

Geomorfología de los Arribes del Duero zamoranos

Geomorphology of the Zamoran Arribes del Duero

José Luis Marino Alfonso¹, Miguel Ángel Poblete Piedrabuena²
y Salvador Beato Bergua³

RESUMEN

Se analizan las formas del relieve de los Arribes del Duero zamoranos, en concreto, de un sector de la comarca del Bajo Sayago situado entre el embalse de Miranda de Douro, al Norte, y la localidad de Pinilla de Fermoselle, al Sur. A través del trabajo de campo y de la fotointerpretación de imágenes aéreas se ha realizado una cartografía geomorfológica de detalle a escala 1:25.000, así como un estudio pormenorizado de las formas estructurales y de modelado que caracterizan esta zona de la penillanura zamorana. En concreto, se detallan los tres niveles de superficies de erosión y los cuatro tipos de relieve residuales, esto es, de montes-isla o inselbergs que se han identificado en la penillanura, al tiempo que se explican pormenorizadamente las formas del berrocal, las formas fluviales y el origen de la garganta del Duero.

PALABRAS CLAVE: geomorfología; penillanura; superficies de erosión; inselberg; berrocal; Arribes del Duero; Zamora.

ABSTRACT

Landforms in the Zamoran Arribes del Duero are analysed, in particular, a section of the Bajo Sayago region located between Miranda de Douro reservoir to the north and the town of Pinilla de Fermoselle to the south. Through the fieldwork and

¹ Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Asturias jolumarino@gmail.com
ORCID iD: <https://orcid.org/0000-0001-6213-407X>.

² Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Asturias mpoblete@uniovi.es
ORCID iD: <https://orcid.org/0000-0003-1030-5310>.

³ Departamento de Geografía, Universidad de Oviedo, Asturias beatosalvador@uniovi.es
ORCID iD: <https://orcid.org/0000-0001-5538-7685>.

photointerpretation of aerial images, a geomorphological mapping at a scale of 1:25,000 has been carried out. There has also been a detailed study of the structural forms and planation surfaces that characterize this zone of the zamoran peneplain. In particular in this work three levels of erosion surfaces and four types of inselberg are identified and detailed in the peneplain. Finally, the granitic and fluvial forms and the origin of the gorge of the Duero are explained.

KEY WORDS: geomorphology; peneplain; planation surfaces; inselberg; granitic forms; Arribes del Duero; Zamora.

CÓMO CITAR ESTE ARTÍCULO / CITATION: Marino Alfonso, J. L., Poblete Piedrabuena, M. A. y Beato Bergua, S. (2018): "Geomorfología de los Arribes del Duero zamoranos", *Estudios Geográficos*, LXXIX/285, pp. 419-444. <https://doi.org/10.3989/estgeogr.201816>.

INTRODUCCIÓN

Los estudios sobre los componentes del medio físico de los Arribes del Duero zamoranos son muy escasos y se han centrado básicamente en la indagación de la excepcionalidad climática, en particular, del singular régimen térmico (García Fernández, 1986; Calonge, 1990). Aunque recientemente se han llevado a cabo análisis sobre la naturaleza del paisaje natural (Marino, 2004; Marino *et al.*, 2014) y las características biogeográficas (Marino, Poblete y Beato, 2016), no obstante, apenas se han realizado trabajos sobre las formas de relieve (Marino, Poblete y Beato, 2017). En efecto, las investigaciones geomorfológicas sobre los Arribes del Duero son muy reducidas y se tratan, en su mayoría, de aproximaciones generales al contexto morfoestructural (Birost y Solé, 1954; Solé, 1958; Salazar y Portero, 2010). Sin duda, los trabajos más detallados se deben a Martín-Serrano (1979 y 1988), quien analiza la problemática de la morfogénesis del relieve zamorano y la evolución geomorfológica del Macizo Hespérico en la región occidental zamorana, que incluye solo el extremo septentrional de los Arribes del Duero (hojas n.º 367 y n.º 368 del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000). Conviene, no obstante, precisar que el área aquí analizada se encuentra situada dentro de la hoja n.º 395.

Un avance significativo en el conocimiento geomorfológico de los Arribes del Duero supone la publicación de la segunda serie de las hojas n.º 422, 423, 424, 425, 449, 450, 451, 452, 475, 476 y 500 del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. La citada serie incluye ya el mapa geomorfológico a la misma escala y la consiguiente memoria explicativa para una extensa área de la penillanura (incluidos los Arribes del Duero) sita en la provincia de Salamanca. Los resultados allí logrados han facilitado el estudio del sector zamorano de los Arribes del Duero.

Recientemente Antón *et al.* (2012) han obtenido progresos importantes en la investigación sobre la tasa de incisión fluvial del río Duero (que estiman en 2-3 mm en los últimos 100 ka) y la edad de las superficies de erosión pleistocenas, situadas en el tramo de Salamanca, a través del análisis de perfiles longitudinales, la aplicación de índices geomorfológicos y la realización de dataciones cosmogénicas.

Así pues, el objetivo principal de este trabajo es dar a conocer las formas estructurales y de modelado que caracterizan el relieve de los Arribes del Duero zamoranos, así como desvelar la evolución geomorfológica, en concreto, las etapas morfogénicas acontecidas, con la finalidad de contribuir a paliar el vacío de estudios a este respecto y mostrar además la relevancia y singularidad de tales elementos morfológicos.

METODOLOGÍA

La metodología empleada se ha basado fundamentalmente en el trabajo de campo y en la elaboración de una cartografía geomorfológica de detalle. El primero ha consistido en la realización de varios transectos, en los que se han identificado las formas heredadas (superficies de erosión y montes-*isla*), en concreto, la extensión y altura de las mismas, así como las formas derivadas de los procesos erosivos subactuales, que han exhumado un peculiar relieve (formas graníticas) y originado el elemento más singular y de mayor trascendencia, la garganta fluvial del Duero. Durante tales recorridos se levantaron croquis morfológicos que posteriormente fueron completados mediante la fotointerpretación de imágenes aéreas del Vuelo Nacional de España (1980-1986) y de las ortofotografías digitales del PNOA de 2014.

El mapa geomorfológico de los Arribes del Duero zamoranos se ha diseñado siguiendo el sistema cartográfico francés, en concreto, el método RCP n.º 77 (*Recherche Coopérative sur Programme*) del CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) (Joly, 1997) y sobre la base topográfica a escala 1:25.000 del Instituto Geográfico Nacional (hojas n.º 395-II, 395-III y 395-IV). En el mapa se representan las litologías del basamento paleozoico, tres niveles de superficies de erosión labradas sobre la penillanura, las formas estructuras derivadas del roquedo y las formas y depósitos de origen fluvial del Duero. Se han inventariado como formas más destacadas: 70 *inselbergs* dómicos, 48 *nubbins*, 52 dorsos de ballena, 29 piedras caballeras, 7 tors, 4 alveolos de arenización y 4 cascadas. En total se han utilizado 23 símbolos para plasmar todas las formas estructurales y de modelado analizadas. Así pues, el mapa geomorfológico no solo es una herramienta clave para el análisis de la génesis y

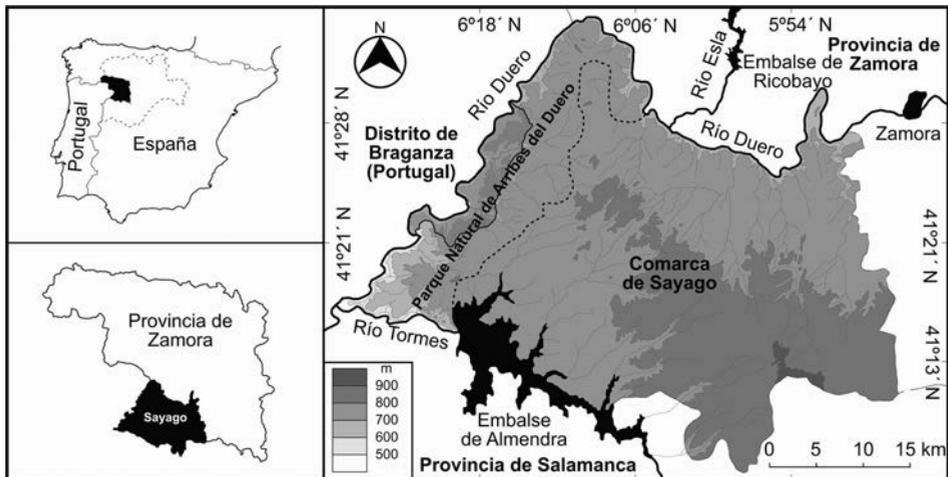
evolución de las formas del relieve, sino además un instrumento fundamental para la conservación del patrimonio natural y, en definitiva, para una adecuada gestión territorial (Poblete, Beato y Marino, 2016).

ÁREA DE ESTUDIO

Los Arribes del Duero constituyen una prolongada garganta fluvial que se extiende a lo largo de 120 km entre España y Portugal, en el conocido como Tramo Internacional. Aguas abajo de la ciudad de Zamora (625 m s. n. m.), el río Duero abandona los materiales sedimentarios de su cuenca terciaria y se encaja progresivamente sobre las duras y resistentes rocas plutónicas y metamórficas del zócalo paleozoico que sustentan la penillanura zamorano-salmantina. Cuando el río Duero se adentra definitivamente en territorio portugués, el encajamiento se ha producido hasta los 125 m (Barca d'Alva). La profunda hendidura abierta, que llega a alcanzar los 500 m, suaviza el régimen térmico hasta el punto de permitir el desarrollo de una vegetación termófila y cultivos típicamente mediterráneos en bancales. Todas estas peculiaridades paisajísticas justificaron la declaración por parte de las Cortes de Castilla y León del Parque Natural de Arribes del Duero (2002) y, recientemente, su inclusión en la Reserva de la Biosfera Transfonteriza de la Meseta Ibérica (2015) por parte de la UNESCO.

FIGURA 1

LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO



Dentro de los límites de este extenso espacio natural protegido (106.105 ha) se sitúa el área seleccionada para el análisis de las formas de relieve de los Arribes del Duero zamoranos, en concreto, en un sector de la comarca del Bajo Sayago comprendido entre el embalse de Miranda do Douro, al N, y la localidad de Pinilla de Fermoselle, al S, adoptando la configuración de una estrecha banda, de 3-4 km de anchura (solo 1-2 km en la parte meridional) y 20 km de longitud, paralela al cauce del río Duero en su margen izquierda con una extensión total aproximada de 60 km² (Figura 1).

Características litológicas

El sustrato geológico de los Arribes del Duero zamoranos forma parte del extremo Nordeste de la Zona Centroeuropea del Macizo Hespérico, cercana a la Zona de Galicia-Tras-Os Montes (Julivert *et al.*, 1972). En ella confluyen dos grandes conjuntos litológicos: el Dominio del Ollo de Sapo, al Norte, compuesto por porfidoires y gneises glandulares; y el Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico, al Sur, mucho más ancho que el anterior, integrado por una potente serie terrígena metasedimentaria (Martínez, Martínez y Bea, 2004). Ambos dominios son de edad preordovícica y en contacto con ellos están los intrusivos granitoides variscos. Por último, una pequeña parte de este conjunto paleozoico se halla fosilizado al Sur por una serie sedimentaria arcósica de edad paleógena y escaso espesor.

Por tanto, se puede diferenciar una unidad metamórfica de edad prehercínica, otra plutónica de edad hercínica y una sedimentaria de edad posthercínica.

Unidad metamórfica

Está compuesta por ortogneises y metasedimentos. Estos materiales son el núcleo metamorfozado de una estructura antiformal desventrada y arrasada, donde los ortogneises definirían el basamento o zócalo granítico (Zamarreño, 1983), de edad precámbrica superior; y los metasedimentos, asentados discordantemente sobre este, una cobertera, de edad precámbrica superior-cámbrica inferior, resultado de la erosión del propio zócalo infrayacente (López Moro y López Plaza, 1993). Los ortogneises son formaciones porfidoires análogas a la formación Ollo de Sapo, que aflora en una gran estructura antiformal al Sur de la cual aparecen descolgados los primeros (Capote, 1983). Estos ortogneises son gneises glandulares que cuentan con grandes ojos feldespáticos (fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa). Por otra parte, los metasedimentos constituyen una espesa serie terrígena (1.000 m) del

gran complejo sedimentario esquistoso-grauváquico de la Zona Centroibérica. Se extienden como un nivel muy continuo bordeando la serie gneísica y en contacto con los granitoides. Junto a la serie gneísica configuran el citado núcleo antiformal plegado durante la orogenia hercínica.

Unidad plutónica

Esta unidad engloba rocas ácidas (granitos), rocas básicas e intermedias, así como rocas filonianas (diques de cuarzo), en su mayoría intruidas durante la orogenia hercínica. En concreto, los granitoides hercínicos forman parte del gran batolito de Sayago, intruido en las principales fases de deformación tectónica varisca. Se distinguen dos facies en función del tamaño del grano: los granitos de grano medio-grueso equigranulares y los granitos de grano fino porfídicos (Díez Montes y Fernández, 2000). Por otro lado, las rocas básicas e intermedias son cuerpos intrusivos limitados que yacen de forma tabular subconcordante dentro de los metasedimentos y gneises glandulares (López Plaza y Carnicero, 1987). Por último, las rocas filonianas corresponden a la consolidación de pequeños stocks magmáticos en fisuras tardihercínicas tanto en los materiales graníticos como en los metamórficos, sobre los que resalta topográficamente, diferenciándose los diques de cuarzo, los aplíticos y pegmatíticos.

Unidad sedimentaria

Está compuesta por una serie sedimentaria detrítica de materiales arcósicos (conglomerados, arenas y lutitas) de tonalidades rojizas y verdosas con un espesor máximo aflorante de 30 m. Estos materiales, discordantes sobre el roquedo paleozoico, fueron depositados durante el Oligoceno bajo unas condiciones climáticas áridas con un régimen hídrico de carácter estacional y torrencial (Escuder, Mediavilla y Sanz, 2000).

Condicionantes litoestructurales

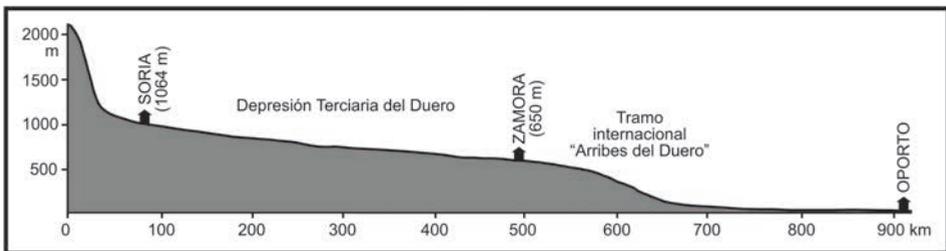
Desde el punto de vista geomorfológico los Arribes del Duero se encuadran dentro de la penillanura granítica zamorano-salmantina, labrada a expensas del zócalo cristalino paleozoico de la Meseta Septentrional, que se extiende a poniente de la Depresión del Duero por las Tierras de Sayago en Zamora y los Campos de Ledesma y Vitigudino en Salamanca, prolongándose ya en tierras portuguesas por la Beira Alta.

Esta vasta penillanura, sustentada por los macizos graníticos, únicamente aparece interrumpida, aunque bruscamente, por una estrecha y profunda hendidura resultado de la intensa labor de disección del río Duero. Para su encajamiento el Duero se ha valido de las principales líneas de debilidad estructural, esto es, las fracturas tardihercínicas que sesgan el zócalo; y de aquellos materiales que por su naturaleza más denudable son proclives a ello, en detrimento de aquellos otros más resistentes. En este caso se trata de las rocas metamórficas que aparecen intercaladas entre los intrusivos granitos. En el Bajo Sayago el Duero se ha beneficiado del conjunto metamórfico para su encauzamiento, algo que se repite en la práctica totalidad de los afloramientos metamórficos presentes en el conjunto de la penillanura granítica, todos ellos excavados por este río (áreas de Villadepera y Fermoselle en Zamora; y de Villarino, Aldeadávila de la Ribera, Saucelle y La Fregeneda en Salamanca).

De la misma manera, este último fenómeno no excluye al primero, el de la fracturación, sino al contrario, es la densa red de fracturas tardihercínicas la que ha guiado la incisión del Duero, y después ha sido este el que ha mostrado su preferencia a encauzarse por los materiales metamórficos. A pesar de ello, el Duero en determinados sectores no ha tenido más alternativa que entallar los materiales graníticos, configurando valles muy angostos frente a los valles relativamente más amplios labrados sobre los materiales metamórficos. No obstante, en este proceso hay otros factores estructurales de carácter regional que han inducido la honda excavación.

FIGURA 2

PERFIL LONGITUDINAL DEL RÍO DUERO



Fuente: Modificada de Martín-Serrano (1988).

El río Duero en su sector fronterizo, caracterizado por un brusco cambio de pendiente, representa el límite alcanzado por la ola de erosión regresiva atlántica, resultante del gran desnivel que los ríos de la Cuenca del Duero

tienen que salvar para alcanzar su nivel de base atlántico (Solé, 1958). Dicho declive, que se plasma claramente en la fuerte inflexión del perfil longitudinal del río (Figura 2), es achacable a la inacabada progresión de la onda erosiva remontante, pudiendo considerarse la ciudad de Zamora (inmediatamente aguas abajo el Duero se encaja en el Macizo Hespérico) como el nivel de base local de la red hidrográfica de la Depresión del Duero (Martín-Serrano, 1988).

Por otro lado, las fracturas tardihercínicas no solo han guiado el encajamiento del Duero, sino que también son las responsables de la distribución del resto de la red de drenaje, la cual adopta una disposición de tipo dendrítico. Para el conjunto de la penillanura zamorano-salmantina se diferencian dos grandes familias de fracturas: de un lado, una paralela a las estructuras de deformación hercínica y por consiguiente de dirección Noroeste-Sureste a Oeste-Este; y de otro, la principal, perpendicular a dichas estructuras y por tanto de dirección Nordeste-Suroeste a Nornordeste-Sursuroeste (Escuder, 2000; Mediavilla, 2000). Ambas han tenido un papel meramente pasivo y simplemente han actuado como líneas de debilidad erosiva. El lineamiento principal es el responsable de la dirección general Nordeste-Suroeste del Duero, prolongada a través de su afluente el Esla, mientras que el otro secundario articula toda la red de afluentes del Duero en la penillanura, con direcciones Sureste-Noroeste a Este-Oeste tras el basculamiento hacia el Atlántico de la Meseta. No obstante, esta última directriz también interfiere en el propio cauce del Duero, originando numerosos y escarpados meandros.

Por tanto, en la comarca de Sayago se ha configurado a partir de esta última alineación estructural y con el basculamiento de la Meseta una densa red tributaria del río Duero. Esta se caracteriza por la breve longitud de sus arroyos, de apenas una decena de kilómetros, y por el carácter estacional de su escorrentía, que se traduce en un escaso nivel de incisión y nula capacidad erosiva, acentuada por la limitada pendiente de la penillanura. No obstante, es en los tramos finales de estos arroyos, a su llegada a las escarpadas vertientes de la garganta fluvial del Duero, donde se concentra la actividad erosiva especialmente agresiva en la época lluviosa cuando se comportan como auténticos torrentes montañosos, debido al desnivel que en poco espacio deben salvar para ajustarse al nivel de base local marcado por el río Duero.

En las áreas más alejadas de donde se llevan a cabo estos procesos erosivos, es decir, hacia el interior, se extiende horizontalmente la penillanura. Esta se configura como una gran superficie de erosión antigua y policíclica recubierta por un manto de arenas de alteración que nivelan a una altura de 700-800 m el batolito granítico de Sayago y del que solo destacan algunos relieves residuales a modo de inselbergs o montes-isla, que sobresalen sobre un perfil

nítido y continuo conservado por el carácter poroso de las alteritas, que evita su arrastre y erosión por parte de las aguas pluviales y fluviales.

Es en el borde de esta penillanura, allí donde se produce la brusca ruptura de pendiente sobre el nivel general de topografía, donde los arroyos, por su feroz erosión resultado de la acción remontante sobre el nivel de base del Duero, han desmantelado fácilmente el manto de arenas, haciendo aflorar un basamento paleozoico podrido y exhumando singulares formas y paisajes graníticos.

ORGANIZACIÓN MORFOLÓGICA DEL RELIEVE

Las llanuras: superficies de erosión

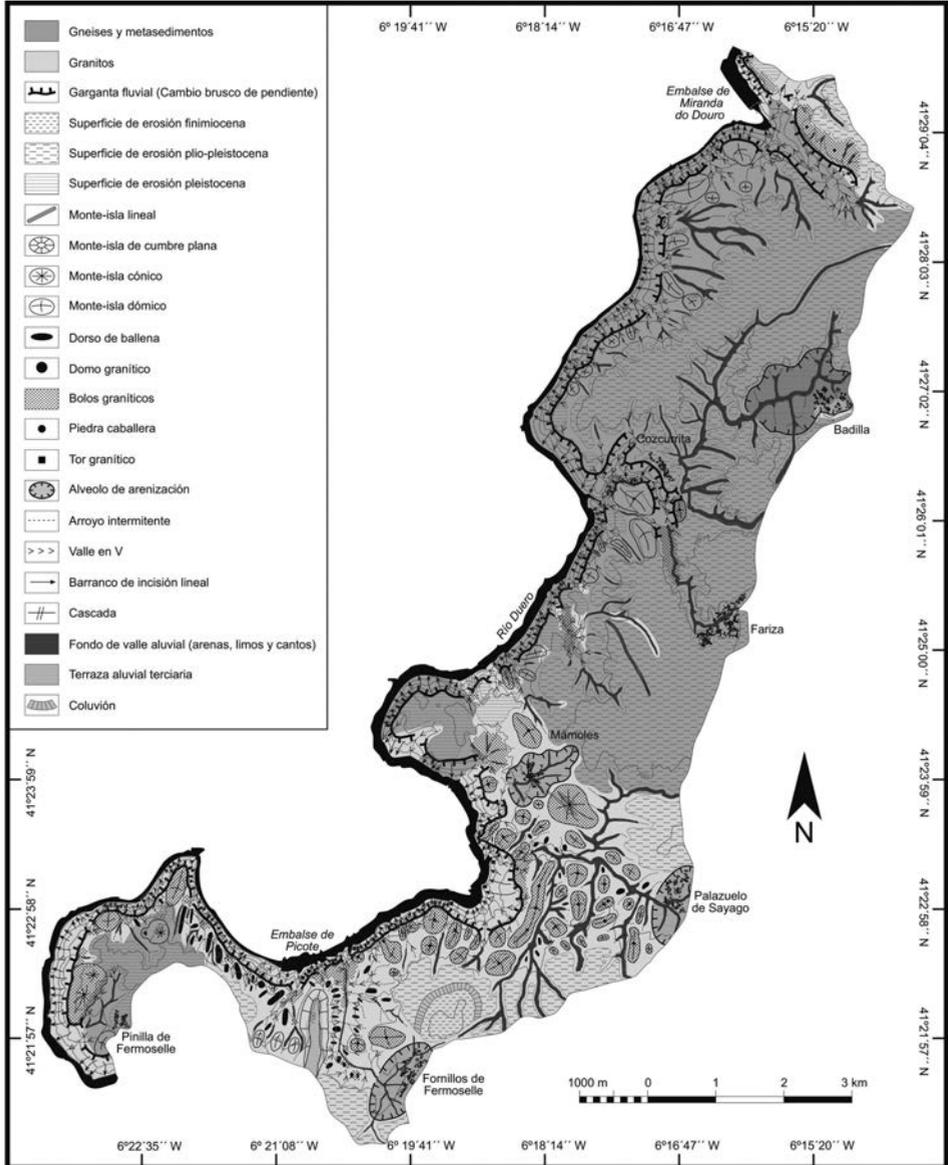
La penillanura zamorano-salmantina, gran unidad fisiográfica en la que se enmarcan los Arribes del Duero, puede definirse inicialmente como una gran superficie de erosión poligénica resultado del arrasamiento de la cordillera herciniana ibérica en este su sector central, bajo unas condiciones cálidas y húmedas imperantes durante el Mesozoico. Presenta una forma alomada u ondulada, derivada de unos procesos erosivos protagonizados por la alteración, el lavado y la erosión fluvial. En realidad, se trata, más bien, de un ejemplo de conjunto multicíclico y escalonado, resultado de un descenso relativo del nivel de base, rejuvenecimiento de la red y reactivación del paisaje (Vidal y Twidale, 1998). En concreto, en el sector salmantino de la penillanura se han diferenciado seis niveles o superficies erosivas, distribuidas suavemente escalonadas hacia el Oeste como consecuencia del basculamiento de la Meseta hacia el Atlántico, y por tanto con edades posteriores al Oligoceno (Sanz y Rubio, 2000).

En la zona de estudio hemos reconocido y cartografiado tres de esos niveles (Figura 3), de distinta edad y posición topográfica. Se corresponden con los niveles más modernos y, por tanto, situados a menor altitud y mayor cercanía al río Duero, que establece el actual nivel de base.

La superficie de erosión de edad finimiocena ($S_{750-780\text{ m}}$)

Aparece en una posición topográfica superior al Nordeste de Fornillos de Fermoselle sobre el Cerro de La Jebrera, que con 765 m constituye la máxima cota del área estudiada. Este altozano representa un pequeño retazo de un nivel de superficie de erosión que se extiende de manera más amplia hacia el Este y Sureste, esto es, hacia el interior de la penillanura, a una altitud constante de 750-780 m. Se encuentra labrada en el roquedo del zócalo paleozoico, en concreto en materiales graníticos. Sobre ellos, y fosilizando una superficie de

FIGURA 3
MAPA GEOMORFOLÓGICO



erosión bien conservada, se ha desarrollado un manto de alteración de espesor métrico que todavía no ha sido incidido por la red fluvial, salvo en su parte meridional donde la erosión remontante ha ascendido aislando este retazo del resto de la superficie de erosión. Bordeando el Cerro de la Jebrera se ha formado un depósito de coluvión, a partir de la arroyada laminar de unos materiales muy alterados y convertidos en arenas, que enlaza esta superficie de erosión con un nivel inferior, encajado del orden de los 20-30 m bajo la anterior.

La superficie de erosión de edad plio-pleistocena ($S_{680-750\text{ m}}$)

Constituye un nivel inferior y posee un mayor protagonismo desde el punto de vista espacial. *Grosso modo* representa el último gran escalón de la superficie de erosión policíclica que forma la penillanura zamorano-salmantina. Se desarrolla topográficamente entre los 680 m de altitud (hacia el borde de la penillanura en su contacto con el valle del Duero) y los 750 m (hacia el interior). Espacialmente, se extiende como una estrecha banda paralela al curso del río, entre este y el nivel de superficie erosiva anterior, mostrando el paulatino proceso de encajamiento de la red fluvial actual, con la que se halla fuertemente relacionada. Por su posición topográfica entre la superficie de erosión finimiocena y las terrazas holocenas del río Tormes a su salida del embalse de Almendra, se le atribuye una edad plio-pleistocena (Sáenz y Rubio, 2000).

Como los Arribes del Duero se restringen al sector próximo al río, de ahí la trascendencia de esta superficie de erosión plio-pleistocena en la zona analizada, extendiéndose puntualmente por la mitad meridional (entre Mámoles, Palazuelo de Sayago, Fornillos de Fermoselle y Pinilla de Fermoselle) y de forma continua por la mitad septentrional (desde las localidades de Mámoles y Palazuelo de Sayago hasta el término municipal de Torregamones de Sayago). Al Sur de Mámoles aparece excavada sobre materiales graníticos y se encuentra muy degradada al haber sido alcanzada por la erosión remontante de los pequeños arroyos tributarios del Duero (Ribera, Setera y Perero), que han desmantelado parcialmente las alteritas que fosilizaban la superficie de erosión plio-pleistocena, exhumando así un caótico relieve granítico.

Por el contrario, al Norte de Palazuelo de Sayago este nivel se prolonga monótonamente, configurando la principal forma del relieve. En esta parte la superficie de erosión plio-pleistocena aparece labrada sobre materiales metamórficos, fundamentalmente gneises, y fosilizada por un importante conjunto de alteritas. Estos mantos de alteración, conocidos también como regolitos, constituyen formaciones superficiales resultado de una alteración hidrolítica bajo condiciones subtropicales. El espesor es muy variable,

alcanzándose los máximos de escala métrica hacia el interior de la penillanura. En los márgenes, la joven red fluvial tributaria del Duero ha desmantelado progresivamente estas alteritas hasta reducirlas a un fino manto de espesor centimétrico. A través de los principales arroyos (Pisón, Mimbrero y Canceréis) este desmantelamiento progresa lentamente hacia el interior.

La superficie de erosión de edad pleistocena ($S_{640-660}$)

El último nivel aparece ya de forma discontinua y muy estrechamente relacionada con el encajamiento del Duero, bajo el nivel anterior a una altitud de 640-660 m. Por su posición topográfica entre el nivel plio-pleistoceno e inmediatamente por encima de las exiguas terrazas cuaternarias del río Tormes, se adscribe al Pleistoceno. Los retazos más importantes están emplazados en los principales meandros del Duero, concretamente en Pinilla de Fermoselle (paraje de El Peñín) y en Mámoles (paraje de El Raso), por lo que queda patente la estrecha vinculación entre el proceso de modelado de la superficie de erosión y la fase definitiva de encajamiento del río Duero. Lo mismo sucede con otros pequeños retazos como los presentes en Peña Gazón (Torregamones de Sayago), Peña el Águila (Cozcurrita) y El Cotorrón (Mámoles). Al ser el último escalón de la superficie de erosión poligénica y por su estrecha vinculación con el encajamiento definitivo del Duero aparece en contacto directo con la línea de cambio brusco de pendiente, que separa la penillanura y la garganta fluvial del Duero. La edad de este escobio debe ser, por tanto, inmediatamente posterior al último nivel y su estado actual debe ser bastante reciente, es decir, Holoceno.

Los relieves residuales: montes-isla o inselbergs

Sobre el monótono perfil de la penillanura tan solo sobresalen topográficamente y de manera más o menos aislada algunos relieves residuales a modo de montes-isla, también denominados inselbergs. Se originan por erosión diferencial y como resultado de la actuación, durante un prolongado periodo de tiempo, de varios procesos morfogenéticos propios de condiciones paleoclimáticas subtropicales, esto es, de una moderada alteración caolinítica del sustrato rocoso acompañada del barrido y eliminación del regolito. Por tanto, se trata de formas poligénicas similares en su fisonomía a los presentes en otras mesetas cristalinas de la Península Ibérica (Herrero Matías, 1988; González, López y Asensio, 1989). En este sector de la penillanura zamorano-salmantina, a saber, en el Bajo Sayago su edad de formación se inscribe entre las de las superficies erosivas que las acotan, abarcando ampliamente el Neógeno, en concreto, desde finales del Mioceno

hasta el Plioceno. Siguiendo la tipología establecida en el sector salmantino de la penillanura (Sanz Santos y Rubio Pascual, 2000), hemos diferenciado cuatro tipos de montes-isla o inselbergs: lineales, de cumbre plana, cónicos y dómicos.

Los montes-isla lineales

Se definen como relieves residuales rectilíneos de resistencia, conocidos localmente como sierros. El único reseñable aparece asociado a un dique de cuarzo presente en el paraje de El Carrascalico (entre las localidades de Fariza y Mámoles), con más de 1 km de longitud y dirección Noroeste-Sureste. Apenas sobresale 20 m por encima de la superficie de erosión plio-pleistocena, articulados, monte-isla y pedimento, por un coluvión de escaso desarrollo, con fragmentos rocosos de tamaño considerable (bloques y cantos), subangulosos (escaso retrabajamiento por su proximidad al área madre) y englobados en una matriz areno-limosa. En este caso, y como sucede en el resto, estos coluviones se depositaron ladera abajo de estos montes-isla bajo unas condiciones periglaciares atenuadas reinantes en el Cuaternario.

Los montes-isla de cumbre plana

Están caracterizados por conservar en su culminación un nivel pretérito terciario, que comportándose a modo de coraza no se ha visto afectado por la erosión fluvial, quedando en resalte. Este hecho se puede observar en el paraje de Valduyán, al Oeste de Fornillos de Fermoselle, donde los depósitos oligocenos han permanecido impertérritos y destacando sobre un zócalo paleozoico que iba siendo incidido y desmantelado (por el arroyo de la Setera y arroyo del Perero a levante y poniente respectivamente). A través de un coluvión lateral y frontal se articula con los valles de los arroyos mencionados. Este coluvión presenta las mismas características litológicas que los materiales oligocenos pero se diferencia por una pérdida de estructura y por su morfología como depósito de ladera. Por el Sur enlaza sin solución de continuidad con la superficie de erosión plio-pleistocena.

Los montes-isla cónicos

Se suelen desarrollar allí donde un elemento estructural genera una resistencia puntual a la erosión. Es el caso del Teso de la Calera, al Norte de Pinilla de Fermoselle, donde una capa de caliza cristalina actúa como un afloramiento de roca más dura que el resto de los materiales metamórficos que configuran la superficie de erosión pleistocena. En el Cerro de San Miguel, también en las

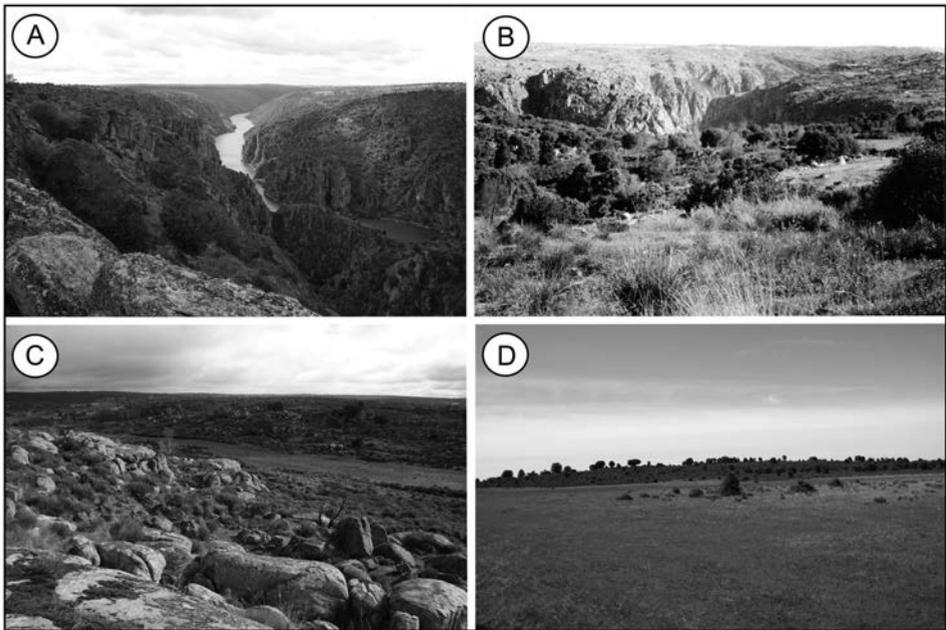
inmediaciones de Pinilla de Fermoselle, son los materiales graníticos los que presentan una dureza mayor que los metamórficos de la superficie de erosión pleistocena sobre la que se elevan. En ambos ejemplos, y como suele ser general, el enlace con el pedimento se realiza a través de un exiguo depósito de ladera, esto es, un coluvión. En el primero con fragmentos más pequeños envueltos en una matriz areno-limosa, mientras que en el segundo los fragmentos aparecen subredondeados por procesos de arenización granular en una matriz más arenosa.

Los montes-isla dómicos

Se caracterizan por presentar una litología semejante a los materiales sobre los que se elevan y con un aspecto más redondeado y pendientes menos pronunciadas

FIGURA 4

LA GARGANTA DEL DUERO Y LAS SUPERFICIES DE EROSIÓN DE LA PENILLANURA ZAMORANA



A. Los Arribes del Duero en la zona de estudio. B. Encajamiento del río Duero sobre la superficie de erosión pleistocena de la penillanura. C. Monte-isla dómico a modo de nubbin resaltando sobre un pasillo de arenización. D. Monte-isla lineal asociado a un dique de cuarzo, que resalta topográficamente sobre la superficie de erosión plio-pleistocena.

que el resto de los inselbergs. Por lo tanto su conformación, a diferencia de los otros, no obedece a una erosión diferencial de tipo litológico o estructural, sino que responde a la situación relativamente alejados de los cauces fluviales. Así, en el Cerro del Castillo (en las inmediaciones de Cozcurrita) la fracturación ha guiado el encajamiento de los arroyos quedando en resalte la zona interna. En otros casos, estos montes-isla constituyen pequeños resaltes aislados a modo de interfluvios y en el borde que delimita la garganta fluvial del Duero.

Las formas graníticas: berrocales

Frente al conjunto de formas heredadas descrito previamente, aparece otro exhumado recientemente por una joven red fluvial, al dismantelar parte de las alteritas que fosilizaban la superficie de erosión policíclica y resultado de un modelado original, los berrocales graníticos. Sin embargo, aunque esta exhumación corresponde a un proceso relativamente moderno que prosigue en la actualidad, el modelado de las formas graníticas se ha producido a lo largo de un período más prolongado en el tiempo y en sucesivas etapas morfogénicas a través de procesos de alteración todavía hoy activos que han ido originando estas formas bajo las propias alteritas. Solo los posteriores procesos erosivos explotando las fracturas han puesto de relieve una escultura rocosa cuya forma estaba determinada previamente por la estructura.

En los Arribes del Duero zamoranos se pueden distinguir tres tipos de berrocales graníticos: un berrocal muy abierto, con pequeños bolos muy redondeados y diseminados entre importantes espesores de material arenizado, concentrado en los bordes de la penillanura donde las alteritas comienzan a ser degradadas. Por otro lado, un berrocal cerrado o compacto, asociado al gran dismantelamiento llevado a cabo por el arroyo de la Ribera, muy bien representado entre las localidades de Fornillos de Fermoselle, Palazuelo de Sayago y Mámoles, constituido por agrupaciones de bolos que conforman cerros graníticos que se elevan sobre áreas deprimidas asociadas a fracturas. También aparecen otros berrocales ligados a valles como los del arroyo de Peña la Galga, del Pisón y del Prado. Por último, en las inmediaciones del río Duero, donde el dismantelamiento es completo, aparecen grandes lanchares graníticos correspondientes a los niveles profundos poco afectados por los procesos de arenización, como sucede de forma dominante entre los núcleos de Pinilla de Fermoselle y Fornillos de Fermoselle. En las paredes de la garganta fluvial del Duero el granito aflora masivamente con un predominio del diaclasado ortogonal, que le confiere un aspecto de cuarteamiento.

Por consiguiente, se puede afirmar que el paisaje granítico se caracteriza por una gran complejidad que se manifiesta en su aspecto exterior caótico, como consecuencia de la interferencia de varios procesos que originan un rosario de formas entre las que se distinguen las macroformas graníticas (lancharos, bolos y torres), resultado de la exhumación de los distintos niveles más o menos arenizados, y las microformas graníticas (pilas o pilancones, acanaladuras, cuevas y tafoni, rocas pedestal y bloques hendidos) modeladas posteriormente sobre las primeras.

Los lancharos graníticos

También denominados bornhardts, representan los afloramientos más extensos y compactos de rocas cristalinas y, por tanto, exhumados cuando los procesos de arenización prácticamente no les habían afectado. Su morfología puede obedecer a un diaclasado horizontal o subhorizontal, originando dorsos de ballena, o bien a un diaclasado curvo, dando lugar en este caso a domos o pseudodomos graníticos. En ambos casos es frecuente la presencia de residuos de denudación de losas convexas que a modo de lajas envolventes configuraban una estructura en capas de cebolla, destruida en un primer lugar por denudación y originando una morfología irregular ligeramente acastillada sobre el dorso o domo granítico por el diaclasado vertical conocida como castle koppies.

Los bolos graníticos

Representan niveles intermedios de arenización, en los que tras el desmantelamiento de las alteritas, a través de una red de diaclasado ortogonal, quedan exhumados núcleos de roca sana en forma de bolos de muy diverso tamaño y más o menos redondeados, dependiendo del roquedo y sus características petrográficas.

A partir de los gneises, por el mayor tamaño del grano, se desarrollan unos bolos menos redondeados y de mayor tamaño. Esta tipología es escasa y tan solo aparece en pequeños afloramientos aislados (arroyo del Pisón y paraje de El Modorro). Por el contrario, sobre los granitos, y sobremanera en los de grano fino, se originan unos bolos de tamaño métrico y muy redondeados.

El paisaje de bolos más representativo aparece en el berrocal que se desarrolla entre los núcleos de Fornillos de Fermoselle, Palazuelo de Sayago y Mámoles, donde los bolos aparecen masivamente a modo de cerros graníticos asociados a enclaves en los que el tamaño medio de los cristales es inferior al resto.

Generalmente, estos afloramientos están coronados por una piedra caballera, esto es, un bolo en posición cacuminal aparentemente inestable sobre un plinto o pedestal. Este plinto se encuentra ligeramente sobrelevado respecto a la superficie rocosa adyacente por dos razones: en primer lugar, el propio bolo que lo recubre lo protege de las aguas pluviales y de la escorrentía y, por consiguiente, de la meteorización; y en segundo lugar, el goteo procedente de los bordes del bolo genera pequeñas depresiones alrededor del plinto que se van extendiendo y encajando progresivamente.

El conjunto de colinas recubiertas por bolos graníticos, denominadas nubbins, se han cartografiado como inselbergs dómicos, ya que constituyen relieves residuales a modo de montes-isla que destacan sobre pequeños vallejitos estructurales, de fuerte linealidad por su adaptación a las estructuras de debilidad, en los que se va acumulando por arrastre lateral los materiales arenizados procedentes de los primeros y depositados en estos pasillos de arenización. Allí donde se produce un cruce de fracturas estos pasillos pasan de una morfología lineal a otra circular denominada alveolo de arenización, constituyendo un área deprimida de mediana dimensión que generalmente sirve de emplazamiento a algunos pueblos como sucede en los casos de Badilla, Mámoles, Palazuelo de Sayago y Fornillos de Fermoselle.

Las torres graníticas

Los tors son formas acastilladas que obedecen también a un diaclasado ortogonal pero resultado de un tipo de erosión lineal que ha explotado las fracturas verticales y posteriormente el efecto de gravedad ha originado estas torres ruinosas en aparente equilibrio precario. Se trata por tanto de una forma granítica exclusiva del interior de la garganta fluvial del Duero, sobresaliendo por su monumentalidad la conocida como Torrica del Castiello (en el término municipal de Torregamones de Sayago), visible desde la carretera que asciende hasta la localidad portuguesa de Miranda do Douro.

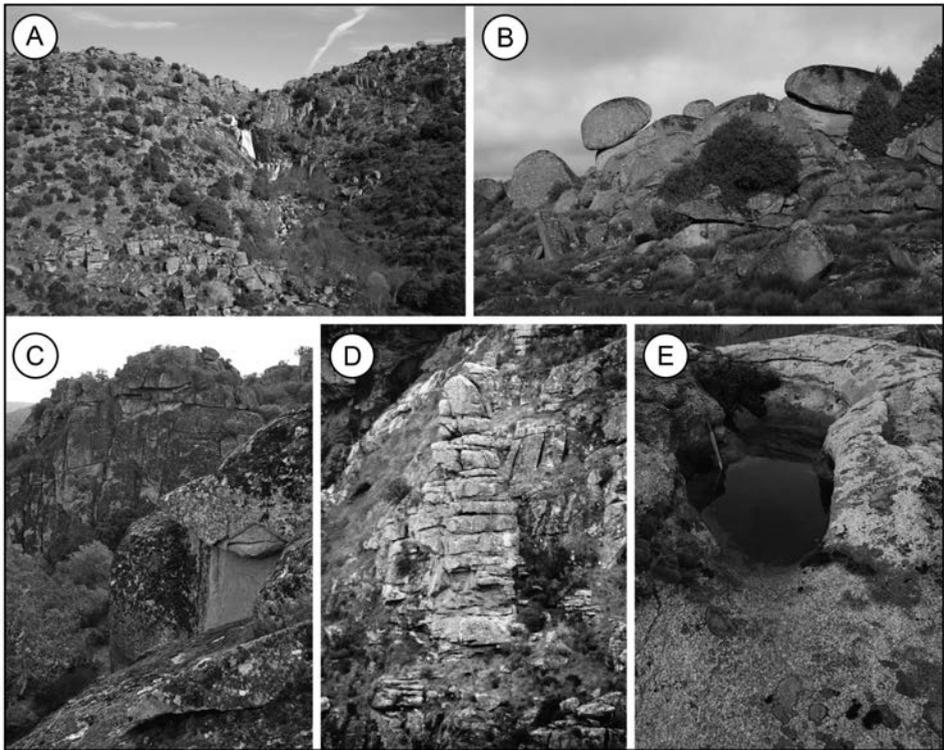
Otras formas menores

Las pilas o pilancones son concavidades ovoides desarrolladas sobre superficies graníticas subhorizontales, apareciendo indistintamente sobre dorsos y domos o en las partes culminantes de los bolos. Presentan una morfología variada: más o menos redondeadas o en forma de estrella según el nivel de avance de la arenización, cerradas de fondo plano cubierto por una delgada capa de alteración o abiertas con desagüe.

Por su parte, las caras laterales de dorsos, domos y bolos están recorridas verticalmente por acanaladuras poco profundas y, en ocasiones, se pueden desarrollar oquedades, nidos y resaltes en panal sobre las diaclasas y cavidades, así como extraplomos en los contactos de la roca masiva con las arenas húmedas.

Por último, de forma aislada también aparecen rocas pedestal con forma de seta y bloques graníticos hendidos.

FIGURA 5
IMÁGENES DE LAS FORMAS DEL RELIEVE



A. Salto de agua en el Arroyo de la Ribera. B. Bolos graníticos. C. Domo granítico. D. Tor granítico. E. Pí-lancón granítico con agua.

Las formas fluviales

Respecto a las formas derivadas *sensu stricto* de las acciones fluviales, se diferencian las de acumulación, desarrolladas sobre la penillanura, y las de erosión, llevadas a cabo sobre las escarpadas vertientes de la garganta fluvial del Duero. Estas últimas progresan rápidamente sobre la penillanura a partir de la feroz erosión remontante realizada por los arroyos desde el nivel de base establecido por el propio Duero.

Las formas fluviales de acumulación: llanuras aluviales y terrazas

Sobre la penillanura destacan las formaciones aluviales, que constituyen depósitos de fondo de valle con una fuerte linealidad debido al aprovechamiento por parte de los arroyos de las fracturas del zócalo. Pero en realidad estos materiales aluviales constituyen formaciones mixtas, ya que el aporte procede fundamentalmente de procesos gravitacionales o arrastre lateral de las alteritas que fosilizan la superficie de erosión poligénica. Es decir, sobre la penillanura se produce el encauzamiento de los arroyos siguiendo las principales líneas de debilidad estructural, pero estos, con nula capacidad erosiva y de transporte por la escasa pendiente por la que circulan, a lo que se añade su escaso caudal estacional, reciben los aportes principales de unas laderas con poco desarrollo pero lo suficiente para que se produzca un aporte lateral, máxime con materiales tan fácilmente movilizables como las arenas. Por tanto, lo que se produce es una mezcla entre materiales aluviales y coluviales, imposible de diferenciar en el campo y por ende en la cartografía, que genera unos valles de fondo muy plano con laderas muy tendidas que enlazan sin solución de continuidad con la superficie cacuminal de la penillanura. En cualquier caso estos depósitos de fondo de valle están compuestos por materiales muy finos, arenas y limos, que son los únicos capaces de ser transportados bajo estas condiciones. Por ello los depósitos principales se encuentran en los márgenes de los principales arroyos: el del Pisón y sus afluentes Mimbrero, Cánceréis y Valdeorejas; y el arroyo de la Ribera y sus tributarios, donde estos depósitos aluviales coinciden con los pasillos de arenización. De la misma forma, estos depósitos de fondo de valle de edad holocena se encuentran colgados sobre la superficie de erosión poligénica a la espera de ser desmantelados por la ola de erosión regresiva procedente del Duero.

En estos tramos finales de los principales arroyos (arroyo de la Ribera, arroyo del Pisón y arroyo de la Setera), justo antes de que se produzca el brusco cambio

de perfil longitudinal del río que marca el paso de unas formas de acumulación a unas formas de erosión, aparecen exiguas terrazas. Constituyen pequeños replanos de depósitos aluviales que han quedado ligeramente colgados por la posterior disección de la red fluvial. Son terrazas de apenas unos pocos metros cuadrados (no cartografiables a la escala de trabajo) y menos de un metro de escarpe, constituidas por pequeños cantos rodados sobre los que generalmente hay un aporte coluvial de ladera con cantos subangulosos.

Por último, por su originalidad y por constituir una forma del relieve muy puntual, destaca una terraza aluvial terciaria desarrollada sobre los depósitos oligocenos que aparecen al Oeste de Fornillos de Fermoselle. La deposición de estos sedimentos y su aterrazamiento culminante están estrechamente vinculados con el primitivo curso fluvial del río Tormes.

Las formas fluviales de erosión: valles en V, marmitas de gigante, cascadas y rápidos y barrancos de incisión lineal

En el límite de la onda erosiva remontante de los arroyos del río Duero se produce un brusco cambio en el perfil longitudinal de estos, pasando de unos valles de fondo plano a unos valles encajados y profundos en forma de V, donde la anchura es siempre menor a la magnitud de la profundidad. En efecto, constituyen incisiones lineales emplazadas a favor de las fracturas que labran unos cauces de trayectoria rectilínea quebrada con codos por la adaptación de los cauces a las fracturas, como sucede en el entorno de la Ermita del Castillo.

A su vez, la violenta modificación que se produce en el perfil longitudinal de la mayoría de los arroyos, al adentrarse en la garganta fluvial del Duero, da lugar a la formación de multitud de rápidos y algunas cascadas, como la conocida Lastra de Aguas Bravas del arroyo de la Ribera, en Mámoles.

También, y debido a que los cauces circulan por lechos rocosos, son frecuentes formas como las marmitas de gigante. Se trata de pilas fluviales poco profundas generadas por el desarrollo de flujos helicoidales capaces de removilizar los materiales del fondo fluvial y producir una abrasión al hacerlos girar en torbellino sobre el lecho rocoso.

Por último, ya solo cabe mencionar que las escarpadas vertientes de la garganta fluvial del Duero están incididas por pequeñas formas erosivas relacionadas con procesos de escorrentía semiconcentrada o concentrada que originan barrancos de modestas dimensiones.

EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

Con el levantamiento del edificio orogénico hercínico comienza un ingente proceso erosivo que se prolonga a lo largo del Mesozoico favorecido, por un lado, por una notable estabilidad cortical y, por otro, por unas condiciones paleoclimáticas tropicales, esto es, cálidas y húmedas, que permiten la morfogénesis sobre el zócalo granítico de Sayago de una extensa superficie de arrasamiento. Entre este último período y hasta el Paleógeno prosigue la configuración de una gran morfoestructura peniplanizada muy compleja, la penillanura fundamental de la Meseta, resultado de la superposición de varias superficies erosivas de distinta edad suavemente inclinadas hacia el Mediterráneo (Solé, 1958). Por tanto, la gran cantidad de materiales denudados en un proceso muy continuado en el tiempo, como lo demuestra la ausencia de depósitos mesozoicos y de una buena parte del Paleógeno, eran transportados hacia el Este a la por entonces cuenca endorreica del Duero (Escuder y Mediavilla, 2000). En concreto, los productos resultantes de la alteración tropical mesozoica del zócalo granítico de Sayago, formado por un amplio regolito caolinítico, fueron totalmente desmantelados, conservándose solo algunos restos en Tamame, Peñausende y Pereruela, a saber, en el borde de contacto entre la penillanura y la Cuenca del Duero, merced a que no afloran en superficie. En efecto, se trata de pequeños retazos de regolitos que quedaron protegidos, tras la actuación de la primera fase de la orogenia alpina, en el fondo de dovelas de pequeñas fosas tectónicas fosilizados además por depósitos paleógenos (Cabrera *et al.*, 1997). La potencia media de la alteración caolinítica es de 5 a 10 m, con un 40% de caolinita y la apertura de las fosas se produjo entre $58,8 \pm 1,5$ M.a y $66,4 \pm 1,7$ M.a, esto es, finales del Cretácico y comienzos del Paleógeno (Manchado, García y Suárez, 2012).

Tras los movimientos orogénicos alpinos correspondientes a la fase larámica comienza un proceso general de rejuvenecimiento del relieve. Sin embargo, al no existir en esta área roturas diferenciales no se generan grandes volúmenes montañosos, por lo que tan solo se produce un modelado del relieve preexistente, en puridad, una regradación de la superficie erosiva labrada con anterioridad. Así comienza a elaborarse tras la orogenia alpina y el consecuente basculamiento de la superficie de erosión antigua hacia el Atlántico, la gran penillanura poligénica zamorano-salmantina, cuya actual morfología peniplanizada es una herencia de la primera superficie grabada, la penillanura fundamental de la Meseta o también denominada Superficie inicial por Martín-Serrano (1988), pero profundamente excavada en distintos niveles escalonados hacia el Oeste sobre esta en tiempos más recientes (Martín-Serrano, 1994).

El basculamiento de la Meseta hacia el Oeste provoca el paso de un régimen endorreico a otro exorreico y atlántico de la Cuenca Terciaria del Duero. Testimonio de este proceso lo constituyen los materiales conglomeráticos oligocenos, cuya disposición general (en forma de surco de dirección Noroeste-Sureste) y aterrazamientos culminantes hacen suponer la existencia de un suave paleorrelieve en relación con el primitivo Tormes que, junto al Duero, comenzaban a drenar progresivamente encajados hacia el Atlántico (Escuder, Mediavilla y Sanz, 2000). Así pues, la morfogénesis del segundo elemento morfológico más destacado de los Arribes, esto es, la garganta del Duero no se inicia en el Cuaternario, sino que se remonta a tiempos muy antiguos, al menos, al Paleógeno.

Durante el Mioceno la gliptogénesis de estos ríos se va acentuando debido a la ola de erosión regresiva procedente desde el Atlántico tras la captura por esta red del antiguo drenaje endorreico de la Depresión del Duero (Martín-Serrano, 1988). Relacionado con este incipiente proceso se labra la superficie de erosión finimiocena. Pero es la superficie de erosión plio-pleistocena la que se encuentra estrechamente ligada a un cauce del Duero que circula cada vez más encajado y paralelo al cual se desarrolla, acentuándose este proceso con la última superficie de erosión, la de edad pleistocena y limitada a los grandes meandros del Duero, alcanzándose una magnitud en el encajamiento de los diferentes niveles superior a los 100 m. Las superficies de erosión más antiguas, esto es, el nivel I y el nivel II se modelan ya bajo unas condiciones paleoclimáticas subtropicales, pues aunque los regolitos han sido en su mayor parte desmantelados, no obstante, se conservan algunos vestigios en forma de retazos de arcillas ocreas y caolinitas que han sido incluso explotados en Fuente de Valdelanta (Zafara) a unos 773 m de altitud. También hay evidencias de alteraciones caolínicas finineógenas en otros sectores del Macizo Hespérico, en concreto, sobre depósitos fluviales del Neógeno (Series Ocreas) en el borde occidental de la Cuenca del Duero (Martín-Serrano, 1988, 1991 y 1999) y en forma de paleosuelos en Sierra Morena (Núñez y Recio, 2001).

El Pleistoceno en los Arribes del Duero se caracteriza por la escasa trascendencia de los procesos morfotectónicos y morfogenéticos y además las líneas de drenaje están establecidas de antemano como hemos expuesto anteriormente. Es en la época más reciente, esto es, en el Holoceno cuando se acelera el proceso de encajamiento del Duero hasta profundizar del orden de los 400 m por debajo de la superficie de erosión pleistocena, configurándose tal como conocemos hoy los Arribes. Este definitivo encajamiento del Duero pasa a trascender de forma significativa en la penillanura a través de una red fluvial de pequeños pero efectivos arroyos. Comienza así un proceso erosivo

que desmantela las alteritas que fosilizan las superficies de erosión y exhuma un complejo paisaje granítico.

Los escasos depósitos fluviales recientes quedan colgados sobre la penillanura a la espera de ser desalojados, al igual que los depósitos gravitacionales, que no llegan a alcanzar grandes acumulaciones siendo evacuados rápidamente por una red caracterizada por su agresividad y efectividad.

Hoy día continúan activos estos procesos erosivos de incisión y retroceso de las cabeceras en toda la red de drenaje que originan una degradación progresiva en los márgenes de la penillanura. Aun así, este reciente proceso de desmantelamiento de la superficie de erosión policíclica y exhumación del paisaje granítico progresa lentamente por la dureza de los materiales y por la estacionalidad del propio proceso.

CONCLUSIONES

El estudio geomorfológico de los dos elementos fisiográficos más característicos del relieve de los Arribes del Duero zamorano, esto es, de la penillanura y la garganta fluvial nos ha permitido conocer los procesos de modelado, las condiciones morfoclimáticas en que se han generado y establecer las etapas morfogénicas. En concreto, a través del mapa geomorfológico detallado del Bajo Sayago hemos comprobado que la morfología pleniplanizada de la extensa penillanura zamorana de origen policíclico presenta en detalle un aspecto ligeramente escalonado hacia el Oeste y, en ella, hemos identificado hasta tres superficies de erosión separadas por escarpes: la SE1 finimiocena, modelada sobre granitos, entre 760-780 m; la SE2 plio-pleistocena, labrada sobre granitos y gneises, entre 680-750 m; y la SE3 pleistocena, limitada a los meandros del Duero, entre 640-660. Los dos niveles de aplanamiento más antiguos se forman bajo unas condiciones morfoclimáticas subtropicales, imperantes entre el Mioceno y el Plioceno, al tiempo que se modelan los cuatro tipos de inselbergs que hemos distinguido, esto es, los montes-isla lineales, de cumbre plana, cónicos y dómicos. Tales formas de modelado y de erosión diferencial se correlacionan con los mantos de alteración caoliníticos fineogénicos de los que se conservan pequeños vestigios en algunos yacimientos del Bajo Sayago, en el borde occidental de la Cuenca del Duero y en otros sectores del Macizo Hespérico. La denudación de tales mantos se incrementa durante el Pleistoceno y alcanza su máximo apogeo en el Holoceno, merced al encajamiento de la red fluvial que no solo labra la profunda garganta del río Duero (excavada 400 m por debajo de la superficie erosiva pleistocena), iniciada

en el Paleógeno, sino que al mismo tiempo exhuma y pone al descubierto un variado y nutrido conjunto de formas graníticas.

BIBLIOGRAFÍA

- Antón, L., Rodés, A., De Vicente, G., Pallàs, R., García-Castellanos, D., Stuart, F. M., Braucher, R. y Bourlès, D. (2012): "Quantification of fluvial incision in the Duero Basin (NW Iberia) from longitudinal profile analysis and terrestrial cosmogenic nuclide concentrations", *Geomorphology*, 165-166, pp. 50-61, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.036>
- Birot, P. y Solé, L. (1954): "Recherches morphologiques dans le Nord Ouest de la Peninsule Iberique", *Mémoires et Documents du Centre de Documentation Cartographique et Géographique*, 4, pp. 11-61.
- Cabrera, R., Crespo, J. L., García, J. I., Mediavilla, B. y Armenteros, I. (1997): *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León, escala 1:400.000*, Valladolid, Sociedad de Explotación e Investigación Minera de Castilla y León, 459 pp.
- Calonge Cano, G. (1990): "La excepcionalidad climática de los arribes del Duero", *Ería*, 21, pp. 45-59.
- Capote, R. (1983): "Los tiempos precámbricos", en J. A. Comba (ed.), *Libro Jubilar de J. M. Ríos. Tomo I*, Madrid, Instituto Tecnológico Geominero de España, pp. 73-116.
- Díez Montes, A. y Fernández, J. (2000): "Rocas ígneas", en L. R. Rodríguez Fernández (dir.), *Memoria explicativa de la Hoja 423 del Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000*, Madrid, Instituto Tecnológico Geominero de España, pp. 26-96.
- Escuder, J. (2000): "Tectónica hercínica", en L. R. Rodríguez Fernández (dir.), *Memoria explicativa de la Hoja 423 del Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000*, Madrid, Instituto Tecnológico Geominero de España, pp. 96-109.
- Escuder, J. y Mediavilla, R. (2000): "Historia geológica", en L. R. Rodríguez Fernández (dir.), *Memoria explicativa de la Hoja 423 del Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000*, Madrid, Instituto Tecnológico Geominero de España, pp. 118-120.
- Escuder, J., Mediavilla, R. y Sanz Santos M. A. (2000): "Estratigrafía", en L. R. Rodríguez Fernández (dir.), *Memoria explicativa de la Hoja 423 del Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000*, Madrid, Instituto Tecnológico Geominero de España, pp. 13-25.
- García Fernández, J. (1986): *El Clima en Castilla y León*, Valladolid, Ámbito, 370 pp.
- González, J. A., López de Azcona, M. C. y Asensio, I. (1989): "Los conjuntos alteríticos del borde septentrional de los Montes de Toledo", *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, 6, pp. 239-264.
- Herrero Matías, M. (1988): *Memoria y mapa geomorfológico Toledo-Sonseca*, Madrid, Instituto Geográfico Nacional, 40 pp.
- Joly, F. (1997): *Glossaire de géomorphologie. Base de données semiologiques pour la cartographie*, Paris, Armand Colin, 325 pp.

- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. y Nabais-Conde, L. E. (1972): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000*, Madrid, Instituto Tecnológico Geominero de España.
- López Moro, F. J. y López Plaza, M. (1993): “Geología del basamento en el antiforme de Miranda do Douro (Sector Oeste de Zamora)”, *Studia Geologica Salmanticensis*, XXVIII, pp. 103-140.
- López Plaza, M. y Carnicero, A. (1987): “El plutonismo hercínico de la penillanura salmantino-zamorana (centro-oeste de España): Visión de conjunto en el contexto geológico regional”, en M. López Plaza y A. Carnicero (coords.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas al Macizo Hespérico*, Madrid, Rueda, pp. 53-68.
- Manchado, E. M., García Romero, E. y Suárez, M. (2012): “Génesis del yacimiento de arcillas especiales de Tamame de Sayago (Zamora)”, *Macla*, 16, pp. 94-95.
- Marino Alfonso, J. L. (2004): “El paisaje vegetal de los Arribes del Duero zamoranos”, en J. A. Cadiñanos, A. Ibabe, P. Lozano, G. Meaza y M. Onaindia (eds.), *Actas del III Congreso Español de Biogeografía*, Urdaibai, Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco, pp. 443-450.
- Marino, J. L., Poblete M. Á. y Beato, S. (2016): “Los enebrales de *Juniperus oxicedrus* L. en Cozcurrita (Parque Natural de Arribes del Duero, Zamora): distribución, caracterización fitosociológica y dinámica en relación con los usos”, en J. Gómez, J. Arias, J. A. Olmedo y J. L. Serrano (eds.), *Avances en Biogeografía. Áreas de distribución: entre puentes y barreras*, Granada, Editorial de la Universidad de Granada y Tundra Ediciones, pp. 465-473.
- Marino, J. L., Poblete, M. A. y Beato, S. (2017): “Valoración del patrimonio geomorfológico de un sector del Parque Natural de Arribes del Duero (Bajo Sayago, Zamora)”, *Cuaternario y Geomorfología*, 31(3-4), pp. 27-50.
- Marino, J. L., Poblete, M. Á., Ruiz-Fernández, J., Beato, S., García, C. y Gallinar, D. (2014): “El Parque Natural de Arribes del Duero: análisis y cartografía de las unidades de paisaje”, en R. Cámara, B. Rodríguez y J. L. Muriel (eds.), *Biogeografía de Sistemas Litorales. Dinámica y Conservación*, Sevilla, Universidad de Sevilla y AGE, pp. 405-408.
- Martín Ferrero, M. Á. (1997): “El Bajo Sayago: una subcomarca zamorana en el Parque Natural de Los Arribes del Duero”, *Anuario del IEZ Florián de Ocampo*, 14, pp. 397-403.
- Martín-Serrano, A. (1979): “El relieve zamorano. Planteamientos generales y problemática geomorfológica”, *Tecniterrae*, 28, pp. 11-19.
- Martín-Serrano, A. (1988): *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*, Zamora, IEZ Florián de Ocampo, 311 pp.
- Martín-Serrano, A. (1991): “El relieve del Macizo Hespérico y sus sedimentos asociados”, en J. A. Blanco, E. Molina y A. Martín-Serrano (coords.), *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste peninsular*, Madrid, Instituto Tecnológico y Geominero de España, pp. 9-26.

- Martín-Serrano, A. (1994): “Macizo Hespérico Septentrional”, en M. Gutiérrez Elorza (ed.), *Geomorfología de España*, Madrid, Rueda, pp. 25-62.
- Martín-Serrano, A. (1999): “El paisaje del Macizo Hespérico: la expresión de su geología alpina”, en E. Molina, A. Sánchez del Corral y C. Pol (eds.): *La evolución del relieve en zócalos antiguos: procesos, formaciones superficiales y sedimentos asociados*, *Studia Geologica Salmanticensia*, esp. VII, pp. 73-86.
- Martínez Catalán, J. R., Martínez Poyatos, D. y Bea, F. (2004): “Zona Centroibérica”, en J. A. Vera (ed.), *Geología de España*, Madrid, Instituto Geológico y Minero de España, pp. 68-128.
- Mediavilla, R. (2000): “Tectónica alpina”, en L. R. Rodríguez Fernández (dir.), *Memoria explicativa de la Hoja 423 del Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000*, Madrid, Instituto Tecnológico Geominero de España, p. 109.
- Núñez, M. A. y Recio, J. M. (2001): “Suelos y reconstrucción ambiental de la Sierra de Andújar (Sierra Morena Oriental, Jaén)”, *Cuaternario y Geomorfología*, 15(1-2), pp. 121-133.
- Poblete, M. A., Beato, S. y Marino, J. L. (2016): “Landforms in the Campo de Calatrava Volcanic Field (Ciudad Real, Central Spain)”, *Journal of Maps*, 12(1), pp. 271-279, <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/17445647.2016.1195302>
- Salazar Rincón, A. y Portero García, G. (2010): “Los Arribes del Duero”, en J. A. Ortega y J. J. Durán (eds.), *Patrimonio geológico: Los ríos en roca de la Península Ibérica*, Serie Geología y Geofísica, 4, Madrid, Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, pp. 337-404.
- Sanz Santos, M. A. y Rubio Pascual, F. J. (2000): “Geomorfología”, en L. R. Rodríguez Fernández (dir.), *Memoria explicativa de la Hoja 423 del Mapa Geológico de España a Escala 1:50.000*, Madrid, Instituto Tecnológico Geominero de España, pp. 109-118.
- Solé Sabaris, L. (1958): “Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental de la Meseta española en el sector de Zamora”, *Breviora Geológica Asturica*, 2, pp. 3-8.
- Vidal Romani, J. R. y Twidale, C. R. (1998): *Formas y paisajes graníticos*, A Coruña, Universidade da Coruña, 411 pp.
- Zamarreño, I. (1983): “El cámbrico en el Macizo Ibérico”, en J. A. Comba (ed.): *Libro Jubilar de J. M. Ríos. Tomo I*, Madrid, Instituto Tecnológico Geominero de España, pp. 117-191.

Fecha de recepción: 16 de junio de 2017.

Fecha de aceptación: 15 de octubre de 2018.