

ESTUDIO DE LA COVA DE SANT JOSEP

(La Vall D'Uixó, Comarca de la Plana Baixa)

PARTE II: GEOMORFOLOGÍA

Policarp GARAY (*)

Rafael MEDINA (*)

(*) Grup Espeleològic Vilanova i Piera

0. PREAMBULO

El presente trabajo es continuación del de igual título publicado en el número 23 de LAPIAZ (Blazquez *et al.*, 1994). En aquella primera parte se daba cuenta de los trabajos topográficos realizados en la Cova de Sant Josep, cuyo recorrido total alcanzaba los 2.750 metros. La reciente exploración y topografía de nuevas incógnitas nos permite incrementar esa cifra en algunas decenas de metros. Por otra parte, el GISED continúa trabajando la zona posterior a los sifones, lo que también podría dar lugar a nuevos metros de topografía que esperamos poder dar a conocer próximamente. Por lo que respecta al presente artículo, su objetivo es dar a conocer los principales rasgos geomorfológicos hipógeos de este interesante fenómeno subterráneo, para poder llegar a una reconstrucción de su génesis y de su historia geológica. El ámbito de este estudio alcanza únicamente hasta el Primer Sifó, dejando para una posterior ocasión su ampliación al sector situado tras los sifones.

1. INTRODUCCIÓN

Toda cavidad subterránea natural es susceptible de presentar una variada gama de elementos geomorfológicos cuyo estudio e interpretación genética y relacional encierran la clave para reconstruir su historia geológica e hidrológica.

Existe una clasificación bastante generalizada de dichos elementos (véase Llopis, 1970; Jennings, 1971; Sweeting, 1972; Bögli, 1980; Nuñez *et al.*, 1984; Ford y Willians, 1989; etc.), la cual se resume y concreta en los cuatro grupos de elementos siguientes:

- formas glyptogénicas
- formas clásticas
- formas sedimentarias
- formas reconstructivas o litoquímicas

En el interior de la Cova de Sant Josep encontramos gran variedad de elementos geomorfológicos pertenecientes a cada uno de los anteriores conjuntos, cuya descripción la hemos basado tomando como referencia la topografía geomorfológica que acompaña la primera parte de este trabajo (Blazquez *et al.*, 1994).

2. FORMAS GLYPTOGÉNICAS

Las formas glyptogénicas agrupan al conjunto de morfologías de crecimiento o agrandamiento de la cavidad, debidas a procesos de erosión y/o corrosión. Se incluyen desde los perfiles característicos o «tipo» de los conductos hasta las marcas de corriente y cualquier otro elemento geométrico o genético producido por el ataque de las aguas sobre la roca madre de la caverna.

2.1. FORMAS DE CONDUCCIÓN

En general, los perfiles de la cavidad corresponden a conductos paragenéticos (en el sentido de Renault, 1971) y vadosos, que son el resultado de una circulación fluvial en régimen libre, con los consecuentes procesos de excavación del fondo de las galerías (por erosión y corrosión) y la acumulación y arrastre de sedimentos fluviales (arenas, gravas y cantos, predominantemente).

Antes de alcanzarse este tipo de circulación fluvial, la cavidad debió funcionar en régimen anegado o singenético, según se observa en la morfología de los tramos altos de muchos sectores de galerías. En estos casos se reconocen conductos subcirculares y ovalados, a veces de contornos irregulares, motivados por condicionantes estructurales (juntas de estratificación, diaclasas, etc.) o litológicos (variación del contenido arcilloso o la porosidad en algunos estratos).

En la Galería del GEViP todavía se reconocen algunas secciones de conducción simples (ojivales en el Passatge de Les Estalactites, ovalada al Oeste de la Cascada de la Flor) que se asocian a la época de circulación en régimen anegado de la cavidad, en la que esta galería funcionaría como un conducto lateral y sincrónico con el de la galería principal (fotografía 1). Al descender el nivel de base e iniciarse la conducción en régimen libre, esta galería quedaría colgada respecto a la del río actual, siendo ocupado por las aguas únicamente

al producirse las estacionales crecidas, tal y como sigue sucediendo en la actualidad.

También la Galería del Fang refleja algunos perfiles simples, si bien, no son los predominantes ya que con frecuencia se observan otros perfiles de evolución paragenética y morfología rosariforme.

Localmente se reconoce la presencia de conductos superpuestos; quizás el ejemplo más claro se encuentra en el mismo vestíbulo de acceso a la cavidad. Debe advertirse no obstante que, casi siempre, esta superposición de conductos viene dada por aportes parietales o cenitales que recibe la caverna a lo largo de su recorrido.

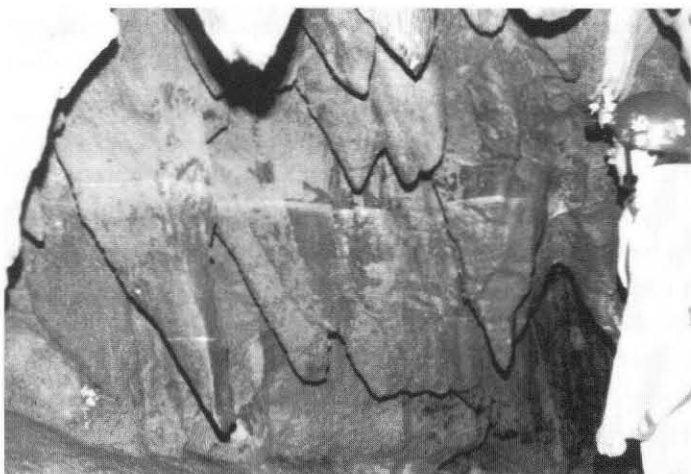
Es significativo destacar que la cavidad apenas presenta marcas de corriente (*flutes y scallops*), salvo enclaves muy localizados (fotografía 1) y, a veces dudosos, lo que pone de manifiesto el dominio de la circulación del agua en régimen turbulento y la intensidad de los procesos erosivos de tipo mecánicos debido al arrastre de sólidos. Se ha observado, en cambio, entalladuras de corrosión (en el sentido de Ginés *et al.*, 1977) aparentemente relacionadas con los actuales o recientes niveles de inundación.



Fotografía 1.- Sección oval inclinada en la Galería del GEViP, en la que se observa un canal de bóveda y *scallops* en la pared derecha. En el suelo se observan limos con marcas de corriente (*ripple marks*) originados durante la crecida de 1989.

2.2. CANALES DE BÓVEDA

En numerosos enclaves de las galerías se reconocen los llamados canales de bóveda (fotografía 1). Son éstos conductos de tamaño centí y decimétrico que, bien siguiendo líneas de diaclasas o bien con carácter meandriforme surcan longitudinalmente las bóvedas lisas de las galerías. En ocasiones, esta morfología ha sido relacionada con procesos embrionarios de la génesis de las galerías subterráneas, sin embargo, en las últimas décadas se ha demostrado cómo, en la mayoría de los casos, estos canales de bóveda se originan cuando un conducto o galería queda colmatado por sedimentos detríticos predominantemente limosos, buscando entonces las aguas (cuando la cueva entra en carga) un paso de circulación preferente a través de la interfase roca-sedimento detrítico que menor resistencia presenta, es decir, en la zona del techo y paredes elevadas. Un buen ejemplo de canal de bóveda es el que permite el paso de aire sobre el Primer Sifó, convirtiéndolo en un «sifón de nariz».



2.3. PENDANTS

Los *pendants*, conocidos desde hace mucho tiempo en la literatura espeleológica, pueden ser descritos como formas parietales y cenitales de las cavernas producidos por una excavación o disolución diferencial de la roca madre, lo que da lugar a una sucesión de salientes o conos redondeados muy característicos. También forman parte de lo que se conoce como «lenar inverso» a raíz de una publicación de Gómez de Llarena (1953).

Hoy en día se sabe que su génesis, con frecuencia asociada a canales de bóveda anastomosados, responde -al igual que referíamos en el apartado anterior- a épocas de colmatación limosa o limo-arcillosa de la cueva (véase el interesante trabajo de Saint-Aubin *et al.*, 1980)

Han sido observados *pendants* en numerosos puntos de la caverna, por ejemplo en el inicio de la Galería del GEViP (pared izquierda, fotografía 2), en la zona de Les Canals, más allá de la Sala dels Blocs, e incluso en la boca occidental de la Cova dels Orgues, donde todavía aparecen los *pendants* semi-ocultos por un depósito limoso cuya excavación permite ir descubriendo este tipo de formas.

Fotografía 2.- *Pendants* en la Galería del GEViP. La pared muestra niveles de inundación del año 1989.

2.4. RILLENKARREN

Con este nombre se conoce un tipo de lapiaz epígeo originado por el escurrimiento del agua de lluvia a lo largo de paredes rocosas, lo que da lugar a una sucesión de surcos paralelos con pendiente muy acusada o verticales. Este mismo tipo de morfología lo hemos observado en la pared occidental de la Sala del Penyal, como consecuencia de un fuerte goteo que estacional u ocasionalmente se produce desde el elevado techo de esta Sala, a través de una serie de diminutos conductos cenitales.

2.5. CÚPULAS DE BURBUJA

En diferentes lugares a lo largo de la caverna se producen lo que en el argot espeleológico se denomina «marmitas inversas», término poco apropiado pero que da idea de su morfología: pequeñas cúpulas en

la bóveda de la galería que sugieren un crecimiento remontante. La única objeción es que no se originan por procesos erosivos, sino por un aumento de la corrosividad del aire que durante las crecidas del río queda atrapado contra el techo en forma de grandes burbujas. El aumento de presión produce a su vez un aumento de la concentración de CO₂ en el agua que moja e impregna la roca, y en el propio aire, lo que favorece la capacidad de karstificación.

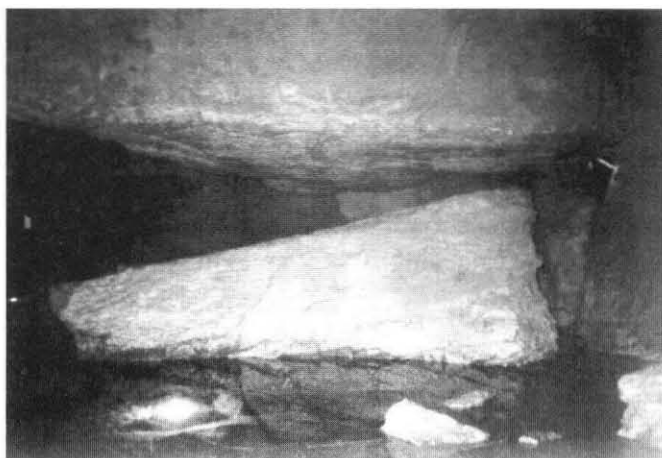
3 FORMAS CLÁSTICAS

Las formas clásticas son producidas por una serie de procesos mecánicos, gravitacionales y erosivos que dan lugar a hundimientos, desprendimientos o cualquier otro tipo de movimiento en masa de porciones de roca madre que, generalmente, afectan a la bóveda y paredes altas de las galerías y salas subterráneas. En consecuencia con estos procesos se produce sobre el suelo de la caverna una acumulación de bloques procedentes de las paredes y techos, con la consiguiente ganancia de altura de la bóveda, cuyo perfil va resultando progresivamente modificado.

Los procesos clásticos pueden ser definidos como aquellos que dan lugar a la modificación del perfil original de una cavidad, como consecuencia de la caída de bloques o fragmentos de paredes y techos, tendentes a buscar una mayor estabilidad o un perfil de equilibrio. En cualquier caso se trata siempre de depósitos autóctonos, y por tanto bien diferenciados de cualquier aporte aluvial o coluvial.

En rocas masivas y escasamente fisuradas es frecuente que las secciones de los conductos sean de tipo erosivo-corrosivo y no abunden las morfologías clásticas, pero, en la medida en que aumenta el grado de fisuración de la roca, comienza a aumentar también la probabilidad de tales procesos de circulación vadosa y perfiles paragenéticos.

En la Cova de Sant Josep, sin ser un proceso claramente dominante, se encuentra ampliamente representada la morfología clástica -siempre con carácter puntual- a lo largo del recorrido explorado. Los dos sectores que mayor profusión de clastos presentan son, sin duda, la zona de entrada hasta l'Embarcader y la Sala dels Blocs. Fuera de estos dos sectores la frecuencia de observación de los bloques puede considerarse en general baja. Casi siempre se trata de bloques paralelepípedicos de tamaño métrico cuya procedencia resulta siempre fácil de identificar mediante la observación de los techos próximos. Este despegue se produce por lo general en los planos de estratificación (ocasionalmente formados por juntas margosas) con el concurso más o menos acusado de diaclasas y leptoclasas. Entre los despegues estratiformes más signifi-



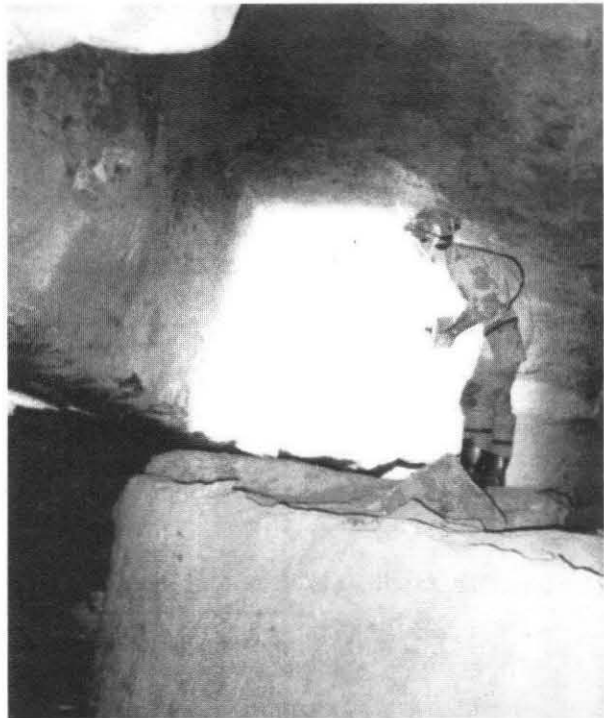
Fotografía 3.- Proceso graviclástico en la Galería del Penyal.

cativos y de mayor tamaño podemos citar el que se localiza junto a El Penyal (fotografía 3) y el existente en la Galería del GEViP poco antes de alcanzar el punto conocido como El Dinosauri (fotografía 4).

Las formas clásticas de la zona de entrada a la cueva, hasta l'Embarcader, se localizan especialmente en la margen izquierda de la galería -según el sentido hidrográfico- y a mayor cota que la del conducto de tránsito de las visitas. La propia Galería dels Arqueòlegs se desarrolla ya al inicio de un caos de grandes bloques entre los que se puede remontar a lo largo de la Gran Diàclasi hasta alcanzar una cota de +11 m sobre el nivel nor-

mal de navegación. Las causas de este gran caos habría que buscarlas en la concurrencia de una zona interesante fracturada y de gran sequedad estacional (actúa como una «trampa térmica» producida por la presencia de quirópteros) con la descompresión local del macizo rocoso, debido a la proximidad exterior, así como la alternancia de episodios estacionales de gran humedad por infiltración desde el exterior.

La Sala dels Blocs presenta en general, bóvedas angulosas y a veces aplanadas, bajo las que yace un verdadero caos de bloques paralelepípedicos, de tamaño decimétrico a métrico y disposición anisótropa (fotografía 5). Esta situación viene determinada por un marcado control estructural que es el resultado de la escasa potencia de los estratos (mayoritariamente de 20 a 50 cm) que buzan una media de 64° al SSW, y dos familias dominantes de fallas con gran densidad y pequeño salto: una WNW-ESE y la otra aproximadamente N-S.



Fotografía 4.- Proceso graviclástico en la Galería del GEViP.



Fotografía 5.- Aspecto de la Sala dels Blocs, con procesos graviclásticos y algunos quimioclásticos

Algún sector de esta sala presenta perfiles parabólicos y una anisotropía mucho menos acusada en el ordenamiento de los bloques, ahora de mucho menor tamaño. Esto se observa por ejemplo en el extremo más sudoriental y elevado de dicha sala, lugar en el que se produce un avance remontante de la bóveda. Lo mismo sucede en una pequeña sala lateral y semiescondida que se sitúa junto a la Sala del Gos, por encima de la zona navegable (procesos mecanoclásticos).

En un intento de tipificar todos los fenómenos clásticos observados, haremos uso de la clasificación de Montoriol Pous (recogida en Llopis 1970), ya que viene siendo la más desarrollada y aceptada en la bibliografía espeleológica española (figura 1). Consiste ésta en una clave de aplicación simple basada en la disposición de los bloques, en su morfología y en la existencia o no de marcas de corriente tanto en el techo de la cavidad como en los propios bloques. De esta manera, llegaríamos a definir los siguientes tipos de procesos en la cavidad (algunos ya referidos entre paréntesis en la descripción precedente):

- a) **Procesos graviclásticos.**- Predomina la caída por gravedad de bloques predefinidos por discontinuidades estratigráficas y/o tectónicas. De esta forma pueden clasificarse la mayoría de los fenómenos clásticos observados en la Cova de Sant Josep, sobre todo los de aparición aislada. Los techos, obviamente, no presentan signos de erosión (fotografías 3 y 4).
- b) **Procesos quimioclásticos.**- La disolución química es la causa determinante de la caída de los blo-

Disposición ordenada de los bloques, con evidente acumulación en unas zonas de la oquedad y disminución en las otras. PROCESO MECANOCLÁSTICO	Bloques carentes de signos de decalcificación		PROCESO NEOMECANOCLÁSTICO
	Bloques con signos de decalcificación.....		PROCESO MECANOCLÁSTICO (normal) o NEOMECANOCLÁSTICO (indetermin.)
Disposición totalmente anárquica de los bloques	Bóveda carente de signos de erosión	Bloques más o menos paralelepípedos carentes de signos de decalcificación (generalmente en coexistencia con bóveda lisa formada por un plano de estratificación).....	PROCESO GRAVICLÁSTICO
		Bloques no paralelepípedos y con signos de decalcificación (en coexistencia con bóveda parabólica). PROCESO QUIMIOCLÁSTICO	Bloques con signos de decalcificación muy avanzados PROCESO NEOQUIMIOCLÁSTICO (sólo normal)
	Bóveda con signos de erosión		Bloques con signos de decalcificación poco avanzados PROCESO QUIMIOCLÁSTICO (normal)
			Bloques con amplios signos de erosión. Proceso indeterminable, por enmascaramiento debido a acciones gliptogénicas. Bloques con signos de erosión muy localizados o ausentes. PROCESO GLIPTOCLÁSTICO

Figura 1.- Claves para la determinación de los procesos clásticos hipogeos (Montoriol, 1951)

ques, si bien, es lógico que ésta actúe preferentemente a partir de las discontinuidades de la roca. El techo no presentará signos de «erosión» (marcas de corriente, por ejemplo) aunque sí superficies de corrosión más o menos irregulares y predominantes sobre superficies lisas estructurales (fotografía 6).

- c) **Procesos mecanoclásticos.**- Aunque de formación generalmente rápida y causal, pueden considerarse como tales procesos a aquellos que se originan por la tendencia de ciertos perfiles de bóveda a buscar un equilibrio mecánico de forma parabólica. Aunque la descalcificación y sobre todo, el control estructural de la roca son patentes y determinantes, el derrumbamiento se muestra como un proceso bien definido y armonizado. Pueden ser decisivas como causas determinantes o aceleradoras de estos procesos las vibraciones transmitidas por voladuras y por sismos. Los bloques suelen presentar una disposición más o menos isótropa u ordenada, presentando una gama de dimensiones bien clasificada dentro de su carácter caótico general.

Aunque no hemos observado evidencias claras de ello, es factible que se hayan podido dar también procesos glyptoclásticos en la cavidad a lo largo de su historia geológica, dada la coexistencia de al menos dos niveles de conductos «erosivos» superpuestos reconocidos puntualmente en algún sector de la cueva, lo que, en principio no va más allá de ser un aspecto meramente anecdótico y circunstancial.

Por lo que respecta a la edad relativa de los procesos clásticos descritos, salvo la posibilidad del glyptogénico, se puede afirmar que todos ellos son relativamente recientes en relación a la historia geológica de la cavidad, ya que, en primer lugar, y en general, no presentan signos superpuestos de erosión-corrosión fluviales



Fotografía 6.- Combinación de procesos quimioclásticos y graviclásticos en la Sala dels Blocs

(salvo algún caso muy localizado e irrelevante); las incipientes marcas fluviales observadas en algunos casos se sitúan siempre por debajo de la cota normal del agua, las juntas margosas de algunos planos de estratificación se encuentran todavía presentes en numerosos casos; se han observado con frecuencia estrías de despegue en algunos joints, a veces rellenos de arcilla; los propios procesos mecanoclásticos conservan en gran parte sus formas originales, apenas afectadas por arrastres fluviales y avenidas extraordinarias, etc.

Con todo, conviene matizar que, aunque no disponemos, por el momento, de grandes recursos para fechar el inicio de los principales fenómenos clásticos observados, es muy probable que la mayoría de ellos se encontraran ya establecidos hace unos cuantos miles de años, si tenemos en cuenta que los restos arqueológicos hallados en la cavidad se ubican, parcialmente, sobre dichas formas. En los procesos más recientes (sub-actuales) no debe olvidarse el papel que han debido jugar los barrenos y voladuras efectuados para agrandar diversos pasos acuáticos o aéreos, produciendo a veces intensos resquebrajamientos locales de roca.

4. FORMAS DE SEDIMENTACIÓN DETRÍTICA

Como formas sedimentarias se definen todos aquellos depósitos de materiales, generalmente fluviales, coluviales o lacustres, que han quedado depositados en la cavidad a lo largo de su historia geológica. En general se trata de arcillas, limos, arenas, gravas y cantos más o menos entremezclados y, a menudo, guardianes de estructuras sedimentarias que aportan información sobre las condiciones hidrodinámicas y la génesis de dichos depósitos. El estudio de los rellenos y depósitos detríticos permite obtener información de gran valor sobre la historia geológica y el régimen de los caudales hídricos circulantes por la cavidad, a lo largo de su evolución, lo cual es reflejo de las condiciones ambientales del exterior y de sus cambios.

Además de los aspectos puramente morfológicos de tales depósitos, se debe prestar una especial atención a las estructuras sedimentarias y diagenéticas que contienen, a su composición litológica y textural y al posible contenido fosilífero, ya que es en este tipo de depósitos donde se localizan la mayoría de los yacimientos paleontológicos encontrados en las cuevas. Es importante también poder llegar a identificar e interpretar las interrelaciones existentes entre los distintos depósitos y entre éstos y otros tipos de formas o estructuras geomorfológicas.

Con este planteamiento hemos procedido a realizar un minucioso reconocimiento identificativo de los depósitos de materiales detríticos existentes en la Cova de Sant Josep, dejando para otra ocasión la posibilidad de realizar un estudio sedimentológico detallado de los mismos.

4.1. DEPÓSITOS COLUVIALES

Únicamente en el vestíbulo de acceso a la caverna hemos reconocido con claridad materiales coluviales. Se localizan éstos en un sector elevado en el que todavía alcanza, para su observación, la luz del exterior, y consisten en un testigo relicto de brechas calcáreas (dolomíticas) semejantes a «grèzes litées» como las que se observan en los depósitos epígeos de la Serra de L'Espadà, atribuidos a periodos climáticos fríos y condiciones de formación periglaciares. Los cantos, totalmente angulosos, son de predominio dolomítico, procedentes de la roca encajante de la cavidad, con tamaños centimétricos; presentan una escasa

matriz limo-arcillosa rojiza y alto grado de cementación calcítica fibrosa, de pátina grisácea.

Una costra estalagmítica cubre el depósito, definiendo claramente su cota de colmatación original. Esta es de 4'5 m sobre el nivel del suelo actual. El origen de este depósito es relacionable claramente con una obstrucción total o parcial de la boca de la cueva, por materiales periglaciares generados en la propia ladera o vertiente montañosa durante uno de los episodios fríos del Cuaternario.

4.2. DEPÓSITOS ALUVIALES

El lecho subacuático de toda la zona navegable y turística de la cavidad está formado por sedimentos finos -arcillas y limos- que consideramos como fluvio-lacustres y que abordaremos en el apartado siguiente, siendo escasos en esta zona los fondos de gravas y de arenas. Estos sedimentos groseros, en cambio, son los que predominan en la morfología de toda la zona no turística. Desde la entrada, la primera acumulación importante de arenas y gravas finas se localiza en Les Canals, a partir del segundo embarcadero de la Galería del GEVIP, donde forman un point bar que nos sugiere -como veremos más adelante-el frente de un pequeño «delta» o relleno detrítico que se concentra y desarrolla «aguas arriba» de este punto.

Inmediatamente después de superar la Sala dels Blocs la morfología de la cavidad cambia drásticamente para convertirse en una galería semicolmatada por un -suponemos- potente depósito de gravas y arenas con algún nivel de limos, a lo largo de la cual discurre serpenteante y variablemente encajado el río, con un caudal base próximo a 30 ó 40 litros por segundo. Este aspecto morfológico se mantiene hasta alcanzar el Primer Sifó, y aún después de éste (fotografías 7 y 8).

Las gravas se convierten, con frecuencia, en cantos, y éstos llegan a alcanzar diámetros de hasta 30 cm e incluso más. Unas y otros presentan un predominio de dolomías, aunque también abundan las calizas, las areniscas silíceas y las cuarcitas (estas últimas procedentes de los materiales del Triásico Inferior -Buntsandstein-aflorantes en la cuenca hidrográfica del Belcaire).

En las proximidades de la Sala dels Blocs el encajamiento del río es de hasta 130 cm, lo que da lugar a una terraza fluvial con ciertos valores didácticos (fotografía 8). Aguas arriba no volvemos a encontrar otros encajamientos tan netos, ni en diferencia de cota ni en su grado de conservación. Debemos resaltar que es, precisamente en el corte de esta terraza, donde se han observado los únicos cantos de gran tamaño (decimétrico) reportados en la caverna.

Después de dejar el acceso a la Galería del Fang y antes de alcanzar el paso denominado «El Túnel», observamos otras terrazas cuya cota no llega a sobrepasar los 40-50 cm sobre el nivel de las aguas.

Finalmente, antes de alcanzar el tramo lacustre que enrasa con el nivel del Primer Sifó, esto es, en el recodo donde se abre el acceso a la Sala d'En Vicent, observamos un pequeño rápido cuyas aguas se precipitan repentinamente en un lagito de 1 m de profundidad, presentándose en este punto una especie de «minicascada» subacuática.



Fotografía 7.- Sedimentación de cantos, gravas y arenas en el sector no urbanizado de la cueva. En el techo se observan formaciones ortogeotropas positivas sobre las que se han desarrollado otras plagiogeotropas

Con las tres últimas observaciones, resulta fácil intuir que nos hallamos ante un fenómeno de encajamiento remontante del río a partir de un gran depósito o colmatación lineal depositado



Fotografía 8.- Terraza holocena encostrada, de 1,3 m. de altura, aguas arriba de la Sala dels Blocs.

previamente. La «minicascada» que hemos citado sería el frente activo del avance remontante de este episodio de reexcavación. En consecuencia, se puede comprender fácilmente que la incisión del encajamiento sea mayor en la zona más distal (según el sentido de la corriente hídrica) del depósito aluvial.

Por otra parte, hemos destacado el brusco cambio morfológico que experimentaba la cueva a partir de la Sala dels Blocs, y cómo en este sector (las terrazas) se localizaban los mayores cantos rodados observados en la cavidad.

La explicación más sencilla y lógica consiste en relacionar la formación de todo este depósito de cantos y gravas con el desarrollo de los procesos clásticos que afectan a la inmediata Sala dels Blocs, lo que debió dar lugar a un taponamiento o represamiento en este sector de la caverna, con la consiguiente colmatación detrítica aguas arriba de este punto.

Esta hipótesis se ve corroborada cuando comprobamos que los intersticios y huecos existentes entre los bloques más bajos de la Sala se encuentran rellenos de gravas, lo que evidencia el orden de superposición esperado para ambos procesos: clástico primero y fluvial después.

Por último añadiremos que, a lo largo de este gran relleno de gravas y arenas, y en su seno, se observan estructuras de cementación (carbonatación) discontinuas, que dan lugar a «muñequitas de arena», o «marlekoritas» (en el argot espeleológico), así como afiladas cornisas calcíicas que quedan al descubierto por erosión diferencial en las zonas de encajamiento fluvial.

5. FORMAS RECONSTRUCTIVAS: ESPELEOTEMAS

La precipitación de carbonato cálcico y, más raramente, de otras sustancias minerales en el interior de las cuevas, da lugar a las formas reconstructivas o litoquímicas, también llamadas espeleotemas. Además de las conocidas estalactitas y estalagmitas, se pueden originar otros muchos tipos de espeleotemas, cuyo estudio revela interesantes connotaciones genéticas y condicionantes físico-químicos que ayudan a reconstruir estados pretéritos de las cavidades en cuanto a microclimática, régimen hidrológico, paleoclimas, etc.

No faltan algunos bancos de limos y arenas finas depositados en las zonas de protección o acreción de los meandros.

4.3. DEPÓSITOS FLUVIO-LACUSTRES

Se ha hecho ya referencia a que toda la zona navegable de la cavidad se comporta, en definitiva, como un gran lago lineal o alargado, caracterizado, eso sí, por un régimen fluvial perenne. El dique de este gran lago debió ser, originalmente, el acúmulo de bloques existente en la boca (o bocas) de la caverna, tal y como describía Cavanilles a finales del siglo XVIII (véase los antecedentes históricos en la primera parte de este trabajo), si bien, en la actualidad lo constituyen las obras del acondicionamiento turístico (presa de l'Embarcader).

Consecuentemente, las aguas que discurren por todo este trayecto fluvio-lacustre presentan un flujo lento y casi exento de energía, la mayor parte del tiempo. Esta situación se ve perturbada ocasionalmente cuando la cavidad entra en carga, es decir, en crecida extraordinaria. Entonces, el lago juega un papel laminador y, digamos, filtrante del régimen turbulento de los caudales de crecida, lo que hace que reciba, o incluso renueve, una buena carga de limos y arenas finas después de cada episodio de crecida. Esto explica claramente la composición de tan peculiar lecho lacustre. Es evidente, desde luego, que bajo cada nueva capa de limos se llegue a depositar de forma discontinua algún lentejón de material más grosero, especialmente arenas y gravas finas.

A pesar de ser las formaciones más características y admiradas del endokarst, los espeleotemas se encuentran en general todavía mal estudiados en muchos aspectos. Para llegar a un buen conocimiento de los mismos es preciso recurrir a técnicas de estudio tales como la observación en lámina delgada, microscopio electrónico, dataciones absolutas (radiométricas u de otro tipo), análisis mineralógicos (difracción, térmico diferencial, químicos), etc., las cuales no han sido objeto del presente estudio, que se ha limitado a enumerar las formas más características observadas en la cueva. Tampoco se ha procedido en esta ocasión a realizar estudios microclimáticos, los cuales se revelan, a menudo, sumamente útiles y eficaces para explicar muchos de los procesos litogénicos observados en las cavidades subterráneas.

Teniendo en cuenta el comentario anterior y el hecho de que los objetivos del presente trabajo tienen un carácter puramente topográfico y descriptivo, se comprenderá que el texto que sigue se limita únicamente a una enumeración de formas observadas, dejando para mejor ocasión un análisis más profundo de estos procesos y formas en la Cova de Sant Josep.

Para describir los distintos tipos de concreciones cavernícolas, formas litoquímicas o litogénicas, etc, Llopis (1970) recurre a dividir las en tres apartados (figura 2) que, además de descriptivos, engloban en realidad factores genéticos, cinéticos y cristalográficos diferentes.

Estos tres grupos son:

- cenitales, penden del techo
- parietales, se encuentran adosadas a las paredes
- pavimentarias, su formación se produce en el suelo


ZENITALES	ORTOGEOTROPAS	Cilíndricas	a). Equilibrio estalac-estalagmita b). Dominio de estalactita c). Dominio de Estalagmita	
		Columnas		
		Cónicas		
		Laminares	Macizas	
	PLAGIOGEOTROPAS	Excéntricas	Anemolitas Helictitas (a) Antoditas (b)	
PARIETALES	1 CORTEZAS	1a Lisa 1b Botroide 1c Mamelonar 1d Oolítica		
	2 COLADAS			
	3 MAZIZOS			
	4 COLUMNAS			
	5 CORTINAS			
	6 BANDERAS			
PAVIMENTARIAS	ESTALAGMITAS	De base plana a)		
	COLUMNAS	Radiculadas b)		
	COLADAS	Coladas botroides c) Gours y microgours d)		
	MACIZOS	Compactos a) Con núcleo clásico b)		

Figura 2 - Tipología de espeleotemas, según Llopis (1970)

En el interior de la Cova de Sant Josep hemos identificado los siguientes tipos de espeleotemas:

Cenitales

- ORTOGEÓTROPAS:
 - estalactitas cónicas
 - estalactitas cilíndricas
 - columnas mixtas
- PLAGIOGEÓTROPAS:
 - paletas o discos
 - antoditas
 - helictitas
 - tapices aciculares
 - eflorescencias y exudaciones

Parietales

- coladas
- cascadas
- columnas mixtas
- colgaduras y órganos

Pavimentarias

- gours y microgours
- estalagmitas de caudal
- coladas pavimentarias

Con frecuencia, a lo largo de la galería activa encontramos concreciones que se encuentran en su estado de formación natural, mientras que otras han sufrido importantes procesos de erosión-corrosión, aparentemente anteriores a la edad de aquellas. No obstante, al tratarse de una cavidad funcional y con repetidas crecidas del caudal hídrico, resulta comprensible que, en general, los procesos reconstructivos resulten escasos y de pequeñas proporciones en comparación con los demás procesos geodinámicos que padece la cavidad. Quizá por ello podemos decir que las mayores masas cristalinas son las que se concentran en algunas diaclasas y otros planos de fractura observables en los techos de las galerías, aunque muchas veces no corresponden a espeleotemas aéreos sino recristalizaciones del hueco de fracturas tensionales o grietas de expansión, paralelas al eje mayor de las deformaciones tectónicas que las originan

6. GÉNESIS Y EVOLUCIÓN DE LA CAVERNA

En concordancia con los trabajos de Obartí, Garay y Morell (1986-1987, ver citas en la bibliografía de la primera parte), el río subterráneo de Sant Josep constituiría el dren principal de un sistema hidrogeológico kárstico cuya cuenca de alimentación o recarga hídrica se extiende en más de 30 Km², coincidiendo aproximadamente con la cuenca hidrográfica del Belcaire.

Son varios los sumideros que alimentan al río subterráneo, pero entre ellos destaca el Avenc de la Guilla, cuya conexión física no se ha podido realizar hasta la fecha, aunque su conexión hídrica ha podido constatarse mediante trazadores.

Con todo esto y en base a la descripción morfológica anteriormente realizada podemos afirmar que la Cova de Sant Josep es, desde un punto de vista genético, una cavidad fluvial activa de formación autóctona, si bien, es posible que parte de sus caudales procedan directamente de algún sumidero penetrable abierto en la misma cuenca, aunque desconocido por ahora a nivel espeleológico.

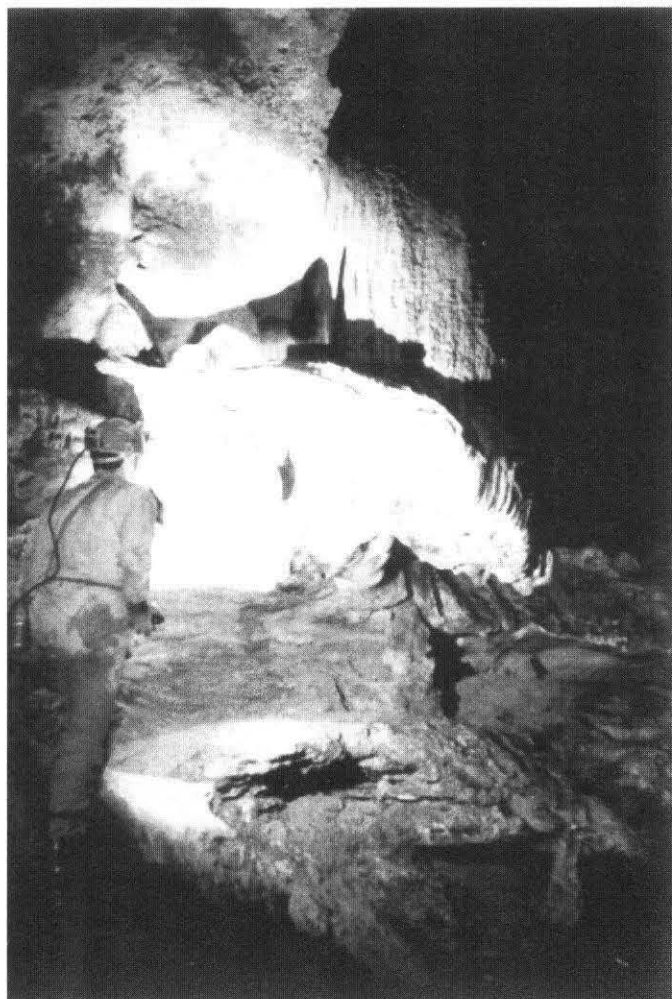
La parte actualmente conocida de la caverna se desarrolla en la zona axial de un sinclinal de dirección WNW-ESE, habiendo aprovechado para su formación los planos de estratificación y el agrietamiento tectónico de la roca; preferentemente las grietas de expansión. Entre estas grietas «directrices» -siempre agrandadas por corrosión kárstica- encontramos un doble comportamiento:

- Muchas de ellas coinciden con las direcciones de las galerías, o bien son oblicuas a ellas, habiendo intervenido siempre en su desarrollo longitudinal; son lo que podríamos denominar planos generatrices.
- Otras, en cambio, son perpendiculares a las galerías y, aunque se encuentran agrandadas por la corrosión y la erosión, no ofrecen solución de continuidad física, provocando únicamente nichos o concavidades en culo de saco en las paredes. Su dirección predominante es N-S a NNE-SSW.

Sobre estas últimas, Donat y Bartolomé (1961), basados a su vez en las conclusiones de otros estudios geológicos más amplios y especializados en tectónica (como los realizados por Brinkman, Dupuy de Lome, etc.), relacionan las fracturas -«diaclasas de extensión»- de la citada orientación (aproximadamente N-S) como pertenecientes a la fase Waláquica, cuya edad se sitúa en el límite entre el Plioceno y el Cuaternario. Al suponer -erróneamente a nuestro juicio- que las citadas grietas han sido aprovechadas durante los procesos de formación original de la cueva, llegando a la conclusión de que ésta se formó en el Cuaternario.

En realidad, estas fracturas no son generatrices de la cavidad, sino posteriores a ella, aunque eso sí, reexcavadas por posteriores fases de actividad corrosiva o reactivación fluvial de la caverna, como veremos más adelante. En consecuencia, el origen de la cavidad es anterior al Cuaternario, y posiblemente relacionado con la intensa karstificación que caracteriza el clima de esta región durante el Plioceno.

Las crisis climáticas del Cuaternario son las responsables de la colmatación



Fotografía 9.- Cascada calcítica y recubrimiento pavimentario que indica el nivel de colmatación de un antiguo depósito limo-arcilloso cuyos restos son visibles en la parte inferior de la imagen, en la Sala de les Rates Penades.

sedimentaria de la mayoría de las cuevas de origen fluvial conocidas en el País Valenciano. Sin embargo, a diferencia de la Cova de Sant Josep, aquellas sufrieron sucesivos descensos del nivel de base, con lo que no tuvieron ocasión de volverse a recuperar funcionalmente, quedando fosilizadas a cotas muy superiores a los actuales niveles piezométricos.

Por contra, y por circunstancias estratigráficas y estructurales cuya explicación se escapa de los objetivos de este trabajo, en la Serra de L'Espadà se han podido mantener activos varios ríos subterráneos, cuyo mejor exponente es precisamente el de Sant Josep. Esto ha permitido que las reactivaciones fluviales debidas a los períodos interglaciales, se manifestaran como episodios de descolmatación y arrastre de los sedimentos depositados en los períodos glaciales.

Aunque pudo existir una alternancia más compleja de períodos de colmatación aluvial y otros de reactivación erosiva, con los datos de que disponemos tan solo podemos deducir, al menos, un gran episodio de colmatación cuya cota superior ha quedado claramente indicada en la Sala de les Rates Penades (Fotografía 9). Este mismo episodio lo suponemos relacionado con las brechas periglaciales observadas en el vestíbulo de la cavidad, también marcadas por un testigo de colmatación (colada pavimentaria), las cuales habrían producido el taponamiento u obstrucción progresiva de las bocas de la cavidad. A su vez, esta colmatación de la caverna estaría relacionada, en el exterior, con la sedimentación de un episodio detrítico visible todavía en forma de terraza que culmina a unos 17 m sobre el nivel del talweg actual.

Al final de este episodio comenzarían a formarse los pendants, posiblemente de forma solapada con la posterior reactivación hídrica de la cavidad. El vaciado de tan potente columna de sedimentación debió resultar costoso y dilatado en el tiempo, y es posible que se produjera de forma intermitente a lo largo de otros períodos de alternancia climática posteriores.

Aunque no disponemos de ninguna datación directa, por similitud con los depósitos de terrazas de la cuenca del río Palancia podemos atribuir esta gran colmatación de la caverna al Pleistoceno Inferior o Medio.

Estando ya prácticamente recuperado el hueco de la cavidad, y sin duda recrecido por erosión, tiene lugar otro acontecimiento importante: el hundimiento de un pequeño tramo de la galería principal -La Sala dels Blocs- que daría lugar a un taponamiento interior, el cual, ejerciendo de represa, daría lugar a una semicolmatación de toda la galería desarrollada aguas arriba, creándose así un perfil de galería aproximadamente semicircular.

Esta vez, la colmatación no es total, ya que responde a la formación de una barrera clástica, por encima de la cual el agua fluye normalmente.

La progresiva incisión erosiva de las aguas sobre la barrera termina por crear una regata o cauce lateral inferior que origina, a su vez, la lenta reexcavación del relleno detrítico del lago o embalse clástico situado aguas arriba de este punto. Así se produce una erosión remontante, todavía activa en la actualidad, habiendo creado una terraza cuya cota disminuye hacia el interior (aguas arriba), como era de esperar.

Dada la circunstancia relativamente próxima en el tiempo de este acontecimiento y, considerando asimismo la similitud con los niveles de terraza epígeos de esta región, suponemos que se trataría de una terraza del Holoceno, lo cual, nos lleva a relacionar el proceso clástico de la Sala dels Blocs con la última y más intensa gran crisis climática: el Würm.

7. CONCLUSIÓN

De forma resumida y esquemática podríamos reconstruir la evolución de la Cova de Sant Josep en base a, al menos, los siguientes episodios:

- 1º Formación de la cavidad durante el Plioceno.
- 2º Formación de fracturas N-S, al final del Plioceno.
- 3º Agrandamiento de la cavidad y posible apertura de la boca y actual galería de acceso, la más reciente de las tres.
- 4º Fossilización por colmatación total de sedimentos, durante el Pleistoceno Inferior y/o Medio.
- 5º Reactivación erosiva y fluvial de la cueva con el vaciado de los sedimentos colmatantes, excepto en el tramo de la Cova dels Orgues, que quedaría definitivamente desconectado del resto de la cavidad. Este suceso erosivo debió producirse en torno al Pleistoceno Medio y Superior, (Mindel-Riss y Riss-Würm).
- 6º Hundimiento de la Sala dels Blocs e inicio de la colmatación del tramo anterior a este punto, hacia el final del Pleistoceno (Würm) y principios del Holoceno.
- 7º Reexcavación del depósito aluvial anterior a la Sala dels Blocs, durante el Holoceno y hasta nuestros días.

Bibliografía

BÖGLI, A. (1980) «Karst Hydrology and Physical Speleology», 284 pp. Ed. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg-New York.

DONAT, J. y BARTOLOMÉ, J. (1961) «Estudio geoespeleológico de la Cueva de San José (Vall de Uxó-Castellón)». Notas y Com. del IGME, 64: 175-195. Madrid.

FORD, D. y WILLIAMS, P. (1989) «Karst Geomorphology and Hydrology», 601 pp. Ed. UNWIN HYMAN. Boston-Sydney-Wellington.

GINÉS, J. y GINÉS, A. (1977) «El medio fluvio-lacustre hipógeo en las cuevas de Mallorca y su asociación de morfologías». Endins, 4: 3-12. Ciutat de Mallorca.

GÓMEZ DE LLARENA, J. (1953) «El lenar inverso en la formación de las cavernas». Speleon, IV: 3-10. Oviedo.

JENNINGS, J.N. (1971) «Karst», 252 pp. Ed. The M.I.T. Press. Cambridge-Massachusetts-London.

LLOPIS, N. (1970) «Fundamentos de Hidrogeología Kárstica. Introducción a la Geoespeleología», 269 pp. Ed. Blume. Madrid.

NÚÑEZ, A.; VIÑA, N.; ACEVEDO, M.; MATEO, J.; ITURRALDE, M. y GRAÑA, A. (1984) «Cuevas y Carsos», 431 pp. Ed. Militar. La Habana.

SAINT AUBIN, J. y DEL VAL, J. (1980) «Estudio de los pendants, un modelo sobre su génesis». Actas Espeleológicas, M-I: 69-100. Sabadell.

SWEETING, M.M. (1972) «Karst Landforms». Ed. McMillan. Londres

TROMBE, F. (1952) «Traité de Spéléologie», 376 pp. Ed. Payot. Paris.