más importante es la génesis del nivel de glacis  $G_2$ . Finalmente, el regreso a unas condiciones biológicas durante el Holoceno produce la estabilización de la dinámica geomorfológica por expansión de la cobertura vegetal y la desarticulación del glacis  $G_2$ .

## 7. Conclusiones

El modelado de la Cuenca de Miranda es consecuencia de la combinación de factores estructurales y de la respuesta geomorfológica a los sucesivos cambios ambientales sucedidos a lo largo del Cuaternario; éstos se han traducido en una serie de fases de incisión y relleno de los fondos de valle, de coluvionamiento de las laderas y modelado del piedemonte; en ellos las morfologías de glacis desempeñan un papel protagonista por su extensión territorial y su significado ambiental.

El estudio del piedemonte de la Cuenca de Miranda muestra la existencia de un conjunto de glacis cubiertos por una capa detrítica que se articulan en una secuencia mor-

fológica compuesta por dos niveles diferenciados. El análisis de las características texturales del relleno detrítico sugiere que se formaron por una arroyada difusa de competencia variable.

La génesis de los glaciares de la Cuenca de Miranda responde a la acción morfogenética de cuatro fases diferenciadas: dos fases de acumulación y dos de incisión en respuesta a los cambios climáticos ocurridos durante el Pleistoceno reciente. Estas fases han sido descritas tanto en la Cuenca de Miranda como en otros puntos próximos de la Cuenca alta del Ebro, por lo que se presenta un modelo evolutivo coherente dentro del ámbito territorial de la cuenca alta del Ebro. Las características sedimentológicas aquí descritas apuntan a fases rexistásicas, frías y áridas, como los momentos idóneos para la génesis de estas morfologías. Así, el glacis G<sub>1</sub> se remontaría al estadio isotópico 4 mientras que el glacis G<sub>2</sub> dataría del estadio isotópico 2.

## Agradecimientos

Esta investigación ha sido realizada gracias a una beca predoctoral del Departamento de Educación, Universidades e Investigación del Gobierno Vasco. El texto original ha sido mejorado gracias a las aportaciones de dos revisores anónimos.

## Bibliografía

- Adán de Yarza, R. (1885) *Descripción física y geológica de la provincia de Álava*. Mem. Com. Mapa Geol. de España, Madrid.
- Adán de Yarza, R. (1906) El País Vasco en las edades geológicas. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 28, 45-63.
- Aranegui, P. (1927) Las terrazas cuaternarias de la Cuenca del Ebro entre Sobrón y Haro. *Bol. Real. Soc. Nat.*, 27, 429-434.
- Archambault, M. (1966) Essai sur la genèse des glaciares d'érosion dans le Sud Est de La France. *Mém. et Doc. Du CRDC du CNRS*, 2, 101-143.
- Asensio, I. y Lombardero, J.M. (1987) Glaciares mixtos de vertiente en el valle del Eo (límite galaico-astur). *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, 12, 25-34.
- Asensio, I., González Martín, J.A., González Amuchastegui, M.J., Lozano, M.V. y Peña, J.L. (1994) Formas y procesos de ambientes fríos en la Cordillera Ibérica y la Submeseta Sur. En Gómez Ortiz, A. (ed.) *Periglacia-rismo en la Península Ibérica. Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología*, 119-145, Granada, S.E.G.
- Benito, G. (1989) *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Gállego*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza.
- Biro, P., Lhenaff, R. y Monteux, P. (1958) Recherche sur la limite septentrionale des glaciares d'érosion en roches tendres. *Mém. et Préhistoire, Centre de Doc. Cartogr. et Géogr.*, 6, 35-57.
- Cano, F. (2004) *Cartografía geomorfológica del valle de Valdívieso (Burgos)*. Trabajo de

- investigación tutelado. Universidad de Valladolid.
- Dumas, B. (1966) Les mécanismes d'élaboration des glaciers d'après l'exemple du Levant espagnol. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 262, series D, 20-23.
- Frutos, L.M. (1968) Los glaciares del Campo de Zaragoza. *Aportación Española al XXI Congreso Geográfico Internacional*, 423-429.
- Gallart, F. (1977) Los glaciares: Problemas de nomenclatura, clasificación y génesis (estudio bibliográfico). *Acta Geológica Española*, 12, 12-17.
- García Rayego, J.L. y Muñoz Jiménez, J. (1986) Los glaciares de raña en el «macizo» de Vaironquillo (sector noroccidental del Campo de Calatrava, Ciudad Real). *Anales de Geografía de la Universidad Complutense*, 6, 203-224.
- García Rodrigo, B. y Fernández Álvarez, J.M. (1973) *Estudio geológico de la provincia de Alava*. Madrid, Instituto Geológico y Minero de España.
- Gil García, M.J., Dorado, M., Valdeolmillos, A. y Ruiz Zapata, M.B. (2002) Late-glacial and Holocene palaeoclimatic record from Sierra de Cebollera (northern Iberian Range, Spain). *Quaternary International*, 93-94, 13-18.
- González Amuchástegui, M.J. y Serrano, E. (1996) Cartografía geomorfológica del valle de Tobalina (Burgos). *Cuadernos do Lab. Xeol. de Laxe*, 21, 737-748.
- González Sampérez, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Jalut, G., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Otto, T. y Dedoubat, J.J. (2006) Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, 66, 38-52.
- González Samperiz, P., Valero Garcés, B.L., Moreno, A., Morellon, M., Navas, A., Machín, J. y Delgado-Huertas, A. (2008) Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: Saline lake records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, 157-181.
- Gonzalo Moreno, A.N. (1981) *El relieve de La Rioja. Análisis de Geomorfología Estructural*. Logroño, Instituto de Estudios Riojanos.
- Gracia, J. (1985) Las formaciones aluviales de la depresión presomontana de Cinco Villas. *Boletín Geológico y Minero*, 96, 596-606.
- Julián, A. (1996) *Cartografía y correlación general de las acumulaciones cuaternarias de la Depresión del Ebro*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza.
- Ibáñez, M.J., Pellicer, F y Peña, J.L. (1986): Estudio geomorfológico. En Utrilla, P., Rioja, P. y Mazo, C. (eds.) *El Paleolítico de La Rioja. I. El término de Villar de Torre*, 11-18, Logroño, Instituto de Estudios Riojanos.
- Larrazet, M. (1896) *Recherches géologiques en la region orientale de la province de Burgos et sur quelques points des prov. de Alava et Logroño*. These, Fac. Sciences de Paris.
- Leránoz, B. (1993) *Geomorfología y Geología Ambiental de la Ribera de Navarra*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza.
- López Bermúdez, F. (1973) *La Vega Alta del Segura: (clima, hidrología y geomorfología)*. Universidad de Murcia.
- Mallada, L. (1907) *Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Eoceno, Oligoceno y Mioceno*. Mem. Com. Mapa Geol. de España, tomo 6, Madrid.
- Martínez-Torres, L.M. (1997) *Transversal a la Cuenca Vasco-Cantábrica: introducción a la estructura y evolución geodinámica*. Guía de campo IX Reunión de la Comisión de Tectónica de la S.G.E., Bilbao.
- Masseport, J. (1964) Considerations sur les glaciers d'érosion nord-méditerranéens. *R. Geographie Alpine*, 52, 125-152.

- Mendizabal, J. y Cincunegui, M. (1941) Estudio de la cuenca hidrológica del Condado de Treviño. *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, 55.
- Mendizabal, J., Comba, A. y Ríos, J.M. (1946) *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Explicación de la Hoja núm. 137, Miranda de Ebro*. Madrid, Inst. Geol. y Min. de España.
- Mensua, S. (1958) Evolución morfológica del Valle del Zidacos. *Actas del III Congreso Internacional de Estudios Pirenaicos*, 74-93.
- Mensua, S. (1964) Sobre la génesis del Valle del Ebro y posterior evolución morfológica. *Aportación Española al XX Congreso Geográfico Internacional*, 191-195.
- Merino, A., Martínez-Torres, L.M., Eguiluz, L. y Lago, M. (1996) Análisis de la fracturación post-alpina de la cuenca terciaria de Miranda-Treviño (Cuenca Vasco-Cantábrica). *Est. Mus. Cienc. Nat. de Álava*, 10-11, 61-70.
- Moissenet, E. (1969) Les glaciaires d'érosion dans la Combe de Die. *Bull. Association Géographes Français*, 375-376, 539-551.
- Olivé, A. y Ramírez del Pozo, J. (1979) *Memooria del mapa geológico de España a escala 1:50.000, hoja de Miranda de Ebro*. Madrid, I.G.M.E.
- Ortega, J. (1974). *Las transformaciones de un espacio rural: las Montañas de Burgos*. Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid.
- Pellicer, F. y Echeverría, M. (2004) El sistema de terrazas y glaciares en el piedemonte septentrional del Macizo del Moncayo. En Peña, J.L., Longares, L.A. y Sánchez, M. (eds.) *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*, 163-171, Zaragoza, Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico.
- Peña, J.L. (1983) *La Conca de Tremp y Sierras Prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera – Ribagorzana: Estudio geomorfológico*. Lérida, Instituto de Estudios Ilerdenses.
- Peña, J.L. y Julián, A. (1994) La Depresión del Ebro. En García-Ruiz, J.M. y Arnáez Vadillo, J. (eds.) *Geografía de La Rioja*, 85-94, Logroño, Caja de Ahorros de La Rioja.
- Pérez Lorente, F. (1983) El Cuaternario de La Rioja Alta. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 9, 15-28.
- Prentice, I.C., Guiot, J., y Harrison, S.P. (1992) Mediterranean vegetation, lake levels, and palaeoclimate at the Last Glacial Maximum. *Nature*, 360, 658-660.
- Ramírez del Pozo, J. (1973) *Síntesis geológica de la provincia de Álava*. Vitoria, Caja de Ahorros Municipal de la Ciudad de Vitoria.
- Raynal, (1961) *Plaines et piémonts du bassin de la Moulouya (Maroc Oriental). Etude Géomorphologique*. Rabat.
- Riba, O. (1956) *La cuenca terciaria de Miranda-Treviño*. Vitoria-Madrid, Informe CIEPSA.
- Riba, O. (1961) *Sobre el Terciario de Treviño*. Vitoria-Madrid, Informe CIEPSA.
- Riba, O. y Jurado, M.J. (1992) Reflexiones sobre la geología de la parte occidental de la Depresión del Ebro. *Acta Geológica Hispánica*, 27, 177-193.
- Ríos, J.M., Almela, A. y Garrido, J. (1945) Contribución al conocimiento de la geología cantábrica (un estudio de parte de las provincias de Burgos, Álava y Vizcaya). *Bol. Inst. Geol. Min. de España*, 58, 45-228.
- Sancho, C. (1988) *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Cinca*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza.
- Soria, A., González Amuchástegui, M.J., Mauz, B. y Lang, A. (2010) Actividad fluvial holocena en la Cuenca de Miranda de Ebro (Burgos-Álava). En Úbeda, X., Vericat, D. y Battalla, R.J. (eds.) *Avances de la Geomorfología en España, 2008-2010*, 421-424, Solsona, Sociedad Española de Geomorfología.

- Soria, A. (2013) *Reconstrucción ambiental a partir del análisis geomorfológico de la cuenca del Alto Ebro: sector Cuenca de Miranda*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco.
- Soriano, A. (1990) *Geomorfología del sector centromeridional de la Depresión del Ebro*. Zaragoza, Institución Fernando El Católico.
- Tricart, I. y Cailleux, A. (1969) *Le modelé des régions sèches*. S.E.D.E.S., Paris.
- Vera, J.A. (coord., 2004) *Geología de España*. Madrid, Instituto Geológico y Minero de España.
- Whitaker, C.R. (1973) *A bibliography of pediments*. Norwich, GeoAbstracts.
- Whitaker, C.R. (1979) The use of the term "pediment" and related terminology. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 23, 427-439.
- Zuidam, R. A. van (1976) *Geomorphological development of the Zaragoza region (Spain)*. ITC, Enschede.