

**REAL ACADEMIA DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS,
QUÍMICAS Y NATURALES DE ZARAGOZA**

**LADERAS, PALEOAMBIENTES Y GEOARQUEOLOGÍA DEL
HOLOCENO EN ARAGÓN**

DISCURSO DE INGRESO LEÍDO POR EL ACADÉMICO ELECTO

Ilmo. Sr. D. JOSÉ LUIS PEÑA MONNÉ

*EN EL ACTO DE SU RECEPCIÓN SOLEMNE
CELEBRADO EL DÍA 26 DE FEBRERO DEL AÑO 2025*

Y

DISCURSO DE CONTESTACIÓN POR EL

Ilmo. Sr. D. JOSÉ LUIS SIMÓN GÓMEZ

ACADÉMICO NUMERARIO



ZARAGOZA

2025

Depósito legal: Z xxxx-2025

Imprime:

Servicio de Publicaciones. Universidad de Zaragoza



**LADERAS, PALEOAMBIENTES Y GEOARQUEOLOGÍA DEL
HOLOCENO EN ARAGÓN**

POR EL

Ilmo. Sr. D. JOSÉ LUIS PEÑA MONNÉ

Excelentísimo Señor Presidente,

Ilustrísimos señores académicos y autoridades, compañeros, amigos. . .

Es para mí un gran honor dirigirme a ustedes en este acto y siento una gran emoción por su significado académico y por la gran responsabilidad que supone formar parte de esta ilustre institución como Académico de número. Quiero agradecer a los académicos que me han presentado, los doctores José Luis Simón y Andrés Pocoví, la confianza que han depositado en mí y espero no defraudarles, ya que son dos importantes investigadores por cuyos trabajos siento una gran admiración.

Por otra parte, quiero dedicar unas palabras de reconocimiento al Dr. Juan Pablo Martínez Rica, anterior titular de la medalla 36 de la Academia. Es un honor sustituir a un reconocido científico, con una larga trayectoria investigadora en el Instituto Pirenaico de Ecología del CSIC. Dirigió el Departamento de Ecología Animal y, más tarde, el de Ecología Funcional y Biodiversidad y fue Director del Instituto desde 1994 hasta 2005. Son muy conocidas sus numerosas publicaciones sobre Ecología Animal y Ecología de Montaña y Herpetología. Sobre ecología de montaña trató su discurso de ingreso en la Academia ([Martínez Rica, 2002](#)). Para los geógrafos ha sido siempre un autor de referencia en temas de Ecología y Biogeografía.

Supongo que todos los académicos han sufrido en este acto la misma sensación de responsabilidad y respeto, pero en mi caso se ve acrecentada por proceder de una facultad de Letras. Me licencié hace 52 años en la Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad de Zaragoza. Mi interés por la Geografía había surgido con las clases del Profesor Alfredo Floristán, en la Universidad de Navarra, donde cursé los dos primeros años de carrera. Y mi pasión por la geomorfología despertó, ya en la especialidad de Geografía de la Universidad de Zaragoza, con los profesores Salvador Mensua Fernández y María Jesús Ibáñez Marcellán. Las enseñanzas de otros profesores, como Luisa María Frutos Mejías, me ayudaron a mantener la conexión de la Geomorfología con el resto de la Geografía.

Mis primeros pasos en la docencia de la Geografía Física fueron en 1973 en el Colegio Universitario de Teruel, donde impartí clases durante 10 años. Allí comenzaron también mis primeros trabajos de investigación en las sierras de Javalambre y Albarracín, aunque sin abandonar mi interés por el Prepirineo de Lérida, en el que se centró mi tesis doctoral. Pronto constaté la necesidad de una mejor formación geológica para continuar trabajando en Geomorfología. Y Teruel era una gran oportunidad ya que entonces había enseñanzas de Geológicas, y además se celebraba cada verano el Curso de Geología Práctica, dirigido por el Profesor Mateo Gutiérrez Elorza en el que acabé participando, primero como

alumno y luego como profesor durante 17 años, e incluso como Secretario de los cursos. La colaboración con el profesor Gutiérrez Elorza duró muchos años, así como con otros geólogos de la Universidad de Zaragoza. Y quiero recordar especialmente aquí a Carlos Sancho Marcén, Alfonso Meléndez y Arsenio Muñoz, fallecidos recientemente, con los que compartí muchas horas de campo.

Por otra parte, mi interés por la interrelación naturaleza-hombre en la dinámica geomorfológica me llevó a buscar arqueólogos con los que aprender y compartir ese objetivo. En Teruel coincidí con el profesor Francisco Burillo Mozota, con quien iniciamos los estudios geoarqueológicos en el valle del río Alfambra y en otras zonas de Teruel y del valle del Ebro. También hubo una intensa colaboración en estos temas con los arqueólogos del Institut d'Estudis Ilerdencs, en Lleida, especialmente con Joan Ramón González Pérez, con quien organizamos los Cursos de Geoarqueología de Lleida durante 4 años (1988-1991). Por otra parte, la posterior colaboración con el Departamento de Ciencias de la Antigüedad de esta Universidad ha sido continua en estos años, hasta el punto de que actualmente formo parte del Grupo de investigación "Primeros Pobladores y Patrimonio arqueológico del valle del Ebro". Todo ello ha sido básico para la profundización en uno de los aspectos aplicados de la geomorfología, que es la geoarqueología, quizá el que más me apasiona actualmente.

Así pues, la combinación de estos tres pilares: Geografía, Geología, Arqueología han guiado mis trabajos de investigación. Siempre con la intención de transmitir conocimientos tanto en forma de publicaciones como en cursos, como ya he señalado en el caso de la Geología y la Arqueología pero también con la dirección del Curso de Geografía Física de Teruel. Entre 1985 y 2015 se celebraron 25 ediciones dedicadas al conocimiento de la geomorfología de la Cordillera Ibérica oriental, con el inestimable apoyo de expertos geógrafos como María Victoria Lozano, Miguel Sánchez Fabre, Antonio Jiménez y Luis Alberto Longares, en el marco de la Universidad de Verano de Teruel, y en las últimas ediciones dentro de las actividades de la Fundación Santa María de Albarracín.

Estos trabajos tuvieron como ámbito espacial el NE de España, además de algunas investigaciones geoarqueológicas en Grecia. Pero entre 1997 y 2003 se amplió ese marco con Sudamérica, con varios proyectos de docencia e investigación a través de la Agencia Española de Cooperación Internacional con universidades de Chile y Argentina. Tras un paréntesis, esta colaboración se reanudó en 2013 con el Laboratorio de Geoarqueología de la Universidad Nacional de Tucumán, dirigido por la Dra. María Marta Sampietro Vattuone, y continúa en la actualidad. Su objetivo es el desarrollo de estudios geomorfológicos

y geoarqueológicos en zonas áridas y semiáridas del Noroeste Argentino para analizar los cambios en el paisaje durante el Holoceno como consecuencia de las fluctuaciones ambientales y conocer la interrelación de estos cambios con la actividad humana. Esta experiencia, en un marco geográfico tan diferente, ha supuesto para mí una oportunidad para mejorar cualitativamente muchos aspectos de la metodología geoarqueológica.

Y tras este largo proceso, los medios áridos y semiáridos siguen siendo mis preferidos por la rápida respuesta de los procesos geomorfológicos. Y de entre ellos destacaría los procesos de evolución de laderas durante el Holoceno y su estudio aplicando técnicas geoarqueológicas. Por ello, he elegido hablarles justamente de todo ello combinado como se indica en el título: LADERAS, PALEOAMBIENTES y GEOARQUEOLOGÍA durante el HOLOCENO mostrando su progresión en los últimos 50 años.

1. INTRODUCCIÓN

Cuando empezaba mis primeros trabajos geomorfológicos, que en los años 1970 tenían un marcado carácter regional y un enfoque muy estructural, había dos temas que merecían muy poca atención entre los investigadores: los depósitos holocenos y las laderas, que en muchos casos coincidían en una sola temática: las laderas holocenas. El Holoceno era considerado irrelevante, un periodo temporal en el que sus mal conocidas fluctuaciones habían sido incapaces de generar procesos que dejaran huellas geomorfológicas destacables. En nuestros mapas geomorfológicos, que era entonces el documento base en cualquier estudio del relieve, el Holoceno solía caber en un solo ítem de la leyenda bajo la denominación de “subactual” y aplicado principalmente a terrazas fluviales de grandes ríos. No entraba en el esquema metodológico de la época –hace 50 años– la posibilidad de cambios ambientales suficientemente intensos para crear una dinámica de laderas con etapas diferenciadas de agradación e incisión. Este mismo esquema era trasladable al sistema fluvial.

Por otra parte, en esos mismos mapas geomorfológicos, las laderas eran consideradas como formas no representables por cuestión de escala ([Tricart, 1971](#)), ya que en la mayor parte de los sistemas cartográficos la escala básica era la 1:50 000, por ser la que contaba con el mejor apoyo topográfico, como ocurría en el caso de España. Los mapas, por supuesto en blanco y negro, tenían unos espacios en blanco, sin significado, muy criticado por el Profesor Robert van Zuidam, cuyos mapas del sistema holandés ITC ([van Zuidam et al., 1985](#)), eran ya por entonces totalmente en color y con unas preciosas tramas que rellenaban esos “huecos blancos” con información litológica. Con la posterior utilización

del color en el sistema cartográfico del Departamento de Geografía y Ordenación del territorio (Peña Monné, 1997), las laderas comenzaron a estar presentes para las leyendas de escalas 1:10 000/1:25 000. Y es que efectivamente se trata de morfologías que precisan de una escala cartográfica muy detallada para mostrar la variedad de formas, la génesis de los procesos y su significado paleoambiental. Sólo cuando la escala de las fotografías aéreas y la base topográfica pasó a ser de mayor detalle, las laderas comenzaron a ganar protagonismo. Pero han sido los vehículos aéreos no tripulados (UAVs) los que han hecho que pasemos desde mediados de la década pasada a una nueva Geomorfología, con usos de escalas impensables hasta entonces (entre 1:300 y 1:500), con colores reales, georreferenciadas, con la posibilidad de repetirse en diferentes fechas, obtener Modelos digitales de elevaciones (DEM), etc. Fue como si de pronto estuviéramos usando un microscopio de gran aumento y precisión para acceder a formas y microformas, entrando más en conexión con los procesos genéticos de las laderas.

Por su parte, el conocimiento de las fluctuaciones climáticas del Holoceno fue creciendo a un ritmo similar, pasando a una periodización cada vez más precisa basada en los sondeos marinos y de los hielos continentales (Walker *et al.*, 2019) y cada vez con mayor definición para poder aplicar esos cambios ambientales a nuestra región. Es el caso de los eventos Bond (Bond *et al.*, 1997) o los RCC (Rapid Climatic Changes) de Mayeswski *et al.* (2004). Todo ello fue acompañado a nivel regional de informaciones procedentes del estudio de espeleotemas en cuevas, sondeos en lagos, estudios polínicos y antracológicos (restos de maderas y carbones), etc. y de la aparición de nuevos métodos de datación aplicables.

Esta rápida evolución se trasladó también a los estudios de diversas Ciencias de la Tierra aplicados a la Arqueología, lo que conocemos como Geoarqueología, que en nuestro caso están basados en trabajos paleogeográficos y geomorfológicos en medios semiáridos. El primer trabajo verdaderamente geoarqueológico aplicado a laderas fue publicado en 1981 sobre el cerro del castillo de Alfambra, en la depresión de Teruel (Burillo *et al.*, 1981). Casi 40 años después había ya un amplio conocimiento de estos estudios aplicados al NE de España (Peña Monné, 2018), y en los últimos años se han generado grandes avances en los estudios geoarqueológicos de las laderas, como iremos viendo.

2. LAS LADERAS COMO SISTEMA: ESTABILIDAD E INESTABILIDAD

La ladera es una forma de conexión entre las partes altas o divisorias de un relieve con el fondo de un valle, denominado *talweg*, por donde suele discurrir un curso de agua, que actúa como su nivel de base. La ladera funciona como un sistema (Clark y Small, 1982) en el que confluyen factores endógenos y exógenos generando entradas y salidas de energía que determinan sus características morfológicas y su grado de actividad. Los **factores endógenos** proceden de la litología y su estructura, que con su composición química y presencia de discontinuidades (estratificación, fracturación) determinan la porosidad y permeabilidad de la roca para la entrada del agua desde el exterior. De ello deriva el grado de alteración de la propia roca y la capacidad para que el agua percole y fluya internamente. Los **factores externos** están relacionados con el clima, la cobertura vegetal y el desarrollo de suelos sobre materiales previamente meteorizados, que son dependientes principalmente de los elementos climáticos. La combinación de estos factores genera igualmente la mayor o menor entrada de agua en el sistema. Entre estos factores externos, la vegetación actúa como componente protector para mantener equilibrado el sistema. Por otra parte, la pendiente de la ladera, resultante de la evolución del relieve a lo largo del tiempo, es la que acaba definiendo los tipos de procesos funcionales en la ladera y la velocidad de transporte.

La combinación de procesos que están funcionando en la ladera, cuando se mantiene estable, tiende a modelar en ella un perfil de equilibrio adaptado al sistema, cuya forma varía en función de los propios factores mencionados y especialmente del clima. Desde los inicios de la Geomorfología Climática se considera este último el factor más importante (Büdel, 1948; Tricart y Cailleux, 1965; Kirby, 1976; Toy, 1977), aunque no el único.

Cuando una ladera alcanza su situación de equilibrio en relación con el clima, los procesos de erosión-transporte-sedimentación a lo largo de la pendiente disminuyen o cesan prácticamente por completo. Es una ladera estable o estabilizada. La persistencia en el tiempo de esta situación de estabilidad permite que se generen suficiente cobertura vegetal y un desarrollo edáfico para mantenerla. Pero el proceso de estabilización requiere un clima favorable y una actividad humana sobre la ladera muy limitada (sin uso agrícola, ganadero, de explotación forestal, etc.). Lo más adecuado es un clima relativamente húmedo, sin lluvias concentradas, o con agua de fusión de nieve, y que haya mayor infiltración de agua que escorrentía superficial, evitando así la erosión y permitiendo en cambio reservas hídricas para periodos estacionales más secos (Fig. 1a). Tanto la forma externa de la ladera estabilizada, que también denominamos “regularizada”, como los depósitos que

contiene reflejan en su génesis el dominio de procesos húmedos tales como la soliflución, con abundante sedimento fino englobando los fragmentos gruesos, y coronados por un suelo bien desarrollado.

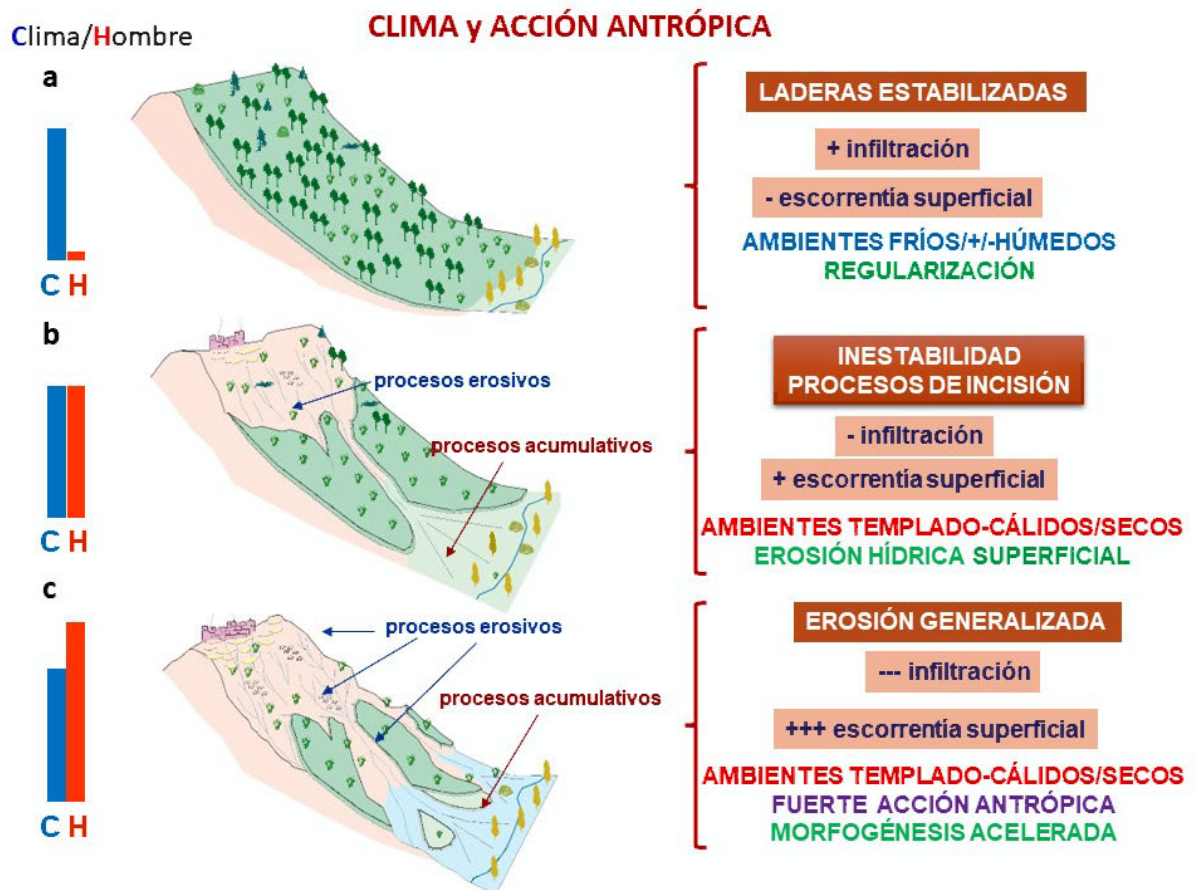


Figura 1: Balance entre la influencia de las condiciones climáticas y de la acción antrópica en la estabilidad e inestabilidad de las laderas, siguiendo un proceso evolutivo.

Al cambiar a una situación ambiental más seca, las menores precipitaciones tienen un efecto negativo sobre la densidad de cobertura vegetal y la exposición de los suelos. Al ir disminuyendo la infiltración, las reservas hídricas son también menores por lo que aumentará progresivamente la escorrentía superficial y la erosión consiguiente. La ladera pasará a una situación inestable y a un proceso degradativo intenso (Fig. 1b).

La actividad antrópica sobre la ladera afecta en primer lugar a la vegetación y su implantación tiene consecuencias muy similares a las que se desencadenan por un cambio ambiental a condiciones más secas. Y si se combinan cambio climático con la intervención humana en un mismo ámbito, la desestabilización alcanza niveles de “morfogénesis acelerada” (Fig. 1c), que va a desembocar en la desaparición incluso del regolito y suelo, aflorando

la roca desnuda. Si la roca es de constitución arcilloso-margosa se va a ver altamente degradada, con formación de *badlands*, profundas incisiones y traslado de sedimentos hacia los cauces fluviales.

Además de los cambios climáticos y la influencia humana, podemos encontrar otras formas de desestabilización de las laderas, que pueden llegar a sumarse a las anteriores o ser los detonantes de acciones propias. Por ejemplo, los descensos en el nivel de base, desestabilizando el perfil de equilibrio. También, la fuerte pendiente en las partes altas de la ladera pueden generar el inicio de incisiones y pequeñas cuencas receptoras que se traduce en abarrancamientos ladera abajo. Igualmente, los sismos son capaces de generar el deterioro del escarpe superior o la creación de nuevos desniveles que aumentan la pendiente. Y también hay rupturas artificiales del perfil de la ladera, por intervenciones para construcción de infraestructuras de comunicaciones o asentamientos de edificios.

Un aspecto importante para tener en cuenta es que en la Zona Templada existe siempre una disimetría entre laderas orientadas al sol (Sur en el hemisferio N y Norte en el meridional) y laderas de umbría. Esa disimetría es principalmente de humedad disponible, por una menor evaporación en la ladera de umbría. De manera que en un relieve pueden coexistir formas estabilizadas e inestables, por simple orientación, y mantenerse estabilidades antiguas más tiempo en laderas de umbría que en laderas de solana. De igual forma, el paso de una condición ambiental húmeda a otra posterior de carácter más seco no significa que las laderas estabilizadas, de forma regularizada, vayan siempre a desaparecer. Habrá una lógica supervivencia de laderas heredadas de climas anteriores en situación más o menos residual, que constituyen los registros de mayor interés para la reconstrucción paleoambiental. Igualmente existen ambientes en áreas de montaña media en los que pueden mantenerse condiciones especiales, como es el caso de cañones estrechos y profundos, donde la humedad y temperatura y otros componentes del medio físico, como vegetación y suelos, presentan variaciones más extremas que en espacios abiertos.

Pero ¿por qué nos interesan las laderas de los medios semiáridos? Las laderas son el área fuente de los sedimentos que se transfieren por los ríos hacia el mar. Cuanto más inestable es una ladera más material erosionado llega a los cursos secundarios y de éstos a las arterias principales. El grado de inestabilidad de las laderas determina en definitiva la carga de sedimentos de los cursos fluviales. En las zonas mediterráneas esta pérdida de suelos tiene efectos negativos en origen, como la desestructuración de los horizontes edáficos y la disminución del contenido orgánico. Pero es positivo para la zona litoral, cuando no hay embalses intermedios, ya que esos sedimentos son los que mantienen la

estabilidad de los deltas, playas y cordones litorales. Es así como una partícula puesta en movimiento en una ladera de Aínsa, por ejemplo, puede llegar a formar parte del delta del Ebro o de una playa de Valencia. De una manera anecdótica, el turismo mediterráneo no sería posible sin la previa erosión de las laderas en las cuencas interiores durante el Holoceno.

3. LAS LADERAS EN AMBIENTES FRÍOS DE MONTAÑA MEDIA

Son laderas en las que podemos dar un papel preponderante a la sucesión de fases climáticas de alta intensidad y larga duración como las alternancias glaciales/interglaciales del Pleistoceno, o incluso a alternancias menores como es el caso de las fluctuaciones del Holoceno inferior y medio en ambientes restringidos, por ejemplo, en cañones fluviales profundos.

En estos ambientes son abundantes los derrubios estratificados, denominados, *grèzes litées*, *éboulis ordonnées* o *éboulis stratifiés*, en francés, y *stratified slope deposits* o *stratified scree slope*, en inglés. Son el testimonio de condiciones ambientales relativamente frías, muy generalizadas en áreas de montaña media de la zona mediterránea y de otras zonas del mundo. Sus depósitos pueden alcanzar espesores de 8-10 m y sus características varían en función de la litología, grado de fracturación y tipo de estratificación de la roca madre, de los procesos implicados en su génesis, así como del ambiente de sedimentación. Sin embargo, mantienen unos rasgos similares en cuanto a inclinación de las capas, espesor, buena estratificación, alternancia de diferentes estructuras y tamaños de los clastos, que los hacen fácilmente identificables. Están formados por una alternancia de capas de clastos angulosos sin matriz, con otras capas *matrix-supported* con predominio de limos arenosos y niveles de lajas, así como otros niveles encostrados por carbonatos. Tanto las capas internas como la superficie del depósito muestran pendientes entre 12° y 20°, e incluso más de 25°. Las publicaciones sobre este tipo de formación fueron muy numerosas hasta la década de los años 90 del siglo pasado, especialmente por geógrafos franceses (Guillien, 1951; Francou y Hètu, 1989; Ozouf *et al.*, 1995, entre otros). En la última década el interés por el tema parece haber perdido protagonismo y los artículos que se centran en los derrubios estratificados de ladera son muy escasos y relacionados con las nuevas posibilidades cronológicas que proporcionan los nuevos métodos de datación (van Steijn, 2011; Pérez Alberti y Cunha, 2016; Peña Monné *et al.*, 2016b, 2017). Su génesis sigue siendo controvertida. Para algunos, como Guillien (1951) tendrían origen crionival, mientras que otras hipótesis están basadas en procesos de gelifluxión (Dylik, 1967) o de gelifluxión y

escorrentía (Journaux, 1976). Hay además modelos que postulan un origen simultáneo de los diferentes niveles estratificados (Francou, 1990; Bertran *et al.*, 1992) o interpretaciones más complejas en las que intervienen los flujos de derrubios (van Steijn *et al.*, 1995).

En la Península Ibérica, estas morfologías de ladera fueron consideradas como mínimo del Último Máximo Glacial. Hasta hace pocos años nadie se hubiera atrevido a hablar de fases frías holocenas capaces de generar estos procesos. Por ello trataremos primero, brevemente, de cómo han cambiado este esquema, reconociéndose fases más antiguas de lo esperado y otras que son claramente holocenas.

En el área pirenaica, los primeros trabajos con información morfocronológica detallada se deben a Peña Monné *et al.* (1998) y a García Ruiz *et al.* (2000, 2001), con dataciones ^{14}C que oscilan entre 9000 y 22800 años, a altitudes entre 700 y 1450 m s.n.m. En el margen meridional prepirenaico estas acumulaciones pueden encontrarse incluso en cotas relativamente bajas (440 m, en el sector de Graus o en Valmadrid (Valero *et al.*, 2004), a 550 m s.n.m. de altitud en la depresión del Ebro. y con un gran espesor, que cronológicamente se sitúan (^{14}C) en torno a los 17000 años AP. Frente a las antiguas opiniones sobre límites altitudinales para el desarrollo de estas formas pleistocenas, se evidencia actualmente que pueden encontrarse en cotas muy bajas e incluso coexistir varias etapas, como fue señalado en los perfiles de Foradada de Toscar (1020 m s.n.m.) (Peña Monné *et al.*, 1998).

Pero la mayor extensión de este tipo de morfologías la encontramos en la Cordillera Ibérica, donde son citados ejemplos en las sierras Javalambre (Gutiérrez y Peña Monné, 1975), de Gúdar (Lozano, 1993), en la depresión de Teruel (Peña Monné *et al.*, 1993) y especialmente en la Sierra de Albarracín (Peña Monné y Jiménez, 1993; Peña Monné *et al.*, 2010, 2016b, 2017, 2022c), donde también aparecen otras morfologías formadas por bloques (*block slopes* y *block stream*) en laderas y fondos de valles en los macizos del Tremedal y del Nevero (Gutiérrez y Peña Monné, 1977). Muchas de estas morfologías son así mismo citadas en obras generales de Geomorfología por su relevancia como puntos de interés geológico y gran espectacularidad (Peña Monné *et al.*, 1984; Gutiérrez y Peña Monné, 1990, 1994; Peña Monné *et al.*, 2000a, 2016a).

Tradicionalmente estas laderas se situaban cronológicamente en el Último Máximo Glacial, como las descritas en la zona pirenaica. Sin embargo, gracias a nuevos métodos de datación, Peña Monné *et al.* (2022c) han obtenido cronologías mucho más antiguas para los derrubios estratificados de la Sierra de Albarracín y ha establecido la conexión de estas morfologías con las terrazas fluviales del río Guadalaviar. Los perfiles analizados

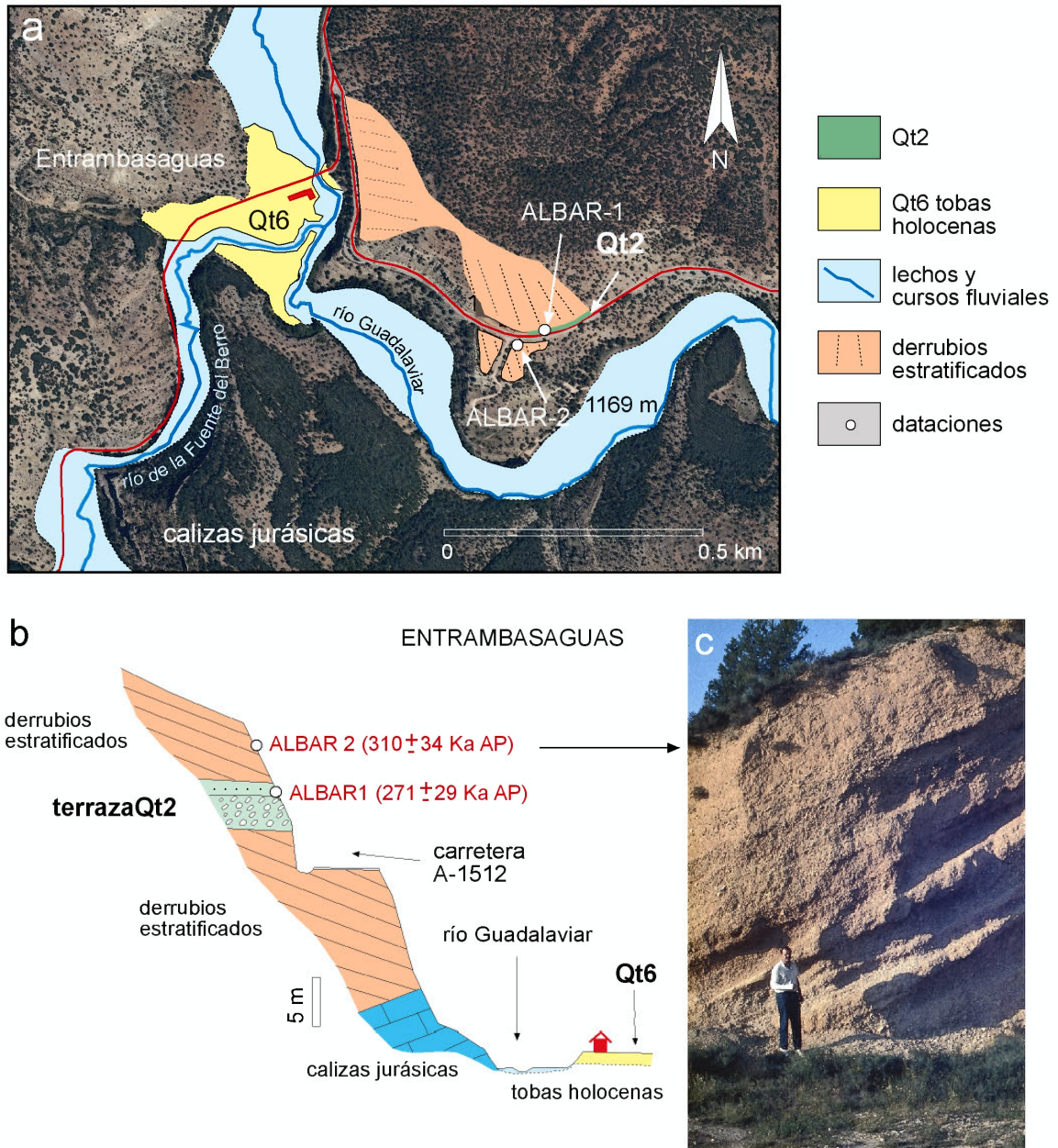


Figura 2: Derrubios estratificados y relación con la terraza fluvial Qt2 del río Guadalquivir en Entrambasaguas (Sierra de Albarracín); a) esquema geomorfológico y situación del perfil analizado; b) perfil general y dataciones; c) fotografía del derrubio estratificado. (reelaborado de [Peña Monné et al., 2022c](#))

ya fueron dados a conocer por Peña Monné y Jiménez (1993), Peña Monné *et al.* (2010), pero no se llegó a tener una cronología hasta que se utilizó OSL pIRIR₂₉₀ como método de datación (Peña Monné *et al.*, 2022c). El derrubio estratificado de Entrambasaguas, donde el río Guadalaviar se une al río de la Fuente del Berro (Fig. 2a), presenta 18 m de espesor (Fig. 2b) y lleva interestratificado un depósito del río Guadalaviar de 1 m de espesor, formado por gravas bien rodadas y una capa de arenas y limos que dio una edad de 271 ± 29 ka AP, (ALBAR-1) que corresponde a la terraza Qt2 del Guadalaviar, situada a +24 m sobre el río (Fig. 2a). Por encima de este nivel, el derrubio estratificado (ALBAR-2) (Fig. 2c) aportó una edad de 310 ± 34 ka AP. Es el depósito de estas características más antiguo conocido a nivel internacional. Aguas abajo, entre Albarracín y Gea hay otro perfil de derrubio muy similar en composición y color, en este caso sin intercalación de terraza fluvial y más bajo respecto al río. Su datación por el mismo método (ALBAR-5) aportó una fecha por datación de 173 ± 11 ka AP, que en su momento tendría como nivel de base la terraza Qt3 del río Guadalaviar. Esta misma terraza fluvial, situada a +30 m sobre el cauce, ha sido datada en Villaspesa, en la margen izquierda del río Turia (VILLASP-1) en 152 ± 17 ka AP. En este caso la terraza se indenta lateralmente con los depósitos de conos de derrubios periglaciares, con niveles estratificados.

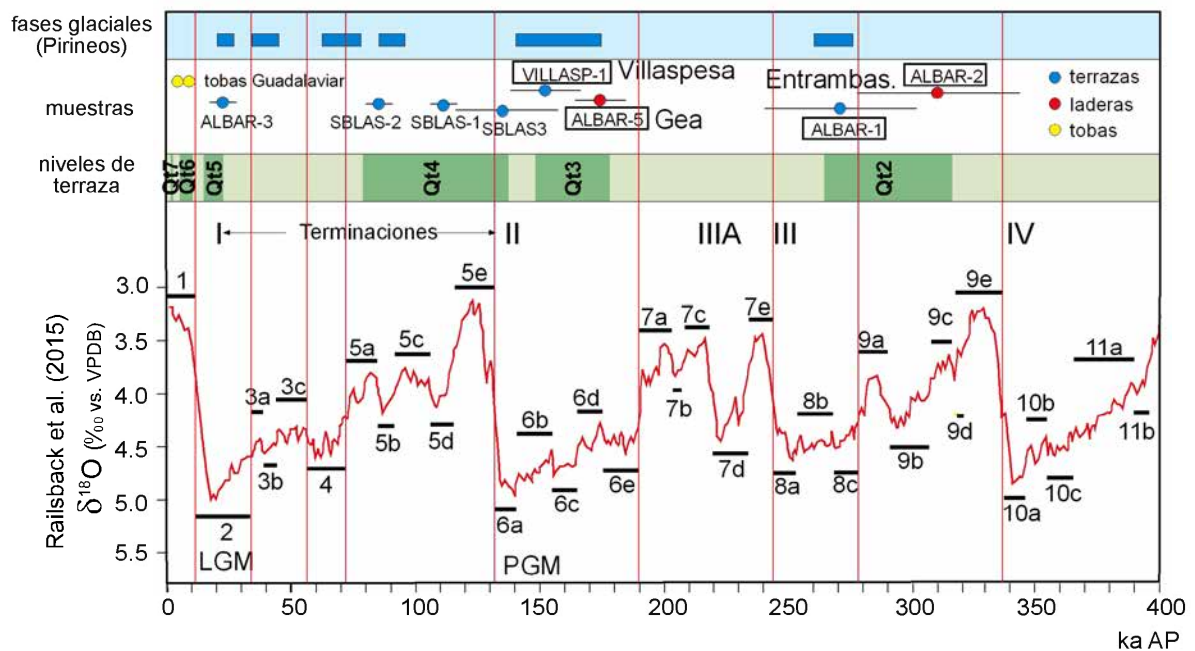


Figura 3: Gráfico con los estadios isotópicos del oxígeno de los últimos 400 ka (Raisback *et al.*, 2015) para situar cronológicamente la secuencia de terrazas, derrubios estratificados y depósitos de tobas del río Guadalaviar-Turia (Peña Monné *et al.*, 2022c). Se muestra la relación de los derrubios estratificados de Calomarde con las fases glaciales definidas en los Pirineos (Lewis *et al.*, 2009; García Ruiz *et al.*, 2012). Las muestras datadas a las que se hace mención en el texto se han remarcado con un rectángulo.

En resumen, a lo largo del valle del río Guadalaviar-Turia se puede apreciar la existencia de 2 fases de terrazas fluviales pleistocenas enlazando con derrubios estratificados y conos de derrubios. La más antigua fechada en torno a 270 mil años y la más reciente en 173-152 mil años. Se correlacionan cronológicamente con estadios isotópicos pares (MIS 8 y 6) (Fig. 3) y con los periodos glaciales que han sido establecidos por [Lewis *et al.* \(2009\)](#) y [García Ruiz *et al.* \(2012\)](#) (Fig. 3) en el área pirenaica (valles del Gállego, Cinca y Aragón). Entre estas etapas frías, los periodos interglaciales, más cálidos, serían favorables a los procesos de incisión, que dejarían colgadas el conjunto de terrazas-laderas, erosionándose en su mayor parte, a excepción de los perfiles relictos que hemos analizado.

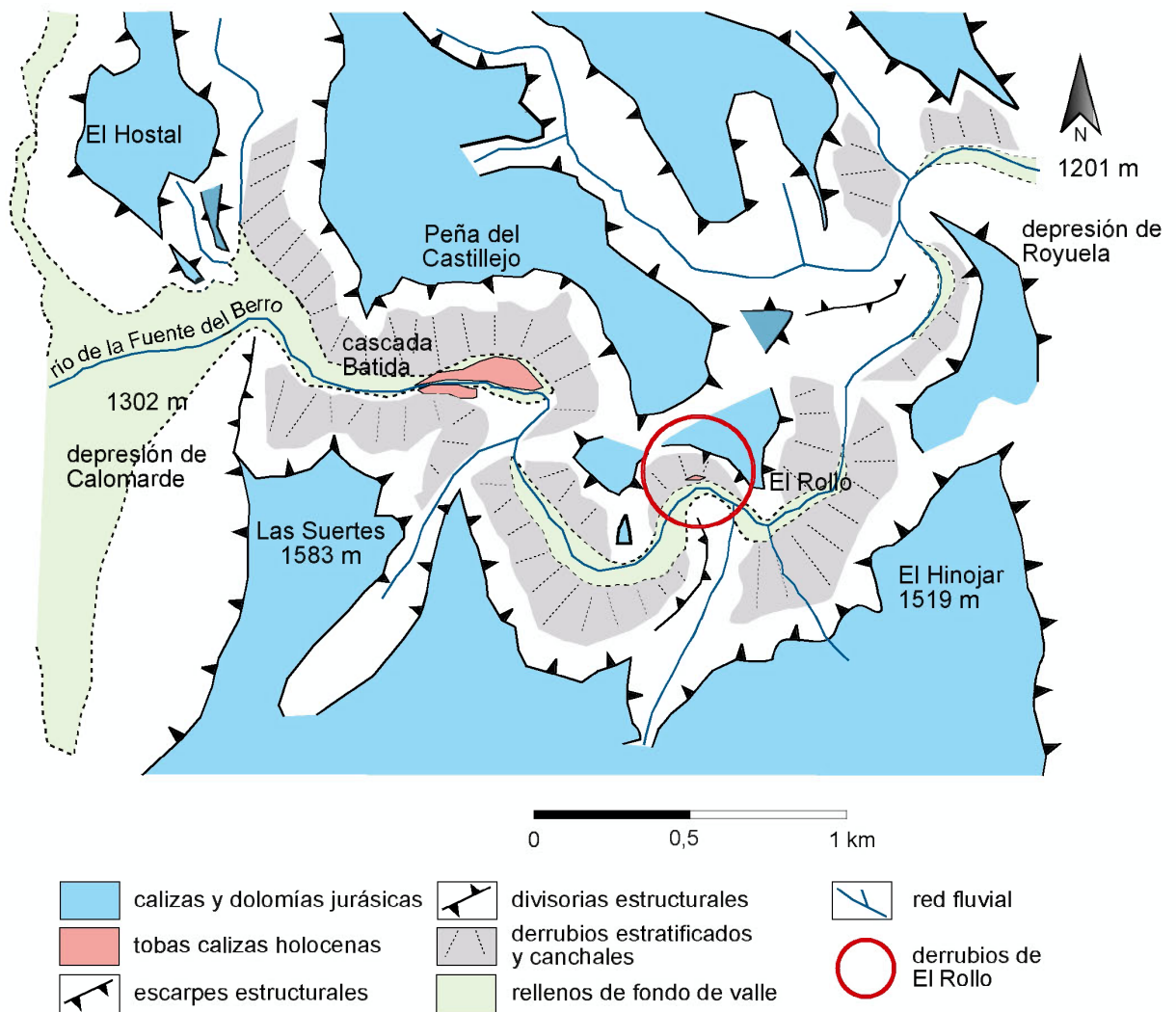


Figura 4: Esquema geomorfológico del cañón de Calomarde (Teruel), con la localización de los derrubios estratificados y los restos de tobas calizas conservados. El perfil de la Fig. 5 se sitúa en el sector marcado con un círculo rojo. ([Peña Monné *et al.*, 2017](#)).

Pero lo que llama aún más la atención es que también aparecen frecuentemente otros derrubios estratificados generados durante el Holoceno, que son los que ahora más nos interesan. Son abundantes en las laderas de cañones calizos, destacando los existentes en la Sierra de Albarracín. Por ejemplo, en los largos y profundos cañones fluviookársticos del río de la Fuente del Berro, uno de los afluentes del río Guadalaviar, se encuentran numerosos canchales calizos funcionales que se superponen a antiguas acumulaciones de derrubios estratificados (Fig. 4). Además, también abundan los afloramientos de tobas calizas en varios puntos, de edad holocena, que fueron analizados y datados por [Jiménez *et al.* \(1996\)](#); [Sancho *et al.* \(1997, 2010\)](#). Junto a la conocida cascada de tobas calizas de Calomarde hay excelentes ejemplos de derrubios estratificado, descritos originalmente por [Peña Monné y Jiménez \(1993\)](#) y [Peña Monné \(2000b\)](#); [Peña Monné *et al.* \(2010\)](#), sin disponer más que de algunos perfiles aislados y sin fechas absolutas. En 2015 se abrió con maquinaria un gran corte para extracción de áridos en la ladera del meandro del Rollo (Fig. 5a, 5b, 5c), donde apareció un complejo depósito de derrubios estratificados. La realización de una cuidada estratigrafía acompañada de dataciones ^{14}C permitió obtener una secuencia holocena de gran significación paleoambiental ([Peña Monné *et al.*, 2016b, 2017](#); [Peña Monné, 2018](#)).

La parte alta del cañón se compone de escarpes muy abruptos de calizas y dolomías del Lías, arrasadas por la superficie de erosión fundamental de la Cordillera Ibérica ([Peña Monné *et al.*, 1984](#)). A su pie se extienden las acumulaciones de derrubios estratificados (Figs. 5a, 5b) junto con un afloramiento de tobas calizas de 22 m de longitud (Fig. 5c), con una cavidad o abrigo en su parte basal y con algunos bloques desprendidos a su pie, que habían quedado cubiertos por el derrubio estratificado. [Peña Monné *et al.* \(2016b, 2014-2018, 2017\)](#) diferencian cuatro unidades de derrubios estratificados, terminando cada una de ellas con un paleosuelo (Fig. 5d). Hay una unidad basal (A) que se conserva rellenando en parte la cavidad bajo la toba y termina con el paleosuelo pal 1, que ha sido datado en 9409-9033 cal AP (Fig. 5e). La unidad B abarca el resto del relleno de la cavidad desde pal 1 hasta el paleosuelo pal 2 (resto conservado en un hueco del frente de la toba) y datado en 8544-8379 cal AP (Fig. 5e). La unidad C ya se conserva por encima de la toba y termina en el paleosuelo pal 3 (Fig. 5f), con dos dataciones: 7251-7019 cal AP y 6930-6749 cal AP. La unidad D llega hasta el suelo policíclico pal 4 (Fig. 5d, 5f), del que no hay dataciones y queda cubierto por el canchal reciente y funcional, que tapaba todo el conjunto.

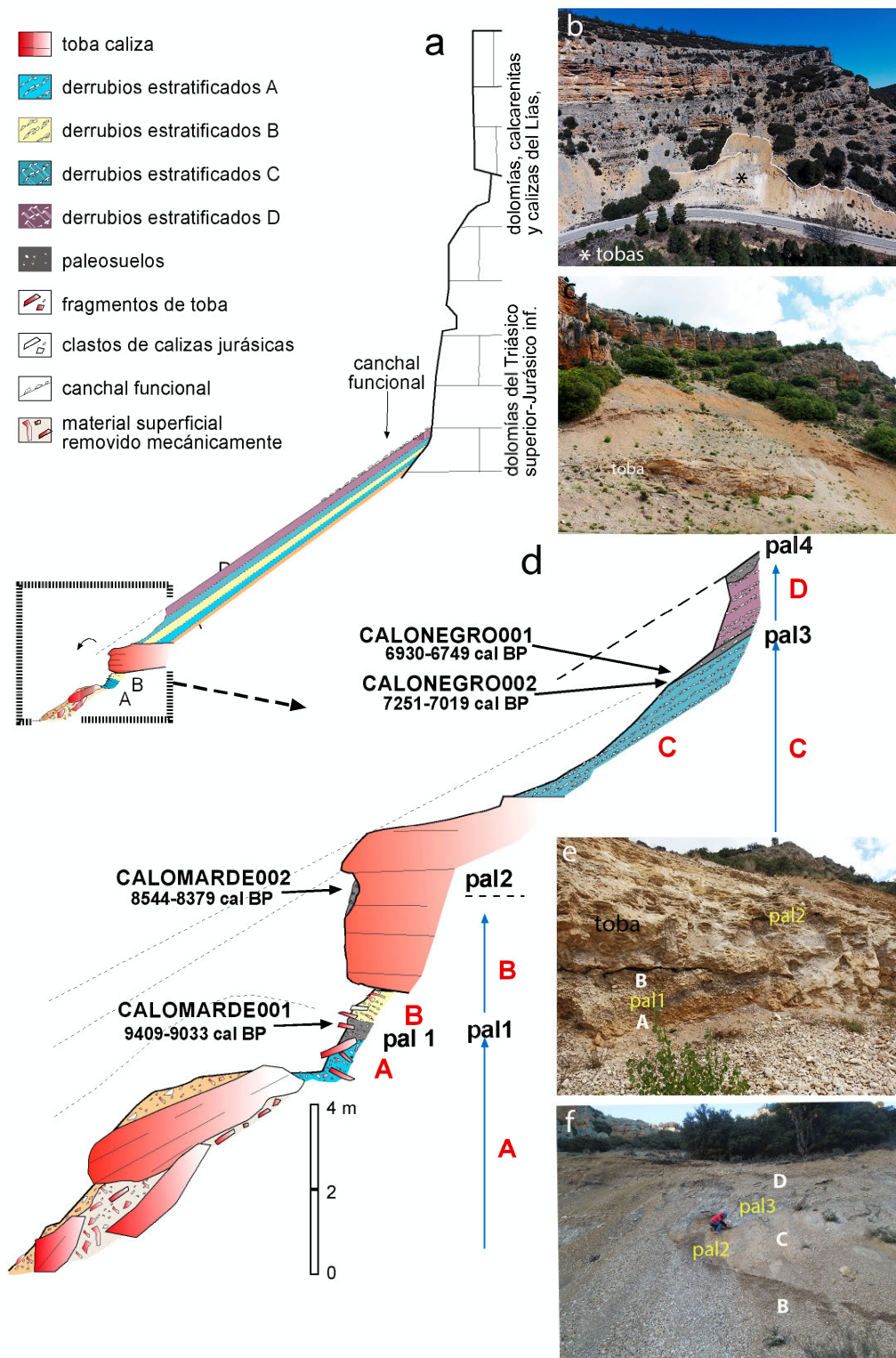


Figura 5: Derrubios estratificados del cañón de Calomarde (perfil de El Rollo); a) sucesión de derrubios y paleosuelos al pie del escarpe de calizas y dolomías jurásicas; b) y c) vistas generales del perfil y situación del afloramiento de tobas; d) detalle del perfil general mostrando las unidades de derrubios diferenciadas (A-B-C-D), los paleosuelos (pal1 a pal4) y la situación de las muestras datadas; e) unidades inferiores y relación con la toba caliza; f) unidades superiores (reelaborado de Peña Monné *et al.* (2017)).

Aguas abajo del mismo valle, pero más próximos a Royuela aparecen otros derrubios con un paleosuelo intercalado, que ha dado fechas de 1 820-1 625 cal AP y 1 823-1 628 cal AP, que nos indica que con posterioridad a las unidades del perfil de El Rollo ha habido otras etapas en las que se repite la misma secuencia alternante de derrubios y paleosuelos. Además, existen otras dataciones recientes en la Sierra de Albarracín y en plena depresión del Ebro (Plana de Jaulín) con fechas del Holoceno reciente (Peña Monné *et al.*, 2023).

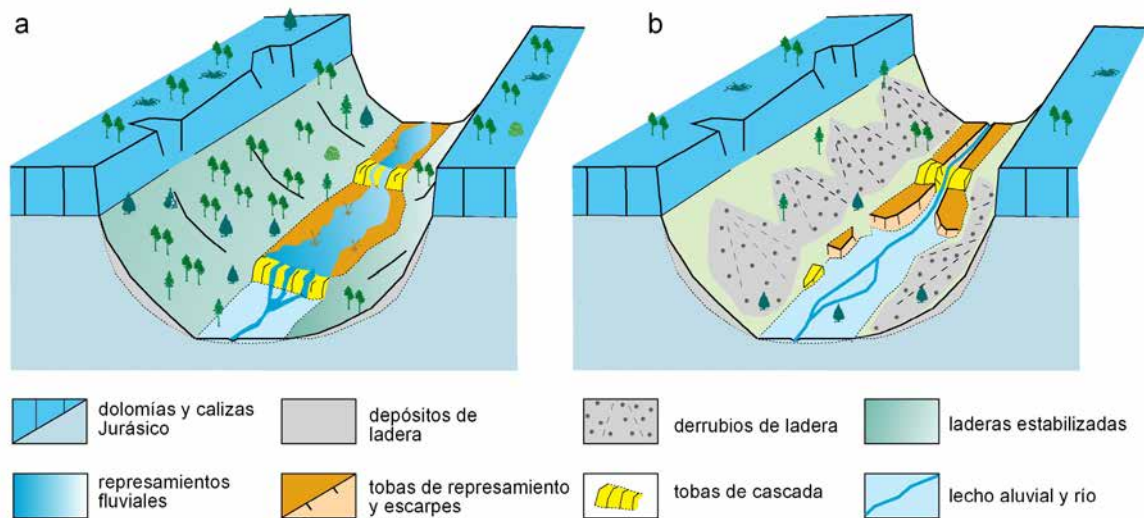


Figura 6: Reconstrucción de la dinámica de laderas en un ambiente de cañones fluvio-kársticos, tomando como modelo el cañón del río de la Fuente del Berro, cerca de Calomarde (Teruel); a) situación de estabilidad de laderas con desarrollo de suelos y de acumulaciones de tobas, en ambiente húmedo y templado; b) situación de inestabilidad, con formación de derrubios estratificados e incisión en las tobas calizas, en ambiente más frío y seco.

La combinación de unidades morfosedimentarias indicadoras de diferentes condiciones paleoambientales, como tobas calizas, derrubios estratificados y paleosuelos, muestran la alta variabilidad ambiental que puede registrar un medio restringido, como es un cañón fluvio-kárstico, que contrasta con la escasez de testimonios fuera del mismo para estas épocas holocenas. Los cuatro paleosuelos registrados en el cañón de Calomarde nos evocan fases de estabilización de las laderas, en condiciones climáticas templado-húmedas, con alto desarrollo edáfico. Coincidiría además con altas tasas de disolución en las sierras calizas y bajo transporte de sedimento grueso en los cauces, favoreciendo las acumulaciones de grandes edificios tobáceos (Fig. 6a). Los cambios a condiciones más frías y secas vienen representados por fases de desestabilización morfológica, perdiendo cobertura vegetal y aumentando la producción de clastos por gelifracción y la consiguiente formación de derrubios estratificados. Al mismo tiempo, el dominio de la carga de sedimento grueso afectaría a la continuidad de las tobas calizas, que serían parcialmente erosionadas (Fig. 6b). Estas

alternancias ambientales, tanto las correspondientes a fases de estabilidad (paleosuelos) como a las de inestabilidad (derrubios estratificados) pueden relacionarse bastante bien con variaciones ambientales registradas en las curvas paleoclimáticas globales del Holoceno inferior y medio.

4. LAS LADERAS DEL HOLOCENO SUPERIOR EN LA DEPRESIÓN DEL EBRO

A partir del evento Bond 4.2 (Bond *et al.*, 1997) se inicia el Holoceno superior, abarcando los últimos 4200 años. En este tiempo reciente, también es posible encontrar testimonios de alternancias climáticas frías y cálidas, combinadas con ambientes relativamente húmedos y secos. Pero también sabemos que es un periodo temporal en el que además del clima puede haber interferencias humanas en los procesos de ladera, que afectan directamente al mantenimiento de su estabilidad. Al tratarse de etapas climáticas de corta duración y baja intensidad de cambio, las acumulaciones de ladera nunca alcanzan espesores considerables ni desarrollan endurecimientos o encostramientos suficientemente resistentes a la erosión por lo que su conservación es más difícil que la de algunas de las formas que hemos descrito en los cañones. Aun así, los datos que pueden aportar son imprescindibles para establecer su cronología, reconstruir una secuencia evolutiva, y distinguir si existe conexión con cambios climáticos globales o con la ocupación humana. En este último aspecto la colaboración con arqueólogos es decisiva para llegar a una reconstrucción del sistema de poblamiento original del área.

Hemos distinguido 4 tipos de ladera en las que se puede aplicar este tipo de estudios.

4.1. Las laderas superpuestas

Son muy pocas las laderas que tras su estabilización hayan conseguido mantenerse en esa situación a lo largo del tiempo debido a las posteriores inestabilidades por cambios ambientales o/y la intensa intervención humana. Pero aquellas que han logrado superar esas crisis sin incisiones pueden conservar incluso su suelo original si son recubiertas por una nueva acumulación de ladera en una nueva fase estabilizadora. El interés de este tipo de laderas superpuestas estriba en que en esos casos la más antigua puede conservar su suelo original, fosilizado y preservado de la erosión por la segunda etapa. El caso más llamativo lo encontramos en las laderas que se extienden al pie de la muela de calizas miocenas de Peña Enroque (Muel) (Fig. 7a). La apertura de una cantera de explotación de arcillas en la ladera norte (Figs. 7b, 7c) y la incisión de un barranco en su ladera este

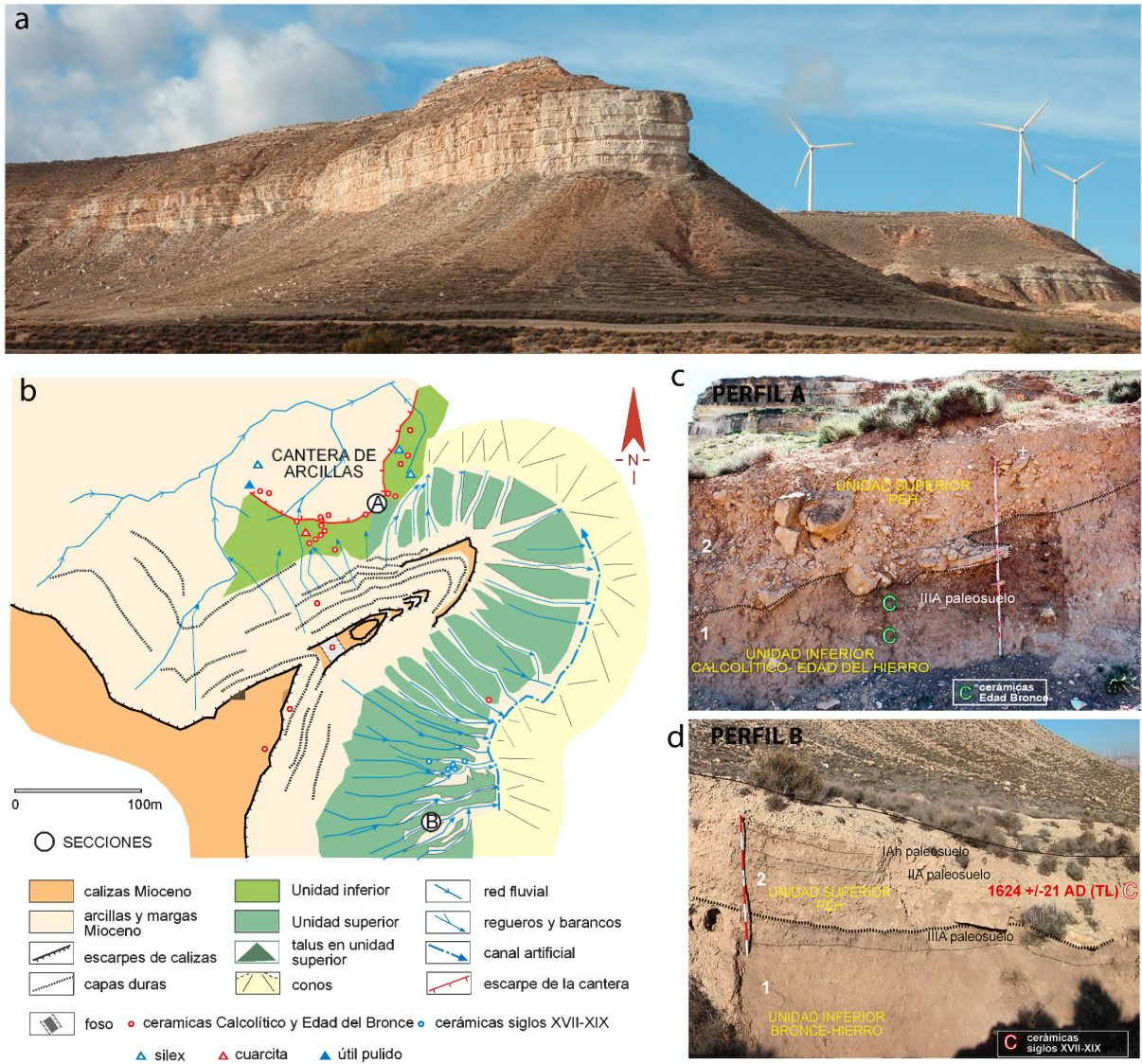


Figura 7: Escarpe calizo de Peña Enroque (Muel) y ladera regularizada de la Pequeña Edad del Hielo, que se superpone a la ladera de la Edad del Hierro, no visible en superficie; b) esquema geomorfológico de las laderas de Peña Enroque, con situación de las dos secciones que aparecen en las imágenes siguientes; c) perfil A de la ladera NW, con las dos unidades superpuestas; d) perfil B de la ladera SE, con las dos unidades diferenciadas y la datación de la Unidad superior. (reelaborado de Pérez Lambán *et al.* (2014)).

(Figs. 7b, 7d) (Pérez Lambán *et al.*, 2014) permiten la observación de buenos perfiles. En ellos se pueden apreciar dos unidades: la ladera inferior (1 en Figs. 7c y 7d) se apoya en su base sobre los restos de un yacimiento del Calcolítico datado con ^{14}C en 4 295-4 083 cal AP y 4 581-4 413 cal AP. La ladera está compuesta principalmente de sedimentos limo-arenosos ocre, con cantos dispersos de calizas, correspondientes a condiciones húmedas de soliflucción. Contiene cerámicas de la Edad del Bronce y a techo presenta un paleosuelo que se formaría durante la fase húmeda y fría de la Edad del Hierro o evento Bond 2.8 (Pérez Lambán *et al.*, 2014). La unidad superior (2 en Figs. 7c y 7d) se apoya discordante sobre el suelo de la ladera anterior y presenta mayor pendiente. Se compone de lajas calizas angulosas y menor cantidad de material fino en su matriz, adoptando una coloración blanquecina por la abundancia de carbonato. En la mitad superior del perfil se intercalan horizontes más oscuros de suelos incipientes (Fig. 7d). La datación de una de las cerámicas que contiene la segunda ladera mediante Termoluminiscencia (TL) dio fechas del siglo XVII ($1624 \pm 21\text{AD}$) (Pérez Lambán *et al.*, 2014) (Fig. 7b), es decir que la segunda etapa de estabilización se formó durante la Pequeña Edad del Hielo (PEH). La incisión del conjunto de laderas superpuestas se produjo con posterioridad a la PEH, en el Periodo Cálido Actual. Por tanto, las dos etapas de estabilización se corresponden con dos de las fluctuaciones frías y húmedas holocenas.

4.2. *Los talus flatirons*

La evolución más habitual de una ladera estabilizada es que una etapa posterior favorable a los procesos de incisión vaya degradando el depósito y alcance a los niveles margo-arcillosos del sustrato. Esta desestabilización se puede deber tanto a cambios ambientales a condiciones más secas como a la acción antrópica sobre la vegetación por deforestación, sobrepastoreo, uso forestal, agricultura, etc. Los estudios geomorfológicos del sector central y oriental de la Depresión del Ebro interpretan estos procesos erosivos como una respuesta a la combinación de ambas causas (Peña Monné, 2018). La fase degradativa no siempre produce la desaparición de toda la ladera, sino que suele quedar algún testimonio de la fase anterior en forma de ladera residual, ya desconectada de la cornisa superior de la ladera y compartimentada lateralmente por incisiones de barrancos que siguen la pendiente. Estas laderas relictas tienen forma triangular o trapezoidal, con el ápice apuntando hacia la cornisa superior y ampliándose hacia la base. Se les ha denominado *talus flatirons* (Koons, 1976), *schufftrampe* (Blume, 1971; Blume y Barth, 1981), facetas triangulares de ladera (*triangular slope facets (dreieckshängen)*, Büdel, 1948) o

laderas tripartitas (*tripartite slopes*, [Everard, 1963](#)). Sin estas laderas relictas sería imposible reconstruir la existencia de laderas anteriores y por consiguiente las características ambientales que pudieron generar esas paleoformas. Pueden conservarse diferentes etapas de talus, que aparecen dispuestas de forma paralela al escarpe actual, siendo más antiguos cuanto más alejados del mismo.

Los talus flatirons son morfologías que aparecen en muchos climas diferentes, destacando los medios áridos y semiáridos. En el N y S del Mar Mediterráneo, destacan los trabajos de [Gerson \(1982\)](#), [Gerson y Grossman \(1987\)](#), [Sancho *et al.* \(1988\)](#), [Schmidt \(1989, 1994\)](#), [Gutiérrez *et al.* \(1998, 2003, 2006, 2010\)](#), [Gutiérrez y Sesé \(2001\)](#), [Boroda *et al.* \(2011, 2015\)](#), [Roqué *et al.* \(2013\)](#), [Peña Monné *et al.* \(2020, 2022a, 2024\)](#) y en las zonas áridas norteamericanas los estudios de [Schmidt \(1980, 1989, 1994, 1996\)](#), [Morgan *et al.* \(2008\)](#), [Gutiérrez *et al.* \(2014, 2015\)](#), [Sheeland y Ward \(2018\)](#). Los talus flatirons abarcan una amplia cronología del Pleistoceno, pero también del Holoceno, destacando en muchos casos la presencia de restos arqueológicos en las etapas más recientes, desde el Calcolítico hasta Época Medieval ([Peña Monné *et al.*, 1996](#); [Pérez Lambán *et al.*, 2014](#); [Peña Monné, 2018](#); [Peña Monné *et al.*, 2020, 2022a, 2022b, 2024](#); [Sampietro Vattuone *et al.*, 2024](#)). El primer trabajo geoarqueológico en un contexto de talus flatirons se realizó en el cerro del Castillo de Alfabra (Teruel) por [Burillo *et al.* \(1981\)](#) seguidos por otros posteriores, con más etapas evolutivas, en los valles de los ríos Cinca y Segre ([Peña Monné *et al.*, 1988](#); [Peña Monné y González, 1992](#); [Peña Monné y Rodanés, 1992](#); [González *et al.*, 2005](#)).

Como ejemplo de este proceso de evolución y de la metodología que aplicamos para su estudio tomaremos uno de los numerosos cerros o tozales del sector de Jubierre, en el sector norte de Los Monegros. En esta comarca, los materiales del sustrato forman parte de las Fm. Sariñena y Alcubierre ([Quirantes, 2015](#); [Riba *et al.*, 1983](#)), que abarcan desde el Ageniense al Vallesiense ([Pérez Rivarés *et al.*, 2003](#); [Pardo *et al.*, 2004](#)). La Fm Sariñena se compone de margas, arcillas, yesos y areniscas mientras que la Fm Alcubierre se inicia por encima de la anterior con intercalaciones de calizas micríticas, que pasan a ser dominantes en la parte alta de la Sierra de Alcubierre (San Caprasio). Durante la evolución cuaternaria, los ríos Alcanadre y Flumen excavaron la depresión erosiva de Sariñena y dejaron un sistema de 8 niveles de terrazas fluviales ([Calle *et al.*, 2013](#)). Al sur y SW de estos ríos, se extiende un piedemonte estrecho al pie de las Sierras de Alcubierre, Sigena y Ontiñena con 3 niveles de glaciares cuaternarios que originalmente enlazaban con las terrazas fluviales (Fig. 8a). Los más extensos son los de Lanaja y Pallaruelo de Monegros ([Sancho, 1988](#)). Estos glaciares presentan una cobertera detrítica formada por clastos calcáreos subangulosos

miocenos transportados desde sus cabeceras en la Sierra de Alcubierre, con espesores entre 2 y 6 m y desarrollo a techo de costras calizas cementando las gravas, que actúan como niveles resistentes generando morfologías muy escarpadas.

En definitiva, los relieves dominantes corresponden siempre al afloramiento de cuerpos o paleocanales de areniscas y de los glaciares pleistocenos (Figs. 8b, 8c). Ambos afloran de

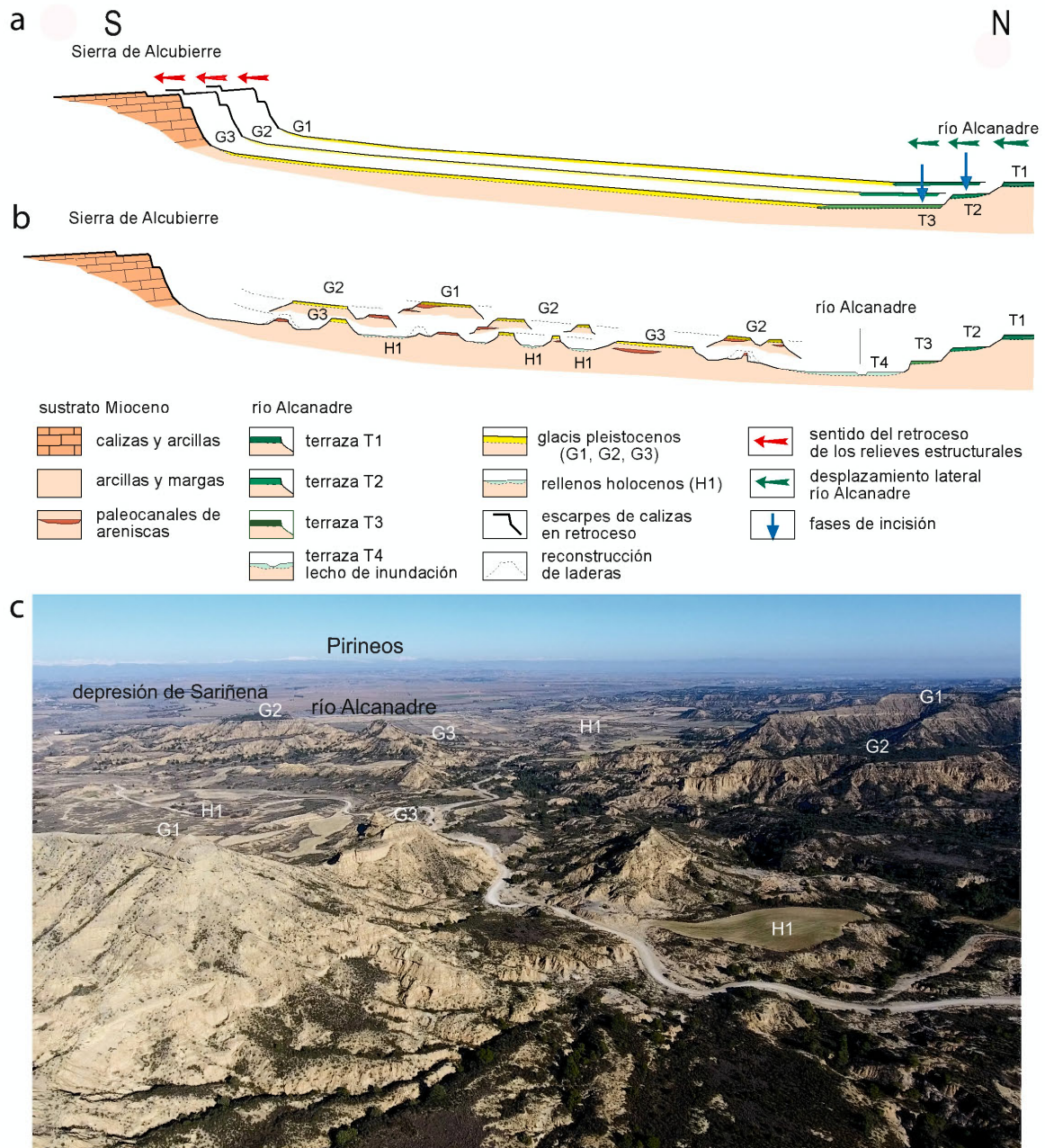


Figura 8: El relieve de Jubierre (valle del río Alcanadre); a) etapas evolutivas de los glaciares pleistocenos y su conexión con las terrazas fluviales del río principal, desplazándose hacia el sur; b) morfología actual de mesas y cerros con niveles resistentes de glaciares y paleocanales de areniscas; d) panorámica general del relieve de Jubierre, con indicación de niveles de glaciares pleistocenos (G) y rellenos de valle holocenos (H).

manera discontinua; las areniscas por su propio dispositivo sedimentario, los glaciares por su compartimentación erosiva post-sedimentaria. Aunque aparecen capas de calizas de escaso espesor, éstas solamente tienen suficiente desarrollo en la parte sur de Jubierre. El fuerte gradiente de la red fluvial que desciende desde la Sierra de Alcubierre hacia el río Alcanadre ha creado morfologías muy abruptas, con escarpes subverticales y taludes con pendientes entre 35° y 45°. Las litologías blandas, con abundancia de sales y el clima semiárido favorecen el desarrollo de procesos erosivos de evolución rápida, con formación de regueros (rills) y piping y profundas cárcavas, que generan el relieve laberíntico de mesas y cerros residuales o tozales de Jubierre (Figs. 8b, 8c). En función del grado evolutivo, [Peña Monné et al. \(2022a, 2022b\)](#) han propuesto una tipología morfológica para estos tozales

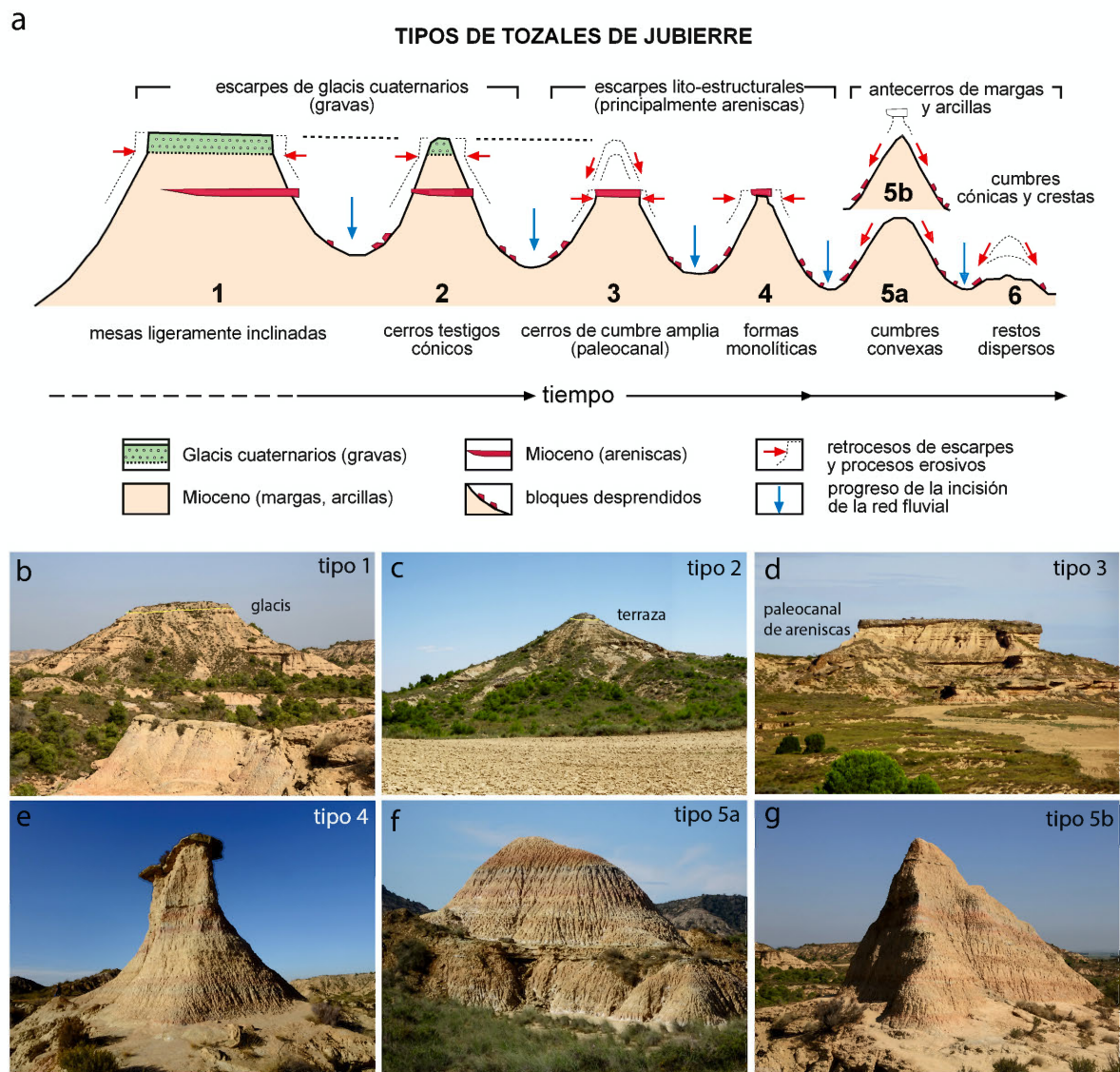


Figura 9: (a) Tipos de tozales de Jubierre en función del grado de evolución; (b-g) ejemplos de cada tipo (basado en [Peña Monné et al., 2022a, 2022b](#)).

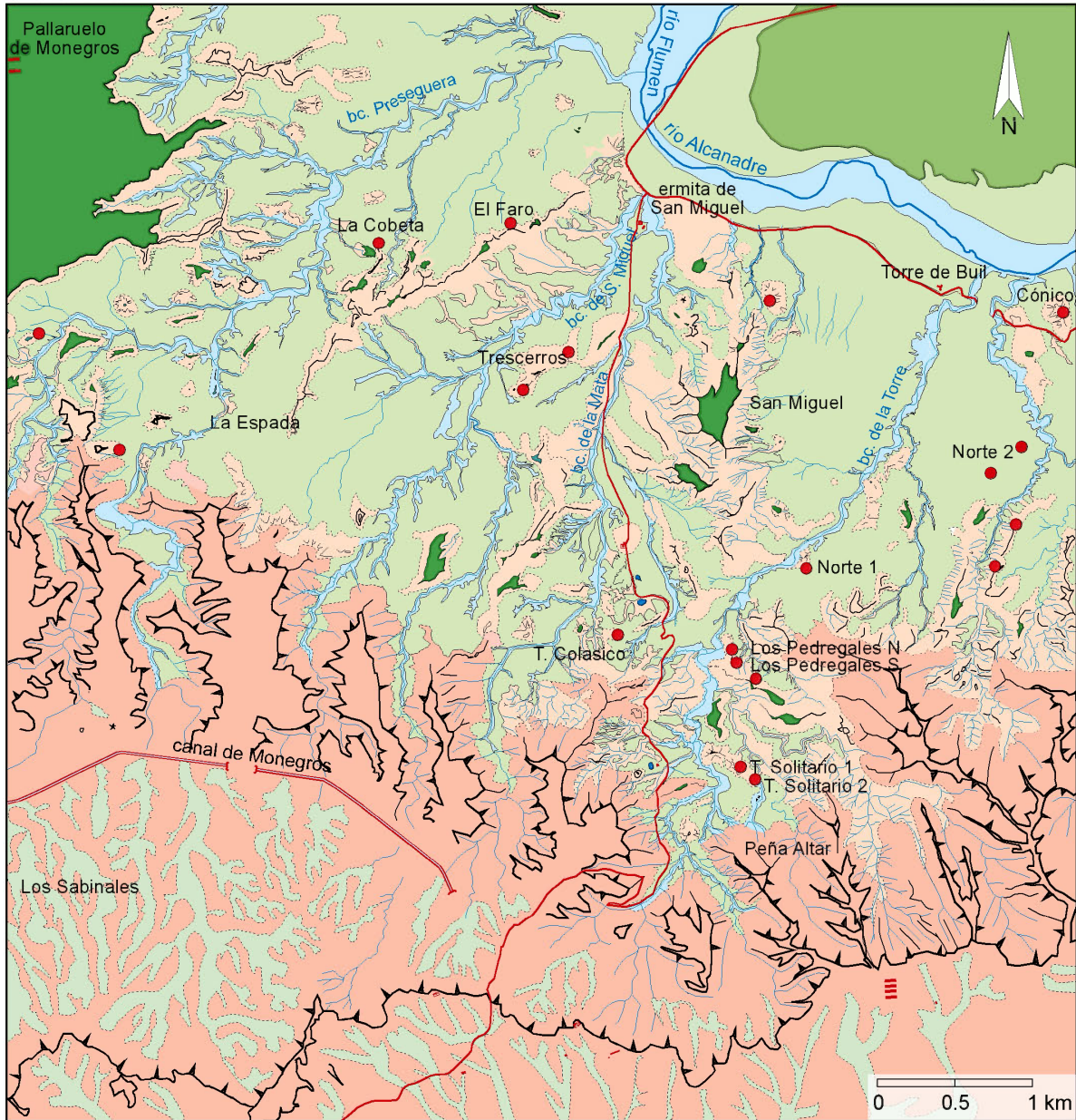
(Fig. 9a). En los dos primeros tipos (1 y 2 en Fig. 9a) los glaciares presentan un escarpe cimero formado por la acumulación detrítica de cantos calizos miocenos, fuertemente cementados. La morfología es de pequeña plataforma o mesa ligeramente inclinada hacia el sur (Figs. 9a, 9b) o de cerro cónico (Fig. 9a), éste último en una etapa más avanzada de erosión. Más cerca del río principal estas tipologías son similares, aunque los escarpes están compuestos de gravas poligénicas de las terrazas fluviales del río Alcanadre (Fig. 9c). Una vez que desaparece la capa detrítica superior, es posible que tome el relevo como escarpe resistente algún paleocanal de areniscas, a alturas variables y de tamaño dependiente de su continuidad lateral (Figs. 9a, 9d). Son los tozales de tipo litoestructural, con un escarpe de grosor variable y más o menos escalonado. La presencia de fracturas y el socavamiento de las margas basales, favorecen la caída de bloques de las cornisas que se acumulan a su pie, por lo que va disminuyendo progresivamente su tamaño hasta generar formas monolíticas sobre pedestales arcillosos (Figs. 9a, 9e) que con el tiempo van perdiendo su visera superior convirtiéndose en unos tozales sin capa resistente o caprock que evolucionan como lomas de forma convexa del tipo 5a (Figs. 9a, 9f) y cónica o de cresta alargada del tipo 5b (Figs. 9a, 9g). Estas últimas formas, conocidas en geomorfología como “antecerros”, son ya el tránsito a cerros arcillosos irregulares, a veces con restos de bloques de arenisca (Fig. 9a). Todo el modelo está en gran parte potenciado por la incisión de la red fluvial que favorece la aceleración en el retroceso de las laderas y el paso de una tipología a otra. La coexistencia de tozales en diferente grado de evolución junto con barrancos profundos y extensos rellenos sedimentarios en los fondos de valle crea el paisaje característico de la zona de Jubierre (Fig. 8c) y de otros lugares de la parte norte de Los Monegros.

Desde el punto de vista metodológico es importante disponer de un Mapa Geomorfológico a una escala media (Fig. 10) en la que se representa el marco evolutivo general del sector analizado, con la distribución de los principales componentes del paisaje geomorfológico, con abundantes tozales, que en muchos casos están relacionados con las ocupaciones de la Edad del Bronce localizadas en el estudio geoarqueológico (puntos rojos).

Las laderas tipo talus flatiron son muy abundantes en los relieves de Jubierre, aunque sus morfologías más claras y espectaculares corresponden a los tozales aislados del tipo de Los Pedregales, del que hemos seleccionado uno de ellos conocido como Los Pedregales Sur. En su entorno hay otros con idéntica evolución, como Pedregales Norte, Solitario 1 y Solitario 2, que aparecen descritos en [Peña Monné *et al.* \(2022a, 2022b\)](#). En el mapa geomorfológico de la Fig. 11 se aprecia el detalle de la cartografía del tozal de Los Pedregales Sur que pretende reflejar la distribución de los procesos y formas activos en la actualidad,

41°42'5.05"N
0°12'10.35"W

41°42'57.05"N
0°07'13"W



41°39'05"N
0°12'10.35"W

41°39'05"N
0°07'13"W

- | | | | |
|-------------------------------------|------------------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|
| calizas y margas Mioceno | conos y glacis Pleistoceno | lechos fluviales fondod de barancos | canal de riego |
| arcillas, margas, areniscas Mioceno | rellenos de valle Holoceno | red fluvial | edificios |
| principales escarpes estructurales | incisión depósitos holocenos | red de valles de fondo plano | cerros de interés geoarqueológico |
| cerros residuales (tozales) | terrazas río Alcanadre | vías de comunicación | |

Figura 10: Mapa geomorfológico de la zona de Jubierre y situación de algunos de los yacimientos localizados durante el estudio geoarqueológico (puntos rojos).

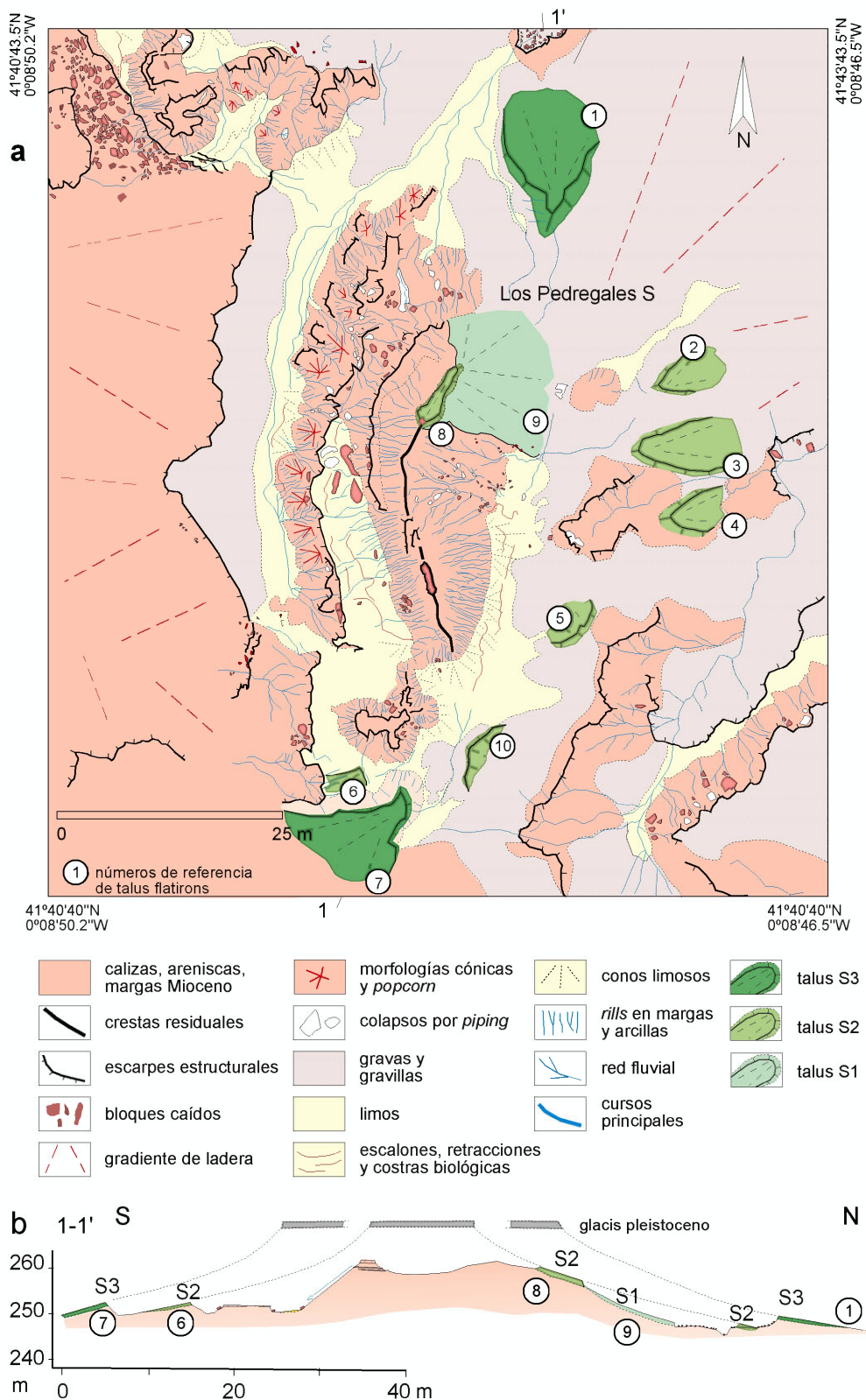


Figura 11: Mapa geomorfológico de detalle (a) y perfil transversal (b) de uno de los tozales de Jubierre (Los Pedregales Sur), con los restos de paleoladeras holocenas correspondientes a fases de estabilización. (Peña Monné *et al.*, 2022a)

las litologías del sustrato y los escarpes debidos a afloramientos resistentes que influyen como factores importantes en el funcionamiento de las laderas. Pero la atención se centra en las laderas residuales tipo talus flatirons, de las que se conservan 3 etapas, numeradas de más recientes (S1) a más antiguas (S3) en función de su separación respecto al cerro actual (Figs. 11a, 11b). Son restos poco extensos, pero se complementan en cuanto a su importancia con las etapas localizadas en los demás cerros cercanos. Las laderas están rodeando un pequeño cerro, que conserva un resto de capa dura (Fig. 12a) pero predomina una morfología de margas y arcillas, pudiendo clasificarse en el tipo 4 aunque ya a punto de pasar a ser tipo 5b (Fig. 9a), con una estrecha divisoria que le da forma alargada al tozal (Figs. 12a, 12b).

Lo que llama inmediatamente la atención es la composición interna de los talus flatirons, íntegramente formados por gravas calizas subangulosas procedentes de las sierras miocenas meridionales (Fm Alcubierre). En el entorno del cerro, lo más cercano con esta composición son los glaciais pleistocenos que forman la cumbre de otros cerros. Por lo tanto, son materiales que han llegado a las laderas desde una cumbre más elevada que formaba un cerro original del tipo 1, es decir una mesa plana, cuya altura podemos reconstruir por comparación con otros cerros que aún conserva restos de glaciais. En este caso sería un glacis de la tercera de las etapas de formación de estas morfologías (Fig. 8a).

Por otra parte, los talus flatirons conservados muestran pendientes que podemos prolongar para obtener un perfil para cada una de las etapas que alcanzaría hasta esa potencial cumbre de grava (Fig. 11b). Por supuesto, la posición de los dos talus de la etapa S3 nos marcaría la mayor extensión del cerro, la etapa S2 una situación intermedia y la etapa S1 ya está muy próxima a las dimensiones actuales. No tenemos datos cronológicos de la etapa S3, aunque por otros datos procedentes de otras zonas de la cuenca del Ebro sabemos que esta fase sería de fines del Pleistoceno. Sin embargo, los talus de la etapa S2, contiene abundantes trozos de cerámicas de la Edad del Bronce entre los fragmentos calizos, así como enlucidos de barro y restos de adobes de construcción. Por lo tanto, esa etapa de estabilización de laderas S2 se generó durante o ligeramente con posterioridad a la ocupación del cerro en esa etapa cultural. El resto de talus S2 mejor conservado y más próximo al yacimiento original es el que corresponde al número 8 en la Fig. 11a y que podemos ver también en las Figs. 12a y 12b. Con objeto de conocer mejor la cronología de la ladera se realizó una limpieza del perfil (Fig. 12c), en el que además de cerámicas (Fig. 12d) aparecen restos de carbón y fragmentos de hueso. En una de las muestras de carbón se obtuvo una datación ^{14}C (JUB-1 en Fig. 12c) de 1 608-1 446 cal a.C. (2σ)

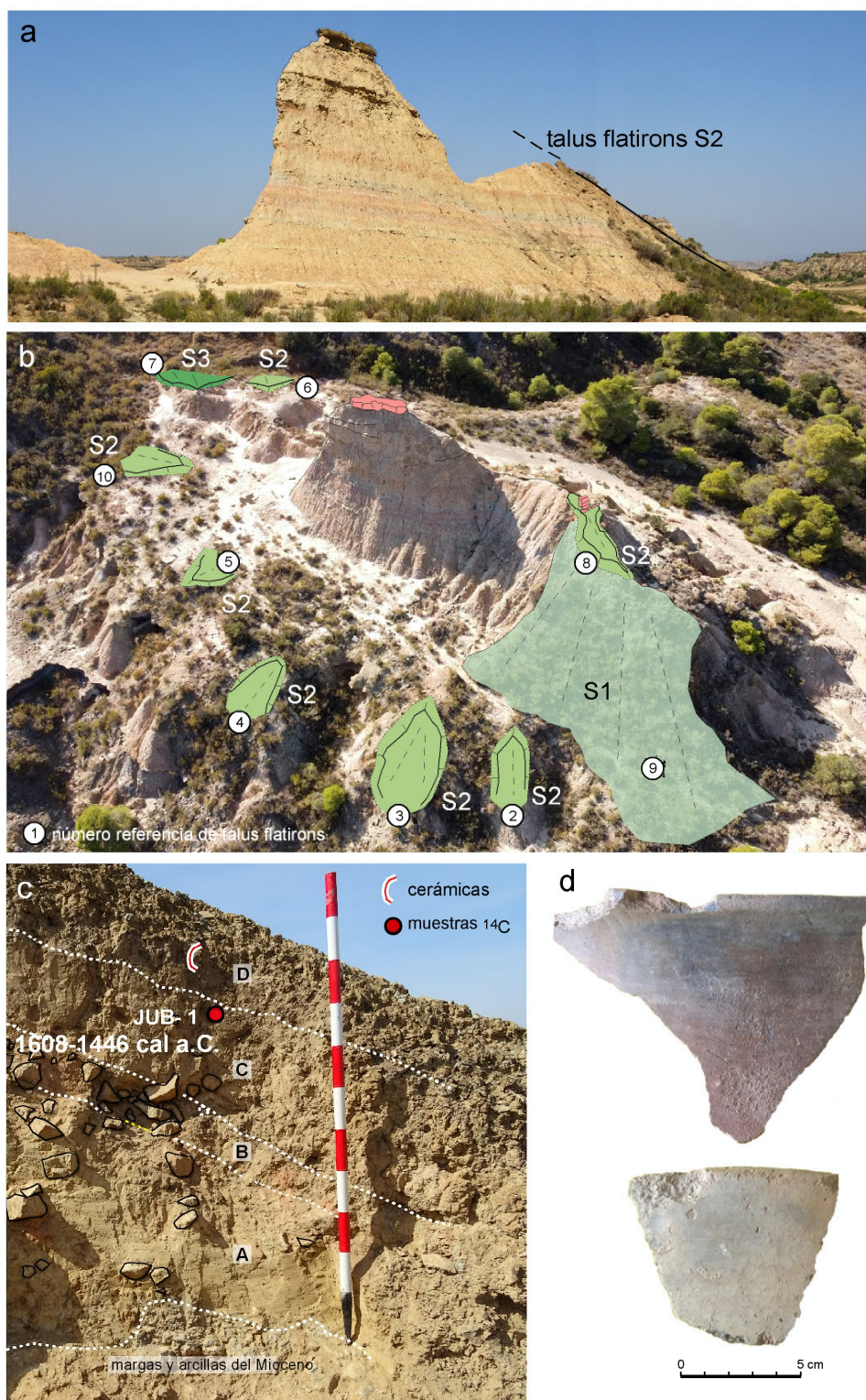


Figura 12: Aspectos geoarqueológicos de Los Pedregales Sur; a) fotografía del cerro residual con una ladera tipo talus flatiron (etapa S2); b) vista aérea del conjunto de talus flatirons, entre los que destacan los de la etapa S2 que marcan los límites de las laderas del cerro original antes de su erosión; c) limpieza del perfil del talus marcado con “8” en la Fig. b, con las unidades diferenciadas, restos de cerámicas (d) y una datación ^{14}C de la Edad del Bronce (reelaborado de Picazo *et al.*, 2021; Peña Monné *et al.*, 2022a).

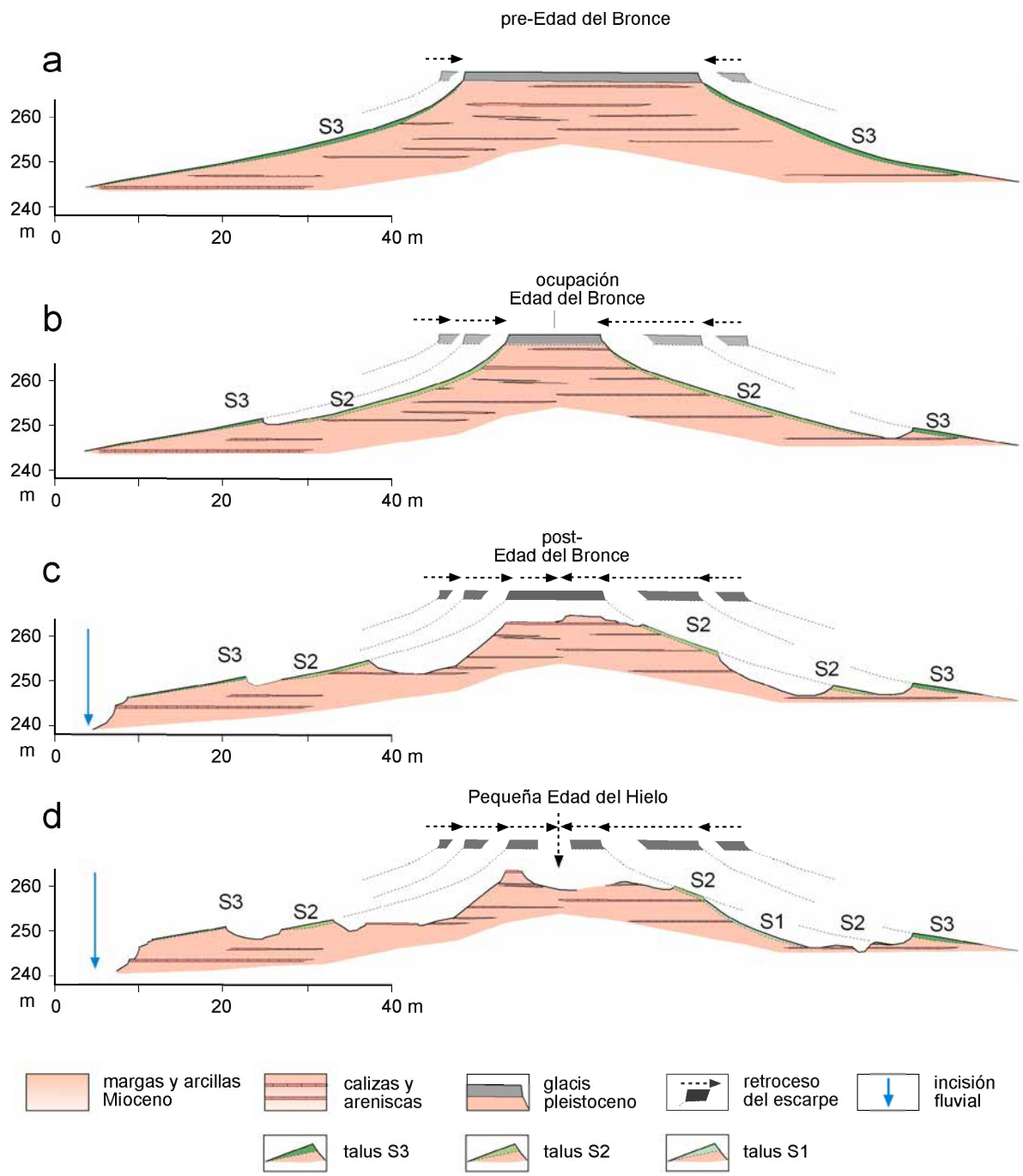


Figura 13: Reconstrucción evolutiva del tozal de Los Pedregales Sur.

(Picazo *et al.*, 2021; Peña Monné *et al.*, 2022a, 2022b) que encaja bien con la asignación de las cerámicas a la Edad del Bronce, muy similares a las descritas en otras zonas del valle del Ebro (Picazo, 2005). Finalmente, la etapa S1, solamente se conserva (Figs. 11, 12b) en forma de ladera adosada al perfil descrito de S2. Su contenido no es más que material retomado de la etapa S2, de forma que no aporta otros datos cronológicos. A nivel general del NE de España, la ladera S1 se la considera como generada en fases húmedas de la Pequeña Edad del Hielo, siglos XIV al XIX (Pérez Lambán *et al.*, 2014; Peña Monné, 2018).

Desde un punto de vista evolutivo (Fig. 13), tanto en Los Pedregales Sur, como en otros tozales de Jubierre se conservan 3 etapas de ladera correspondientes a fases de estabilización. La más antigua (S3) de finales del Pleistoceno superior, la intermedia (S2) durante o poco posterior a la Edad del Bronce y la más reciente (S1) en la Pequeña Edad del Hielo. Estas fases de estabilización estuvieron separadas por etapas degradativas en las que dominaba la erosión, de manera que en los últimos 3000 años ha habido dos grandes fases con un sistema de laderas que alcanza situación estable por causas naturales –pese a la acción humana–. Las fechas coinciden con la Fase Fría de la Edad del Hierro o evento Bond 2.8 (Bond *et al.*, 1997) y con la PEH, cuyas fases más húmedas han sido registradas en laderas de la zona de Muel, en el valle del Huerva (Pérez Lambán *et al.*, 2014).

4.3. Las laderas con alineaciones de bloques

También son muy frecuentes en la depresión del Ebro los dispositivos formados por un gran escarpe superior de litologías duras, pero con una red de fracturación poco densa que evoluciona por caída de bloques (*rockfall*) y vuelco (*toppling*). Estos bloques se depositan en el talud en diferentes posiciones, predominando la imbricación (Figs. 14a, 14b). En estas laderas es más difícil establecer etapas porque los bloques pueden caer de forma aleatoria, individualmente, formando una superficie de bloques, que Parsons *et al.* (2009) denominan *rock-mantled slopes* y Duszyński y Migoñ (2015) *boulder aprons*. Son bloques acumulados como consecuencia del progresivo retroceso del escarpe e incluso fueron interpretados en algunas regiones de Europa central como trasladados tras su caída hasta puntos lejanos. Duszyński y *et al.* (2024) han realizado dataciones con nucleidos cosmogénicos a lo largo de transectas que muestran un orden cronológico en su disposición, aunque sin poder establecer etapas evolutivas separadas por cambios en el sistema. Por primera vez, en los Monegros (Peña Monné *et al.*, 2024) se han llegado a delimitar alineaciones de bloques paralelos al escarpe que permiten separar claramente etapas de caída de bloques separadas

por espacios intermedios (Figs. 14a, 14b) que pueden tener su equivalencia en el dispositivo señalado para los talus flatirons. Los bloques desplazados lo hacen conjuntamente con sedimentos de menor tamaño que terminan formando una ladera estabilizada. En los periodos intermedios, la erosión elimina la mayor parte del sedimento a excepción de los bloques que quedan en una posición muy cercana a la original.

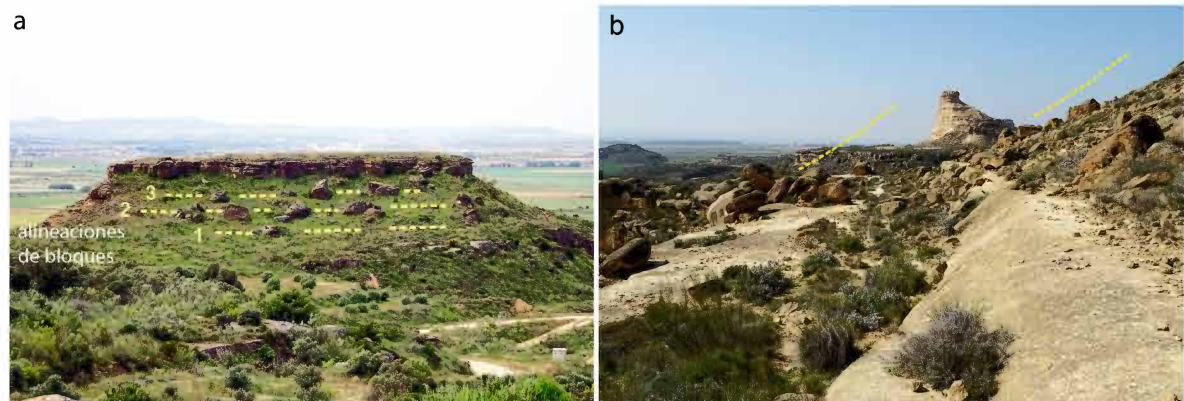


Figura 14: Laderas con alineaciones de bloques en el sector de Los Torrollones (Huesca); a) etapas de bloques en Fraella; b) laderas de bloques alineados en La Gabarda.

4.4. Laderas mixtas de bloques y talus flatirons

Las laderas de bloques alineados y los talus flatirons pueden aparecer combinadas en un mismo relieve como laderas mixtas, por un cambio en el dispositivo morfológico a lo largo del tiempo. Es el caso de los dos ejemplos que vamos a mostrar: el tozal de La Cobeta y el tozal de Puyalón.

4.4.1. EL TOZAL DE LA COBETA

Este cerro está situado en la parte NW de la región de Jubierre (Fig. 10) y es muy conocido por su espectacular morfología en pináculo. En total, el tozal alcanza 32 m de altura total y se compone de un bloque de arenisca superior de 4 m de espesor y unas dimensiones superficiales de 13×4 m. El pináculo se apoya sobre un pedestal y un talud basal con una pendiente de $25-35^\circ$, formados por margas, arcillas y estrechas capas de areniscas (Figs. 15a, 15b). Lo más importante es que en el lado NW se extiende una amplia superficie de ladera ocupada por bloques de arenisca, la mayoría de grandes dimensiones (hasta 3 m de eje mayor). Son los bloques del antiguo paleocanal, caídos por procesos derrumbe y vuelco (*rockfall* y *rocktoppling*). Es bastante habitual que al pie de escarpes de este estilo haya acumulaciones de bloques en toda la región, pero en el

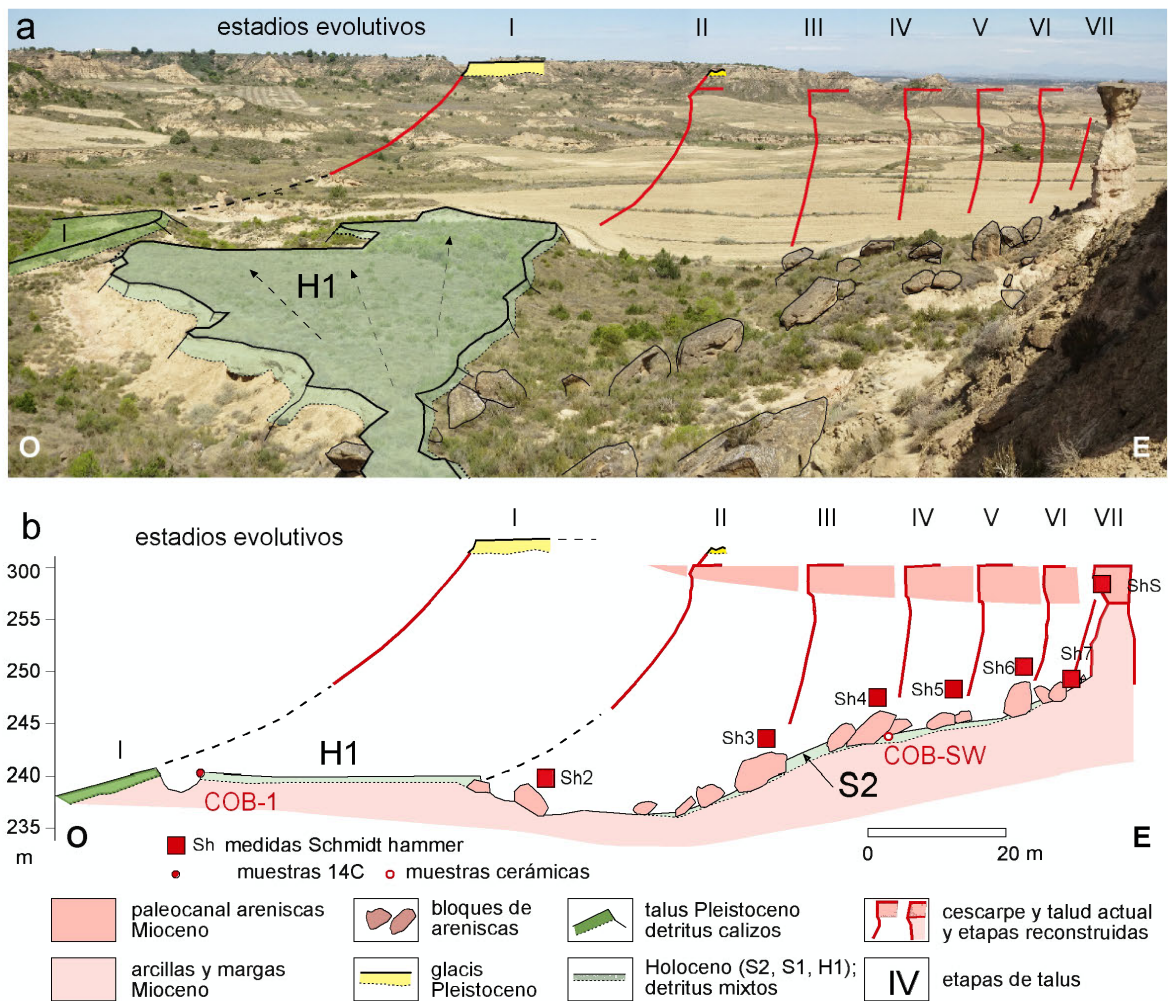


Figura 15: Laderas de bloques del tozal de La Cobeta; a) pináculo residual de La Cobeta (margen derecha de la imagen) y alineaciones de bloques que permiten estimar los retrocesos de las laderas en 7 etapas (I a VII). La etapa I, la más antigua corresponde a un talus flatiron mientras que las restantes se formaron por la caída de bloques; b) esquema extraído de la imagen anterior, con la reconstrucción del glacis inicial que originó el talus I y del paleocanal que empieza a aflorar a partir de la etapa II. Se han situado los puntos de medición con el martillo Schmidt (Sh) y los puntos de muestreo (Peña Monné *et al.*, 2024).

caso de La Cobeta, mediante el uso de drones y la realización de una cartografía de alta precisión, se pudo distinguir que los bloques mantenían la posición imbricada original y se ordenaban en alineaciones paralelas al tozal actual, dejando un espacio de separación entre las líneas. Este dispositivo se observó por primera vez este cerro y ha permitido establecer 6 alineaciones de bloques en la ladera oeste y tres en la este (Peña Monné *et al.*, 2024). La imbricación de los bloques nos indica ángulos en torno a 35° para el talud original. Además de estas 6 etapas de bloques hay también una ladera residual del tipo talus flatiron, a una distancia de 120 m del escarpe actual (Figs. 15a, 15b), con los mismos componentes que hemos señalado en Los Pedregales sur: cantos subangulosos de calizas miocenas procedentes necesariamente de un glacis pleistoceno. De manera que el modelo evolutivo tiene carácter mixto. Este talus (etapa I en Figs. 15a, 14b) nos indica que inicialmente el cerro tuvo en su escarpe superior el glacis pleistoceno (tozal tipo 1) pero a medida que el escarpe retrocedió fue apareciendo un paleocanal, al inicio muy estrecho, pero ampliándose al aflorar su parte central (Fig. 15b). Este escarpe de areniscas será ya el protagonista y suministrador de bloques durante las etapas siguientes hasta la actualidad (Figs. 15a, 15b).

Desconocemos la cronología de todo el conjunto, pero podemos acercarnos a una reconstrucción partiendo de dos métodos. El primero, el geoarqueológico, basado en la presencia de materiales arqueológicos bajo los bloques de alguna de las etapas. Esto permitió definir la etapa IV como equivalente a la ladera S2 de Los Pedregales Sur, al contener materiales de la Edad del Bronce (COB-SW en Fig. 15b). Una segunda aproximación cronológica se basó en las relaciones de las laderas con otras formaciones datables, como es el caso de los conos aluviales de las zonas bajas. Los bloques de ladera II conectan lateralmente con una acumulación de 2-3 m de espesor (denominada H1 en Figs. 15a, 15b) compuesta por limos y arenas y gravillas dispersas, producto del lavado selectivo de las acumulaciones de ladera. En la parte basal cuya unidad inferior se localizó una cubeta de combustión, que fue excavada en el suelo, con la base rubefactada por la alta temperatura y rellena de una capa de carbón y cantos angulosos de caliza (Fig. 16). Los carbones han aportado una fecha calibrada en torno a los 5 000 años AP (ver datos exactos en COB-2 de Fig. 16). Por encima de la cubeta, una segunda datación (COB-6) dio una fecha muy parecida. Hay una tercera datación en una cubeta cercana, en el lado NE de La Cobeta, que se sitúa en ca. 7 000 años (Peña Monné *et al.*, 2024). Por lo tanto, la base de la acumulación H1 se formó hace entre 7 000 y 5 000 años AP. Por otra parte, se acabó de formar en Época Romana, ya que también hay una datación obtenida a techo de H1 que dio una fecha de 258-411 cal AD (2σ), lo cual es muy habitual en otras acumulaciones

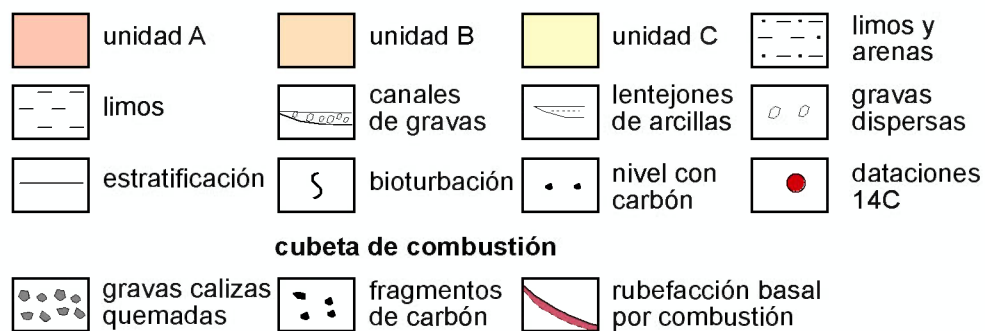
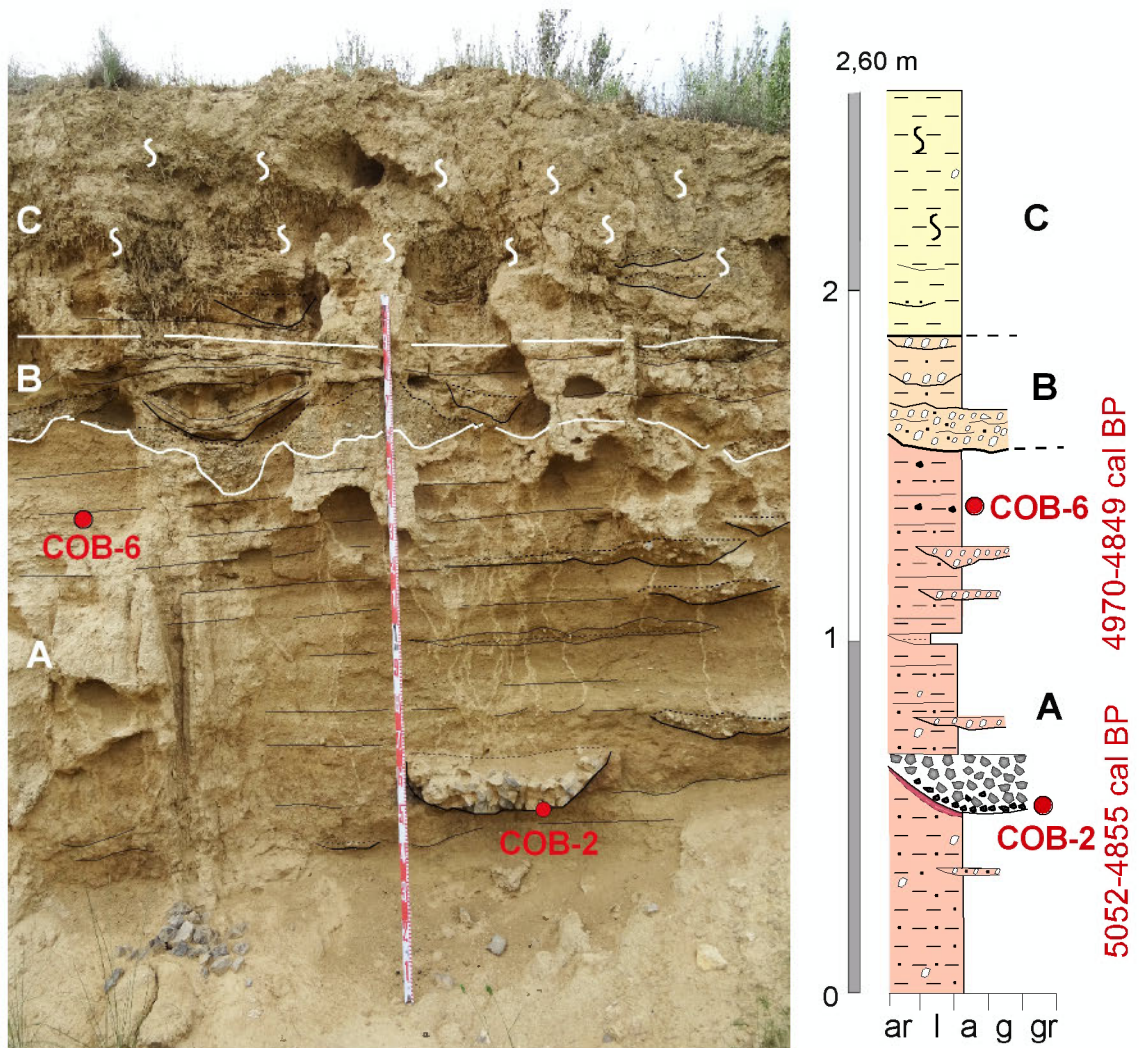


Figura 16: Perfil de la acumulación H1 de La Cobeta, que se relaciona con la ladera de la etapa II. En su estratigrafía aparecen niveles con carbón (muestra COB-6) y una cubeta de combustión (COB-2) de origen antrópico (Peña Monné *et al.*, 2024). Se señalan las fechas obtenidas mediante ^{14}C .

semejantes del sector central de la cuenca del Ebro (Peña Monné *et al.*, 2004, 2014, 2018; Peña Monné, 1996, 2018; Constante, 2009; Constante *et al.*, 2010). Por tanto, podríamos trasladar las fechas basales de H1 a la etapa de ladera de bloques II, que tendría una edad de 5 000-7 000 años AP.

4.4.2. EL TOZAL DE PUYALÓN

Es un cerro aislado en mitad de la llanura monegrina, entre las localidades de Alcubierre y Cantalobos. Comparte con el tozal de La Cobeta la presencia de alineaciones de bloques junto con etapas de talus flatirons. Presenta forma alargada, con una cumbre estrecha compuesta por restos de un glacis pleistoceno, formado por 3 m de gravas, gravillas, limo y arena poco cementadas, de manera que la cumbre es convexa (Fig. 17a). Por debajo sobresale un paleocanal de areniscas que genera el verdadero escarpe principal. El cerro es disimétrico debido al factor orientación. La ladera norte es más estable, con una cubierta detrítica antigua, mientras que la ladera sur es actualmente inestable, con erosión muy activa en las margas y arcillas miocenas. También ha tenido una sucesión evolutiva de fases de estabilidad e inestabilidad, como muestran los restos que se conservan. En primer lugar, hay dos etapas de talus flatirons semejantes a los de los Pedregales Sur, pertenecientes a las etapas S3 y S2, y una ladera S1 afectada por incisiones recientes, pero sin formar verdaderos talus flatirons. En los dos restos de laderas S3 (Fig. 17a) se repite la composición de detríticos calizos, que aquí proceden del glacis que aún forma la cumbre del cerro. La ladera no contiene bloques por lo que hay que pensar que el paleocanal de arenisca aún no afloraba. Tampoco incluye en sus depósitos fragmentos de cerámica, de manera que es similar a la ladera S3 de Los Pedregales Sur y posiblemente sean contemporáneas y de finales del Pleistoceno. Por otro lado, los talus de la etapa S2 se conservan en pequeños retazos y contienen cerámicas de la Edad del Bronce. Seguramente el yacimiento original estaría situado en la cumbre y parte alta de la ladera, pero ha desaparecido por completo de su lugar original. La ladera S2 contiene además abundantes fragmentos de huesos de animales y carbón. De uno de estos carbones (muestra PAL-1) se obtuvo una fecha ^{14}C de 1 210-1 053 cal a.C.-2s) (Peña Monné *et al.*, 2024). Se da la circunstancia que la ladera S2, además de los detríticos calizos, ya contiene algunos bloques de arenisca, lo que significa que en esta etapa el paleocanal ya había comenzado a aflorar. Por esta razón se considera la ladera S2 equivalente a la etapa de alineación de bloques IV del tozal de La Cobeta.

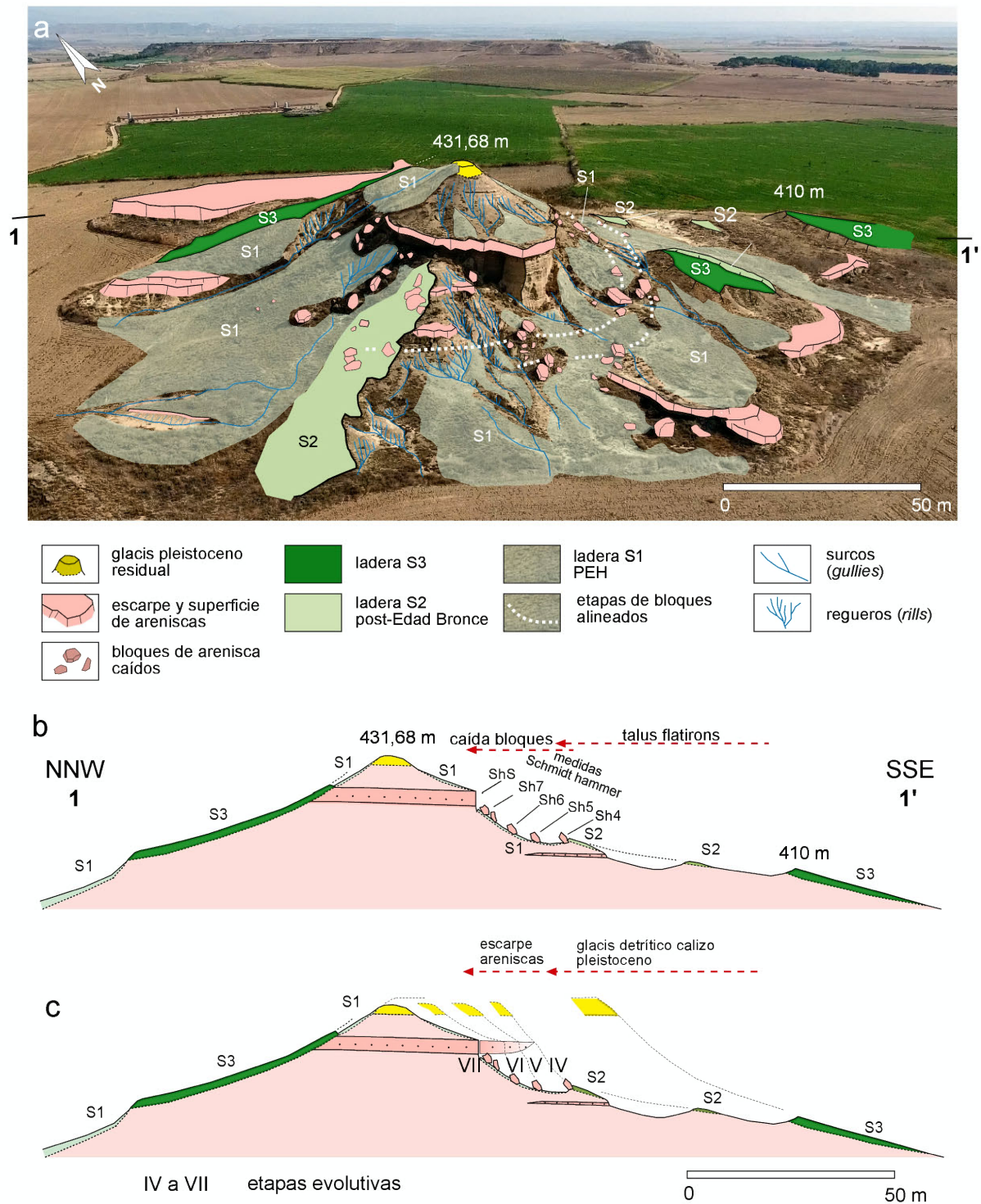


Figura 17: Tozal de Puyalón (Alcubierre); a) vista aérea general del cerro, con interpretación de los principales rasgos geomorfológicos. Destacan los talus flatirons y las alineaciones de bloques más cercanos al cerro actual; b) perfil transversal de Puyalón con las etapas de laderas y los bloques imbricados en los que se tomaron medidas con el martillo Schmidt (Sh); c) reconstrucción del retroceso del escarpe, con las fases de ladera en las que el cerro tenía en la cumbre el depósito detrítico del glacis (S3 a S1) y las que un paleocanal de areniscas aportaron boques (IV a VII). (Peña Monné *et al.*, 2024)

A partir de esta etapa IV no hay más talus flatirons y los bloques imbricados forman las alineaciones de las etapas IV a VII (Figs. 17a, 17b) hasta el mismo pie del escarpe de areniscas. Como en La Cobeta permiten reconstruir, junto con las dos etapas de talus flatirons, diferentes posiciones del escarpe del glacis, el momento del afloramiento del paleocanal y su retroceso hasta la actualidad (Fig. 17c). Cronológicamente contamos nuevamente con una estimación inicial, que es la datación de la Edad del Bronce para la fase de estabilización S2-etapa IV. Entre los bloques de las últimas etapas VI y VII hay cerámicas del siglo XIX en algunos rellenos, que podrían permitirnos una asignación cronológica en las últimas etapas de la Pequeña Edad del Hielo.

4.4.3. ESTIMACIONES CRONOLÓGICAS CONJUNTAS

Además de las aproximaciones cronológicas expuestas en ambos tozales, se ensayó otra metodología para alcanzar una cronología estimativa de las etapas de las laderas de bloques. Se tomaron medidas de rebote (*rebound values-R*) con un martillo de Schmidt sobre bloques de las diferentes etapas y en el escarpe actual de areniscas para poder comparar las diferencias de resistencia a la compresión uniaxial de la superficie de la roca. Pueden verse los puntos de muestreo (siglas Sh) en La Cobeta en la Fig. 15b y en Puyalón en la Fig. 17b. El método se basa en que cuanto más tiempo ha transcurrido desde la caída de un bloque, mayor es su meteorización y menores los valores de resistencia, de manera que en La Cobeta los bloques más alejados, como la etapa II, situada a 56 m del escarpe actual, tienen los valores R más bajos (media de 14,85), mientras que el escarpe actual registra valores de 30,6 de media. Los valores de resistencia a la compresión uniaxial que se les pueden atribuir empíricamente a partir de esos valores R serían de 25 y 65 MPa, respectivamente. Algo similar se observa en los datos obtenidos en Puyalón, donde hay menos etapas.

Lo primero que llama la atención es la coincidencia de distancias entre las etapas de bloques para las etapas IV a VII, que indica que han ocurrido los mismos procesos y con una velocidad de retroceso de escarpes muy parecido, lo que nos permite hablar de ambos cerros a la vez (Fig. 18a y 18b). Estableciendo una relación entre los valores medios de rebote obtenidos en los bloques medidos en cada etapa y la distancia en que se encuentran respecto al escarpe actual se pueden aportar estimaciones cronológicas relativas de las etapas si se dispone de al menos una fecha de referencia. Tanto en La Cobeta (Fig. 18a) como en Puyalón (Fig. 18b), la etapa IV contiene cerámicas y dataciones de la Edad del Bronce. Sabemos a nivel general del NE de España que el desarrollo final de esa etapa

alcanza hasta la I Edad del Hierro (700-500 a.C.), generando una fase de estabilización de laderas cuya huella puede seguirse de forma generalizada en el NE de la Península Ibérica (Peña Monné, 2018). A nivel paleoambiental global se corresponde con la Fase Fría de la Edad del Hierro o evento Bond 2.8 (Bond *et al.*, 1997) (Fig. 18c). Por otra parte, disponemos de una fecha de rango muy amplio (5 000-7 000 a.C.) para la etapa de bloques II, que puede servir de control para la estimación cronológica general. Los datos obtenidos, que pueden verse representados como barras grises en las Figs. 18a y 18b, tienen una incertidumbre marcada por las variaciones de distancias que tienen los bloques de cada fase respecto al escarpe.

Si prolongamos las barras grises de estimación cronológica hacia la Fig. 18c podemos apreciar su relación con etapas climáticas del Holoceno, coincidiendo la mayoría con etapas frías de eventos Bond (etapa II con Bond 5.9; etapa III con evento 4.3; etapa IV con evento 2.8; etapa V muy cerca de la LALIA (Büntgen *et al.*, 2016) –evento 1.4 de Bond y etapa VII con la Pequeña Edad del Hielo). Solamente la etapa VI, coincidente con la Anomalía Cálida Medieval estaría generada en una etapa más cálida y quizá también en parte la etapa V, con el Periodo Cálido Romano, aunque en ambas hay fluctuaciones frías intermedias, que tal vez estuvieran relacionadas con estas etapas. En cualquier caso, son unas primeras aportaciones a la aplicación del método, que puede tener fallos desde la propia toma de medidas hasta el tratamiento estadístico que habrá que mejorar en próximos trabajos. Pero en términos generales tanto los talus flatirons como las laderas de bloques corresponderían a etapas de estabilización generadas básicamente en etapas frías y relativamente más húmedas, entre las que destaca la etapa IV por conocerse sus características y cronología en la depresión del Ebro y la Cordillera Ibérica (Peña Monné *et al.*, 2018).

Como último dato y no por ello menos importante, disponemos de información paleobotánica aportada por los carbones muestreados en la acumulación H1-equivalente a la etapa II para fechas de 5 000 y 7 000 años AP, en uno de los talus flatirons (etapa IV-S2 de Puyalón), bajo los bloques de la etapa IV de La Cobeta, que indican cambios importantes en la vegetación dominante en este sector de Los Monegros (Fig. 18a, parte inferior), con predominio de *Juniperus* sp. para el Neolítico antiguo (ca. 7 000 años) y mixta de *Juniperus* sp. y *Pinus halepensis* en el Neolítico final (ca. 5 000 años BP). En la Edad del Bronce (ca. 2 600 BP) sigue el dominio del *Pinus* al tiempo que se registra una proliferación de ocupaciones en poblados que necesariamente debieron comenzar un proceso de actuación sobre el medio. Otros datos en muestreos cercanos realizados en la

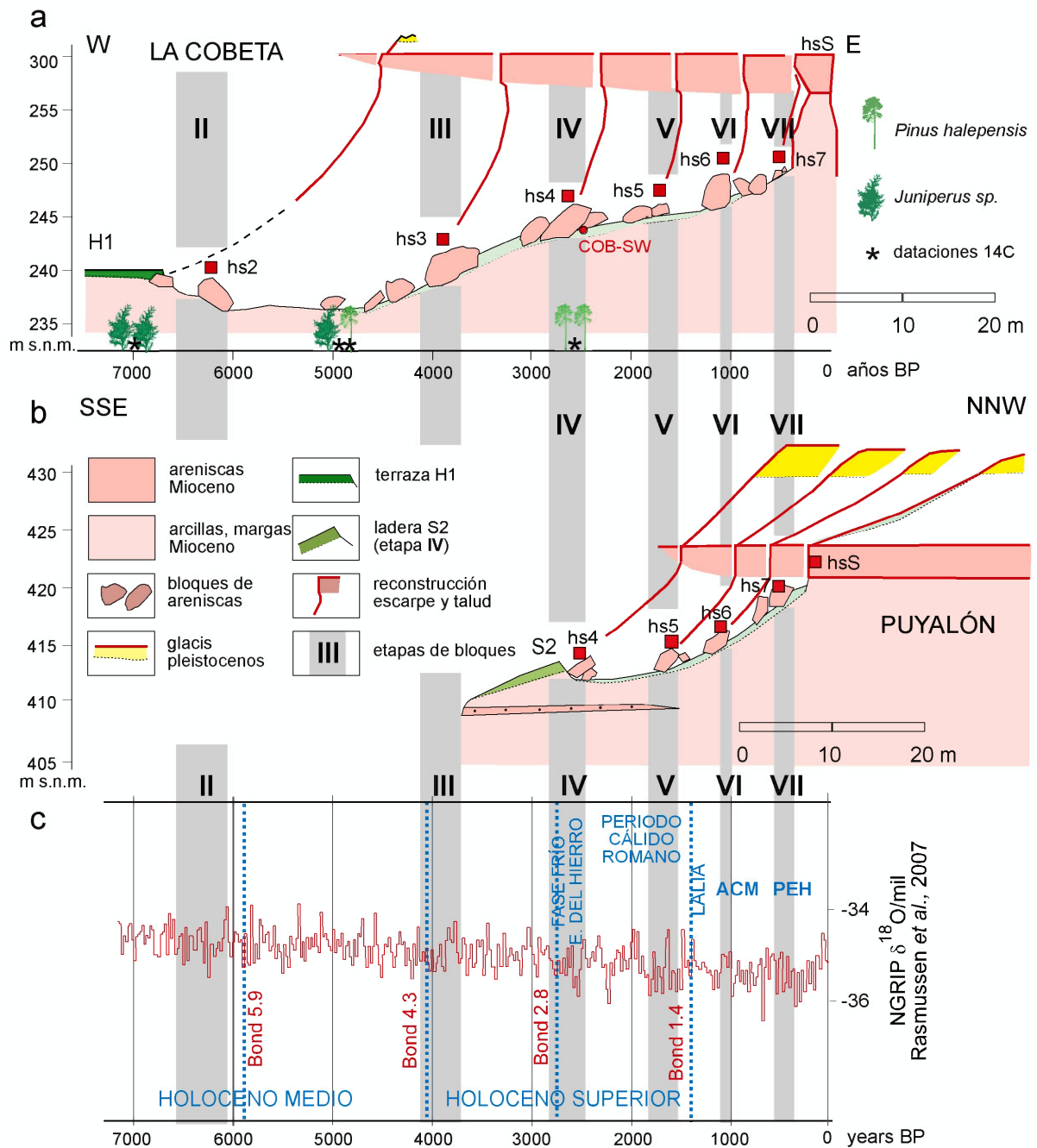


Figura 18: Estimaciones cronológicas para los tozales de La Cobeta (a) y Puyalón (b) basadas en las mediciones de valores de rebote con un martillo Schmidt en los bloques alineados, además de otros datos cronológicos (dataciones ^{14}C y restos cerámicos). Los resultados estimados se ponen en relación con cambios climáticos globales (c). En la Fig. a además se indica la información paleobotánica sobre la vegetación dominante, obtenida de carbonos de tres de las etapas (Peña Monné *et al.*, 2024; Alcolea Gracia *et al.*, 2024).

zona de Jubierre indican que los pinos se mantienen en Época Romana y hay un periodo posterior sin datos hasta Época post-Medieval, en que se regenera el sabinar ([Alcolea Gracia et al., 2023, 2024](#); [Peña Monné et al., 2024](#)).

5. CONCLUSIÓN: HOLOCENO, PALEOAMBIENTES Y GEOARQUEOLOGÍA

Este largo recorrido a través de las laderas aragonesas ha ido dirigido hacia unos objetivos. En primer lugar, mostrarles la rápida e importante evolución del conocimiento del Holoceno desde la Geomorfología, reconociendo siempre que hay colegas trabajando el Holoceno desde otros puntos de vista, que aportan otros datos de gran valor para conocerlo con más precisión. Por otra parte, la generalización a todo el NE de España observada en estas morfologías de significación paleoambiental, que asegura su validez.

En segundo lugar, he tratado de poner de relieve que muchos de los viejos esquemas de hace 50 años se han cambiado por otros nuevos. El Holoceno no es esa fase tranquila y aburrida en la que no pasó nada climáticamente hablando, sino que hubo fluctuaciones ambientales suficientemente grandes y con efectos tan notables como para poder asegurar que algunos relieves, como los de Jubierre y otras zonas de Los Monegros son plenamente holocenos. Tanto los tozales de Los Monegros como los cañones de la Sierra de Albarracín muestran fases de estabilización y de inestabilidad erosiva, resultantes de cambios en la dinámica de los sistemas geomorfológicos, como consecuencia de cambios ambientales.

En tercer lugar, los datos obtenidos pueden relacionarse en gran parte con los cambios climáticos globales. En la Fig. 19, usando como base un marco conocido de cambios ambientales del Holoceno (curva NGRIP, [Rasmussen et al. \(2007\)](#)), curva de [Alley \(2000\)](#), más sintética; los eventos Bond, de [Bond et al. \(1997\)](#), se recogen los procesos y formas indicadores de cambios dinámicos de las que hemos ido hablando.

- Por una parte, las **etapas de actividad de los derrubios estratificados y de formación de suelos** en los cañones de la Cordillera Ibérica, con cuatro fases de estabilización de laderas en el Holoceno inferior y medio. Además, otros derrubios con paleosuelos que se han datado en la Cordillera Ibérica y depresión en torno al evento Bond 1.4 o LALIA (ca. 1 400 AP).

- Pero los datos más importantes de estabilización están en relación con **paleosuelos y formación de laderas regularizadas** conservadas como talus flatirons, con dos etapas: la Fase Fría de la Edad del Hierro y la Pequeña Edad del Hielo. Estas fases de estabilización de laderas tienen origen climático y están separadas por fases de incisión intermedias, la última de las cuales sigue activa en el Periodo Cálido Actual.
- Por su parte, **las laderas de bloques**, a partir de datos estimativos, nos ofrecen VII etapas que en su mayor parte se relacionan bien con eventos Bond.

Y de toda esta sucesión de etapas relativamente más frías con otras más cálidas sólo queda un gran vacío entre los eventos Bond 5.9 y 4.2 (en el centro de la gráfica) del que no disponemos aún de información.

Estos datos pueden responder a muchas preguntas sobre la edad y evolución de algunos paisajes sobre los que se hacen muchas afirmaciones erróneas. Es el caso de Los Monegros. La idea de que son y han sido un “desierto” desde el Mioceno o desde, al menos, la última glaciación está muy extendida en la literatura tanto divulgativa como científica. Sería más lógico pensar que las mismas fluctuaciones climáticas que durante todo el Cuaternario han afectado a Los Pirineos lo han hecho también en Los Monegros y en todo el centro de la Depresión del Ebro, cada una en su rango climático y altitudinal. Y las etapas de estabilidad e inestabilidad de las laderas (Fig. 19) deja bien claro que existieron esos cambios y que están en relación con cambios globales.

También puede acabarse con otro mito recurrente de Los Monegros, muy ligado al anterior. Si nunca hubo condiciones favorables, cabe pensar que nunca hubo ocupaciones humanas importantes en el pasado. Los trabajos geoarqueológicos nos muestran que, especialmente durante la Edad del Bronce, hubo una alta intensidad de ocupación. Esos tozales que ahora vemos tan erosionados eran entonces de mayores dimensiones y sirvieron de lugares de ocupación. Aplicando técnicas geoarqueológicas, en la zona de Jubierre se han localizado por el momento más de 30 puntos de ocupación de esa época, desconocidos hasta el momento. Y posiblemente la época de máxima intervención humana en Los Monegros se produjo entonces, aunque de forma menos intensa el proceso de deforestación comenzaría antes, tal como demuestra la presencia de esas cubetas de combustión datadas entre 7 000 y 5 000 AP que nos remontan al Neolítico.

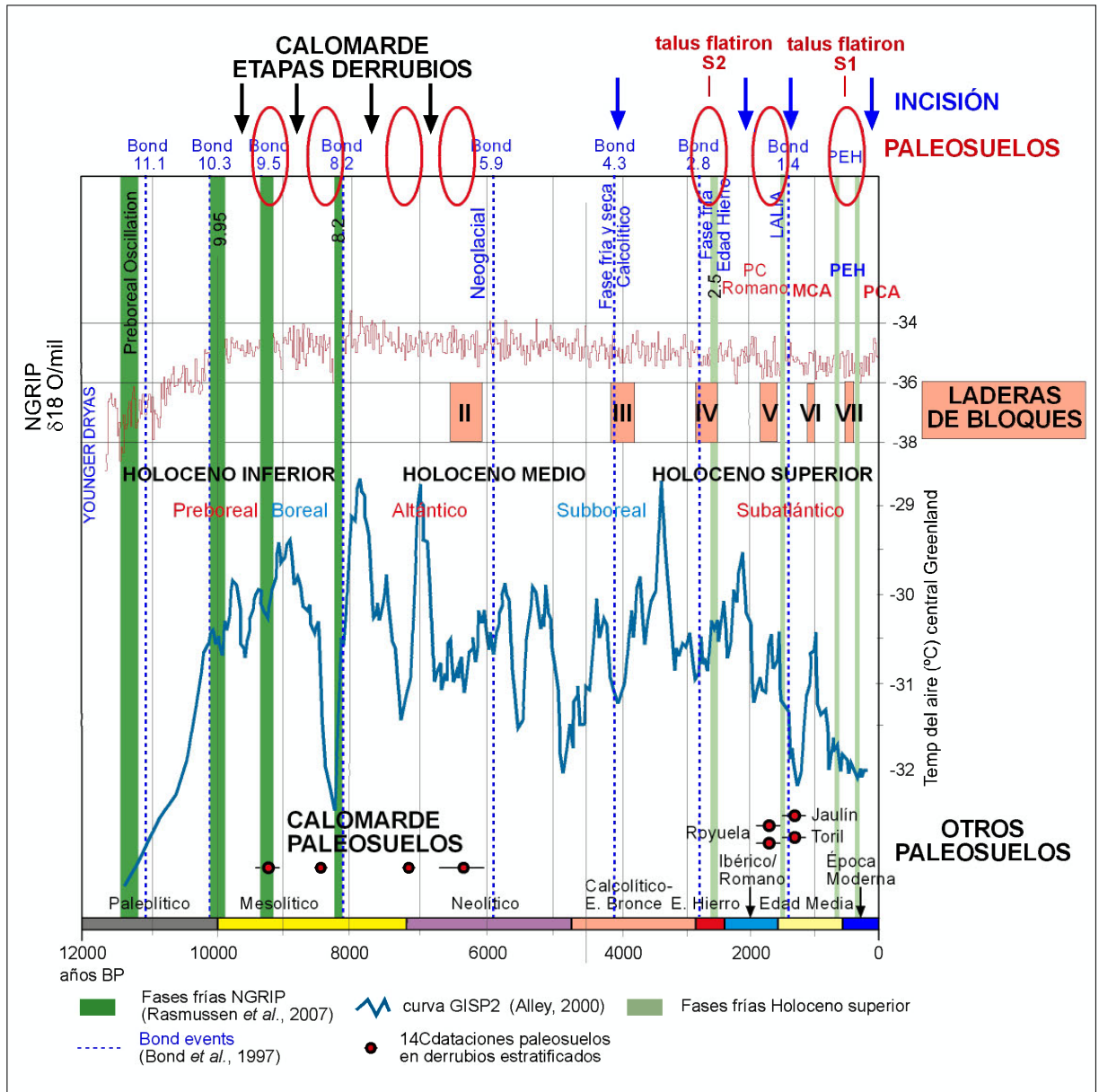


Figura 19: Gráfico con la división cronológica del Holoceno (curvas de Alley (2000) y de Rasmussen *et al.* (2007), los eventos Bond (Bond *et al.*, 1997), las fases frías del Holoceno superior y las etapas culturales en el NE de España. Posición cronológica de las fases de derrubios estratificados de Calomarde (flechas negras) y los paleosuelos intercalados, además de otros paleosuelos sobre derrubios más recientes (Toril, Royuela, Jaulín). Estimaciones cronológicas de las etapas de laderas de bloques (II-VII), las dos fases de talus flatirons (S1 y S2) y las incisiones intermedias (flechas azules). Las elipses rojas marcan las fases de estabilización de laderas documentadas en el Holoceno.

Agradecimientos

Para finalizar, quiero agradecer a los académicos Antonio Elipe, Enrique Artal y José Luis Simón la revisión del discurso y sus acertadas observaciones para mejorarlo. También a la Dra. María Marta Sampietro, buena conocedora del tema por su colaboración en muchos de estos trabajos, que igualmente realizó una lectura crítica del original. Igualmente, debo agradecer a los numerosos colaboradores que han participado con sus trabajos especializados en algunas de estas investigaciones, como los Dres. Jesús Picazo, Marta Alcolea, Luis Alberto Longares, Virginia Rubio, Rosario García, Miguel Sánchez Fabre, David Badia, Javier Fanlo, José María Rodanés, Fernando Pérez Lambán, Lourdes Montes, Carlos Mazo, Rafael Domingo, Pilar Utrilla, Augusto Pérez Alberti, Pedro Cunha, etc. Por último, no puedo olvidar el apoyo constante que Marta Espinalt, mi esposa, ha aportado para que estas investigaciones tuvieran continuidad, incluso en periodos difíciles.

Referencias bibliográficas

- Alcolea Gracia, M., Peña Monné, J.L., Sampietro Vattuone, M.M., Picazo Millán, J., 2023. Wood charcoal analyses from Los Monegros (NE Iberia): *First results of the last 7000 years paeoenvironmental evolution*. Anthrac. Porto (Portugal), 29 ag.-2 sept. 2023.
- Alcolea Gracia, M., Peña Monné, J.L., Sampietro Vattuone, M.M., Picazo Millán, J., 2024. An approach from charcoal analysis in geoarchaeological records to Holocene vegetation dynamics in the semiarid lands of the Central Ebro Basin (NE Spain). *Landscape Archaeology Conference "Human Challenges in a context of changing landscapes"*. Alcalá de Henares, 10-14 junio 2024.
- Alley, R.B., 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Sci. Rev.* **19**, 213–226.
- Bertran, P., Coutard, J.P. Francou, B. Ozouf, J.C, Texier, J.P., 1992. Données nouvelles sur l'origine du litage des grèzes: implications paléoclimatiques. *Geographie Physique et Quaternaire*, **46**, 11, 97—112.
- Blume, H., 1971. *Probleme der Schichtstufenlandschaft*, S. 79. Emage der Forschung Bd. 5, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt. p. 79.
- Blume, H., Barth, K.K., 1972. Rampenstufen und schuttrampen als Abtragungsformen in ariden schichtstufenlandschaften. *Erkunde*, **26**(2), 108–116.

- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., de Menocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in north Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, **278**, 1257–1266. <https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1257>.
- Boroda, R., Amit, R., Matmon, A., Finkel, R., Porat, N., Enzel, Y., Eyal, Y., 2011. Quaternary-scale evolution of sequences of talus flatirons in the hyperarid Negev. *Geomorphology*, **127**, 41–52. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.12.003>
- Boroda, R., Matmon, A., Amit, R., Haviv, I., Porat, N., ASTER Team, Rood, D. Eyal, Y., Enzel, Y., 2015. Long-term talus flatirons formation in the hyperarid Negev, *Israel. Quaternary Research*, **79**, 256–267. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2012.11.012>
- Büdel, J., 1948. Klima-genetische Geomorphologie. *Geographische Rundschau*, **15**, 269–295. Traducción inglés en: Derbyshire, E. (Ed.) *Climatic Geomorphology*, Macmillan, London, pp. 202–227.
- Burillo, F., Gutiérrez, M., Peña Monné, J.L., 1981. El cerro del castillo de Alfabra. *Estudio interdisciplinar de Geomorfología y Arqueología*. Kalathos, 7–63.
- Büntgen, U., Myglan, V.S., Ljungqvist, F.C., McCormick, M., Di Cosmo, N., Sigl, M. Jungclauss, J., Wagner, S., Krusic, P.J., Esper, J., Kaplan, J.O., De Vaan, M.A.C., Luterbacher, J., Wacker, L., Tegel, W., Kirilyanov, A.V., 2016. Cooling and societal change during the Late Antique Little Ice Age from 536 to around 660 AD. *Nature Geoscience*, **9**, 231–236. <https://doi.org/10.1038/ngeo2652>.
- Calle, M., Sancho Marcén, C., Peña Monné, J.L., Cunha, P., Oliva Urcía, B., Pueyo, E., 2013. La secuencia de terrazas cuaternarias del río Alcanadre (provincia de Huesca): caracterización y consideraciones paleoambientales. *Geographical Research Letters*, **39**(1), 159–178. <http://dx.doi.org/10.18172/cig.2004>
- Clark, R.J. y Small, M.J., 1982. *Slopes and Weathering*, Cambridge University Press.
- Constante, A., 2009. *Estudio geoarqueológico de los registros holocenos del sector central de la Depresión del Ebro*. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza. <http://zaguan.unizar.es>
- Constante, A., Peña Monné, J.L., Muñoz, A. 2010. Alluvial geoarchaeology of an ephemeral stream: Implications for Holocene landscape change in the Central part of the Ebro Depression, Northeast Spain. *Geoarchaeology*, **25**, 475–496. <https://doi.org/10.1002/geo.20314>.
- Duszyński, F., Jancewicz, K., Migoń, P., Waroszewski, J., Christl, M., Tikhomirov, D., Egli, M., 2024. Changing rates of escarpment retreat linked to environmental change in a sedimentary tableland, Stołowe Mountains, SW Poland. *Geomorphology*, 109314.

- Duszyński, F., Migoń, P., 2015. Boulders apron indicate long-term gradual and non-catastrophic evolution of cliffed escarpments, Stołowe Mts., Poland. *Geomorphology*, **250**, 63–77.
- Dylik, J., 1967. Solifluxion, congelifluxion and related slope processes. *Geografiska Annaler*, **49**, 167–177.
- Everard, C.E., 1963. Contrast in the form and evolution of hill-side slopes in the central Cyprus. *Transactions of the Institute of British Geographers*, **32**, 31–47.
- Francou, B., 1990. Stratification mechanisms in slope deposits in high subequatorial mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, **1**, 249–263.
- Francou, B., Hètu, B., 1989. Eboulis et autres formations de pente heterométriques. Contribution a une terminologie géomorphologique. *Notes et Comptes-Rendus du groupe de travail "Regionalisation du Périglaciaire"*, **XIV**, pp. 11–69.
- García Ruiz, J.M., Martí Bono, C.E., Peña Monné, J.L., Sancho Marcén, C., Rhodes, E.J., Valero Garcés, B., González Sampériz, P., Moreno, A., 2012. Glacial and fluvial deposits in the Aragon Valley, Central Western Pyrenees: Chronology of the Pyrenean late Pleistocene Glaciers. *Geographiska Annaler: series A, Phys. Geograph.*, **95**, 15–32. <https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00478.x>.
- García Ruiz, J.M., Martí Bono, C.E., Valero Garcés, B., González Sampériz, P., Lorente, A., Beguerías, S., 2000. Derrubios de ladera de alta montaña en el Pirineo central: Significación cronológica y paleoclimática. En: Peña Monné, J.L., Sánchez Fabre, M. y Lozano, M.V. (Eds.) *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*. Inst. Estudios Turolenses, Teruel, pp. 63–79.
- García Ruíz, J.M., Valero Garcés, B., González Sampériz, P., Lorente, A., Martí Bono, C.E., 2001. Stratified Scree in the Central Spanish Pyrenees: Palaeoenvironmental Implications. *Permafrost and Periglacial Processes*, **12**, 233–242.
- Gerson, R., 1982. Talus relicts in deserts: a key to major climatic fluctuations. *Israel Journal of Earth-Science*, **31**, 123–132.
- Gerson, R. y Grossman, S., 1987. Geomorphic activity on escarpments and associated fluvial systems. En: Rampino, M.R., Sanders, J.E., Newman, W.S, Königsson LK (Eds.) *Climate, History, Periodicity and Predictability*. Reinhold, New York, pp. 300–322.
- González Pérez, J.R., Peña Monné, J.L., Rodríguez Duque, J.I., 2005. El tossal de Moradilla (Lleida) en el marco evolutivo del Holoceno superior de la Depresión del Ebro. En: Santonja, M, Pérez González, A., Machado, M.J. (Eds.) *Geoarqueología y Patrimonio en la Península Ibérica y el entorno mediterráneo*, pp. 383–394.

- Guillien, Y., 1951. Les grèzes litées de Charente. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, **22**, 153–162.
- Gutiérrez, M., Gutiérrez, F., Desir, G., 2003. Are talus flatirons from Central Spain related with Heinrich events? *Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, **6**, 59–63.
- Gutiérrez, M., Gutiérrez, F., Desir, G., 2006. Considerations of the chronological and causal relationships between talus flatirons and palaeoclimatic changes in central and northeastern Spain. *Geomorphology*, **73**, 50–63.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Morgan, M.L., Matthews, V., 2014. Origin and chronology of relict slope rings and talus flatirons in the Colorado piedmont, USA. En: Arnáez, J., González Sampérez, P., Lasanta, T., Valero Garcés, B.L. (Eds.), *Geocología, Cambio Ambiental y Paisaje: Homenaje al Prof. J.M. García Ruiz*. CSIC-Universidad de La Rioja, Logroño, pp. 79–90.
- Gutiérrez, M., Lucha, P., Gutiérrez, F., Moreno, A., Guerrero, J., Martín Serrano, A., Nozal, F., Desir, G., Marín, C., Bonachea, J., 2010. Are talus flatiron sequences in Spain climate-controlled landforms? *Zeitschrift für Geomorphologie*, **54**, 243–252. <http://dx.doi.org/10.1127/0372-8854/2010/0054-0013>
- Gutiérrez, F., Morgan, M.L., Matthews, V., Gutiérrez, M., Jiménez Moreno, G., 2015. Relict slope rings and talus flatirons in the Colorado Piedmont: Origin, chronology and paleoenvironmental implications. *Geomorphology*, **231**, 146–161. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.11.024>
- Gutiérrez, M. y Peña Monné, J.L., 1975. Karst y periglacialismo en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, LXXXVI-VI, 561–572.
- Gutiérrez, M. y Peña Monné, J.L., 1977. Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Bol. Geol. y Minero*, **88** (2), 109–115. Madrid.
- Gutiérrez, M. y Peña Monné, J.L., 1990. *Las formas del relieve de la provincia de Teruel*. Cartillas Turolenses. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 64 p. ISBN: 84-86982-20-0
- Gutiérrez, M. y Peña Monné, J.L., 1994. Cordillera Ibérica. En: Gutiérrez, M. (Ed.) *Geomorfología de España*. Ed. Rueda, Madrid, pp. 251–286.
- Gutiérrez, M., Sancho Marcén, C., Arauzo, T., 1998. Cliff retreat rates in semiarid environments from talus flatirons, Ebro Basin, NE Spain. *Geomorphology*, **25**, 111–121. [http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00034-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00034-8)
- Gutiérrez, M. y Sesé, V.H., 2001. Multiple talus flatirons, variations of scarp retreat rates and the evolution of slopes in Almazán Basin (semi-arid central Spain). *Geomorphology*, **38**, 19–29. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(00\)00051-9](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00051-9)

- Jiménez, A., Meléndez, A., Peña Monné, J.L., Sancho Marcén, C., 1996. Estudio de las formaciones travertínicas de la cuenca del río Guadalaviar (Sierra de Albarracín, provincia de Teruel). *Teruel*, **83-84**, 121–136.
- Journaux, A., 1976. Les grèzes du Châtillonnais. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, **48-49**, 123–138.
- Kirkby, M.J., 1976. Hydrological slope models: the influence of climate. En: Derbyshire, E. (Ed.) *Geomorphology and Climate*, 247–267, Wiley, Chichester.
- Koons, D., 1955. Cliff retreat in the southwestern United States. *American Journal of Science*, **253**(1), 44–52.
- Lewis, C., McDonald, E., Sancho Marcén, C., Peña Monné, J.L., Rhodes, E., 2009. Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers, NE Spain. *Glob. Planet. Chang.*, **67**, 141–152. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.01.001>
- Lozano, M.V., 1993. El modelado de las laderas de las sierras de Gúdar (Cadena Ibérica Oriental, provincia de Teruel). En: *El Cuaternario en España y Portugal*, **2**, 861–868. ITGE-AEQUA. Madrid.
- Martínez Rica, J.P., 2002. *La Ecología de Montaña: Oportunidades para la investigación científica*. Discurso ingreso Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas, Químicas y Naturales. Zaragoza.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E, Stager, J.C., Karlén, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, **62**, 243–255.
- Morgan, M.L., Matthews, V., Gutiérrez, F., Thorson, J.P., Madole, R.F., Hanson, P.R., 2008. From buttes to bowls: Repeated relief inversión in the landscape of the Colorado Piedmont. En: Reynolds, R.G. (Ed.), *Roaming the Rocky Mountains and Environs. Geological Field Trips*. The Geological Soc. of America, Field Guides, 10, pp. 203–215.
- Ozouf, J.C., Coutard, J.P., Lautridou, P., 1995. Grèzes, Grèzes Litées: Historique des Définitions. *Permafrost and Periglacial Processes*, **6**, 85–87.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez Rivarés, F.J., Vázquez Urbez, M., Villena, J., 2004. La cuenca del Ebro. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. IGME y Sociedad Geológica de España, Madrid, pp. 533–543.

- Parsons, A.J., Abrahams, A.D., Howard, A.D., 2009. Rock-Mantled Slopes. En: A.J. Parsons, A.D. Abrahams (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Springer, New York, pp. 233–263. <http://doi.org/10.1007/978-1-4020-5719-99>
- Peña Monné, J.L., 1996. Los valles holocenos del escarpe de yesos de Juslibol (sector central de la depresión del Ebro): Aspectos geomorfológicos y geoarqueológicos. *Arqueología Espacial*, **15**, 83–102.
- Peña Monné, J.L., 1997. *Cartografía geomorfológica básica y aplicada*. Ed. Geoforma, Logroño.
- Peña Monné, J.L., 2018. Geoarqueología aplicada a la reconstrucción paleoambiental: La evolución del Holoceno superior en el NE de España. *Boletín Geológico y Minero*, **129**(1/2), 285–303. <http://doi.org/10.21701/bolgeomin.129.1.011>
- Peña Monné, J.L., Chueca, J., Julián, A., 1998. Los derrubios estratificados del sector central pirenaico: cronología y límites altitudinales. En: Gómez Ortiz, A., Salvador, F., Schulte, L. y García Navarro, A. (Eds.): *Procesos biofísicos actuales en ambientes fríos*. Publ. Universitat Barcelona, pp. 205–216.
- Peña Monné, J.L., Cunha, P.P., Sampietro Vattuone, M.M., David R. Bridgland, D.R., Murray, A.S., Buylaert, J.-P., 2022c. The connections between river terraces and slope deposits as paleoclimate proxies: the Guadalaviar–Turia sequence (Eastern Iberian Chain, Spain). *Global and Planetary Change*, 103728. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103728>
- Peña Monné, J.L., Espinalt Brillas, M., Longares Aladrén, L.A., 2016a. *Los paisajes naturales de la Sierra de Albarracín*. Fundación Santa María de Albarracín.
- Peña Monné, J.L. y González Pérez, J.R., 1992. Hipótesis evolutiva de los cambios en la dinámica geomorfológica del Baix Cinca y Segre (Depresión del Ebro) durante el Pleistoceno superior–Holoceno a partir de los datos geoarqueológicos. *Cuaternario y Geomorfología*, **6**, 103–110.
- Peña Monné, J.L., González Pérez, J.R., Rodríguez Duque, J.I., 1988. Estudi geoarqueològic del Tossal de Moradilla (Lleida). *Recerques Terres de Ponent*, **9**, 31–41.
- Peña Monné, J.L., González Pérez, J.R., Rodríguez Duque, J.I., 1996. Paleoambientes y evolución geomorfológica en yacimientos arqueológicos del sector oriental de la Depresión del Ebro durante el Holoceno superior. En: Pérez Alberti, A., Martini, P., Chesworth, W., Martínez Cortizas, A. (Coord.), *Dinámica y Evolución de medios Cuaternarios*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, pp. 63–80.
- Peña Monné, J.L., Gutiérrez, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez Fabre, M., Simón, J.L., Soriano, A., Yetano, L.M., 1984. *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel.

- Peña Monné, J.L. y Jiménez, A., 1993. El modelado de laderas en el curso medio del río Guadalaviar (Sierra de Albarracín, prov. de Teruel). En: *El Cuaternario de España y Portugal*, **I**, 129–134.
- Peña Monné, J.L., Julián, A., Chueca, J., Echeverría, M.T., Ángeles, G., 2004. Etapas de evolución holocena en el valle del río Huerva: Geomorfología y Geoarqueología. En: J.L. Peña Monné, L.A. Longares Aladrén, M. Sánchez Fabre (Eds.), *Geografía Física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*. Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, pp. 289–302.
- Peña Monné, J.L., Longares Aladrén, L.A., Espinalt Brillas, M., 2000a. *Paisajes naturales de la provincia de Teruel*. Inst. Estudios Turolenses. Teruel.
- Peña Monné, J.L., Lozano, M.V., Sánchez Fabre, M., Jiménez, A., Longares Aladrén, L.A., Chueca, J., Julián, A., 2000b. Las acumulaciones de clima frío de la Sierra de Albarracín en el contexto de la Cordillera Ibérica Oriental. En: Peña Monné, J.L., Sánchez Fabre, M. y Lozano, M.V. (Eds.), *Procesos y formas periglaciares en la montaña mediterránea*, Editorial Instituto de Estudios Turolenses. Teruel, pp. 127–147.
- Peña Monné, J.L., Lozano, M.V., Sánchez Fabre, M., Longares Aladrén, L.A. y Jiménez, A., 2010. Las acumulaciones de clima frío de la Sierra de Albarracín. En: Peña Monné J.L., Sánchez Fabre, M., Lozano, M.V. (Eds.): *Las formas del relieve de la Sierra de Albarracín*, CECAL, pp. 163–188. Teruel.
- Peña Monné, J.L., Pérez Alberti, A., Sampietro Vattuone, M.M., Otero, X.L., Sánchez Fabre, M., Longares Aladrén, L.A., 2016b. Los derrubios estratificados holocenos del cañón de Calomarde (Sierra de Albarracín, Teruel) y su reconstrucción paleoambiental. En: Ruiz Fernández, J., García Hernández, C., Oliva Urcía, M., Rodríguez Pérez, C. Gallinar, D. (Eds.) *Ambientes periglaciares: Avances en su estudio, valoración patrimonial y riesgos asociados*, Univ. de Oviedo, pp. 97–104.
- Peña Monné, J.L., Pérez Alberti, A., Sampietro Vattuone, M.M., Otero, X.L., Sánchez Fabre, M., Longares Aladrén, L.A., 2017. The Holocene stratified screes from the Sierra de Albarracín (Iberian Ranges, Spain) and their paleoenvironmental significance. *The Holocene*, **54**, 1–14. <http://dx.doi.org/10.1177/0959683617729454>
- Peña Monné, J.L. y Rodanés Vicente, J.M., 1992. Evolución geomorfológica y ocupación humana en el cerro de Masada de Ratón (Baix Cinca, prov. de Huesca). *Cuaternario y Geomorfología*, **6**, 81–89.

- Peña Monné, J.L., Rubio Fernández, V., Sampietro Vattuone, M.M., García Giménez, R., 2020. Relict slopes and palaeovalleys at Taracena-Guadalajara (Central Spain): Geomorphological and palaeogeographical interpretation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **540**, 106855. <https://doi.org/10.1016/j.yebeh.2019.106855>
- Peña Monné, J.L., Sampietro Vattuone, M.M., Espinalt Brillas, M., Picazo Millán, J.V., 2022b. Los tozales de Jubierre (Castejón de Monegros, Huesca): génesis y valor paisajístico. *Naturaleza Aragonesa*, **39**, 12–18.
- Peña Monné, J.L., Sampietro Vattuone, M.M., Longares Aladrén, L.A., Pérez Lambán, J.V., Sánchez Fabre, M., Alcolea Gracia, M., Vallés, L., Echeverría, M.T., Baraza, C., 2018. Holocene alluvial sequence in the val de Zaragoza (Los Monegros) in the palaeoenvironmental context of the Ebro Basin (NE Spain). *Geographical Research Letters* **44**(1): 321–348.
- Peña Monné, J.L., Sampietro Vattuone, M.M., Picazo Millán, J.V., 2022a. Late Quaternary palaeoenvironmental controls on concentric talus evolution in the Central Ebro Basin (NE Spain). *Environmental Earth Sciences*, **81**, 422. <https://doi.org/10.1007/s12665-022-10547-x>
- Peña Monné, J.L., Sampietro Vattuone, M.M., Picazo Millán, J.V., Alcolea Gracia, M., 2024. Block alignments/talus flatiron stages as response to lithological factors and Dynamic slope changes in the Central Ebro Basin, NE Spain. *Quaternary Science Reviews*, **340**, 108864. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2024.108864>
- Peña Monné, J.L., Sampietro Vattuone, M.M., Picazo Millán, J.V., Longares Aladrén, L.A., Pérez Lambán, F., Sancho Marcén, C., Fanlo, J., 2023. Morphosedimentary and geoarchaeological records during the last 1400 years in the Ebro depression (NE Spain) and their paleoenvironmental significance. *The Holocene*, **2022**, 1–16. <https://doi.org/10.1177/09596833221145368>
- Peña Monné, J.L., Sánchez Fabre, M., Longares Aladrén, L.A., 2014-2018. Aportación a la cronología de los derrubios estratificados del cañón de Calomarde (Sierra de Albarracín, Provincia de Teruel). *Teruel*, **95-96**, 101–119.
- Peña Monné, J.L., Sánchez Fabre, M., Moya, C., 1993. Etapas evolutivas en la dinámica de laderas del valle del Turia, al Sur de Teruel. En: *El Cuaternario en España y Portugal*, **1**, 135–140.
- Peña Monné, J.L., Sancho Marcén, C., Muñoz, A., Constante, A., 2014. Clima y hombre en la evolución de las vales del sector central de la Depresión del Ebro durante el Holoceno superior. En: Arnáez, J., González Sampériz, P., Lasanta, T. y Valero Garcés, B.L. (Eds.) *Geoecología, cambio ambiental y paisaje: homenaje al Profesor José María García Ruiz*. Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC)-Universidad de La Rioja, pp. 916–102.

- Pérez Alberti, A. y Cunha, P.P., 2016. The stratified slope deposits of Tierra del Fuego (Argentina) an analogue for similar pleistocene deposits in Galicia (NW Spain). *Polígonos. Revista de Geografía*, **28** (28), 183–209.
- Pérez Lambán, F., Peña Monné, J.L., Fanlo, J., Picazo Millán, J.V., Badia, D., Rubio Fernández, V., García Jiménez, R., Sampietro Vattuone, M.M., 2014. Paleoenvironmental and geoarchaeological reconstruction from late Holocene slope records (Lower Huerva Valley, Ebro Basin, NE Spain). *Quaternary Research*, **8**, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2013.10.011>.
- Pérez Rivarés, F.J., Garcés, M., Arenas, C., Pardo, G., 2003. Magnetocronología de la sucesión miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la cuenca del Ebro). *Rev. Soc. Geol. España*, **15**(3-4), 217–231.
- Picazo Millán, J.V., 2005. El poblamiento en el valle medio del Ebro durante la Prehistoria reciente: zonas y procesos. *Revista d'Arqueologia de Ponent*, **15**, 99–117.
- Picazo Millán, J.V., Sampietro Vattuone, M.M., Peña Monné, J.L., 2021. Evaluando el registro arqueológico a través de la Geoarqueología. Erosión y reconstrucción en yacimientos de la Edad del Bronce en Jubierre (Huesca). *Actas IV Congreso de Arqueología y Patrimonio Aragonés (CAPA)*, Zaragoza, 112–125.
- Quirantes, J., 1978. *Estudio sedimentológico del Terciario continental de los Monegros*. Institución Fernando el Católico, Zaragoza.
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews* **111**, 94–106. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>
- Rasmussen, S.O., Vinther, B.M., Clausen, H.B., Andersen, K.K., 2007. Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *Quat. Sci. Rev.* **26**(15–16), 1907–1914.
- Riba, O., Reguant, S., Villena, J. 1983. Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos*, Instituto Geológico Minero de España, Madrid, pp. 131–159.
- Roqué, C., Linares, R., Zarroca, M., Rosell, J., Pellicer, X.M., Gutiérrez, F., 2013. Chronology and paleoenvironmental interpretation of talus flatiron sequences in a mountainous area: Tremp Depression, Spanish Pyrenees. *Earth Surface Processes and Landforms*, **38**, 1513–1522. <http://dx.doi.org/10.1002/esp.3391>

- Sampietro Vattuone, M.M., Peña Monné, J.L., Montón Broto, F., Rodanés Vicente, J.M., Alcolea Gracia, M., Seguí Barrio, S., 2024. Evolutionary model and palaeoenvironmental interpretation of the La Codera archaeological complex (Ebro Basin, NE Spain). *Journal of Archaeological Science: Reports*, **53**. 104326. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2023.104326>
- Sancho Marcén, C., 1988. *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Cinca*. 1988. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias, Univ. de Zaragoza. (ed. microfichas 1991, Inst. Est. Altoaragoneses, Huesca).
- Sancho Marcén, C., Gutiérrez, M., Peña Monné, J.L., Burillo, F., 1988. A quantitative approach to cliff retreat starting from triangular slope facets, central Ebro Basin, Spain. *Catena Supplement*, **13**, 139–146.
- Sancho Marcén, C., Meléndez, A., Peña Monné, J.L., Jiménez, A., 2010. Las tobas del río Guadalaviar (Sierra de Albarracín). En: Peña Monné J.L., Sánchez Fabre, M., Lozano, M.V. (Eds.) *Las formas del relieve de la Sierra de Albarracín*, CECAL, pp. 137–161. Teruel.
- Sancho Marcén, C., Peña Monné, J.L., Meléndez, A., 1997. Controls on Holocene and present-day travertine formation in the Guadalaviar River (Iberian Chain, NE Spain). *Z. Für Geomorph.*, **41** (3), 289–307. <https://doi.org/10.1127/zfg/41/1997/289>
- Schmidt, K.H., 1980. Eine neue Methode zur Ermittlung von Stufenrückwanderungsraten, dargestellt am Beispiel der Black Mesa Schichtstufen, Colorado Plateau, USA. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **24**, 180–91.
- Schmidt, K.H., 1989. Stufenhangabtragung und geomorphologische Entwicklung der Hamada de Meski, Südostmarokko. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **74**, 33–44.
- Schmidt, K.H., 1994. Hillslopes as evidence of climatic change. En: Abrahams, A.D., Parsons, A.J. (Eds.), *Geomorphology of desert environments*. Chapman & Hall, London, pp. 553–570.
- Schmidt, K.H., 1996. Talus and pediment flatirons-indicators of climatic change on cliff slope on the Colorado Plateau, USA. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **103**, 135–158.
- Sheeland, C.E y Ward, D.J., 2018. Late Pleistocene talus flatiron below the Coal Clift cuesta, Utah, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, **43**(9), 1973–1992. <https://doi.org/10.1002/esp.4369>
- van Steijn, H., 2011. Stratified slope deposits: periglacial and other processes involved. En: Martini, I.P., French, H.M., Pérez Alberti, A. (Eds.) *Ice-marginal and periglacial processes and sediments*. Geological Society, London, Special Publications, **354**, pp. 213–226.
- van Steijn, H., Bertran, P., Francou, B., Hetu, B. y Texier, J.P., 1995. Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits: review. *Permafrost and Periglacial Processes*, **6**, 125–146.

- Toy, T.J., 1977. Hillslope form and climate. *Bull. Geol. Soc. of America*, **88**, 16–22.
- Tricart, J., 1971. Normes pour l'établissement de la carte géomorphologique détaillée de la France (1/20.000, 1/25.000/1/50.000). *Mémoires et Documents*, **12**, 37–105.
- Tricart, J, y Cailleux, A., 1965. *Introduction à la Géomorphologie Climatique*. SEDES, Paris.
- Valero Garcés, B., González Sampériz, P., Navas, A., Machín, J., Delgado, A., Peña Monné, J.L., Sancho Marcén, C., Stevenson, T., Davis, B., 2004. Paleohydrological fluctuations and steppe vegetation during the last glacial maximum in the central Ebro valley (NE Spain). *Quaternary International*, **122**(1), 43–55. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2004.01.030>
- Walker, M., Head, M. J., Lowe, J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L.C., Fisher, D., Gnikis, V., Long, A., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2019. Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *Journal of Quaternary Science*, **34**(3), 173–186.
- van Zuidam, R. et al., 1985. *Aerial Photo-interpretation in Terrain Analysis and Geomorphologic mapping*. Smits Publ, La Hague.

DISCURSO DE CONTESTACIÓN

POR EL

Ilmo. Sr. D. JOSÉ LUIS SIMÓN GÓMEZ

Excelentísimo Sr. Presidente,

ilustrísimas autoridades, académicos y académicas,

amigos todos asistentes a este acto de ingreso del Dr. José Luis Peña Monné en la Real Academia de Ciencias de Zaragoza.

Es para mí un orgullo haber sido designado por la Academia para dar respuesta al excelente discurso de José Luis Peña, a quien conozco desde hace 50 años y a quien aprecio enormemente; un investigador de larga y sólida trayectoria, cuya aportación al conocimiento del relieve y el territorio aragonés ha sido clave, y con quien he tenido la suerte de colaborar en algunas etapas. Todos le damos nuestra más calurosa bienvenida, pero yo tengo el privilegio de poder hacerlo de forma más detenida.

Agradezco a la Academia el encargo, y al académico electo el haberme otorgado su confianza para este menester.

El discurso que hemos escuchado a José Luis Peña refleja bien el rigor y la minuciosidad que guían su trabajo, y su capacidad para ver la geomorfología desde distintos puntos de vista, colaborando con especialistas de otros campos y ofreciendo perspectivas nuevas a viejos problemas.

La Geomorfología es una disciplina a caballo entre la Geografía Física y la Geología. José Luis la ha cultivado en su condición de geógrafo, pero reconoce, con honestidad, lo que le ha aportado su colaboración con los geólogos. Yo, como geólogo, me he dedicado asimismo a la Geomorfología, aunque no haya sido propiamente mi especialidad, y les aseguro que también reconozco lo mucho que me ha reportado mi contacto con José Luis Peña y con otros geógrafos que se dedican a ella. En particular, quiero nombrar a dos discípulos suyos de la Universidad de Zaragoza, María Victoria Lozano y Miguel Sánchez Fabre, y a otros dos colegas de la Universidad de Valencia, Alejandro Pérez Cueva y Adolfo Calvo Cases, de los cuales he aprendido muchísimo.

Desde una visión monolítica de nuestra Academia de Ciencias, alguien podría preguntarse qué hace un “señor de letras” ingresando en esta institución. El carácter transdisciplinar de la Geomorfología, al que acabo de aludir, sirve como respuesta inmediata a esa duda. Pero hay más: el método científico, las técnicas instrumentales y analíticas que usan los geógrafos físicos desde hace décadas para interpretar la dinámica y la evolución de las formas del relieve no difieren en absoluto de los que usan los geólogos. Por tanto, es de justicia que un profesor e investigador que ha hecho aportaciones científicas de tanto calado sea reconocido también desde nuestro campo y sea acogido como uno más en esta Academia. Es más, su ingreso no puede sino enriquecernos a todos con la perspectiva

transversal y holística que la Geografía aporta al conocimiento del medio físico, capaz de expandir y contextualizar las visiones a veces estrechas que cada cual tenemos desde nuestra especialidad. Eso es algo que yo he podido experimentar en primera persona trabajando con geógrafos, y de lo que me congratulo.

Aunque el propio académico electo ha esbozado ya algunos pasajes de su currículum, me voy a permitir completar o glosar algunos de ellos. Aunque había nacido circunstancialmente en Rábade (Lugo), en 1950, José Luis Peña se crió en Torrefarrera (Lleida), pueblo natal de su madre. Se licenció en Geografía e Historia en la Universidad de Zaragoza en 1972, y al año siguiente empezaba a ejercer como profesor de Geografía en el recién creado Colegio Universitario de Teruel, de donde fue subdirector entre 1977 y 1983. Se doctoró en 1980, en 1984 obtuvo la plaza de Profesor Adjunto de Geografía de la Universidad de Zaragoza, y en 1988 la de Catedrático, siendo en aquel momento el catedrático de Geografía Física más joven de España. En 2011 pasa a Profesor Emérito, y en 2021 a Profesor Colaborador Extraordinario.

Como investigador, ha participado en 45 proyectos y una veintena de contratos de investigación; su obra publicada es extensísima: casi un centenar de artículos en revistas internacionales y otros tantos en revistas nacionales, 30 libros, 140 capítulos de libros y unas 70 comunicaciones en actas congresos nacionales e internacionales. Ha dirigido asimismo 7 tesis doctorales. Sus temas prioritarios han sido la geomorfología de medios áridos y semiáridos, evolución de laderas holocenas, geoarqueología y reconstrucciones paleoambientales del Cuaternario. Sus regiones de trabajo prioritarias: el NE de la Península Ibérica y el NO de Argentina (Mendoza y Tucumán).

Como docente, ha ejercido en la Universidad de Zaragoza durante casi 50 años (sumando los de Teruel y Zaragoza), impartiendo diversas materias de Geografía en estudios de Licenciatura, Grado, Máster y Doctorado. Y todo ello lo ha alternado con numerosas estancias en universidades de Argentina y Chile, en las que durante casi 20 años ha impartido cursos de postgrado y conferencias sobre geomorfología y geoarqueología de medios áridos y semiáridos.

José Luis ha sido siempre un gran dinamizador de la comunidad científica. También un investigador comprometido con la transferencia de conocimiento a la sociedad, tanto en forma de acciones divulgativas como de asesoramiento a instituciones públicas y empresas. Ha sido, entre otras muchas cosas: miembro fundador de la Sociedad Española de Geomorfología y miembro de su Junta de Gobierno; presidente del Grupo de Geógrafos Físicos de la Asociación de Geógrafos Españoles; consejero del CONAI (Consejo Asesor

de Investigación) de la Diputación General de Aragón; representante de la Universidad de Zaragoza en el Consejo Rector de los Glaciares del Pirineo, así como en el grupo de trabajo para la elaboración de las Directrices Generales de Ordenación del Territorio de Aragón; miembro del Comité Científico del Geoparque del Sobrarbe; jefe de la sección de Geografía del Instituto de Estudios Turolenses, o consejero correspondiente del Institut d'Estudis Ilerdencs.

El año 2007 fue clave para él: hubo de enfrentarse a un trasplante de corazón, algo que, lógicamente, sacudió su vida personal y profesional. Aunque le propusieron la baja definitiva como docente, decidió seguir dando clases, y mirar hacia adelante sin rendirse a una circunstancia crítica que para cualquier otra persona podría haber significado el fin de su actividad. Bien al contrario, empezó entonces la que posiblemente haya sido su etapa investigadora más fructífera, en la que se ha volcado en sus proyectos y campañas en Argentina y ha publicado a un ritmo asombroso. El 80 % de su casi centenar de artículos internacionales indexados fueron terminados y publicados después de 2007.

Me van a permitir que, por motivos personales, vuelva a la primera etapa investigadora de José Luis Peña, de la que tuve la suerte de nutrirme científicamente como estudiante y, más tarde, como doctorando.

Tras haberse formado con los profesores Salvador Mensua y María Jesús Ibáñez en la Universidad de Zaragoza, hemos mencionado que José Luis aterrizó como profesor en el Colegio Universitario de Teruel en 1973. Allí lo conocí al año siguiente, cuando empecé en el mismo centro mi Licenciatura en Geología. En el día a día del curso, los alumnos y profesores de Geología y de Geografía e Historia compartíamos edificio, pero no nos cruzábamos demasiado. Así, mi contacto real con José Luis Peña se produjo ya en el verano de 1975, cuando él como secretario y profesor y yo como estudiante coincidimos en el IX Curso de Geología Práctica que dirigía el profesor Mateo Gutiérrez Elorza.

La colaboración entre José Luis Peña y Mateo Gutiérrez se había iniciado nada más llegar ambos a Teruel. Su labor conjunta al empezar a trabajar sobre los glaciares y terrazas del valle del Alfambra, sobre las formas kársticas y periglaciares de Javalambre, o sobre los ríos de bloques de Orihuela del Tremedal ([Gutiérrez y Peña, 1975, 1976, 1977](#)), fue un claro ejemplo de lo fecundo que podía ser en geomorfología unir el punto de vista de un geólogo y de un geógrafo.

José Luis ha agradecido honestamente la contribución que ha recibido desde la geología, pero justo es también señalar lo que él mismo ha aportado a la comunidad geológica. Querría resaltar especialmente la importancia de sus aportaciones metodológicas y forma-

les en el campo de la cartografía geomorfológica. Yo, personalmente, admiro sus mapas, los que hacía a tinta en blanco y negro en los años 70 y los que hace actualmente a color en su ordenador. Las herramientas básicas las adquirió durante su formación en el equipo de Salvador Mensua, del que emergieron también otros excelentes cartógrafos geomorfológicos como M^a Jesús Ibáñez o Francisco Pellicer. Pero José Luis las consolidó y sublimó hasta crear un estilo propio, minucioso y esmerado, que han seguido desde entonces generaciones, no sólo de geógrafos físicos, sino también de geólogos, como Joaquín Rodríguez Vidal, M^a Asunción Soriano, Carlos Sancho, Belén Lerános, Javier Gracia Prieto o Gerardo Benito, entre otros.

Por lo que a mí concierne, no me he dedicado a la cartografía geomorfológica, pero sí me he beneficiado enormemente de las aportaciones de José Luis Peña al conocimiento y la cartografía de las superficies de erosión neógenas. Esas superficies, en especial la llamada Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica (Peña *et al.*, 1984), han sido nuestras principales referencias para caracterizar y evaluar las deformaciones tectónicas tardías en esta cadena, principales responsables de la configuración general de su relieve. Mi colaboración con él a comienzos de los 80, sus primeras observaciones sobre terrazas y glaciares deformados en la cuenca de Teruel (Peña *et al.*, 1981), fueron también un factor clave para que todos “perdiéramos el miedo” a desvelar la tectónica cuaternaria de la Ibérica, algo que hasta los 70 era un auténtico tabú.

También ha mencionado el académico electo su buena sintonía y colaboración con los arqueólogos, cuyo inicio ha situado también en Teruel y ha personalizado en la figura de Francisco Burillo. Su primer trabajo geoarqueológico conjunto en las laderas del cerro del castillo de Alfambra (Burillo *et al.*, 1981) fue pionero en la geoarqueología de Aragón y, sin duda, un hito a nivel nacional. En él se consiguió datar, mediante restos cerámicos incorporados a los depósitos coluviales, una etapa de regularización de vertientes acaecida entre la Edad del Bronce y la 1^a Edad del Hierro.

Quiero aprovechar la ocasión para reivindicar la relevancia que tuvo, para la investigación del medio físico y el patrimonio natural y cultural de Teruel, aquella feliz coincidencia de Mateo Gutiérrez, José Luis Peña y Paco Burillo en el Colegio Universitario. Un centro pequeño, con investigadores jóvenes en situación laboral un tanto precaria pero con un entusiasmo desbordante, creó un núcleo, una escuela de investigadores y docentes, que no ha tenido parangón en la historia cultural de la provincia.

La vocación pedagógica y divulgativa que emanaba de ese núcleo, que le animaba a transferir a la sociedad conocimiento científico útil, cristalizó en los cursos de verano. Durante un tiempo llegaron a coincidir (antes de que se crease la actual Universidad de Verano de Teruel) el Curso de Geología Práctica, el Curso de Geografía Física y el Curso de Arqueología Espacial, que dirigían, respectivamente, los tres profesores mencionados. Y también, por cierto, el Curso de Botánica Aplicada, creado y dirigido por el Profesor Gonzalo Mateo, de la Universidad de Valencia. Miles de estudiantes de toda España formados en esos cursos durante más de 50 años tienen los paisajes y el patrimonio de Teruel como un valioso activo en su bagaje profesional y personal.

Discúlpenme todas estas “cavilaciones turolenses”, fruto sin duda de la nostalgia, y voy a abrir el foco a algunas cuestiones muy interesantes que el académico electo ha abordado en su discurso, particularmente en el significado paleoclimático de las laderas holocenas.

Como señala José Luis Peña, hasta los años 70 del siglo pasado las laderas holocenas merecían muy poca atención por parte de los geomorfólogos. El Holoceno era un periodo geológicamente irrelevante, en el que las vertientes se habían cubierto de derrubios que, en todo caso, nos molestaban por cuanto ocultaban los afloramientos de materiales más antiguos que eran los verdaderamente interesantes. Aún se mantiene ese concepto cuando enseñamos cartografía geológica a nuestros estudiantes. Los coluviones holocenos que tapizan las laderas son considerados un estorbo, son “el perro del hortelano” de los mapas geológicos: generalmente no cartografiables en sí mismos, debido a su reducido espesor, pero que entorpecen la cartografía de las unidades subyacentes.

Cuando tomaron auge las interpretaciones paleoambientales, basadas tanto en datos sedimentológicos como geomorfológicos, tampoco se sospechó que las oscilaciones climáticas durante el Holoceno hubieran tenido una impronta significativa en la dinámica de laderas. Como tantas cuestiones en geología y geomorfología, era una cuestión de escala, espacial y temporal. Ni las fotografías aéreas a escala 1:30.000 o 1:18.000 permitían antes del presente siglo mostrar y cartografiar las formas de detalle de las vertientes, ni las técnicas de datación (y, sobre todo, los medios económicos que los equipos de investigación podían dedicar para aplicarlas) permitían construir modelos de edad finos. Hubieron de llegar las imágenes de satélite detalladas y las imágenes de dron para poder elaborar cartografías de escalas superiores a 1:1000. Y hubo de llegar una época en que la financiación de las investigaciones sobre Cuaternario se “normalizó” para que pudieran dedicarse recursos suficientes a las dataciones sistemáticas de los materiales estudiados.

Entretanto, es cierto que, aunque con medios muy limitados, se lograron avances significativos en dos sentidos: (1) las dataciones geoarqueológicas, a las que ya nos hemos referido; (2) la caracterización morfométrica de laderas mediante ingenios de medición como el utilizado por mi amigo Adolfo Calvo en la Comunidad Valenciana, consistente en un “pantómetro” (bípede rígido provisto de clinómetro) que permitía medir la inclinación de un segmento de ladera de 1 m de longitud. Imagínense ustedes lo que pudo ser, con semejante artilugio, realizar unos 25.000 m totales acumulados de perfiles de laderas que hay en su tesis doctoral ([Calvo Cases, 1986](#)).

Las laderas regularizadas del Holoceno, tanto las convexo-cóncavas modeladas en condiciones periglaciares en el macizo de Javalambre como las rectas modeladas en las cuencas cenozoicas, son un elemento singular del relieve. Constituyen el registro de periodos de equilibrio en la dinámica de los procesos de erosión, transporte y depósito bajo un clima favorable y una actividad humana muy limitada.

En los años en que me hallaba trabajando en mi tesis doctoral, hacia 1980, comenzó a identificarse en la Cordillera Ibérica la importante etapa de regularización de laderas datada arqueológicamente entre la Edad del Bronce y la 1ª Edad del Hierro (que culminaría hacia 700-500 a.C.). Ya he señalado, en ese sentido, el trabajo pionero de [Burillo *et al.* \(1981\)](#) en el cerro del castillo de Alfambra. Me parece interesante comprobar cómo con el tiempo, tras disponer de estudios locales en otros muchos lugares y numerosas dataciones tanto geoarqueológicas como de ^{14}C , la impronta de aquella etapa de estabilización, en la que se desarrollaron los suelos holocenos más importantes de la depresión del Ebro, ha podido seguirse en todo el NE de la Península Ibérica. Y también, una vez se ha podido enmarcar en la evolución climática de la región noratlántica ([Bond *et al.*, 1997](#)), ver que esa etapa queda perfectamente caracterizada como la “Fase Fría de la Edad del Hierro” o evento “Bond 2.8”. Y descubrir, finalmente, que en la misma etapa hay también regularización de laderas y formación de suelos en zonas áridas aun más remotas, como el NO de Argentina ([Peña y Sampietro, 2019](#)).

Sólo tengo una espina clavada en relación con las ya famosas laderas regularizadas de esa edad. Su hallazgo suscitó en su momento unas enormes expectativas como marcador neotectónico. Comenzó a sospecharse que algunos escalones y rupturas de pendiente que aparentemente se observaban en ellas en el área del Jiloca se debían a su desplazamiento por fallas recientes ([Capote *et al.*, 1981](#); [Burillo *et al.*, 1985](#)); serían la evidencia de una activación de las mismas en, o casi en, época histórica, hace menos de 2 700-2 500 años. Sin embargo, en más de dos décadas de trabajo de nuestro equipo en las fallas recientes de

las cuencas neógeno-cuaternarias turolenses esto no ha podido confirmarse. Por una parte, las relaciones falla-vertiente en los casos que se describieron no resultan evidentes. Por otro, ese tipo de rupturas no se han vuelto a describir en ningún otro lugar de la región. La falla más reciente datada por nosotros, la de Cucalón-Pancrudo, en el borde oriental de la cuenca de Calatayud, se movió hasta hace unos 6900 años (Peiro *et al.*, 2024). Para la falla mejor estudiada, la de Concud, tenemos evidencia en el entorno de Teruel ciudad de un movimiento posterior a 12.800 años, pero anterior a 3400 años, ya que no afecta a la terraza holocena del río Alfambra, datada en esa edad (Lafuente, 2011; Simón *et al.*, 2016).

Pero volvamos a la relación de las laderas con la evolución climática, que es lo que nos concierne ahora. La coincidencia de esos episodios de regularización con las etapas frías del Pleistoceno Superior y Holoceno remite el modelado de muchas de las zonas de la Cordillera Ibérica y de la Cuenca del Ebro a esas etapas, y pone de manifiesto el cambio drástico que supone la fase de incisión desde época íbero-romana hasta la actualidad, sólo interrumpida por el paréntesis climático de la Pequeña Edad del Hielo. Los factores determinantes de ese cambio han podido ser tanto un clima más seco y cálido como la actividad antrópica, ambos potencialmente causantes de una pérdida de la cobertera vegetal. El peso relativo que ambos factores han tenido en esa desestabilización del relieve es difícil de discernir. En todo caso, llama la atención que lugares tan distantes como el valle del Ebro y el valle de Tafí, en el NO de Argentina, fueran escenarios simultáneos, en el umbral de nuestra época histórica, de una sobreexplotación de los fértiles suelos que se habían creado en la Edad del Hierro y de la subsiguiente degradación edáfica y ambiental. Cuestiones que se abren de nuevo al apasionante campo de estudio de la geoarqueología, desde el que puede valorarse el papel del ser humano como agente geomorfológico y, por tanto, la noción misma de lo que se ha dado en llamar Antropoceno.

Me ha cautivado la idea de que los cañones fluvio-kársticos, como los del Guadalaviar en la Sierra de Albarracín, custodian valiosos archivos del clima pleistoceno y holoceno, cuyos registros conectan con los del glaciario pirenaico. En el caso del Holoceno, me parece sugestivo vislumbrar cómo las sucesiones de derrubios estratificados (*grèzes litées*) y canchales calcáreos en el cañón de Calomarde, o las laderas superpuestas con suelos intercalados en la Peña Enroque de Muel, pueden tener su correlato climático en las sucesiones sedimentarias que mi amigo Blas Valero y su equipo del instituto Pirenaico de Ecología estudian en los ibones del Pirineo.

También me parece interesante el proceso de reconstrucción de las etapas de modelado de los tozales del paraje de Jubierre, en los Monegros. En particular, comprobar una vez más la eficacia de un método común en Geología y Geomorfología para la elaboración de modelos evolutivos: buscar y poner en orden lógico formas de relieve, estructuras tectónicas o complejos magmáticos, por ejemplo, que se hallan en distintos estadios de desarrollo. Objetos físicos actuales separados en el espacio, o incluso secciones bidimensionales contiguas de un mismo objeto tridimensional, se convierten, casi por arte de magia, en viñetas de una historia evolutiva separadas por lapsos de tiempo, en fotogramas de un documental.

Una vez más, se demuestra el hábil manejo del razonamiento cuatridimensional que las Ciencias de la Tierra hacen mejor que ninguna otra. Y se demuestra también el potencial de la Geomorfología para proponer lecturas sugestivas del paisaje, para descubrir películas donde antes veíamos postales, para construir relatos donde antes sólo teníamos descripciones estáticas. La dinámica de un Planeta que, en definitiva, es todo menos un objeto inmóvil.

No, el Holoceno no es un periodo tranquilo y aburrido. Es, sin duda, mucho más que un conjunto de coluviones que nos tapan los afloramientos geológicos que realmente nos interesan. Ese lapso de tiempo que para el ciudadano común es una eternidad (¡casi 12 000 años!) y para el geólogo es un suspiro (!) en la historia del Planeta, ha experimentado fluctuaciones climáticas muy significativas, que han determinado fases de modelado del relieve con pautas y mecanismos bien distintos. Los cañones fluvio-kársticos de la Sierra de Albarracín, los tozales esculpidos en los Monegros o los ibones del Pirineo, son archivos paleoambientales del máximo interés científico para comprender los cambios climáticos y ambientales que también hoy se están produciendo.

Por cierto, los científicos podemos reconstruir modelos de la evolución pretérita basándonos en observaciones de los paisajes actuales y utilizando el método científico. Pero conviene no olvidar que otros humanos antes que nosotros fueron espectadores directos de escenas anteriores de la película, de aquellos paleopaisajes y de los eventos meteorológicos e hidrológicos que los construyeron. Me imagino cómo, en un momento dado, una comunidad asentada en una pequeña muela de Jubierre desde la Edad del Bronce tuvo que tomar tal vez la decisión de mudarse a otro emplazamiento al ver cómo su “parcela catastral” se iba reduciendo hasta hacerse inhabitable. Y hay que recordar también (y

las contribuciones de José Luis Peña en el campo de la geoarqueología así lo ponen de manifiesto), que fueron los propios humanos los causantes de algunos de esos cambios ambientales que modularon, a su vez, los procesos geomorfológicos.

En definitiva, interacciones entre los agentes naturales y las acciones humanas que van modelando la faz del Planeta. Interacciones que justifican, y obligan, a una investigación interdisciplinar (geomorfológica, arqueológica, histórica, ambiental) de la evolución holocena. Interacciones que transgreden los límites, de por sí difusos, entre las investigaciones en ciencias naturales y ciencias sociales, entre las “ciencias” y las “letras”.

No hay “cultura científica” y “cultura humanística”, hay una sola cultura. Todos los saberes están interconectados. Bienvenido, José Luis Peña, un “científico de letras”, a la Academia de Ciencias de Zaragoza. Para una institución que ha demostrado durante más de 100 años su concepción abierta del conocimiento y su apertura a la sociedad, es sin duda una enorme satisfacción acogerte entre sus miembros. Mi más sincera enhorabuena.

Referencias bibliográficas

- Burillo Mozota, F., Gutiérrez Elorza, M., Peña Monné, J.L. (1981). El Cerro del castillo de Alfambra (Teruel). Estudio interdisciplinar de geomorfología y arqueología. *Kalathos. Revista del Seminario de Arqueología y Etnología Turolense*, **1**, 7–63.
- Burillo Mozota, F., Gutiérrez Elorza, M., Peña Monné, J.L. (1985). Datación arqueológica de deformaciones tectónicas en vertientes holocenas de Sierra Palomera (Cordillera Ibérica centro-oriental). *Actas da I Reunião do Quaternário Ibérico*, 355–366.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., de Menocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in northAtlantic Holocene and glacial climates. *Science*, **278**, 1257–1266.
- Calvo Cases, A. (1986). *Geomorfología de laderas en la montaña del País Valenciano* (Doctoral dissertation, Universitat de València). Publ. Institució Valenciana d'Estudis i Investigació (1987).
- Capote, R., Gutiérrez Elorza, M., Hernández, A., Olivé, A. (1981). Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). *V Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, 245–257.
- Gutiérrez Elorza, M., Peña Monné, J.L. (1975). Karst y periglaciario en la Sierra de Javalambre (provincia de Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, **86**, 561–572.

- Gutiérrez Elorza, M., Peña Monné, J.L. (1976). Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (provincia de Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, **87**, 561–570.
- Gutiérrez Elorza, M., Peña Monné, J.L. (1977). Las acumulaciones periglaciares del Macizo del Tremedal (Sierra de Albarracín). *Boletín Geológico y Minero*, **88**, 109–115.
- Lafuente, P. (2011) *Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concud (Cordillera Ibérica central)*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza.
- Peiro, A., Arlegui, L.E., Liesa, C.L., Luzón, A., Medialdea, A., Pueyo, Ó., Soriano, M.A., Simón, J.L. (2024). Structural inheritance, morphotectonics and Holocene activity of the Cucalón-Pancrudo extensional fault (Iberian Chain, Spain). *Journal of Structural Geology*, **187**, 105234.
- Peña Monné, J.L. y Sampietro Vattuone, M.M. (2019). Late Holocene anthropic degradation records in semi-arid environments (NE Spain and NW Argentina). *Cuadernos de Investigación Geográfica*, **45**, 195–217.
- Peña Monné, J.L., Sánchez Fabre, M., Simón, J.L. (1981). Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en el margen oriental de la fosa de Alfambra-Teruel. *Teruel*, **66**, 31–46.
- Peña Monné, J.L., Gutiérrez Elorza, M., Ibáñez, M.J., Lozano, M.V., Rodríguez, J., Sánchez Fabre, M., Simón, J.L., Soriano, M.A., Yetano, L.M. (1984). *Geomorfología de la provincia de Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel.
- Simón, J.L., Arlegui, L.E., Ezquerro, L., Lafuente, P., Liesa, C.L., Luzón, A. (2016). Enhanced paleoseismic succession at the Concud Fault (Iberian Chain, Spain): new insights for seismic hazard assessment. *Natural Hazards*, **80**, 1967–1993.