

EXCURSIÓN:
FENÓMENOS CÁRSTICOS EN LAS SIERRAS MARGINALES ARAGONESAS.
COMARCAS DE LA LITERA Y LA RIBAGORZA. HUESCA.
SÁBADO, 25 DE ABRIL DE 2026

HIDROGEOLOGÍA
DÍA
2026

UN WATER
22 MARZO
DÍA MUNDIAL DEL AGUA
2026 Agua y género



Asociación Internacional de Hidrogeólogos
Grupo Español

LAGUNAS DE ESTAÑA



Universitat de Lleida
Departament de Química, Física
i Ciències Ambientals i del Sòl



Universitat de Lleida



Universitat de Lleida
Vicerectorat de Cultura
i Extensió Universitària



Universitat de Lleida
Biblioteca i Documentació
Biblioteca del CAFIV

GUIA DE L'EXCURSIÓ

AUTORS:

LUCÍA MORENO, ESTRELLA CARRETERO, ROBER GÓMEZ, JOSEP M MATA,
JOSEP M MÀSICH I MANEL PASCUAL.

COLABORA

CON LA AIH-GE Y EL PROGRAMA 'APADRINA UNA ROCA'
PARA MEJORAR LA PROTECCION DEL PATRIMONIO HIDROGEOLÓGICO

¿QUIERES
COLABORAR?



CSIC IGME 175



SIGMADOT



Parada del Polje de Saganta



El polje de Saganta constituye el ejemplo más completo y representativo de morfología kárstica en el sector prepirenaico oriental de Huesca, y su estudio permite comprender tanto la evolución geomorfológica como el funcionamiento hidrogeológico de los sistemas kársticos de las Sierras Exteriores. Las principales conclusiones de carácter hidrogeológico que se derivan de su análisis ponen de manifiesto la compleja interacción entre tectónica, litología y clima.

En primer lugar, el sistema está genéticamente controlado por la estructura tectónica, especialmente por la fracturación de orientación NW-SE y los basculamientos asociados a la deformación miocena. Sin embargo, su desarrollo posterior y su dinámica hidrológica han estado fuertemente condicionados por factores climáticos, en particular por las variaciones de humedad a lo largo del Plioceno y el Cuaternario.

El nivel impermeable del Triásico superior, formado por arcillas, yesos y ofitas, desempeña un papel fundamental como base del sistema acuífero. Este nivel actúa como barrera para la infiltración profunda, condicionando la circulación subterránea del agua y controlando la localización de surgencias, fuentes y ponores, elementos clave en el drenaje kárstico.

Por encima de este nivel, las calizas cretácicas y eocenas constituyen los principales acuíferos, caracterizados por una elevada permeabilidad debido a su intensa karstificación. Esta alcanzó su máximo desarrollo durante el Plioceno y el Pleistoceno inferior, cuando las condiciones climáticas favorecieron la disolución y la formación de cavidades y conductos subterráneos.

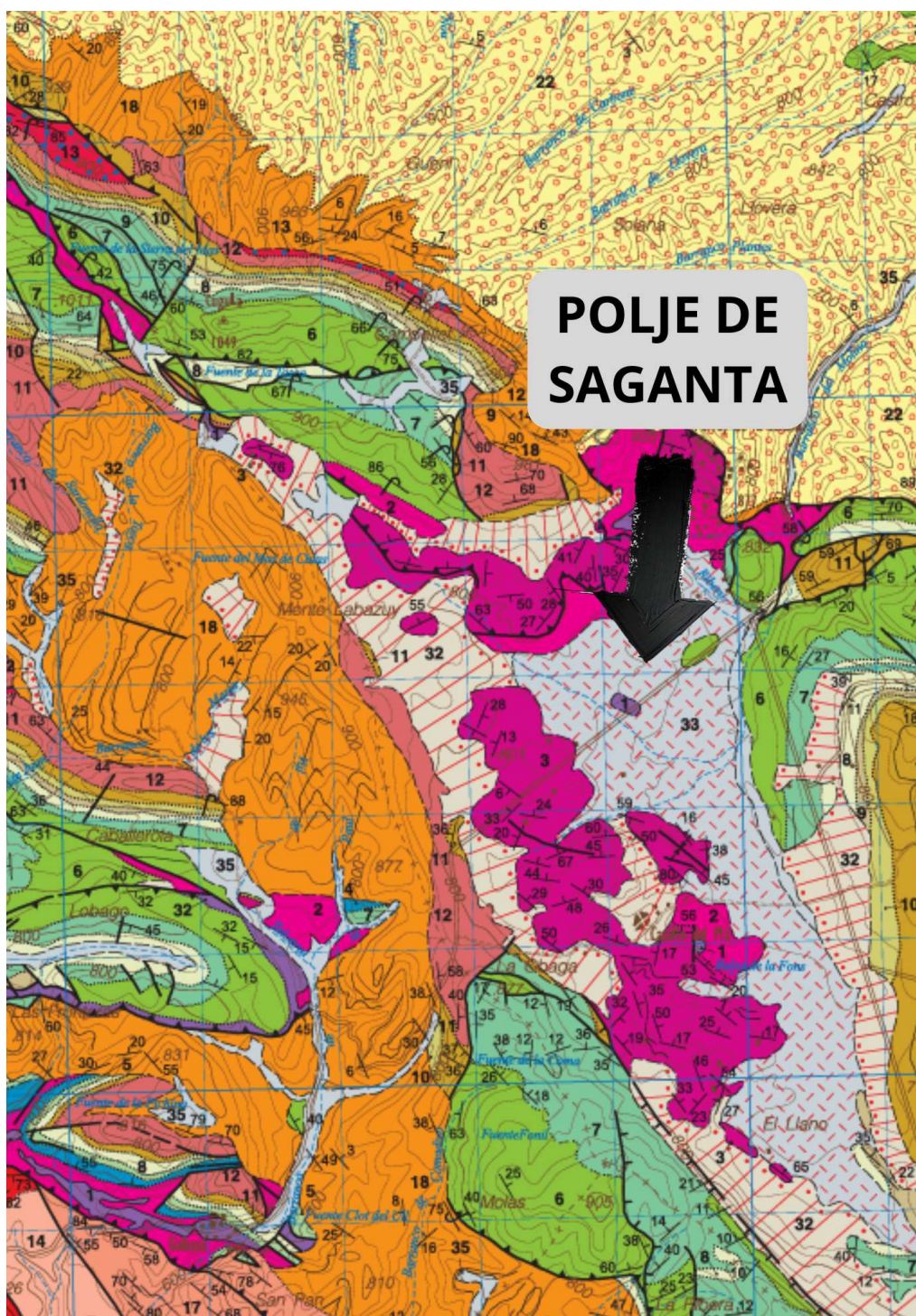
La presencia de depósitos de tobas y travertinos constituye una evidencia clara de etapas pasadas de mayor actividad hídrica. Estos materiales indican que el sistema fue capaz de generar caudales significativos bajo condiciones climáticas más húmedas, funcionando de manera mucho más activa que en la actualidad.

Aunque hoy en día la funcionalidad kárstica es más limitada, el sistema no está inactivo, sino que continúa funcionando de forma atenuada. Por ello, no debe considerarse un sistema relicto. En conjunto, el polje de Saganta representa un modelo de referencia esencial para la evaluación y gestión de los recursos hídricos subterráneos en las comarcas de La Ribagorza y La Litera.

El sistema kárstico del polje de Saganta representa un modelo conceptual aplicable al análisis de otros poljes y depresiones kársticas de las Sierras Exteriores oscenses.

Sus características — acuíferos carbonatados karstificados sobre nivel impermeable triásico, drenaje por ponores, presencia de travertinos y registro paleohidroológico — son comunes a otros sistemas de la provincia.

La comprensión de su evolución permite estimar mejor la capacidad de almacenamiento, la vulnerabilidad y el régimen de recarga de los acuíferos kársticos prepirenaicos.



Mapa Geológico Fonz 288. IGME (1.994). Escala 1:50.000

Legenda:

- 1,2,3.- Triásico: Ofitas, lutitas versicolores, yesos y carniolas, calizas y dolomías.
- 6,7.- Cretácico superior: calizas y calizas micríticas.
- 8,9,10.- Cretácico superior-Paleoceno: Lutitas versicolores, calizas micríticas y lutitas versicolores.
- 11,12.- Paleoceno-Eoceno inferior: calizas y calizas con alveolinas.
- 32,33.- Cuaternario: Coluviones (cantos y gravas), depósitos aluviales-coluviales (limos y arcillas con cantos)

Parada de las Lagunas de Estaña

Las lagunas kársticas de Estaña constituyen uno de los ejemplos más interesantes de humedales asociados a sistemas kársticos en el noreste de la península ibérica. Situadas en las Sierras Marginales Pirenaicas, estas lagunas se desarrollan sobre materiales del Triásico formados por carbonatos, arcillas y evaporitas, lo que condiciona tanto su origen como su funcionamiento hidrogeológico.



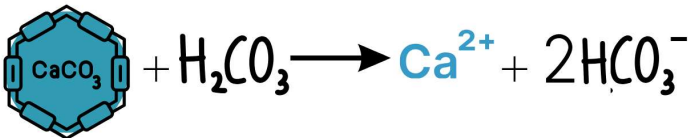
Lagunas de Estaña de abajo. Podemos observar que forman un uval y la formación de una nueva laguna. *Fuente:* IGME



Agua de lluvia que en contacto con el dióxido de carbono del aire se transforma en...

ÁCIDO CARBÓNICO

Desde el punto de vista geomorfológico, su formación está estrechamente ligada a los procesos de disolución típicos del modelado kárstico. Este proceso genera cavidades subterráneas que, con el tiempo, pueden colapsar dando lugar a depresiones en superficie conocidas como dolinas. En el caso de Estaña, estas depresiones han evolucionado hasta formar cubetas donde el agua se acumula, dando lugar a las actuales lagunas.



La roca **caliza** al entrar en contacto con el **ÁCIDO CARBÓNICO**...

Se **disuelve**

Sin embargo, una de las particularidades más destacadas por Cristina Perez Bielsa en su tesis "Funcionamiento hidrogeológico de un humedal hipogénico de origen kárstico en las sierras marginales pirenaicas: Las Lagunas de Estaña" es que este sistema es que no se trata simplemente de lagunas alimentadas por escorrentía superficial. Por el contrario, su funcionamiento está dominado por la interacción con el agua subterránea.

El acuífero principal se encuentra en los carbonatos del Triásico Medio (facies Muschelkalk), caracterizados por una alta



Lagunas de Estaña de abajo. Formación incipiente de una futura laguna *Fuente:* ICGC

permeabilidad debido a la fracturación y karstificación. La recarga se produce por infiltración de la precipitación, estimándose que entre un 18% y un 25% del total anual alimenta el acuífero. El agua circula preferentemente en dirección NO-SE y abastece las lagunas mediante flujo subterráneo, lo que define el sistema como un flow-through wetland. En la Laguna Grande, más de la mitad del agua procede del acuífero, mientras que la principal pérdida es la evaporación (hasta un 60%).

El sistema responde con rapidez a los episodios de lluvia debido a la alta transmisividad del acuífero, lo que provoca variaciones notables en el nivel del agua entre periodos húmedos y secos. Además, la presencia de arcillas y yesos (Keuper, poco permeable) limita la infiltración profunda y el flujo vertical, favoreciendo la acumulación de agua y condicionando su composición química mediante procesos de disolución.

La evaporación también influye en la composición isotópica del agua, produciendo un enriquecimiento en isótopos pesados (como $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) respecto a la precipitación, lo que evidencia su papel en el balance hídrico. En conjunto, las lagunas de Estaña reflejan un sistema hidrogeológico activo, cuyo equilibrio depende de la infiltración, la circulación subterránea y la evaporación, siendo además muy sensible a cambios climáticos y ambientales.



Lagunas de Estaña de arriba. Podemos observar las lagunas pequeñas con las aguas teñidas de color marrón en la laguna más pequeña. Fuente: ICGC

En conjunto, las lagunas de Estaña no son simples cuerpos de agua superficiales, sino la manifestación visible de un sistema hidrogeológico activo y dinámico. Su existencia depende del equilibrio entre infiltración, circulación subterránea y evaporación, lo que las convierte en un excelente ejemplo de los paisajes kársticos. Asimismo, su sensibilidad a cambios en la precipitación o en el uso del suelo las hace especialmente vulnerables, lo que subraya la importancia de su conservación dentro de espacios protegidos como la Red Natura 2000.

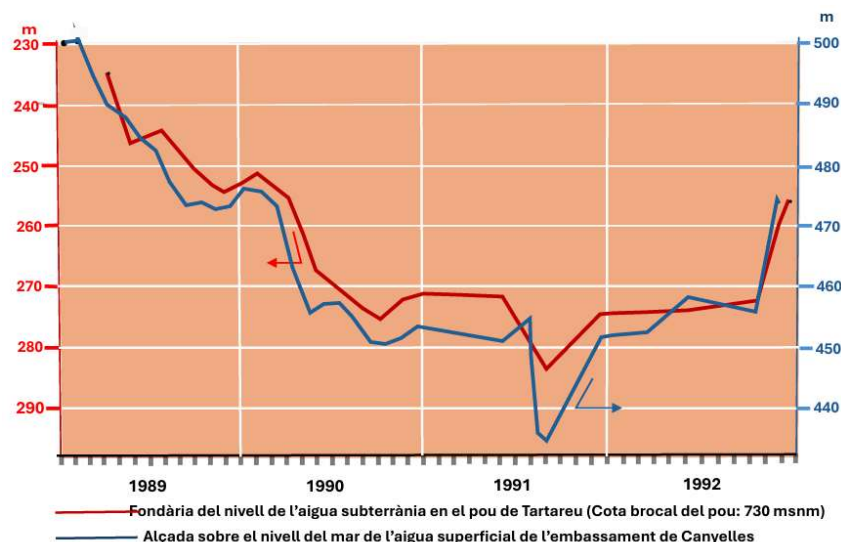
Parada Acuíferos kársticos en el entorno del embalse de Canelles (Lleida–Huesca)



Embalse de Camarasa (río Noguera Pallaresa) entre la sierra del Coscoll, en la margen izquierda (acantilados del fondo de la imagen), y la sierra de la Grossa de Queralt, en la margen derecha del embalse (vista desde la loma de Penalta)

El entorno del embalse de Canelles se sitúa en una zona geológicamente compleja donde afloran materiales carbonatados del Jurásico y del Cretácico superior (Campaniense), organizados en estructuras plegadas como el anticlinal de Millà, el sinclinal de los Masos de Millà y la sierra de Blancafort. Estas formaciones constituyen los principales acuíferos kársticos de la región, cuya dinámica está fuertemente condicionada por la presencia del embalse.

El embalse de Canelles, con una capacidad de 678 hm³, se ubica en el encajamiento del río Noguera Ribagorzana. A pesar de su gran volumen, presenta importantes problemas de pérdidas de agua, lo que ha requerido actuaciones de impermeabilización



Relación de los volúmenes del embalse de Canelles con el nivel piezométrico del pozo de Tartareu. (Confederación Hidrográfica del Ebro).

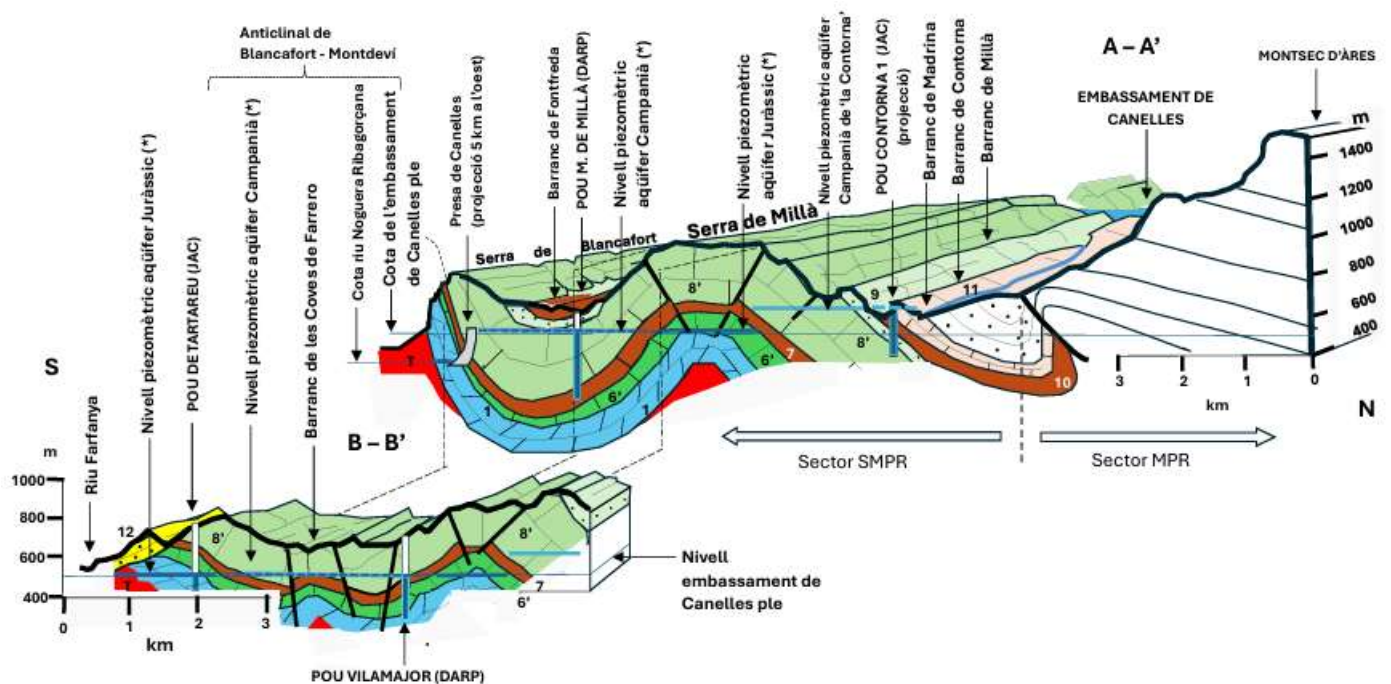
desde su construcción, destacando las intervenciones realizadas en los años 70 (Gómez de Munain, 2008). Estas pérdidas están relacionadas con la elevada permeabilidad de los materiales kársticos circundantes.

Uno de los aspectos clave del sistema es la estrecha relación entre el embalse y los acuíferos. Estudios piezométricos realizados en el pozo de Tartareu demostraron una clara conexión hidráulica entre el nivel del embalse y el nivel freático del acuífero, incluso a distancias de unos 9 km.

Durante periodos de descenso del nivel del embalse, el acuífero aporta agua al mismo; en cambio, cuando el embalse se llena, este recarga el acuífero. Este comportamiento bidireccional, coherente con los principios clásicos de interacción río-acuífero (Custodio y Llamas, 1973), indica una elevada capacidad de transmisión y almacenamiento del sistema kárstico y sugiere incluso posibles transferencias entre cuencas (Pascual, 1992).

Desde el punto de vista hidrogeológico, se distinguen varias zonas con funcionamiento diferenciado. En el anticlinal de la sierra de Millà, los materiales campanienses actúan principalmente como zona de recarga, con flujo subterráneo dirigido hacia el embalse.

En profundidad, el acuífero jurásico está conectado directamente con el embalse, comportándose como donador o receptor de agua según las variaciones de nivel del mismo.



Relaciones entre aguas subterráneas de las sierras Millà i Blancafort. (Pascual, 1992; modificado y ampliado)

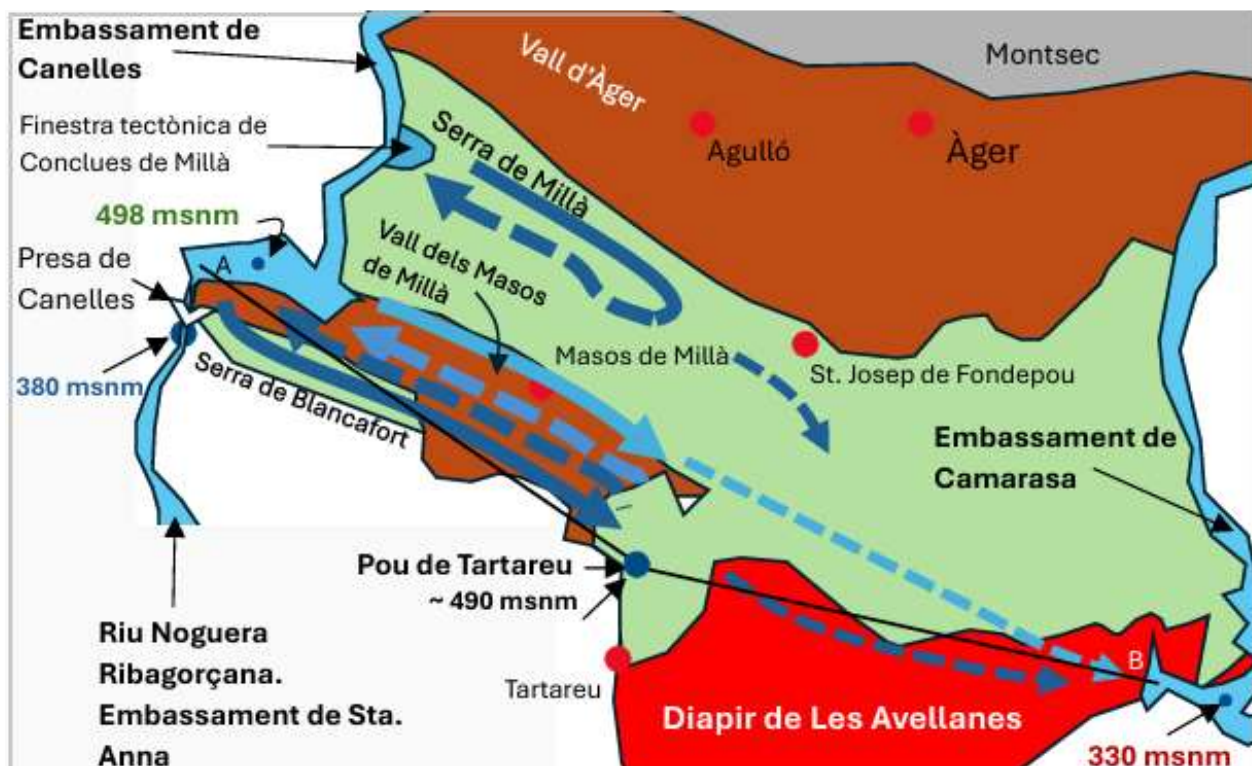
En el sinclinal de los Masos de Millà (valle de Fontfreda), el nivel del embalse condiciona directamente el nivel piezométrico del acuífero campaniense. Muchas cavidades kársticas que antes estaban drenadas han quedado inundadas tras la construcción de la presa, lo que indica un alto grado de karstificación por debajo del nivel actual del embalse. Este

acuífero presenta un comportamiento similar al jurásico, pudiendo actuar como vía de almacenamiento o transferencia de agua.

En la sierra de Blancafort, el acuífero jurásico continúa este sistema y mantiene la misma dinámica. En las proximidades de la presa, parte del agua embalsada puede perderse hacia los laterales y el fondo, drenando aguas abajo hacia el propio río y otros embalses.

Un aspecto especialmente relevante es la posible conexión hidráulica entre las cuencas de los ríos Noguera Ribagorçana y Noguera Pallaresa. Se ha propuesto que el sistema kárstico actúa como vía de trasvase subterráneo inducido por el embalse, facilitado por la continuidad de materiales carbonatados y evaporíticos, como el diapir de Les Avellanes (Cofrade et al., 2023). Este modelo ha sido desarrollado a partir de observaciones regionales y comparaciones con otros sistemas kársticos complejos (Pascual, 2026).

El modelo conceptual regional sugiere la existencia de un gran sistema kárstico interconectado entre Canelles, Camarasa y Artesa de Segre. Antes de la construcción de los embalses, los niveles piezométricos eran más bajos y los gradientes hidráulicos más suaves, controlados por la incisión natural de los ríos. Sin embargo, la regulación artificial ha elevado los niveles de agua, inundando numerosas cavidades kársticas y reactivando parte de la red subterránea, en un proceso comparable al descrito en otros sistemas europeos (Mocochain y Jailliet, 2014).



Esquema hidrogeológico idealizando la posibilidad de trasvase de cuencas entre Canelles y Camarasa. (Cofrade et. al 2023)

En la situación actual, cuando el embalse de Canelles alcanza niveles altos, actúa como una gran zona de recarga para los acuíferos circundantes. El flujo subterráneo regional tiende a dirigirse hacia el embalse de Camarasa, donde el sistema puede descargar

parcialmente. Estos procesos reflejan una reorganización del flujo subterráneo inducida por la actividad humana.

Además, se plantea la existencia de importantes volúmenes de agua almacenados en galerías kársticas profundas, situadas por debajo de los niveles actuales de drenaje. Estas reservas podrían tener interés estratégico para la gestión de recursos hídricos, aunque su cuantificación aún es incierta.

En conjunto, el sistema Canelles–Camarasa representa un ejemplo claro de cómo la construcción de embalses puede modificar profundamente el funcionamiento de los acuíferos kársticos, alterando los gradientes hidráulicos y favoreciendo nuevas dinámicas de flujo y almacenamiento.



Fotografía embalse de Canelles

Por último, se destaca la necesidad de realizar investigaciones más detalladas para comprender estos procesos, mediante sondeos profundos, redes piezométricas y análisis hidrogeoquímicos e isotópicos, tal como proponen diversos estudios hidrogeológicos (Custodio y Herrera, 2000).

Bibliografía:

- Sancho Marcen, C. (1988). *El polje de Saganta (Sierras Exteriores Pirenaicas, Prov. de Huesca)*. Cuaternario y Geomorfología, 2 (1-4), 107-113.
- Martínez, M.B. (1981). *Estudio geológico y estructural de la zona de conexión entre las Sierras Marginales Aragonesas y Catalanas*. Universidad de Zaragoza.
- Martínez, M.B. y Pocoví, A. (1984). *Significado tectónico del relieve de Estopián*. I Congreso Español de Geología.
- Pocoví, A. (1978). *Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas*. Universidad de Zaragoza.
- Seguret, M. (1972). *Étude tectonique des nappes... Pyrénées*. Université du Languedoc.
- Peña, J.L. (1983). *La Conca de Tremp y las Sierras Prepirenaicas*. Instituto de Estudios Ilerdenses.
- Rodríguez, C. (1986). *Geomorfología del área de Arguís-Noc*. Cuaternario y Geomorfología.

Karst, poljes y procesos geomorfológicos

- Gams, I. (1978). *The polje: the problem of definition*. Z. Geomorph.
- Fabre, G. y Nicod, J. (1982). *Corrosión cryptokarstique*. Z. Geomorph.
- Nicod, J. (1975). *Pays et paysages du calcaire*. PUF.
- Nicod, J. (1985). *Recherches morphologiques en Basse-Provence*. Édisud.
- Lhenaff, R. (1986). *Répartition des massifs karstiques*. Karstología