

ACTO DE INVESTIDURA
COMO DOCTOR *HONORIS CAUSA*
DE LA UNIVERSIDAD DE SEVILLA
DEL
PROF. DR. DOMINIK FAUST



UNIVERSIDAD DE SEVILLA

Acto de investidura
como doctor *honoris causa*
de la Universidad de Sevilla
del
Prof. Dr. Dominik Faust

Acto de investidura
como doctor *honoris causa* de
la Universidad de Sevilla
del
Prof. Dr. Dominik Faust

Paraninfo de la Universidad de Sevilla
3 de octubre de 2025



Sevilla 2025

Colección: Textos Institucionales
Núm.: 128

Reservados todos los derechos. Ni la totalidad ni parte de este libro puede reproducirse o transmitirse por ningún procedimiento electrónico o mecánico, incluyendo fotocopia, grabación magnética o cualquier almacenamiento de información y sistema de recuperación, sin permiso escrito de la Editorial Universidad de Sevilla.

© Editorial Universidad de Sevilla 2025
Porvenir, 27 - 41013 Sevilla.
Tlfs.: 954 487 447; 954 487 451
Correo electrónico: info-eus@us.es
Web: <https://editorial.us.es>

© De la *laudatio*, Fernando Díaz del Olmo 2025
© Del discurso de investidura, Dominik Faust 2025
DOI: <https://dx.doi.org/10.12795/9788447231805>
Maquetación y realización electrónica:
Editorial Universidad de Sevilla

Laudatio a cargo del profesor
Dr. Fernando Díaz del Olmo,
catedrático de Geografía Física
de la Universidad de Sevilla



*Excelentísimo Sr. Rector Magnífico de
la Universidad de Sevilla,
Excelentísimas e ilustrísimas autoridades,
profesores, señoras y señores claustrales,
miembros de la Junta de la Facultad de Geografía e
Historia y de los Consejos de Departamento de Geografía
Física y Análisis Geográfico Regional y de Geografía
Humana, que apoyaron por unanimidad la candidatura
de doctor honoris causa,
representantes de la Unión Geográfica Internacional (UGI),
de la Asociación Española de Geografía (AGE), así como de su
grupo de Geografía Física, de la Asociación Española para el
Estudio del Cuaternario (AEQUA) y su grupo andaluz,
muy querida Heide, queridos Janos, Aline y Celia,
estimados familiares y amigos del profesor Faust,
señoras y señores.*

La geografía es la ciencia que nos convoca hoy en este acto de investidura como doctor *honoris causa*. La geografía, y formando parte de ella, la geografía física, una de aquellas antiguas disciplinas que hunden sus raíces en la revolución científica del siglo XVII, o sea, en el arranque de la ciencia moderna que en España, y en la Universidad de Sevilla, contó con la presencia de las denominadas por López Piñero «cátedras raras» (Astronomía y Geografía, Filosofía natural, Matemáticas y Física), así como con los nuevos científicos, el grupo de los *novatores* sevillanos, y con el Colegio de San Telmo. Durante los siglos XVIII y XIX la geografía, con las asignaturas de Geografía Física, Geografía Matemática y Elementos de Geografía, se mantuvo en los múltiples planes de estudio de la Facultad de Filosofía y, posteriormente, en las de Filosofía y Letras y Ciencias; con su docencia sucesivamente impartida por los ilustres Manuel María del Mármol y Martínez (1769-1840), Alberto Lista y Aragón (1775-1848), Antonio Machado Núñez (1815-1896), Manuel Sales y Ferré (1843-1910) y Francisco de las Barras de Aragón (1869-1950). Para llegar al siglo XX con Ángel Bozal Pérez (1897-1968) y, sobre todo, con Juan Benito Arranz (1922-2018) y José Manuel Rubio Recio (1928-2017), más los profesores de los Departamentos de Geografía, sin olvidarme del doctorado *honoris causa*, a propuesta del área de Geografía Física, que distinguió en el año 2000 al Dr. José

Antonio Valverde Gómez (1926-2003), quien fue, junto con Rubio Recio, mi maestro y padrino en su investidura, uno de los dos fundadores de ese territorio emblemático que conocemos como Doñana.

Es esta tradición de la Geografía Física hispalense la que hace que sea para mí un gran honor y responsabilidad glosar en esta *laudatio* la figura académica y científica de mi querido amigo el profesor Dr. Dominik Faust, quien a partir de ahora se unirá a esta historia institucional de la Geografía Física de la Universidad de Sevilla.

Especialista de reconocido prestigio internacional, el prof. Faust ha desarrollado su investigación y docencia en las materias de Geografía Física (que sigue existiendo, a pesar de que algunos colegas la dan por desaparecida), la Geomorfología, la Geoedafología, la Geoarqueología y la estratigrafía del Cuaternario, temáticas y líneas que, partiendo de la geografía como disciplina central, comparten sus contenidos multidisciplinares lo mismo con las Ciencias de la Tierra que con las Humanidades.

Son muchos los lazos científicos, pero también generacionales y afectivos, que me unen al profesor Faust desde aquellos años finales de la década de los 80, cuando por primera vez nos encontramos.

El joven alemán ayudante de Geografía Física, que había pasado por la península de Nicoya en Costa Rica y las montañas

del Kabyè en Togo, cuyos suelos y usos habían constituido su tesis doctoral bajo la dirección del ilustre profesor Arno Semmel (1929-2010), proyectaba en ese momento la preparación de su tesis de habilitación sobre la erosión de los suelos de las campiñas de Andalucía occidental (presentada en 1995). Tengo para mí que la visita conjunta al perfil de Espera (Cádiz), con su paleosuelo, estuvo en la base de la reorientación científica de su currículum, que lo llevó a la reconstrucción crono-estratigráfica de alta precisión, necesaria para la interpretación paleoclimática del Holoceno (los últimos 11 700 años), entonces en un periodo de naciente investigación. Los sedimentos aluviales del río Fraja (Alcalá de los Gazules), con una secuencia de horizontes de suelos *in-situ* y *soils-sediment*, aportaron un modelo que luego replicaríamos «a lo grande» en la Medjerda (Túnez), en el Guadalquivir y en Doñana, en el Guadalete, en el Jarama y en el Guadiana Menor y el Geoparque de Granada, del que luego nos hablará el profesor Faust en su lección, enlazando la interpretación continental a partir de los sedimentos aluviales, eólicos, carbonatados y lacustres del Holoceno con los del Pleistoceno Superior y Medio, o sea, llevando a cabo la reconstrucción paleoambiental y paleogeomorfológica de los aproximadamente últimos 400 o 500 000 años, aportando por primera vez la tasa y el ritmo de la erosión regresiva.

Desde entonces, un relevante abanico de proyectos competitivos de investigación y cooperación conjuntos ha

jalonado la trayectoria de nuestras investigaciones, con financiación de la DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft), del Plan Nacional de I+D, de la DGICYT y, entre otras, de las Acciones Integradas Hispano-Alemanas o de los programas Erasmus y Erasmus-Sócrates.

Precisamente al hilo del recordatorio de estos proyectos debo referirme al hecho de que, aunque no oficialmente, el profesor Faust ha sido en numerosas ocasiones miembro de nuestro claustro universitario sevillano, ya que, por lo menos desde 1989 se ha dirigido en sesiones académicas de aula, campo y laboratorio a nuestros alumnos e investigadores con ocasión de conferencias, cursos de doctorado, acciones Erasmus, trabajos prácticos, seminarios de extensión universitaria y, por supuesto, acogiendo en su laboratorio e instituto, primero en la Katholische Universität Eischstätt y, posteriormente, en la Technische Universität de Dresden, en Alemania, a los colegas que solicitaron formarse en los niveles pre- y postdoctoral o en estancias cortas de especialización.

En este sentido, su apoyo y generosidad han alcanzado a todos los miembros del grupo de investigación germinal de Cuaternario y Geomorfología, apoyo que se fue extendiendo por las universidades de Huelva, Cádiz, Córdoba, la Internacional de Andalucía y, en la última década, a las de Jaén y Granada. Parafraseando la nomenclatura de las formaciones geológicas andaluzas, la extensión del área de influencia

científica de Dominik ha sido como un manto de corrimiento deslizado sobre una facies, Faust, que se me antoja como una renovación del clásico Trías Keuper «germano-andaluz».

Hijo de Christian Faust (1913-1982), alcalde de Rüdesheim tras la II Guerra Mundial, el alcalde más joven de la República Federal de Alemania, y de Elisabeth Faust (1923-2010), profesora de escuela primaria, amante de la música y entregada madre y abuela, a quien tuve el placer de conocer, nació Dominik el 10 de junio de 1954. Su formación académica comenzó en la escuela e instituto de Oberursel/Bommersheim, cerca de Frankfurt. En 1970 obtuvo el Bachillerato en Hadamar, donde formó parte del internado del Coro de Niños Cantores de la Catedral de Limburgo. De 1974 a 1982 completó su formación en Geografía, Ciencias del Suelo, Botánica y Antropología Cultural en la Universidad Goethe de Frankfurt/Main.

Científico y docente muy principalmente de campo y laboratorio, promotor de *workshops*, políglota (español, francés, inglés y portugués), su proyección internacional puede constatarse a través de sus publicaciones en todas las revistas científicas internacionales del ranking de la Geografía Física, el Cuaternario y la Ciencia del Suelo.

De su dilatada proyección internacional extraeré ahora las tres grandes líneas en que se focalizó en el distrito universitario de Sevilla y que pueden servirnos como hitos científicos de su aportación profesional:

1) El *Meeting* sobre *Land Degradation and Desertification* que en agosto de 1998 permitió traer a Sevilla la Comisión de Degradación de Suelos y Desertificación de la Unión Geográfica Internacional (UGI), en el que se dieron a conocer las condiciones geoambientales de los procesos geoedáficos y geomorfológicos para el desarrollo de los suelos de las campiñas.

2) La primera Comisión del Holoceno de la Internacional del Cuaternario (INQUA) en marzo del 2000 en el Pabellón de México, que abrió el camino a la cronoestratigrafía de los cambios ambientales del Holoceno y al poco tiempo a la propuesta del Antropoceno.

3) En marzo de 2015, también con el INQUA como soporte, actuó como líder de los progresos en la aplicación del concepto de *archivo sedimentario* en la geomorfología ibérica: «de los archivos a los procesos» (*from archive to process*).

Para concluir, volveré a retomar brevemente, como al inicio de mi disertación, la historia científica, pero ahora la de las aportaciones de los geógrafos alemanes al conocimiento de la geografía física española.

Sin necesidad de evocar la emblemática figura de Alexander von Humboldt (1769-1859), sepan todos que la tradición geográfica alemana en España es importante. Me referiré únicamente en este momento al caso para mí más señero del

siglo XX: el del profesor Hermann Lautensach (1886-1971), quien, desde 1927 a 1930, interesado en el estudio comparado de las penínsulas subtropicales de Eurasia, inició un exhaustivo estudio de la España peninsular, lo que le permitió publicar tres decenios más tarde su admirada *Die Iberische Halbinsel* (1964), traducida en 1967 al español por María Solé Sugrañes, hija del eminente catedrático de Geografía Física Luis Solé Sabarís (1908-1985), con prólogo de quien fuera vicepresidente de la UGI, el profesor Juan Vilá Valentí (1925-2020). Dicho manual, editado por Vicens-Vives, constituyó uno de los libros fundamentales para la generación de quien ahora les habla. Pues bien, afirmo que, tras Lautensach, no conozco ningún otro geógrafo físico alemán que haya profundizado en la península ibérica, Canarias y toda España como lo ha hecho nuestro querido «germano-andaluz», el profesor Dominik Faust. Cuento con él para cuando se apruebe el solicitado Instituto del Patrimonio y del Cuaternario de la Universidad de Sevilla.

Sr. Rector Magnífico, ciertamente estimo sobresalientes los argumentos expuestos a favor de la investidura como doctor *honoris causa* de la Universidad de Sevilla del profesor Dominik Faust. Solicito, en consecuencia, que ocupe en nuestro claustro el puesto que le corresponde, a mayor gloria de la Universidad de Sevilla.

He dicho.

Discurso de investidura del
doctor *honoris causa*
Prof. Dr. Dominik Faust



Dimensión de la erosión regresiva.
Investigación geomorfológica y geología del
Cuaternario en Andalucía oriental

*Excelentísimo Sr. Rector Magnífico de
la Universidad de Sevilla,
Excelentísimas e ilustrísimas autoridades,
profesores, señoras y señores claustrales, familia,
señoras y señores.*

Prólogo

La geomorfología y la geología del Cuaternario son dos disciplinas muy complementarias. El objetivo de ambas es

1. reconstruir los procesos morfodinámicos de épocas pasadas y, a partir de ello, dibujar un cuadro de la formación del paisaje, e investigar así el aspecto histórico-genético del paisaje;
2. interpretar la dinámica ambiental y los cambios paisajísticos actuales desde una perspectiva histórica. La dinámica está controlada por la compleja interacción de distintos factores (roca, relieve, suelo, clima,

vegetación, hombre, dimensión, tiempo). Cada factor contribuye al desarrollo y al cambio de un paisaje en función de su fuerza o tamaño. De la constelación de todos los factores implicados, que controlan en diverso grado el proceso de formación del paisaje, surgen diferentes formas y tipos de paisaje.

3. La perspectiva histórica (1) y el análisis de la dinámica actual de los procesos (2) permiten prever la dinámica futura de los procesos y evaluar los riesgos medioambientales resultantes. La evaluación de los riesgos medioambientales depende en gran medida de la resiliencia respectiva de un paisaje. A su vez, el grado de resiliencia resulta del grado de eficacia de los factores ya mencionados que caracterizan el paisaje. Con esto cerramos el círculo.

Para abreviar o resumir: sin conocimiento de los procesos pasados, es casi imposible interpretar el futuro.

La erosión como proceso que da forma al paisaje

La erosión a escala geológica como proceso formativo de los paisajes jugó un papel prominente en el desarrollo de la disciplina de la geomorfología. Los primeros intentos de explicar

el papel de la erosión en la formación de los paisajes fueron muy teóricos y se desarrollaron continuamente a través del discurso científico.

La primera teoría de gran prestigio, que suscitó muchos debates posteriores, fue la teoría del ciclo de erosión elaborada por el geólogo y geógrafo estadounidense William M. Davis. Postuló un proceso universal de formación del paisaje geomorfológico. El modelo de Davis (1899) consta de tres componentes: 1. una estructura geológica existente, 2. una erosión y 3. un periodo de tiempo determinado.

Para Davis (1899), cuatro periodos de tiempo fueron decisivos para el curso del ciclo de erosión:

1. el ciclo comienza con el levantamiento de una masa de tierra, que inicialmente tiene una superficie relativamente plana;
2. en la etapa juvenil, el predominio de la erosión de incisión (erosión fluvial) crea una red fluvial;
3. la etapa madura está representada por una erosión de las laderas entre los valles (interfluvios).
4. en la fase más madura, la erosión de los interfluvios está tan avanzada que se crea un relieve casi plano (la llamada penillanura) cerca del nivel de la base de erosión. El ciclo comienza entonces de nuevo, ya que la superficie casi plana vuelve a estar expuesta a la erosión por levantamiento (tectónica).

Es cierto que todos los componentes se conservan en este enfoque. Se trata del inicio de la erosión incipiente, que crea laderas superiores convexas. Si la incisión se ralentiza, las pendientes entre los ríos se retrasan y se crean pendientes inferiores cóncavas. La teoría de Davis (1899) sobre el desarrollo del relieve ha determinado los puntos de vista geomorfológicos hasta nuestros días.

Esta visión universal fue modificada posteriormente por otros teóricos. Los geomorfólogos alemanes y franceses fueron los principales responsables de ello. Insistieron en que los procesos tectónicos tienen lugar de forma no rítmica y en que Davis no tiene suficientemente en cuenta el clima dentro de una zona paisajística (Büdel, 1981). La relación entre la cubierta vegetal y el clima y la erosión resultante también fue elaborada por Langbein & Schumm ya en 1958 y justificada con datos climáticos concretos. Rohdenburg (1970) desarrolló más tarde el concepto de geomorfología climatogénica, que considera el paisaje como el resultado de frecuentes cambios climáticos en los que diferentes formas del paisaje se desarrollaron a lo largo de distintas fases climáticas. Durante el Cuaternario, cabe suponer que los factores fundamentales de la erosión cambiaron varias veces, debido a las oscilaciones climáticas y a las fluctuaciones del nivel del mar asociadas.

W. Penck (hacia 1925) ya señaló que los procesos activan reacciones. Estas reacciones (por ejemplo, sedimentación,

alteración de materiales) modifican a su vez los procesos, lo que significa que no puede producirse un ciclo universal (según Davis). W. Penck puede considerarse, por tanto, el pionero de los «sistemas *process-response*». Las diferencias más importantes en las teorías de M. Davis y W. Penck son las siguientes:

- Davis divide el ciclo de erosión en fases dependientes del tiempo.
- Penck describe el proceso de erosión como un proceso permanente e interminable en determinadas condiciones climáticas o medioambientales y, por tanto, rechaza la idea de ciclos.

En mi época de joven científico, la geomorfología climagenética de Rohdenburg, que desarrolló en los años setenta, fue innovadora. Rohdenburg (1970) describe la erosión como un proceso polifásico, distinguiendo dos fases características:

1. una fase de estabilidad morfodinámica con formación de suelo y erosión lineal y
2. una fase de actividad morfodinámica con reducción de la cubierta vegetal y procesos de erosión superficial.

Sin embargo, en la mayoría de los casos nos encontramos en una fase de transición (Faust & Fuchs 2021).

Es importante señalar que Rohdenburg no fue el primero en hacer pública esta teoría. El científico y biólogo francés Erhart desarrolló un modelo similar ya en 1955, distinguiendo dos fases:

1. la fase de rixistasia, caracterizada por una elevada aridez, escasa cobertura vegetal y erosión del suelo, y
2. la fase de biostasias, caracterizada por condiciones húmedas, formación intensiva de suelo y densa cubierta vegetal.

El concepto de erosión regresiva está generalmente reconocido, no solo en lo que se refiere a los procesos de erosión del suelo a pequeña escala mediante la formación de cárcavas y barrancos (Faust & Herkommer 1995), sino también en forma de erosión material general a escala geológica. Cinco factores principales, entre otros, son decisivos para los procesos de erosión a gran escala:

1. las condiciones geológicas y, por tanto, la composición material del subsuelo (erosividad o erosionabilidad);
2. el clima reinante y, en particular, la intensidad y frecuencia de las precipitaciones (erosividad de las precipitaciones);
3. el relieve y, en particular, las pendientes y el tamaño de la cuenca;
4. la distancia a la base de erosión;

5. la relación de material/agua y, por tanto, la capacidad de transporte del agua de erosión.

FACTOR 1: Por supuesto, las condiciones geológicas juegan un papel importante. La primera subdivisión divide el subsuelo en roca sólida y roca suelta, en la que –como es de esperar– la roca suelta, como los paisajes de loess o marga, tiene una erodibilidad o erosionabilidad significativamente mayor. Sin embargo, son sobre todo las capas alteradas que se encuentran por encima de las rocas sólidas (Semmel 1993) las que se ven afectadas por la erosión. En este caso, la composición granulométrica es un prerrequisito importante para la erosionabilidad de los materiales, por lo que los sustratos limosos son más susceptibles a la erosión que los materiales arcillosos o arenosos.

FACTOR 2: El clima reinante tiene una importancia fundamental en la medida en que las precipitaciones, como elemento que provoca la erosión por el agua, representan un componente climático básico. Las precipitaciones se caracterizan por diversos grados de agresividad, lo que se califica como erosividad de las precipitaciones. En las zonas semiáridas, en particular, se producen con mayor frecuencia precipitaciones intensas que provocan la erosión, ya que las precipitaciones son muy variables y la precipitación anual generalmente

cae en pocos días, pero es tanto más fuerte por ello. Langbein y Schumm (1958) ilustraron cuantitativamente la relación entre las tasas de erosión y la precipitación media anual (Faust & Fuchs 2021) e identificaron las regiones semiáridas como las zonas con las tasas de erosión más elevadas.

FACTOR 3: En lo que respecta a la erosión, la pendiente del relieve en particular es un parámetro básico decisivo. Además de la pendiente y la inclinación del relieve, el tamaño de la cuenca también es decisivo para la capacidad erosiva, ya que cuanto mayor es la cuenca, mayor es la escorrentía de la que procede la fuerza erosiva.

FACTOR 4: La base de erosión es el lugar donde se deposita todo el material erosionado. En las zonas exorreicas, el mar suele ser la base de erosión final. La altitud de una zona de erosión sobre el mar y la distancia al mar son factores decisivos para la velocidad de erosión y generalmente están controlados por procesos tectónicos. Cuanto mayor sea la diferencia de altitud y menor la distancia a la base de erosión, mayor será el potencial de erosión. Además del levantamiento tectónico, las oscilaciones climáticas, tal y como las conocemos desde el Cuaternario, provocan importantes fluctuaciones del nivel del mar. Por ejemplo, podemos suponer que el nivel del mar descendió 120 m durante el período glacial

superior (LGM), lo que influyó en la dinámica erosiva correspondiente.

FACTOR 5: Un aspecto importante de la investigación sobre la erosión es el potencial del agua para causar erosión. La relación entre el agua y la carga que transporta, la llamada relación de carga, es aquí decisiva. El agua solo puede causar erosión si tiene capacidad suficiente para recoger y transportar material. Si el agua de erosión contiene demasiados sólidos, se alcanza la capacidad de absorción del agua y la erosión se detiene. Si el contenido de sólidos aumenta aún más, se cumplen las condiciones para la sedimentación. La relación de carga es, por tanto, un parámetro importante de la dinámica de erosión y sedimentación. La relación de carga en el agua resulta principalmente de los componentes subsuelo y clima.

Estos cinco factores básicos, generalmente conocidos, varían enormemente, de modo que cada paisaje se caracteriza por una individualidad nunca repetida. Por este motivo, la evaluación y valoración de la erosión que se produce en cada caso es un campo de investigación muy complejo. Ahora podemos justificar con datos las causas de la erosión y los diferentes rendimientos de esta, de modo que podemos pasar de una consideración puramente teórica a un análisis cuantitativo, que se muestra en el siguiente ejemplo concreto mediante la erosión fluvial.

Introducción a la investigación actual en Andalucía oriental

Un aspecto de la erosión que apenas se ha investigado hasta la actualidad, además de la cantidad de material que se desplaza, es la velocidad a la que se produce la dinámica erosiva durante largos periodos de tiempo.

La cuestión de la velocidad de la erosión surge también de la interacción de las condiciones básicas presentadas en el prólogo. Concretamente, la erosión media anual del suelo en las parcelas de cultivo se viene midiendo desde los años setenta. El comportamiento de la erosión en términos geológicos suele explicarse teóricamente con ayuda de las constelaciones de factores correspondientes, pero nunca se ha medido ni investigado de forma más específica. Nuestro trabajo de investigación actual pretende reconstruir a partir de datos la tasa de erosión en una zona de trabajo de aproximadamente 6600 km² en las tierras altas de Andalucía oriental.

Condiciones básicas y estado general de la investigación

La mayor parte de nuestra zona de trabajo está ocupada por el Geoparque de Granada, recientemente incorporado a la Red

Mundial de Geoparques de la UNESCO. El Geoparque de Granada posee un inventario cuaternario único y se caracteriza en particular por una de las secuencias de estratos del Cuaternario inferior a medio más potentes y completas de Europa.

Los aproximadamente 6600 km² de la cuenca de Guadix-Baza se encuentran a una media de 900 m sobre el nivel del mar. Gran parte de este territorio fue una amplia depresión sin drenaje (cuenca endorreica) hasta que fue capturada, en la que se vertieron sedimentos fluviales de todos los tamaños procedentes de las montañas circundantes (Sierra Nevada, Sierra de Baza, Sierra de Orce, Sierra de María, Sierra de Castril, Sierra Mágina) desde el Plioceno hasta el Pleistoceno superior (Añadón *et al.* 1994, Gibert *et al.* 2006, Gibert *et al.* 2007, Scott *et al.* 2007). En las posiciones más bajas de la antigua cuenca endorreica se desarrollaron sistemas lacustres de gran extensión, cuyos sedimentos límnicos están ahora expuestos en la parte oriental de la zona de estudio.

Esta cuenca endorreica fue capturada por un arroyo de cabecera del río Guadalquivir (Guadiana Menor), que incidió en los sedimentos de forma regresiva hasta una profundidad de 300 m. La fecha de la captura es objeto de un intenso debate científico (Gibert *et al.* 2007, Díaz-Hernández & Juliá 2006, García-Tortosa *et al.* 2008, Ortiz *et al.* 2004, Scott *et al.* 2007, Azañón *et al.* 2006, Pérez-Peña *et al.* 2009, Calvache & Viseras 1997). Las hipótesis sobre la fecha de

la captura varían entre 1000 ka (Gibert *et al.* 2007), 450 ka (Scott *et al.* 2007) y 43 ka (Pérez-Peña *et al.* 2009).

La cuenca de Baza/Guadix es un *hot spot* para la investigación geológica y paleontológica del Cuaternario, ya que aquí se ha encontrado una enorme densidad de fauna vertebrada del Plio-Pleistoceno (Oms *et al.* 2011; Gibert *et al.* 2006, Scott *et al.* 2007) y vivieron los homínidos más antiguos de Europa (Gibert 2004; Gibert *et al.* 2007). Los hábitats de vertebrados del Plio-Pleistoceno y los artefactos de los homínidos más antiguos se conservaron por sedimentación durante la fase endorreica. Por este motivo, los trabajos publicados hasta la fecha se han centrado principalmente en el periodo de la fase endorreica y, por tanto, en el relleno de la cuenca (Hüsing *et al.* 2012, Anadón *et al.* 1994, García-Aguilar *et al.* 2014).

El desarrollo tectónico desempeñó un papel importante para las condiciones deposicionales durante la fase endorreica (Haberland *et al.* 2017, García-Tortosa 2008), pero es igualmente importante para los eventos erosivos posteriores (García-Tortosa *et al.* 2011). La amplia depresión de Baza/Guadix está subdividida en dos partes por la falla de Baza, de dirección norte-sur (García-Tortosa 2008; García-Tortosa *et al.* 2011):

1. una parte occidental levantada, que contiene principalmente sedimentos clásticos gruesos (Gibert *et al.* 2007) y que antiguamente drenaba hacia el este a través de un precursor del actual río Fardes y

2. una cuenca oriental relativamente hundida que se extiende hasta las laderas septentrionales de la Sierra de María y está rellena de sedimentos lacustres de grano fino (Gibert *et al.* 2007, García-Aguilar *et al.* 2014). En la actualidad, esta subcuenca está drenada en dirección oeste por los ríos Galera (río Huéscar), Orce, Guardal, Castril, Cúllar y Baza (fig. 1).

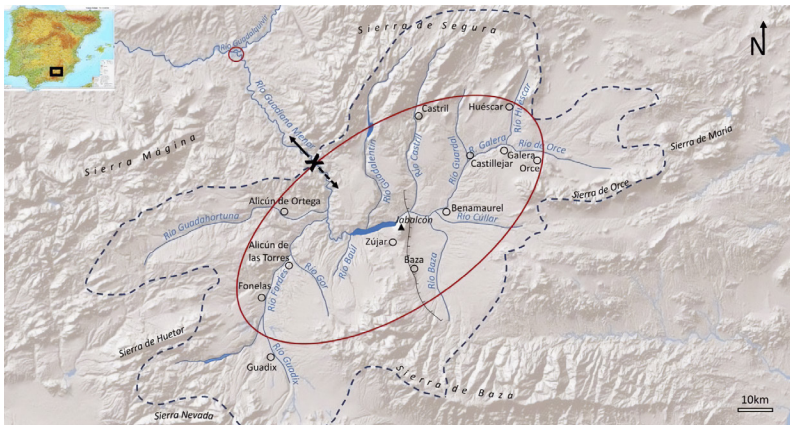


Figura 1. El área de trabajo puede dividirse en dos zonas. Una zona occidental, compuesta principalmente por sedimentos fluviales clásticos gruesos a finos, y una zona oriental, que contiene principalmente sedimentos lacustres. Una línea Baza (al sur)-Castril (al norte) forma el límite de las dos zonas, marcado por la falla de Baza (en gris). El borde negro discontinuo muestra aproximadamente la cuenca de la antigua zona endorreica de Baza/Guadix. Nuestro trabajo se centra en las zonas de los cursos fluviales (marcadas en rojo). La posición de la captura de la cuenca está marcada en negro.

Toda la cuenca de Guadix-Baza fue capturada sucesivamente por el río Guadiana Menor, por lo que cabe suponer que la captura alcanzó primero la cuenca anterior occidental y después, con cierto retraso, la oriental. Es posible que un pequeño antecesor del Guadiana Menor todavía drenara en la cuenca de Guadix-Baza durante la fase endorreica (García-Tortosa *et al.* 2008), pero fue capturado por un afluente del Guadalquivir, invirtiendo su dirección de flujo y drenando toda la cuenca en dirección norte (ver fig. 1 flechas negras).

La situación paleogeográfica muestra un Palaeofarides de flujo oriental como río principal del sistema, que desembocaba en un paleolago al este de la falla de Baza. Los gradientes fluviales eran significativamente más bajos en la época endorreica que en la actualidad. La figura 2 ilustra la situación paleogeográfica antes de la captura de la cuenca de Guadix-Baza.

Para la fase exorreica, no existen estudios científicos sobre la dinámica fluvial y la erosión asociada. Sin embargo, los depósitos de terrazas indican una dinámica fluvial cambiante desde la captura de la cuenca. Los depósitos de terraza y las formaciones de tufas (tobas) que se encuentran en la región del proyecto no han sido registrados ni cartografiados sistemáticamente.

Los trabajos de Díaz-Hernández & Juliá (2012 y 2006) se centran en el momento de la captura, sin que la erosión apenas juegue un papel. Únicamente Pérez-Peña *et al.* (2009) intentan simular la tasa de la erosión desde la captura, para



Figura 3. Formación de tufa (toba) poco conocida entre los pueblos de Galera y Orce (Foto: D. Faust)

Trabajos más detallados se han realizado sobre los travertinos de Alicún (Prado-Pérez *et al.* 2013, Díaz-Hernández *et al.* 2000, Díaz-Hernández & Juliá 2006, Prado-Pérez & Pérez del Villar 2011), los travertinos de Zújar (Lix *et al.* 2020, García-Aguilar *et al.* 2014) y los travertinos localizados en Rambla Becerra, en el límite occidental del área de estudio (Pla-Pueyo *et al.* 2016). Las formaciones de travertinos y tufas son importantes para nosotros porque se han formado después de la fase de incisión y, por tanto, ofrecen una excelente oportunidad de vinculación con los depósitos fluviales datados. Algunos travertinos, así como formaciones de tufa (toba) en el área de trabajo, aún no han sido descritos y cartografiados.

La primera generación de travertinos en Alicún, una localidad cercana al lugar de la captura, tiene una edad estimada

de 210 ka (Prado-Pérez *et al.* 2013). A partir del momento de la captura de la cuenca endorreica, se desarrolló un sistema de drenaje completamente nuevo en el curso de la erosión fluvial (erosión de incisión y erosión regresiva) en los glaciares y sedimentos lacustres, cuyo desarrollo cronológico y procesal será aproximado en el presente documento. De importancia central son los depósitos de terrazas en los sistemas fluviales dominantes, que hemos trabajado y datado en detalle según un enfoque conceptual que hemos desarrollado (Kolb 2018). Esta aproximación, que asume un escenario deposicional diacrónico del nivel de una terraza, se simplifica en la fig. 4.

Podemos suponer que al principio del Holoceno los ríos ya estaban encajados hasta el nivel actual (Wolf *et al.* 2021). En el curso de las fases de incisión desde el momento de la captura de la cuenca, las gravas de las terrazas se depositaron

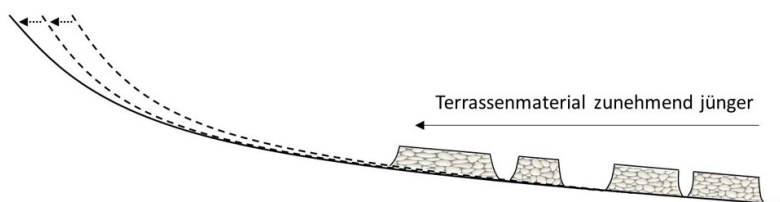


Figura 4. Representación simplificada de la estrategia de datación utilizada en los respectivos niveles de terrazas. Los depósitos de terrazas de un mismo nivel son cada vez más jóvenes cuanto más aguas arriba se depositaron (Kolb 2018)



Figura 5. Depósito de gravas del río Galera de aproximadamente 1 m de espesor sobre sedimentos lacustres del Cuaternario inferior cerca del pueblo de Castillejar (afloramiento al lado de la carretera) (Foto: D. Faust)

a diferentes niveles, y se conservan en diferentes espesores (véanse las figuras 5 y 6).

Aparte de las terrazas, las formaciones de travertinos y los depósitos de tufa (toba), que se desarrollaron como resultado de la incisión fluvial en los flancos del valle, juegan un papel igualmente importante. Los travertinos y las tufas (tobas) de ladera son formaciones que pueden correlacionarse con las terrazas. También aquí existen «pisos» que, dependiendo de su posición en el flanco del valle, se forman a modo de cascada (*Cascade Tufa model* según Pedley 2009) o a modo de manantial de ladera (*Perched Springline model* según Pedley 2009).

Figura 6.
Gravas del
río Guardal
de varios
metros de
espesor
al norte
de Bena-
maurel (aflo-
ramiento
al lado de
la carre-
tera) (Foto:
D. Faust)



Con el aumento de la profundización del río y el consiguiente descenso del nivel freático general, puede observarse la formación reciente de tufa en las posiciones más bajas del valle en los horizontes de manantial (fig. 7).

La especial configuración y posición de las terrazas, así como las formaciones de tufa (toba), hacen necesaria una estrategia de datación. Así, los depósitos de terrazas se datan según un enfoque diseñado por nuestro grupo de trabajo (Kolb 2018, véase fig. 4) mediante métodos de luminiscencia basados en cuarzo y feldespatos, y las correspondientes formaciones de tufa (toba) y travertino se delimitan temporalmente



Fig. 7. Tufa (toba) del Holoceno del fondo del valle del río Galera, formada hace entre 8000 y 6000 años (de: Wolf *et al.* 2021)

en paralelo. Combinando ambos métodos de datación, se puede aproximar el periodo de la captura, así como la tasa de incisión y erosión regresiva. Basándose en conceptos teóricos bien establecidos (cf. Schumm 1969, 1973, 1977), según los sistemas fluviales deben clasificarse como sistemas complejos de «proceso-respuesta» que reaccionan de forma no lineal a los cambios ambientales. Por ello partimos de la hipótesis de que la datación singular en un solo lugar seleccionado no es suficiente para representar adecuadamente el tiempo del proceso fluvial en relación con la formación de terrazas fluviales. Por lo tanto, las terrazas investigadas se muestrearon en varios lugares diferentes a lo largo del perfil longitudinal del río y se determinaron las edades respectivas. Kolb *et al.* (2016) pudieron demostrar en trabajos anteriores que las edades de luminiscencia de los depósitos de un mismo nivel

de terraza del Pleistoceno superior diferían significativamente en función de la posición del lugar de muestreo respectivo. Las edades de luminiscencia calculadas eran sistemáticamente más jóvenes cuanto más aguas arriba se encontraba el lugar de muestreo (véase la fig. 4).

Estos resultados concuerdan con estudios anteriores de Rixhon *et al.* (2011), quienes –basándose en la datación $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ – determinaron una dispersión comparable de edades para sedimentos de la alta terraza en valles de las Ardenas. Kolb *et al.* (2016) han formulado el término «diacronismo de las edades de luminiscencia» para este fenómeno y lo han interpretado con prudencia (véase, por ejemplo, la discusión crítica en Kolb 2018) como expresión de un patrón fluvial inherente al sistema, en el que se refleja en última instancia el proceso de erosión regresiva (véase la fig. 4).

Métodos

Trabajo del terreno

La cartografía de las terrazas fluviales se focalizó en los principales ríos que drenan la cuenca (de oeste a este): Fardes, Guadahortuna, Gor, Guadalentín, Castril, Guardal, Galera y Orce/Cañada del Salar, así como el río Baza (fig. 1). En el

mapa geológico, los depósitos de terraza solo se muestran para el río Guardal, el río Castril y el río Baza. Hasta ahora, los depósitos de terraza de los ríos de la subcuenca de Baza al este se han registrado sistemáticamente en primer lugar, ya que el enfoque metodológico puede aplicarse mejor aquí. Se trata en particular de los depósitos del río Galera/río Huéscar, del río Guardal, del río Baza, así como del río Castril, que entra en la cuenca por el norte.

Para una mejor clasificación cronológica relativa y para delimitar mejor la fecha de captura, también se realizaron análisis de gravas y minerales pesados en la confluencia del río Guadalquivir con el río Guadiana Menor (véase el círculo rojo al norte de la zona del proyecto en la fig. 1) con el fin de datar la primera aparición de las rocas/minerales de la zona interna (por ejemplo, esquistos) en el material de terraza correspondiente.

Dataciones

La datación numérica de diferentes generaciones de terrazas fluviales es de importancia central en el proyecto. Los sedimentos de las propias terrazas se datan con diferentes enfoques del diverso espectro de métodos de luminiscencia. Para los niveles de terrazas más jóvenes, la baja tasa de dosis

ambiental y los valores de saturación inusualmente altos ofrecen la posibilidad de aplicar paralelamente enfoques basados en el cuarzo y en el feldespato. Para los niveles de terrazas más antiguos, esperamos avanzar hacia rangos de edad que permitan solamente aplicar métodos de medición utilizando feldespatos como dosímetros. En comparación con los minerales de cuarzo, estos ofrecen la posibilidad de llegar a rangos de edad más profundos debido a una dosis de saturación significativamente mayor. Sin embargo, la necesidad de utilizar feldespatos como dosímetros de luminiscencia también implica desventajas considerables, en particular el fenómeno conocido desde hace tiempo como *anomalous fading*, que describe una pérdida de señal de luminiscencia en condiciones naturales y que puede afectar a los feldespatos en distinta manera.

En los últimos años se han desarrollado varios procedimientos destinados a reducir significativamente el riesgo resultante de subestimación de la edad. Estos métodos incluyen el protocolo postIR IRSL (Thomsen *et al.* 2008; Buylaert *et al.* 2012), el método IRSL post-Isotérmico (pIt-IR) (Lamothe *et al.* 2020) y el método de radiofluorescencia IR (Frouin *et al.* 2017), en cuyo desarrollo participa de forma significativa el Laboratorio de Luminiscencia de la Universidad de Gießen. Muchos de estos métodos aún no se han probado en un contexto de investigación aplicada más amplio.

La constelación especial del estrecho enlace de terrazas fluviales con travertinos y tufas ofrece condiciones ideales para una comparación significativa de métodos, que sería difícil de encontrar en otros lugares. Así pues, la zona de trabajo tiene el carácter de un laboratorio experimental natural único. La preparación, la medición y la evaluación de las muestras (hasta hoy 75 dataciones) se llevaron a cabo en el Laboratorio de Luminiscencia de la Universidad Justus Liebig de Gießen. El conjunto de muestras (feldespato potásico separado de la fracción granulométrica 90-200 μm) se encuentra actualmente en proceso de medición, en el que hasta ahora se ha hecho especial foco en una caracterización de las propiedades de luminiscencia (por ejemplo, intensidad de la señal, blanqueabilidad, reproducibilidad de las dosis aplicadas). Para las mediciones realizadas hasta la fecha se ha utilizado un protocolo postIR IRSL modificado. Todas las mediciones realizadas se han llevado a cabo en aparatos de medición del tipo Smart de Freiberg Instruments.

Las mediciones de luminiscencia en sedimentos de terrazas se complementan con la datación U/Th de depósitos de sinterizado calcáreo, estrechamente asociados a los respectivos niveles de terrazas. La preparación y medición de las muestras de U/Th (en total 16 muestras) corrió a cargo del Instituto de Física Medioambiental de Heidelberg (Alemania). Aquí solo se consideran algunas mediciones de la datación U/Th. Las

edades U/Th, mencionadas en este estudio, deben considerarse estimaciones preliminares.

Resultados y discusión

Al estudiar la génesis del relieve de la zona estudiada, tres preguntas de investigación revisten especial importancia.

- ¿Qué cantidad de material se descargó por los ríos de la cuenca después de su captura?
- ¿A lo largo de qué periodo de tiempo se erosionó el material?
- ¿Qué factores controlaron significativamente la erosión durante distintas fases (alternancia entre incisión fluvial y acumulación de gravas) en la cuenca de estudio?

Pérez-Peña *et al.* (2009) ya han abordado estas cuestiones en un artículo y dan tasas de erosión anual extremadamente altas, que, sin embargo, se basan en una fecha de captura que consideramos poco realista. Pérez-Peña *et al.* (2009) datan el inicio de la captura en torno a 43 ka y lo justifican con datos de edad de una costra calcárea en el borde más bajo del glacis superior, que debería haberse formado antes de la captura. Este razonamiento es en parte correcto, pero una costra calcárea es un sistema abierto en el que se producen

continuamente procesos de disolución y cristalización o recristalización. Si se observan con más detalle las costras calcáreas del glacis superior, se aprecia que estuvieron sometidas a una génesis multi-procesal. Por un lado, esta costra calcárea es un horizonte de enriquecimiento calcáreo que se ha formado por pedogénesis, cuya formación aún puede continuar hoy en día. Por otro lado, se pueden reconocer estructuras de *croute laminaire*, que indican una exposición temporal de la costra con la correspondiente escorrentía superficial y, por último, hay que suponer que la costra del borde bajo de un glacis también se enriqueció adicionalmente por transporte lateral de carbonatos. Así pues, no solo estamos ante una génesis multiproceso de la costra calcárea, sino también ante una formación polifásica, dependiente del potencial de disolver el carbonato en distintas fases climáticas. Díaz-Hernández & Juliá (2012) expresan opiniones similares en su comentario sobre las edades dadas por Pérez-Peña *et al.* (2009) y las rechazan comprensiblemente.

Además, existen travertinos a una distancia comparable del punto de la captura, a 800 m de altitud, en la localidad de Alicún (fig. 1), que se desarrollaron en el valle formado por el río Fardes después de la captura. Para la primera generación de travertinos en Alicún, Prado-Pérez *et al.* (2013) dan una edad de 250 ka. Antes de la captura, el río Fardes fluía en la zona de Alicún, a un nivel por lo menos 280 m más alto

que el actual, para desembocar en el paleolago de Baza, que se situaba entonces a unos 35 km. Los sedimentos lacustres más altos alcanzan hoy los 960 m, aunque el bloque donde se situaba el paleolago se encuentra en subsidencia desde el Terciario. Así pues –calculado con mucha precaución– se removieron hasta 150 m de material en la zona de Alicún antes de la formación de la primera generación de travertinos de Alicún. Esta erosión se produjo en la fase temprana de la incisión por los ríos Fardes y Gor, después de la captura de la cuenca de Guadix-Baza y antes de la formación de la primera generación de travertinos. Por lo tanto, se puede suponer que el momento de la captura de la cuenca de Guadix-Baza debe ser muy anterior a la formación de la primera generación de los travertinos de Alicún.

Nuestra propia datación U/Th en una formación de travertino al sur del pueblo de Huélagos muestra evidentemente el travertino más antiguo de la región (fig. 8). Se encuentra directamente bajo la superficie del glacis. El valle en el que se vertió el travertino fue erosionado progresivamente tras la captura de la cuenca occidental (primera captura). La datación más antigua del travertino de Huélagos reveló una edad de 576 ka (± 199). Debido a limitaciones metodológicas, aquí solo se puede especificar una zona de edad. Sin embargo, basándonos en esta datación, podemos concluir que la formación del travertino comenzó hace más de 377 ka.



Figura 8. El travertino más antiguo de la zona de estudio se encuentra directamente bajo la superficie del glacis. Su edad puede establecerse de forma fiable en > 377 ka. Esta edad encaja en el cuadro general de una época de la captura de la cuenca occidental en torno a 600 ka

El ejemplo de Fonelas (fig. 9)

En el marco de la instalación de la Estación Paleontológica de Fonelas se llevaron a cabo amplios trabajos estratigráficos. En estos trabajos, el límite entre el Plioceno y el Pleistoceno pudo determinarse mediante estudios de paleomagnetismo detallados (límite Gauss-Matuyama de unos 2,58 millones de años). Este límite se encuentra al oeste de Fonelas, a unos 890 m sobre el nivel del mar (fig. 9). El museo se construyó

por encima del límite Plio-Pleistoceno. En la secuencia estratigráfica del museo el límite inferior del subcrón de Olduvai (unos 1,95 millones de años) está expuesto a unos 930 m sobre el nivel del mar. Así pues, desde el principio del Pleistoceno se depositaron en 630 ka unos 40 m de sedimentos, en su mayoría finos. El resultado es una tasa de sedimentación de aproximadamente 6,3 cm/ka (fig. 9). Por encima del límite inferior de Olduvai expuesto, se depositaron posteriormente otros 47 m de sedimentos hasta el fin de la sedimentación (superficie del glacis). Unos 5 m

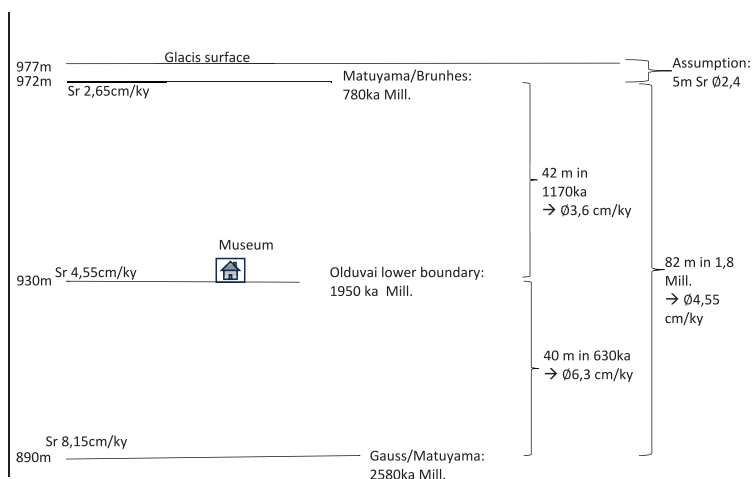


Figura 9. Cálculo de las tasas de sedimentación (Sr) a partir de los estudios paleomagnéticos y estimación del final de la formación del glacis, que se completó hace aproximadamente >570 ka. Paleomagnetismo: Pla *et al.* (2011)

por debajo de la superficie del glacis, se determinó el límite Brunhes-Matuyama (ca. 781 ka) mediante mediciones magnetoestratigráficas (Pla *et al.* 2011). Calculando la distancia entre la posición del límite inferior de Olduvai (930 m s.n.m.) y el límite Brunhes-Matuyama (972 m s.n.m.), obtenemos una tasa de sedimentación media de 3,6 cm/ka para una sedimentación de 42 m (fig. 9), lo que muestra que durante este periodo el relleno de la cuenca se ralentizó significativamente. Podemos suponer que durante el relleno en general la superficie de la zona de sedimentación aumenta continuamente, mientras que la zona de erosión disminuye, lo que conduce a una reducción de las capas de sedimentos, aunque las tasas de sedimentación permanezcan constantes. En el periodo comprendido entre el límite Gauss-Matuyama (transición al Pleistoceno; 2,58 millones de años) y el límite Brunhes-Matuyama (781 ka), se calcula un valor medio de la tasa de sedimentación de 4,55 cm/ka (82 m en 1,799 millones de años). Este valor podría tomarse como la tasa de sedimentación para la parte media del perfil, que corresponde aproximadamente al límite inferior de Olduvai (fig. 9).

Utilizando todos los datos disponibles, se puede diseñar un escenario de sedimentación con una tasa de sedimentación de unos 8,15 cm/ka hace 2,58 millones de años. 630 ka (Matuyama-Olduvai) después, el espesor del sedimento

alcanza los 40 m y la tasa de sedimentación en este momento es de unos 4,55 cm/ka. La ralentización progresiva de la velocidad de sedimentación queda demostrada por la sedimentación desde el límite inferior de Olduvai (1,95 millones de años) hasta el límite Brunhes-Matuyama (781 ka), con una velocidad media del relleno de unos 3,6 cm/ka. El principio de esta fase de sedimentación muestra todavía una tasa de sedimentación de 4,55cm/ka y se reduce continuamente. En el límite Brunhes-Matuyama, la velocidad de sedimentación ha disminuido a una tasa de aproximadamente 2,65cm/ka (fig. 9).

Si ahora suponemos un valor medio de la velocidad de sedimentación para los últimos 5 m hasta la superficie del glacis de 2,4 cm/ka (se trata de una estimación que postula una reducción adicional de la velocidad de sedimentación por año utilizando los datos calculados de toda la historia de la sedimentación), entonces la sedimentación del glacis se habría completado después de unos 209 ka, es decir, hace unos 572 ka. Aunque esta información se cuantifique con precisión, no es más que una suposición bien fundada, que nos permite obtener una estimación aproximada de la edad del momento de la captura. Por lo tanto, suponemos que la primera captura de la cuenca occidental de la zona de estudio tuvo lugar en torno a esta época.

Medidas de luminiscencia

Los resultados de las mediciones de luminiscencia disponibles hasta ahora aún no permiten hacer afirmaciones definitivas sobre el momento de la captura de la cuenca o la velocidad de la incisión del nuevo sistema fluvial que se ha producido posteriormente. Sin embargo, nuestras medidas preliminares indican que las terrazas fluviales hasta ahora en la parte oriental de la zona de estudio son probablemente formaciones del Pleistoceno medio o más joven. El depósito de terraza más antiguo en la parte occidental data aprox. a 289 ka.

Las estimaciones de los valores de dosis equivalente de las muestras analizadas hasta el momento utilizando el protocolo postIR IRSL muestran que los valores de dosis equivalente determinados están en general muy por debajo de los rangos de saturación conocidos para las muestras de feldespato. Una excepción son algunas muestras que proceden de la zona de transición hacia los glaciares (claramente más antiguas). Para estas muestras, se han podido determinar hasta ahora dosis equivalentes (preliminares) de 900-1300 Ga, que indican saturación y, por tanto, no permitirán una afirmación fiable de la edad. Para estas muestras, sin embargo, los valores significativamente más altos pueden explicarse presumiblemente por una mezcla significativa de material glaciar en gran parte

no expuesto. Respecto al resto de las muestras medidas hasta ahora, nuestros resultados indican que las dosis equivalentes a determinar se situarán en un intervalo de 100-600 Ga, que puede determinarse de forma fiable con los métodos de medida que utilizamos. Si estos valores se transfieren a un modelo de edad, no parece probable ni una captura muy temprana (> 1 millón de años) ni muy tardía (es decir, Pleistoceno superior) de la cuenca.

Los análisis de luminiscencia ya realizados se centraron en la caracterización de las propiedades de luminiscencia de los dosímetros utilizados. Todas las submuestras analizadas mostraron un comportamiento excelente.

Las señales de luminiscencia medidas se caracterizan por una alta intensidad y curvas de iluminación que disminuyen rápidamente (fig. 10). Esto permite trabajar con las denominadas *small aliquots*, es decir, muestras compuestas únicamente por unos 10 a 20 granos. Las pruebas de *Dose Recovery* (DRT) realizadas indican una buena reproducibilidad de las dosis aplicadas y demuestran así la validez de base del protocolo postIR-IRSL y de las muestras de feldespato utilizadas como dosímetros fiables. Las primeras mediciones de *Fading* se llevaron a cabo en muestras seleccionadas y, con tasas medias de *Fading* de $< 1\%$ / década, indican que el problema del *Fading* será de menor importancia para las muestras que investigamos.

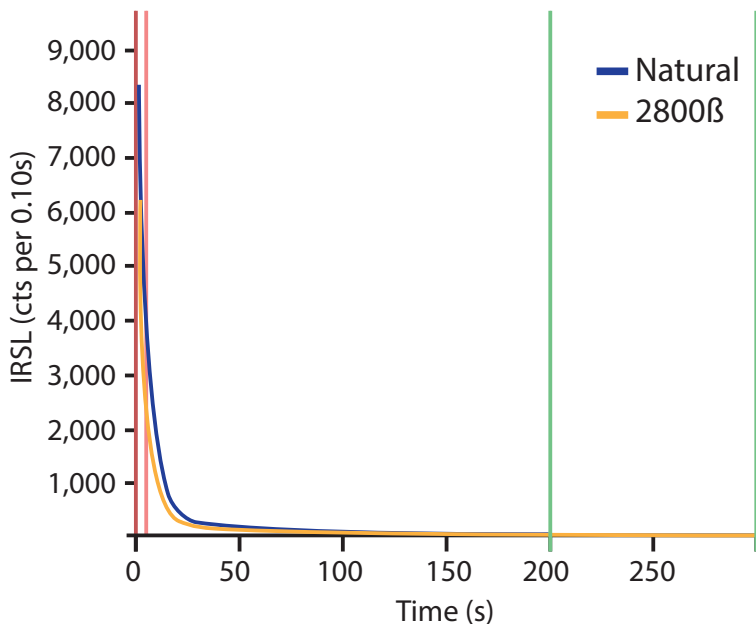


Figura 10. Ejemplo de una curva de iluminación que muestra la señal fuerte y rápidamente decreciente de una muestra de luminiscencia media

Sobre la base de los resultados iniciales de la datación, se puede afirmar que los depósitos de terrazas ya medidos en la cuenca oriental son todos más jóvenes que 289 ka, lo que muestra una nueva captura menor de edad de la cuenca oriental. Además, también se han podido determinar edades mucho menores (aprox. 25 ka) en los perfiles de terrazas más bajas en el curso medio del río Guardal.

Intento de reconstruir el desarrollo del paisaje en su contexto (resultados)

Para modelizar la reconstrucción de la génesis del paisaje después del momento de la captura, es imperativo dibujar aproximadamente la situación del paisaje antes del inicio de la erosión. Suponemos que una red fluvial completamente nueva se desarrolló en la parte oriental de la cuenca después de la captura del paleolago de Baza (segunda captura), pero que los valles de herencia por encima del nivel del paleolago en parte regulan activamente los fenómenos de erosión en la actualidad (fig. 11). El área de los sedimentos del paleolago está hoy formada en un relieve de tipo *Badlands*. La dinámica de la erosión en los *Badlands* es el resultado de la pendiente de los cursos fluviales que drenan la zona.

La pendiente actual de los principales ríos de la cuenca de Guadix-Baza, con una media del 0,7%, puede calificarse

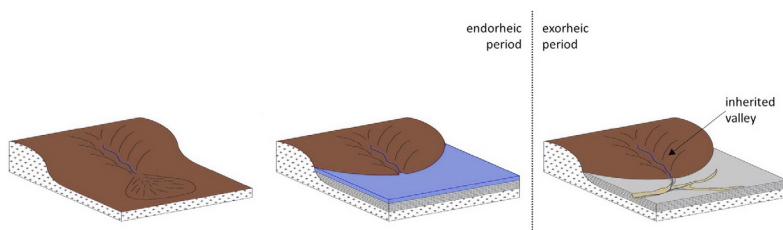


Figura 11. Visualización simplificada de la evolución de la red fluvial

de relativamente alta. Esto se debe al hecho de que la captura por el río Guadiana Menor ha conducido a la caída de la base de erosión local (aproximadamente la posición actual de la confluencia del Guadiana Menor con el Guadalquivir en la ciudad de San Miguel) por unos 400-500 m en un tiempo relativamente corto. Antes de la captura de la cuenca, la base de erosión local era el paleolago de Baza, en el cual desembocaba el río Fardes algo al noreste del Jabalcón (ver figuras 1 y 2). Dado que la zona está tectónicamente muy dislocada por la falla de Baza, la altura absoluta del nivel del paleolago solo puede estimarse de forma aproximada. En la actualidad, los sedimentos lacustres más altos se encuentran a 5 km al este del pueblo de Castillejar, a unos 960 m sobre el nivel del mar. Sin embargo, no se puede excluir que la parte oriental de la cuenca se incline muy ligeramente hacia el oeste como consecuencia de los movimientos tectónicos provocados por la falla de Baza (basculamiento; Medina Cascales 2021). En las condiciones actuales, sin embargo, cabe suponer que la actual curva de nivel de 930 m marca con seguridad el antiguo nivel del lago. La energía del relieve era significativamente menor en el Pleistoceno inferior en comparación con la actualidad, debido a la proximidad de la antigua base de erosión local (paleolago). Así pues, cabe suponer una pendiente considerablemente inferior de los antiguos ríos que desembocaban en el paleolago.

Suponiendo un nivel del paleolago de 930 m y postulando aguas poco profundas, los sedimentos fluviales cercanos al lago se encontraban ligeramente por encima de los 930 m, pero los sedimentos fluviales depositados distalmente eran bastante más altos. Sin tener en cuenta los movimientos tectónicos, todo el material situado por debajo de una superficie de proyección cuya altura puede promediarse en 930 m habría sido erosionado después de la captura de la cuenca. Sin embargo, dado que los sedimentos fluviales de los ríos que desembocan en el paleolago al oeste de la falla de Baza (véanse fig. 1 y fig. 2) deben haberse depositado muy por encima de la marca actual de 930 m, el volumen de material erosionado por debajo de la superficie de proyección de 930 m estaría subestimado.

Suponiendo una pendiente fluvial media del río Fardes antes de la captura de 0,24%, el borde meridional de la zona de sedimentación fluvial endorreica (aproximadamente en la actual localidad de Guadix) estaría a unos 1050 m. Este valor resulta de la altitud del glacis superior a unos 3 km al noreste de Guadix. En estas condiciones, en la posición de la ciudad de Guadix (hoy a 900 m sobre el nivel del mar) deberían haberse removido sedimentos hasta un espesor de 150 m después de la captura de la cuenca.

Para nuestro cálculo de la erosión total, partimos de un área de proyección de 930 m (fig. 12), que es una hipótesis

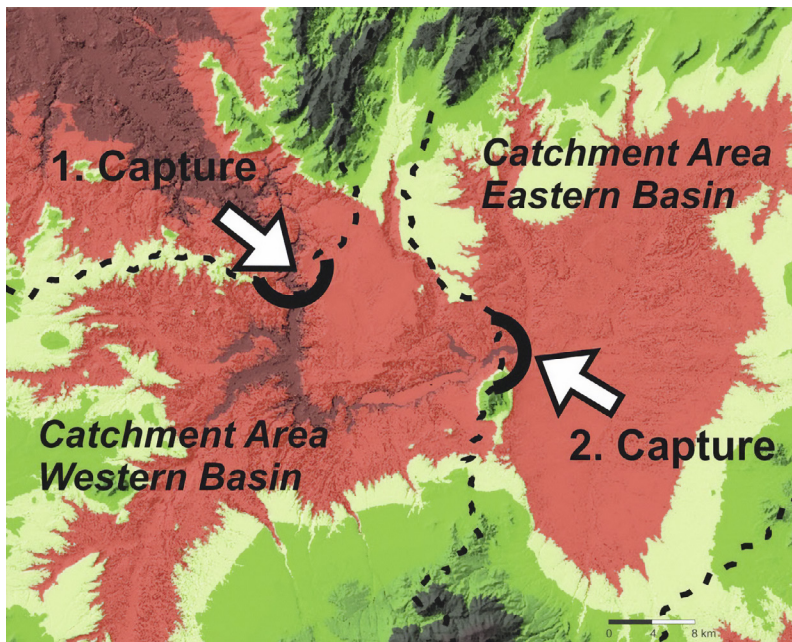


Figura 12. Modelo digital del terreno de toda la cuenca de Guadix-Baza. El cambio de color rojo a verde en torno a los 930 m marca la altura media de la supuesta superficie del terreno antes de la captura y la erosión erosiva de la cuenca. Todas las zonas coloreadas en rojo se sitúan por debajo de los 930 m y, por tanto, están afectadas en mayor o menor medida por procesos erosivos. El punto de la captura (1.^a captura) marca el punto y la línea de límite norte hasta los que se calculó el volumen de erosión. El segundo punto de la captura (2.^a captura) drenó posteriormente el paleo-lago y la cuenca oriental (fig. 13). Así pues, la zona de estudio puede dividirse en dos subcuencas. Según nuestros datos, el lapso de tiempo entre la primera y la segunda captura es de unos 170 ka (!)

muy conservadora para no sobrestimar el volumen de retirada. El volumen de material erosionado corresponde a la cavidad que se ha formado por debajo de la marca de 930 m desde la captura.

Además, cabe suponer que la captura de la cuenca se produjo en etapas graduales (cf. Medina Cascales 2021). Así, los ríos Guadalhortuna, Fardes, Baúl y Guadalentín fueron capturados uno tras otro. Después la divisora del agua en el paleovalle del río Fardes fue erosionada hasta llegar al paleolago (para orientación ver fig. 1; fig. 13), en cuyos sedimentos se han incidido los ríos Castril, Guardal, Baza, Cúllar y Galera. Después de la captura del río Baúl, la erosión se concentró durante mucho tiempo en la parte occidental de la cuenca y, según entendemos, tuvo lugar con relativa rapidez, ya que la cuenca de los ríos que drenan la parte occidental tenía aproximadamente el mismo tamaño después de la captura que antes, pero la base de erosión descendió bruscamente unos 500 m (nivel del Guadalquivir).

Después de la captura del río Baúl, podemos suponer que la erosión regresiva en dirección al paleolago se ralentizó considerablemente, ya que la esorrentía procedente del este, debido a la falta de una cuenca adecuada, solo se alimentaba de la lluvia para erosionar la divisora de aguas en el paleovalle (fig. 13), que se formó entonces como un umbral. El río Guadalentín y el río Castril siguieron fluyendo hacia el paleolago

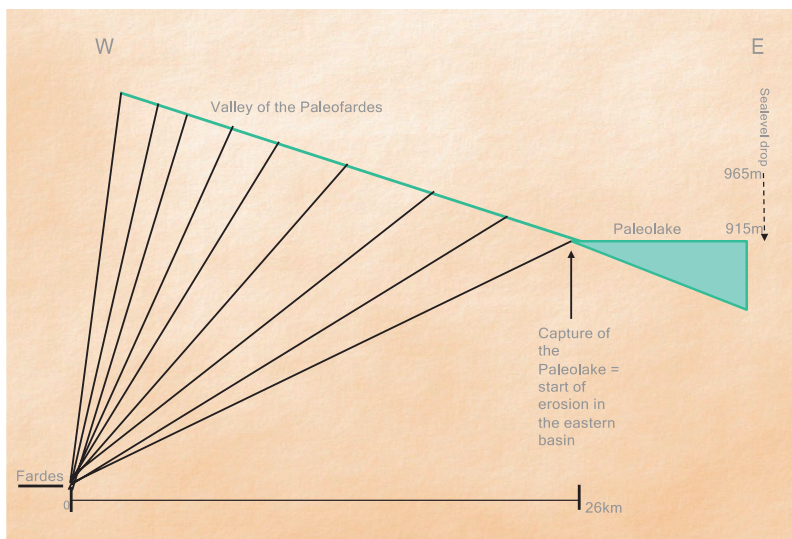


Figura 13. Erosión regresiva de la divisora del agua en el valle del Palaeofardes. Para poder capturar el lago, la divisora del agua en el valle tiene que retroceder 26 km, lo que lleva mucho tiempo. Suponemos que la cuenca oriental fue capturada unos 170 ka más tarde que la cuenca occidental

durante esta fase de transición (fig. 1). A consecuencia de la captura del paleolago, se puede asumir que la erosión de la subcuenca oriental se aceleró de nuevo.

De acuerdo con nuestros resultados, la cuenca de Baza/Guadix fue capturada dos veces (fig. 12). El hecho de que entre la primera captura por el río Guadiana Menor y la segunda en cuanto al paleolago transcurriera un período relativamente

largo se explica por la desaparición del afluente principal del paleolago tras la captura del Paleofardes. Como consecuencia de ello, el nivel del lago descendió considerablemente y la distancia hasta el río Fardes, ya capturado, aumentó (fig. 14). Esta circunstancia dio lugar a un periodo de tiempo aún más largo para capturar el paleolago (con un nivel del lago más bajo; figs. 14 y 15).

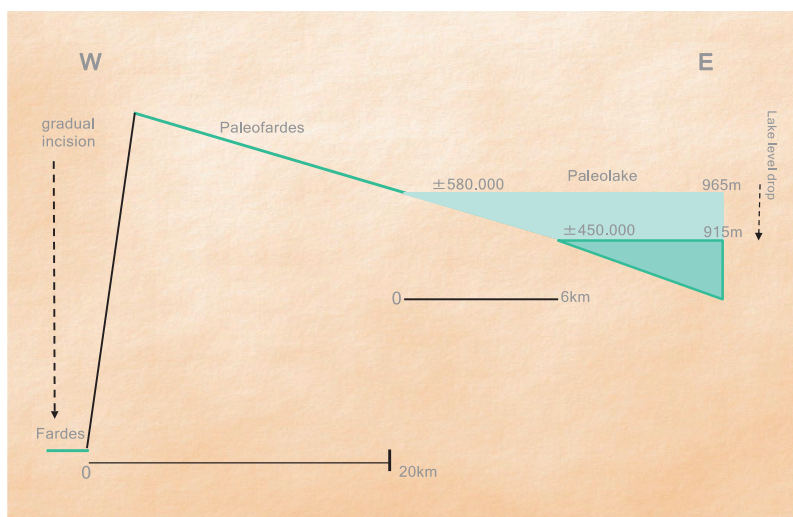


Figura 14. La captura del río Fardes elimina el afluente principal al lago endorreico, lo que provoca un descenso del nivel del lago. Suponemos un descenso del nivel del lago de 50 m, lo que aumenta la distancia hasta el Fardes ya capturado. Esto, a su vez, requiere un periodo de tiempo más largo para capturar el paleolago y, por tanto, la cuenca oriental.



Figura 15. Sinterización calcárea de un nivel de superficie por debajo del glacis en la parte oriental de la cuenca, que se encontró a una altura absoluta de 915 m. Hipotéticamente, este hallazgo, que datamos en 489 ka (± 81) (U/Th), podría marcar el descenso del nivel del lago. El artefacto indica un cañaveral con costra calcárea, una comunidad vegetal que puede desarrollarse en aguas tranquilas. (Fotos: D. Faust)

Además, el terreno demuestra que, después de la captura del paleolago, la erosión regresiva se produjo en fases dinámicas cambiantes (paralelo con la dinámica fluvial de incisión y acumulación de cantos; véase *infra* el epígrafe Sistema de terrazas, página 65), controladas posiblemente por el clima. En la parte oriental de la cuenca, después de la captura del paleolago, se han formado dos niveles de superficie (fig. 16), para cuya formación la dinámica de la erosión debe haber cambiado



Figura 16. En la parte oriental de la cuenca se han formado al menos dos niveles superficiales erosionando los sedimentos lacustres del Cuaternario inferior. Por tanto, la erosión del paisaje no se produjo de forma continua por incisión de los ríos y erosión regresiva, sino que en ocasiones se caracterizó por procesos de formación de superficie y de erosión lateral. (Foto: D. Faust)

fundamentalmente. Así, la incisión y la erosión regresiva se interrumpieron y fueron sustituidas por un estado de reposo o por una dinámica caracterizada por una erosión lateral débil.

En cuanto a la incisión de los ríos en todo el sistema, también existe un desfase temporal entre las partes occidental y oriental

de la zona de estudio. Cabe suponer que, después de la captura, los ríos de la parte occidental de la cuenca se han incidido en sus antiguos sedimentos casi siguiendo su antiguo curso. Según el aspecto actual, el principal río que drena la cuenca occidental (río Fardes) ya se ha incidido hasta el nivel actual hace unos 45 ka. También aquí el travertino de Alicún sirve de marcador cronológico. Según Prado-Pérez *et al.* (2013), el complejo de travertinos de la segunda generación, que llega hasta el actual fondo del valle, se formó entre 40 y 50 ka. Así pues, tanto el relleno como la formación del travertino se produjeron a un nivel del valle que se corresponde con el actual (fig. 17).

En la cuenca oriental, Wolf *et al.* (2021) han estudiado travertinos de fondo de valle cuya base se depositó hace unos 10 ka. Ambos sitios muestran incisiones claramente



Figura 17. Tres generaciones de travertinos en Alicún. La generación más antigua se formó a partir de 216 ka, una segunda desde 70 ka. Esto es significativo porque se asentó en el actual fondo del valle. Según esto, el río Fardes apenas se ha incidido en los últimos 40 ka (Geological Guide-Granada Geopark; Editor: Francisco J. García-Tortosa)

diferentes. Por ejemplo, el fondo de valle actual en Alicún está a 675 m sobre el nivel del mar, lo que significa que la incisión supera los 300 m. En Galera, el fondo del valle actual se encuentra a 800 m sobre el nivel del mar y un resto de la superficie del Paleolago conservado a unos 3 km al sur se encuentra a 950 m, lo que da como resultado una incisión de unos 150 m. Las diferentes tasas de incisión se deben principalmente al hecho de que el fondo del valle de Galera está tres veces más lejos de la zona de la captura que el fondo del valle del río Fardes al lado de Alicún. La distancia desde la zona de la captura también da lugar a las diferentes pendientes del río. El río Galera tiene una pendiente media de 5,2 m/km a partir del pueblo de Galera hasta la zona de la captura, mientras que el Fardes desde Alicún hasta la captura tiene una pendiente media de 2,5 m/km, que parece más un perfil de curso medio.

Sistema de terrazas

Después de la captura de las subcuencas se depositaron terrazas en los valles de los ríos principales. La datación de todas las terrazas es un objetivo esencial de nuestro estudio. Durante la cartografía de las terrazas, se observó que en la parte occidental de la cuenca de Guadix-Baza los sistemas de terrazas solo se conservan en una pequeña parte. Dado

que la cuenca occidental era más alta que el paleolago en aquella época, el grado de incisión es tanto más significativo. Esta fuerte incisión impidió la formación o la conservación de terrazas. Solo en las elevaciones más altas por encima del cauce actual hay restos de terrazas en la cuenca occidental que se depositaron después de la primera captura. Estas no han podido datarse debido a su gran antigüedad (aprox. 500 ka).

Ejemplos de valles fuertemente encajados son los ríos Gor (fig. 18) y Baúl, que probablemente depositaron sedimentos más jóvenes solo en el fondo del valle actual. Sin embargo, se conservan algunos restos de terrazas en los puntos más anchos del río Fardes y del río Guadahortuna. Queda pendiente una clasificación precisa de estos restos de terrazas debido a su poca ocurrencia.

La situación es diferente en la parte oriental. Aquí los ríos desarrollaron un nuevo sistema de drenaje en los sedimentos blandos del paleolago después de la captura (figs. 11 y 12). Se puede suponer que inicialmente tuvo lugar una erosión superficial de los sedimentos antiguos del fondo del lago, y tanto más cuanto más cerca se está del lugar de la captura. En el borde de la cuenca esta erosión superficial es relativamente pequeña, pero en el centro de la cuenca, cerca del pueblo de Benamaurel (ver fig. 1), puede alcanzar hasta 200 m de profundidad. Solo después de esta extensa y amplia erosión superficial de los sedimentos lacustres, llevada a cabo por



Figura 18. La profunda incisión del río Gor no permite la conservación de los materiales de terrazas en las escarpadas laderas del valle (www.tur-granada.es/en/fichas/geopark-granada-6/)

innumerables canales ampliamente ramificados, se desarrolló un sistema de drenaje en el que los ríos mantuvieron sus cauces estables en su posición. El río Galera y el río Guardal juegan aquí un papel importante. En los valles de estos dos ríos principales de la cuenca oriental se depositaron por lo menos 5 niveles de terrazas. Por un lado, las terrazas más altas, que se encuentran hasta 75 m por encima del fondo del valle, son importantes como marcadores temporales, ya que se depositaron en la primera fase de acumulación después de la captura de la cuenca oriental. Además, pudimos cartografiar terrazas intermedias, que posiblemente se desarrollaban en dos fases y se encuentran entre 50 y 25 m por encima del

actual fondo del valle. Dos terrazas más jóvenes se encuentran entre 20 m y 10 m por encima del fondo del valle. Estas terrazas (fig. 19) pueden trazarse claramente a lo largo de todo el curso del río Guardal, desde el embalse actual hasta Castillejar (aprox. 23 km, véase la fig. 1). Se pueden encontrar restos de otras terrazas en algunos lugares, por lo que hoy podemos suponer un total de 5 niveles de terrazas.

En el estrecho tramo del río Galera entre los pueblos de Castillejar y Galera, solo se conservan algunos restos de terrazas. En el valle ancho al norte del pueblo de Galera (río Huéscar, fig. 1) estas terrazas están en parte bien desarrolladas de nuevo. Todas estas observaciones significan que la primera formación de valles, que dio lugar a la actual red de valles, se originó a partir de los antiguos ríos que alimentaban el paleolago (ver fig. 11).

La primera fase de erosión de modo superficial erosionó los sedimentos lacustres blandos antes de que se formaran los valles fluviales concretos y estables. Solo entonces se creó la instalación de la terraza superior. Según nuestros últimos conocimientos, las terrazas más antiguas, que se formaron después de la captura del paleolago, tienen unos 289 ka.

Las terrazas más bajas y jóvenes (T2-T5), que pueden trazarse a lo largo del río Guardal y del río Galera/río Huéscar hasta Huéscar (ver fig. 1), sirvieron para validar el modelo de Kolb (2018; ver fig. 4), que debería ayudarnos a trazar

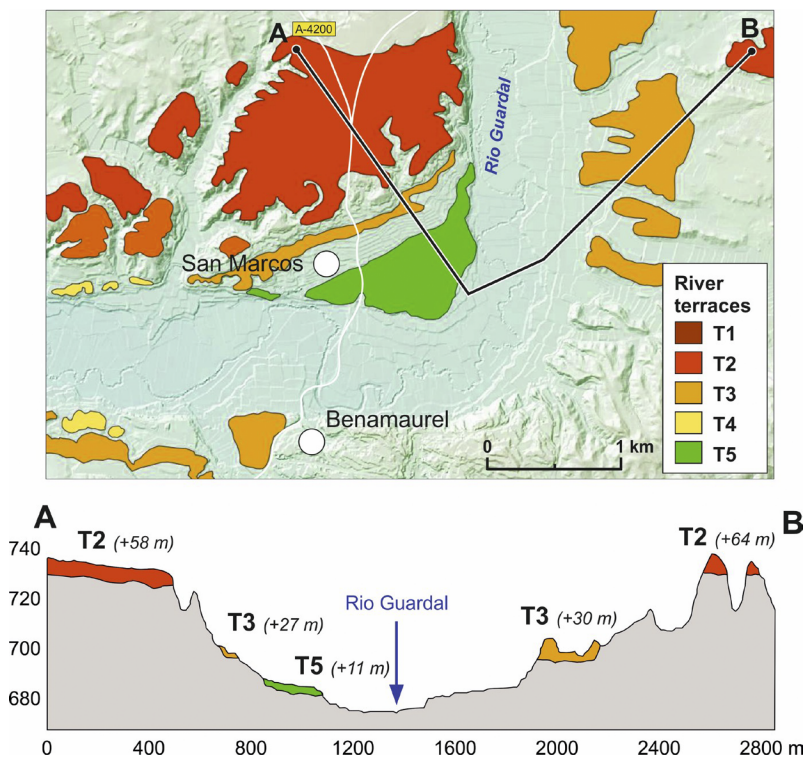


Figura 19. Secuencia de terrazas en el río Guardal, al norte del pueblo de Benamaurel. La T1, la terraza más antigua, solo se conserva en algunos lugares. Los restos de la T4 apenas se distinguen de los depósitos de la T3. La ilustración procede de la guía de la excursión; Simposio Internacional en Galera/Andalucía (Wolf & Kögler 2024)

la velocidad de la erosión regresiva. Respecto a la datación, no hemos podido confirmar el modelo de Kolb (2018) en nuestro proyecto. Sin embargo, el modelo como tal debería tenerse definitivamente en cuenta en trabajos comparables.

Tabla 1. Rangos de edad de los niveles de terraza lo largo del río Guardal (curso inferior)

Terrace	Sites	Area	Age range
T1	17	0.64 km ²	289 ± 38 ka / 111 ± 12 ka
T2	203	13.11 km ²	197 ± 23 ka / 79 ± 9 ka
T3	172	11.00 km ²	153 ± 21 ka / 21 ± 5 ka
T4	94	7.64 km ²	131 ± 16 ka / 26 ± 4 ka
T5	29	0.73 km ²	93 ± 13 ka / 31 ± 5 ka

Las dataciones hicieron posible una buena estratificación de las terrazas en el curso inferior (a lo largo del río Guardal; fig. 20). Pero en el curso superior (por encima del pueblo de Galera; fig. 1) suponemos un escenario de deposición completamente nuevo sobre la base de las dataciones. En los depósitos se determinaron edades comprendidas entre 200 ka y 30 ka y se encuentran en casi todos los niveles de las terrazas. Esto nos lleva a suponer que las gravas de hasta 60 m de espesor se depositaron en una estructura de depresión, posiblemente

creada tectónicamente por la falla de Galera. En estos depósitos de grava se desarrollaron los diferentes niveles de terrazas, que se crearon solamente como terrazas de erosión.

Cabe señalar que las terrazas más altas de la cuenca oriental comienzan a alturas muy diferentes en función de la distancia al borde de la cuenca. La terraza más alta en la cabecera del río Galera al sur del pueblo de Huéscar está a 915 m sobre el nivel del mar, mientras que la terraza comparable en el pueblo de Castillejar ya está a 800 m sobre el nivel del mar. Aguas abajo, la distancia entre la terraza principal y el fondo del valle sigue siendo la misma y alcanza una altura de 680 m sobre el nivel del mar al comienzo del embalse actual. Esto significa que los gradientes actuales (0,5-1%) determinados en el perfil longitudinal del río son aproximadamente comparables al gradiente del río en el momento de la formación de la primera generación de terrazas.

Las terrazas del Guadiana menor/Guadalquivir

Después de la captura de la cuenca, las rocas metamórficas de la Zona Interna Bética fueron transportadas por primera vez a la cuenca alta del Guadalquivir por el Guadiana Menor, que ahora drena la cuenca de Guadix-Baza. Antes de la captura, los depósitos de las terrazas del alto Guadalquivir contenían

principalmente rocas sedimentarias triásicas, jurásicas y cretácicas. Desde el momento de la captura, las terrazas contienen fragmentos de rocas metamórficas. Durante el trabajo de campo se cartografiaron varios niveles de terraza en la zona de confluencia del Guadalquivir y el Guadiana menor. De particular interés es un depósito de terraza que se encuentra a más de 100 m por encima del actual fondo del valle. Según nuestros resultados, esto se depositó antes de que se explotara la cuenca. Otros depósitos de terrazas se encuentran a unos 50 m y 25 m por encima del fondo del valle.

La datación de todos los niveles de terrazas aún no ha concluido. Sin embargo, suponemos que la terraza superior representa un relleno que se depositó antes de la captura de la cuenca, lo que ha sido confirmado por análisis de minerales pesados. El contenido de mica en la terraza más alta del Guadalquivir puede describirse como extremadamente bajo, mientras que en el depósito de la terraza inmediatamente más baja el contenido de mica es dominante en el espectro de minerales pesados. Esto es una indicación obvia de que la deposición de la segunda terraza más alta del Guadalquivir en la zona de la confluencia solo tuvo lugar después de la captura de la cuenca, ya que los ríos suministran ahora material metamórfico de la zona interna y, por tanto, influyen masivamente en el espectro de minerales pesados. Las edades de los

depósitos de las terrazas en los niveles más alto y segundo enmarcan así el momento de la captura.

Potencia de la erosión y perspectivas

Dado que todavía no hemos terminado la datación de los sistemas de terrazas, solo podemos recurrir a una cantidad manejable de datos de los que solo se pueden derivar tendencias. En este estudio evitamos calcular cantidades de incisión lineal de los principales ríos, ya que estamos convencidos de que un escenario de incisión es polifásico y nada rítmico. La velocidad de incisión de un río depende de demasiados factores y un valor medio de incisión calculado no refleja los procesos reales (Faust & Wolf 2017).

Para hacernos una idea de la cantidad de erosión total desde la captura de la cuenca, que suponemos hace unos 572 ka, asumimos una altura media del paisaje de 930 m antes de la captura y calculamos el espacio que queda por debajo de la curva de nivel de 930 m. Los cálculos se realizaron utilizando un MDT, donde una cuadrícula tiene un tamaño de 4 m². El volumen calculado corresponde a la cantidad de material erosionado. En total, se calcula de este modo un volumen de 54 km³, que sigue estando por encima del volumen del lago Constanza (fig. 12). Desde la captura de la

cuenca hace unos 570 ka, se puede suponer una cantidad de material removido por año que asciende a unos $94\,400\text{ m}^3$, lo que corresponde a un cubo de 45 m de longitud lateral. En cuanto a la tasa de erosión total, nos encontramos en el rango que también calcularon Pérez-Peña *et al.* (2009), pero suponemos el momento de la captura mucho más antiguo, por lo que los valores de erosión por año calculados no permiten una comparación. La mejor determinación del momento de la captura de la cuenca resulta de los trabajos magnéticos conocidos sobre los sedimentos endorreicos y de la datación de la tufa (toba) de Huélagu (fig. 8).

Los resultados preliminares aquí expuestos se completarán con nuevas dataciones. Así, se llevarán a cabo dataciones por luminiscencia adicionales en otros lugares de terrazas para aumentar la densidad de las muestras, lo que permitirá que la cronología preliminar de los eventos sea más precisa. Además, los yacimientos de terrazas en la confluencia de los ríos Guadiana menor y Guadalquivir fuera de la zona del proyecto (fig. 1 círculo rojo), que ya han sido cartografiados, serán datados para delimitar mejor el momento de la captura.

Agradecimientos

En este estudio han participado las siguientes personas: Daniel Wolf (TU-Dresden), Laura Kögler (Universidad de Gießen), Francisco J. García-Tortosa (Universidad de Jaén), Thomas Kolb (Universidad de Gießen), Julie Dabkowski (CNRS, Paris), Christopher B. Roettig (TU Dresden) y Markus Fuchs (Universidad de Gießen). Aprovecho la ocasión para darles las gracias de nuevo. Me gustaría aprovechar esta oportunidad para expresar mi sincero agradecimiento a la Fundación Alemana de la ciencia (DFG) por su apoyo a largo plazo a nuestra investigación (FA 239/22-1; FA 239/24-1; FA 239/29-1 y FA 239/29-2) en la cuenca Guadix-Baza. Asimismo, me gustaría expresar mi más sincero agradecimiento al Dr. Fernando Díaz del Olmo (Universidad de Sevilla) y al Dr. Manuel Recio Espejo (Universidad de Córdoba) por el apoyo recibido en el terreno. El Dr. Fernando Díaz del Olmo apoya con gratitud la publicación de nuestra investigación.

Referencias

Anadón, P., Utrilla, R., Juliá, R. (1994). *Paleoenvironmental reconstruction of a Pleistocene lacustrine sequence from faunal*

- assemblages and ostracode shell geochemistry, Baza Basin, SE Spain*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 111: 191-205.
- Azañón, J.M., Tuccimei, P., Azor, A., Sánchez-Almazo, I.M., Alonso-Zarza, A.M., Soligo, M., Pérez-Peña, J.V. (2006). *Calcrete features and age estimates from U/Th dating: implications for the analysis of Quaternary erosion rates in the northern limb of the Sierra Nevada range (Betic Cordillera, southeast Spain)*. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (eds.), *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates*. Geological Society of America Special Paper, 223-239.
- Büdel, J. (1963). *Die pleistozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara*. Eiszeitalter u. Gegenwart 14, 161-187.
- Büdel, J. (1981). *Klima-Geomorphologie*. Berlin/Stuttgart: Gebrüder Borntraeger. 2.^a ed.
- Buylaert, J.P., Jain, M., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Thiel, C., Sohbati, R. (2012). *A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments*. Boreas 41 (3): 435-451.
- Calvache, M.L., Viseras, C., Fernández, J. (1997). *Controls on fan development-evidence from fan morphometry and sedimentology; Sierra Nevada, SE Spain*. Geomorphology 21: 69-84.
- Davis, W.M. (1899). *The geographical cycle*. Geographical Journal 14: 48-504.

- Demoulin, A., Beckers, A., Rixhon, G., Braucher, R., Bourlès, D., Siame, L. (2012). *Valley downcutting in the Ardennes (W Europe): Interplay between tectonically triggered regressive erosion and climatic cyclicity*. Netherlands Journal of Geosciences 91: 79-90.
- Díaz-Hernández, J.L., Martín, M., Juliá, R. (2000). *Depósitos travertínicos de Alicún (Depresión de Guadix, Granada, SE de España)*. Geogaceta 28: 97-100.
- Díaz Hernández, J.L., Juliá, R. (2006). *Geochronological position of badlands and geomorphological patterns in the Guadix-Baza basin (SE Spain)*. Quaternary Research 65: 467-477.
- Díaz Hernández, J.L. & Juliá, R. (2012). *Comments on "Quaternary landscape evolution and erosion rates... (Guadix- Baza basin, SE Spain)" by JV Pérez-Peña et al.* Geomorphology 171-172: 201-203.
- Erhart, H. (1955). *"Biostasie" et "rhexistasie": esquisse d'une theorie sur le rôle de la pedogenese en tant que phenomene geologique*, Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences 241: 1218-1220.
- Faust, D. & Herkommer, M. (1995). *Rill erosion in lower Andalusia. A statistical evaluation of rills*. Zeitschrift für Geomorphologie Suppl. 99: 17-28.
- Faust, D. & Wolf, D. (2017). *Interpreting drivers of change in fluvial archives of the Western Mediterranean-A critical view*. Earth-Science Reviews (ESR) 174: 53-83.

- Faust, D. & Fuchs, M. (2021). *Tribute to Heinrich Rohdenburg and his concept of morphodynamic activity and morphodynamic stability*. Quaternary Science Journal E&G, 70: 243-246.
- Frouin, M., Huot, S., Kreutzer, S., Lahaye, C., Lamothe, M., Philippe, A., Mercier, N. (2017). *An improved radio-fluorescence single-aliquot regenerative dose protocol for K-feldspars*. Quaternary Geochronology 38: 13-24.
- García-Aguilar, J.M., Guerra-Merchan, A., Serrano, F., Palmqvist, P., Flores-Moya, A., Martínez-N., B. (2014). *Hydro-thermal activity and its paleoecological implications in the latest Miocene to Middle Pleistocene lacustrine environments of the Baza Basin (Betic Cordillera, SE Spain)*. Quaternary Science Reviews 96: 204-221.
- García-Tortosa, F.J. (2023) (ed.): Geological Guide-Granada Geopark. Granada: Geoparque de Granada.
- García-Tortosa, F.J., Alfaro, P., Sanz de Galdeano, C., Galindo-Zaldívar, J. (2011). *Glacis geometry as a geomorphic marker of recent tectonics: The Guadix-Baza basin (South Spain)*. Geomorphology 125: 517-529.
- García-Tortosa, F.J., Alfaro, P., Galindo Zaldívar, J., Gibert, L., López Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C., Urena, M. (2008). *Geomorphologic evidence of the active Baza Fault (Betic Cordillera, south Spain)*. Geomorphology 97, 374-391.
- Gibert, J. (2004). *El hombre de Orce: Los homínidos que llegaron del sur*. Córdoba: Almuzara.

- Gibert, L., Scott, G., Ferrández-Cañadell, C. (2006). *Evaluation of the Olduvai subchron in the Orce ravine (SE Spain). Implications for Plio-Pleistocene mammal biostratigraphy and the age of Orce archeological sites*. Quaternary Science Reviews 25: 507-525.
- Gibert, L., Scott, G., Martin, R., Gibert, J. (2007). *The Early to Middle Pleistocene boundary in the Baza Basin (Spain)*. Quaternary Science Reviews 26: 2067-2089.
- Haberland, C., Gibert, L., Jurado M.J., Stiller, M., Baumann-Wilke, M., Scott, G., Mertz, D.F. (2017). *Architecture and tectono-stratigraphic evolution of the intramontane Baza-Basin (Béticos, SE-Spain): Constraints from seismic imaging*. Tectonophysics 709: 69-84.
- Hüsing, S.K., Oms, O., Agustí, J., Garcés, M., Kouwenhoven, T.J., Krijgsman, W., Zachariasse, W.J. (2012). *On the Late Miocene continentalization of the Guadix Basin: More evidence for a major Messinian hiatus*. Geobios 45: 617-620.
- Kolb, T. (2018). Middle and Upper Pleistocene fluvial terraces in an abandoned valley in Upper Franconia (Germany): Chronology and driving forces. Universität Bayreuth, Fakultät für Biologie, Chemie und Geowissenschaften. Tesis doctoral.
- Kolb, T., Fuchs, M., Zöller, L. (2016). *Deciphering fluvial landscape evolution by luminescence dating of river terrace formation: a case study from Northern Bavaria, Germany*. Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl. Issues Vol. 60(1): 29-48.

- Lamothe, M., Brisson, L.F., Hardy, F. (2020). *Circumvention of anomalous fading in feldspar luminescence dating using Post-Isothermal IRSL*. Quaternary Geochronology 57(1):101062.
- Langbein, W. B. & Schumm, S. A. (1958). *Yield of Sediment in Relation to Mean Annual Precipitation*, Am. Geophys. Union Trans. 39: 1076-1084.
- Lix, C., Zuddas, X., Guichet, J., Benavente, J., Luque-Espinar, JA., Barbier, M. (2020). *Role of CO₂ in low medium enthalpy geothermal systems in the Central Betic Cordillera (Spain).*- *Science of the total environment* 705: 135652.
- Medina Cascales, I. (2021). Geometría, cinemática y paleosismicidad de las zonas de falla de Baza y Galera (Cuenca de Guadix-Baza, Cordillera Bética). Universidad de Alicante. Tesis doctoral.
- Ortiz, J.E., Torres, T., Juliá, R., Delgado, A., Llamas, F.J., Soler, V., Delgado, J. (2004). *Numerical dating algorithms of amino acid racemization ratios from continental ostracodes. Application to the Guadix-Baza Basin (southern Spain)*. Quaternary Science Reviews 23: 717-730.
- Oms, O., Anadón, P., Agustí, J., Juliá, R. (2011). *Geology and chronology of the continental Pleistocene archeological and mammal sites of the Orce Area (Baza Basin, Spain)*. Quaternary International 243: 33-43.
- Pla, S., Viseras, C., Soria, J.M., Tent-Manclús, J.E., Arribas A. (2011). *A stratigraphic framework for the Pliocene-Pleistocene*

- continental sediments of the Guadix Basin (Betic Cordillera, S. Spain)*. Quaternary International 243: 16-32.
- Pedley, H.M. (2009). *Tufas and travertines of the Mediterranean region: a testing ground for freshwater carbonate concepts and developments*. Sedimentology 56: 221-246.
- Penck, W. (1924). *Die morphologische Analyse: ein Kapitel der physikalischen Geologie*, Geographische Abhandlungen 2(2): 1-283. También, de forma exenta, en Stuttgart: Engelhorn.
- Perez-Peña, J.V., Azanón, J.M., Azor, A., Tuccemei, P., Seta, M., Soligo, M. (2009). *Quaternary landscape evolution and erosion rates for a Neogene basin (Baza-Basin, SE Spain)*. Geomorphology 106: 206-218.
- Pla-Pueyo, S., Viseras, C., Henares, S., Yeste, L.M., Candy, I. (2016). *Facies architecture, geochemistry and palaeo-environmental reconstruction of a barrage tufa reservoir analog (Betic Cordillera, S. Spain)*. Quaternary International 437: 15-346.
- Prado-Pérez, A., Delgado Huertas, A., Crespo, M.T., Martín Sánchez, A., Pérez del Villar, L. (2013). *Late Pleistocene and Holocene mid-latitude palaeoclimatic and palaeoenvironmental reconstruction: an approach based on the isotopic record from a travertine formation in the Guadix-Baza basin, Spain*. Geological Magazine 150(4): 602-625.
- Prado-Pérez, A. & Pérez del Villar, I. (2011). *Dedolomitization as an analogue process for assessing the long-term behaviour of a CO₂*

- deep geological storage: the Alicún de las Torres thermal system (Betic Cordillera, Spain)*. Chemical Geology 289: 98-113.
- Rixhon, G., Braucher, R., Bourles, D., Siame, L., Bovy, B., Demoulin, A. (2011). *Quaternary river incision in NE Ardennes (Belgium) – Insights from $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ dating of river terraces*. Quaternary Geochronology 6: 273-284.
- Rohdenburg, H. (1970). *Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen*. Zeitschrift für Geomorphologie N. F., 14, 58-78.
- Rohdenburg, H. (1970). *Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial-und Interpluvialzeiten*. E&G Quaternary Sci. J. 21: 81-96,
- Roettig, C.-B., Kolb, T., Zöller, L., Zech, M., Faust, D. (2020). *A detailed chrono-stratigraphical record of Canarian dune archives-interplay of sand supply and volcanism*. Journal of Arid Environments 183(1):104240
- Roettig, C.-B., Kolb, T., Wolf, D., Baumgart, P., Richter, C., Schleicher, A., Zöller, L., Faust, D. (2017). *Complexity of aeolian dynamics (Canary Islands)*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 472: 146-162.
- Schumm, S.A. (1969). *River metamorphosis*. Journal of Hydraulics Division, ASCE 955, 255-273.
- Schumm, S.A. (1973). *Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems*. - In: Morisawa, M. (eds.): Fluvial

- Geomorphology. SUNY Binghamton Publ. in Geomorphology, 299-310.
- Schumm, S.A. (1977). *The Fluvial System*. Nueva York: John Wiley and Sons.
- Semmel, A. (1993). Grundzüge der Bodengeographie. Stuttgart: Teubner Studienbücher. 3.^a ed.
- Scott, G.R., Gibert, L., Gibert J. (2007). *Magnetostratigraphy of the Orce region (Baza Basin), SE Spain: New chronologies for Plistocene faunas and hominid occupation sites*. Quaternary Science Reviews 26: 415-435.
- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Jain, M., Bøtter-Jensen, L. (2008). *Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts*. Radiation Measurements 43: 1474-1486.
- Wolf, D., García-Tortosa, F.J., Richter, C., Dabkowski, J. Roettig, C.B. & Faust, D. (2021). *Holocene landscape evolution in the Baza Basin (SE-Spain) as indicated by fluvial dynamics of the Galera River*. Quaternary Science Advances 4: 100030.
- Wolf, D. & Kögler, L. (2024): Field Guide. International Symposium on Archives of Quaternary River Basin Erosion; Galera-Spain (manuscrito inédito)

Contenido

<i>Laudatio</i> a cargo del profesor Dr. Fernando Díaz del Olmo, catedrático de Geografía Física de la Universidad de Sevilla	7
Discurso de investidura del doctor <i>honoris causa</i> Prof. Dr. Dominik Faust.	17

