

Caracterización de cavidades de bloques graníticos y cuevas estructurales de Vigo-Tui, (Galicia, España). Análisis morfo-estructural del sistema de O Folón

Description of a boulder cave system and structural caves from Vigo-Tui (Galicia, Spain).
Morpho-structural analysis of O Folon site

VAQUEIRO RODRÍGUEZ, M.¹

ABSTRACT

This paper studies the boulder fragment caves or erosion boulder caves and the structural caves located in a two mica granitic outcrop. This granitic outcrop is extended along the N-S axis, from As Laguelas (council of Cangas) to the river Miño bounded at the West by the Siluric-Precambrian complex of Monteferro - O Rosal, and at the East by the metamorphic paragneisses outcrop Vigo- Serra do Galíneiro. Most of the studied caves are located between Vigo and Tui.

The paper describe the endo and exo-karstic morpho-structural characteristics from eight boulder caves located in the area. The caves or systems studied are: *O Folón* (Fragoselo, Coruxo), *A Porteliña* (Freixo, Valadares), *A Chousa* (Freixo, Valadares), *A Cunchosa* (As Laguelas, Aldán), *A Casa do Demo* (O Castelo, Vincios), *O Ficho* (Estocas, Vincios), *A Raís* (Arruidos, Vincios) and *Os Santos* (Freixo, Valadares).

O Folón system is the more representative one structural cave. The paper examines this system relating geological structure, exo and endo-karstic forms and landscape, and poly-cyclical river incision.

Granite weathering microforms (gnammas, over-sloped and flared sloped walls, tafone weathered in honeycomb mode), amorphous organic fulvic complex speleothemes, amorphous silica speleothemes, allophane concretions and other endokarstic forms are examined.

Key words: Pseudokarst, no-karst, structural systems, granitic caves, genesis, policyclic evolution, morphologic characterization, organic speleothemes, amorphous silica speleothemes, occupation site Neolithic-Calcolithic-Bronze Age.

(1) Manuel de Castro, 8 -3ºD – 36210 Vigo (Pontevedra)- Spain (mauxo@mauxo.com). Clube Espeleolóxico Maúxo. Travesía de Vigo, 195 - 7º C. 36207 VIGO (Pontevedra)- Spain (<http://www.mauxo.com>)

1. INTRODUCCION

Este trabajo estudia cavidades y sistemas graníticos de bloques fragmentados y erosionados (*Boulder Fragment Caves* o *Erosion Boulder Caves* (en.); *Blocktruemmerboehlen*, *Erosionsueberdeckubgsboehlen* (gr.)) y en los sistemas graníticos estructurales (*Structural Caves* (en.); *Tektonik gebundenehoehlen* (gr.)) emplazados en un afloramiento de granito de dos micas (rocas ígneas, serie de granitos alcalinos) que se extiende en el eje N-S desde As Laguelas en el ayuntamiento de Cangas, hasta el río Miño, limitando al oeste con el complejo Silúrico-Precámbrico de Monteferro-O Rosal y hacia el este con el afloramiento metamórfico de paraneises con plagioclasa de Vigo - Serra do Galiñeiro. La mayor parte de las cavidades estudiadas en este afloramiento, se han localizado entre Vigo y Tui. La localización de la zona de estudio se indica en la (lámina 1).

Este afloramiento se encuentra afectado por dos esquemas de fracturación posthercínicos diferenciados (IGME, 1981a; 1981b):

a. Un esquema de fracturación (Fn) originado por fallas normales (*normal fault*, *gravity fault*, *normal slip fault* (en.)) con direcciones N30°E y N30°W y que se corresponden a una etapa de distensión mesozoica. Este esquema de fracturación afecta principalmente a la zona media y norte del afloramiento granítico.

b. Un esquema de fracturación (Fd) originado por desgarres de direcciones coincidentes con la de los desgarres tardihercínicos originados en una etapa de distensión N-S. En la zona media e norte predominan las fallas de direcciones N60°E, N°170°E y sus conjugadas (simétricas en relación con la dirección de dis-

tensión), mientras que en la mitad sur el esquema de fracturación se adapta a las direcciones N60°E e N140°E.

Los sistemas estudiados en este área son: O Folón (Coruxo, Vigo), A Porteliña (Valadares, Vigo), A Chousa (Valadares, Vigo), A Cunchosa (Aldán, Cangas), A Casa do Demo (Vincios, Gondomar), Cobreiras (Vincios, Gondomar), A Raís (Vincios, Gondomar) e Os Santos (Valadares, Vigo).

Se han analizado los rasgos morfoestructurales endo y exokársticos en ocho sistemas de cavidades de bloques fragmentados y cuevas estructurales que se localizaron en el afloramiento Vigo-Tui y en particular en el sistema de O Folón con una estructura mucho más compleja y desarrollada. Este análisis ha permitido determinar un conjunto de rasgos comunes que caracterizan a los sistemas de bloques y que se entiende constituyen la base para interpretar su génesis y evolución. Los rasgos morfológicos y estructurales que se han evaluado en estos sistemas son:

a. Las direcciones principales de fractura, sus buzamientos y las alineaciones de bloques. Los planos de pseudo-estratificación y foliación de la roca.

b. Las direcciones de apertura de fisuras debidas al asentamiento de bloques sin remoción asociada y las direcciones predominantes en otras galerías de pared continua.

c. Los encajamientos fluviales y sus direcciones predominantes. Las formas y huellas de erosión fluviales: marmitas, canales.

d. Los derrumbes y colapsos de bloques, los frentes y direcciones de las coladas formadas en el derrumbe. Se incluyen las depresiones tipo dolina, así como las

estructuras originadas por erosión de materiales blandos (*pipping and gully erosion* (en.); *Tunnelerosion* (gr.))

e. Los frentes y formas de alteración: Pías (*gnamma-hole* (en.)), formas llama y frentes extraplomados (*over-sloped and flared sloped walls* (en.)) y cacheiras (cacholas) (*Tafone weathering in Honeycomb Mode* (en.)). Formas de alteración degradadas, entre las que se incluyen formas seta (*mushroom rocks, stone trees* (en.); *Pilzfelsen* (gr.)), etc .

f. Las mineralizaciones, los fenómenos de concrecionamiento (espeleotemas) y su relación con los aportes de agua primarios y secundarios.

Los resultados obtenidos se han visto reforzados por las observaciones realizadas en otras cuevas de bloques como Cabo de Lobo (Chandebrito, Nigrán), Pozo do Demo (Cabreiroa, Verín) y también en algunas cuevas laterales (*Gorge Lateral Caves* (en.); *Kingenrandhoehlen* (gr.)) asociadas a fracturas (fallas en cizalla) transversales al curso fluvial como Eiroa II (A Laxe, Fornelos de Montes).

2. TERMINOLOGIA Y CRITERIO

2.1. Marco de referencia

En el presente documento se utilizan términos y símbolos que hacen referencia a morfologías típicamente endo y exo-kársticas. La utilización de términos propios de la morfología kárstica se realizará siguiendo el criterio de convergencia de formas (ERASO & PULINA, 1994), de forma que el término utilizado para designar la forma reconocible en el *no-karst* (*Nichtkarstböhlen* (gr.)) o pseudo karst se

ajustará al de su forma similar en el karst. La semejanza de formas sin embargo no implica un mismo proceso genético.

En las mediciones, representación y simbología se ha aplicado el criterio de FEE (MARTINEZ I RIUS, 1992), con las consideraciones establecidas en (CEM, 2002). La simbología se ha completado con la documentación que figura en la base informativa de la UIS (*UIS Cave Symbol: The definitive List*). La lámina 2 incluye un resumen de la simbología topográfica utilizada.

La sucesión de cursos fluviales colgados que conforman el curso de A Rega, se han designado mediante L_i . Dónde $i=0$ es el nivel más antiguo. Cualquiera de los encajamientos se designará como $L_i/L_{(i+1)}$ siendo L_i su nivel de techo y $L_{(i+1)}$ su nivel de base.

En 1996 el CEM inició un proceso de normalización de los resultados obtenidos en su proyecto de investigación de las cavidades no-kársticas. Esta normalización nace como necesidad de homogenizar los criterios y terminología con la que estaba siendo utilizada por otros investigadores y colaboradores del Comité de Pseudokarst de la UIS (*Commission for Pseudokarst at the UIS*).

La terminología y criterios pueden consultarse en los documentos (CEM, 1999; FILED, 2002; STRIEBEL, 1995; TWIDALE, 1989; VIDAL ROMANÍ, 1989). En la tabla 1 se incluye copia del documento *Resumen del Criterio de Clasificación de Cavidades Naturales del No-karst y Pseudo-karst Clasificadas Genéticamente*.

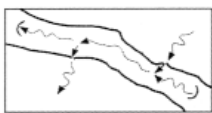

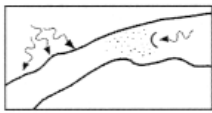
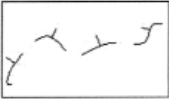
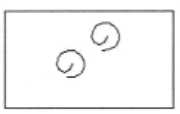

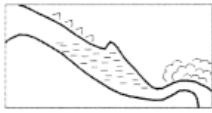
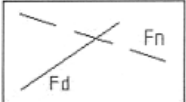
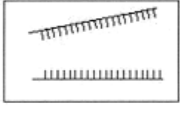


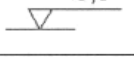




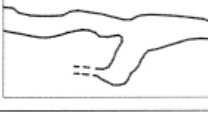
SIMBOLOGIA UTILIZADA EN LA CARTOGRAFIA			
Curso primario		Dolina	
Aporte secundario		Hundimiento	
Formas de erosión		Fracturas principales	
Espeleotemas		Discontinuidades	
Encajonamiento		Sifón	
Nivel colgado	L ₁ Q _{AL}	Zona sifonante	
Cota absoluta	-15,5 	Arena (Q _{AL})	
Agua (acumulación)		Bloques	
Continuidad posible		Paso muy estrecho	

Lámina 2. Simbología utilizada en la topografía espeleológica. Resumen de los símbolos utilizados para la descripción de los rasgos morfo-estructurales más representativos.


		RESUMEN CRITERIO DE CLASIFICACION DE CAVIDADES NATURALES DEL NO-KARST Y PSEUDOKARST CLASIFICADAS GENETICAMENTE
1	CAVIDADES GRANITICAS FORMADAS DIRECTAMENTE POR LA ACCIÓN DEL AGUA <i>Caves formed directly by flowing water or Erosion Caves (en.)</i> <i>Erosionshoehlen (gr.)</i>	
1.1	Cavidades formadas por erosión remontante en la base de un salto de agua <i>Gorge Bottom Caves (en.)</i> <i>Kingersohhlenhoehlen (gr.)</i>	
1.2	Cuevas laterales <i>Gorge Lateral Caves (en.)</i> <i>Kingenrandhoehlen (gr.)</i>	
1.3	Cuevas de bloques fragmentados <i>Boulder fragment caves, Erosion Boulder Caves (en.)</i> <i>Blocktruemmerhoehlen, Erosionsueberdeckungshoehlen (gr.)</i>	
1.4	Cuevas estructurales <i>Structural Caves (en.)</i> <i>Tektonik gebundenehoehlen (gr.)</i>	
1.5	Tubos <i>Pipping Caves and Gully Erosion (en.)</i> <i>Pippinghoehlen (gr.)</i>	
1.6	Furnas (gz.), Cuevas de Costa <i>Coast Caves (en.)</i>	
2	Cavidades formadas por agua estancada <i>Caves formed by stagnat water (en.)</i>	
2.1	Oquedades y refugios en roca <i>Cavettos and Rock Shelters (en.)</i> <i>Hohlkehlen und Felsdaecher (gr.)</i>	
3	CAVIDADES QUE NO HAN SIDO FORMADAS POR LA ACCIÓN DIRECTA DEL AGUA <i>Caves not formed directly by water (en.)</i>	
3.1	Cavidades formadas por alteración química - física <i>Weathering caves, Tafone caves (en.)</i> <i>Auswitterungen (gr.)</i>	
3.1.1	Cuevas de oquedad única <i>Single Tafoni Caves (en.)</i>	
3.1.2	Cacheiras (gz.) <i>Tafone Weathered in Honeycomb Mode (en.)</i>	
3.1.3	Frentes socavados o extraplomados y formas llama <i>Over-sloped and flared slope walls (en.)</i>	
3.2	Cuevas formadas por bloques rotos <i>Rock Crack Caves (en.)</i> <i>Ausbueche (gr.)</i>	
3.3	Cuevas de bloques <i>Boulder Caves, Mass Displacement Caves (en.)</i> <i>Underbeckungshoehlen (gr.)</i>	
3.4	Fisuras <i>Fissure Caves (en.)</i> <i>Spaltenhoehlen (gr.)</i>	
3.4.1	Fisuras por corrimiento <i>Rock-slide fissure caves (en.)</i> <i>Abrisspalte (gr.)</i>	
3.4.2	Cuevas tectónicas <i>Tectonic caves (en.)</i>	
3.5	Cuevas formadas por acción del hielo y nieve <i>Ice Thrust Caves and Snow Thrust Caves (en.)</i> <i>Eis- und Schnees Schubhoehlen (gr.)</i>	
3.6	Cuevas asociadas a Tors <i>Woolsack Caves and Mattress Crack Caves (en.)</i> <i>Woolsack- und Matratzenfugenhoehlen (gr.)</i>	

Tabla 1. Resumen del Criterio de Clasificación de Cavidades Naturales del No-karst y Pseudo-karst Clasificadas Genéticamente.

2.2. Definiciones

Perfiles de encajamiento similares

Se entiende que dos perfiles de encajamiento son similares cuando presentan la misma transversal (sección media equivalente) y la misma profundidad de incisión vertical).

Profundidad de incisión

Se entiende por profundidad de incisión en el canal del encajamiento L_n/L_{n+1} , la diferencia de cotas entre el techo L_n y la base del canal L_{n+1} .

Espelotemas y mineralizaciones orgánicas

Estos fenómenos de concrecionamiento son procesos ligados al ciclo de pérdida y aportación de materia orgánica (compuestos carbonatados) al suelo. Cada etapa de este ciclo depende de factores externos que en mayor o menor grado van a repercutir en el tipo de concrecionamiento. La velocidad de aportes depende de la ventilación de la cavidad, temperatura, tipo de vegetación y de la alternancia y duración de los ciclos de humectación/deseccación de los depósitos. La principal pérdida de materia orgánica del suelo se realiza por transformación en anhídrido carbónico (CO_2) tanto por difusión directa en la atmósfera como por lavado en forma de ácido carbónico o bicarbonato.

En los suelos ácidos y en función de la acidez, la materia húmica del suelo se fracciona, formando un compuesto orgánico soluble que, por acción de las lluvias, es lavado desde la capa superficial. Este compuesto, caracterizado, frente a otras frac-

ciones de la materia húmica, por su solubilidad tanto en álcali como en ácido, es el que da origen al fenómeno de concrecionamiento orgánico.

El ácido fúlvico no es un compuesto químico puro. Su composición es variable y depende de algunas condiciones de fraccionamiento de la materia húmica, entre ellas el pH. Una de las propiedades de las fracciones del humus (en general ácidos húmicos) es su capacidad para retener cationes metálicos bivalentes como el cinc, calcio, manganeso, hierro ferroso, cobalto, níquel y cobre y trivalentes como el hierro férrico y aluminio, formando complejos orgánicos con estabilidad similar a la de un quelato. La coloración de las formaciones dependerá tanto de la pureza del precipitado como de la proporción existente entre los diversos cationes metálicos.

El análisis cualitativo de muestras de espelotemas del tipo denominado *Coral Roxo* en este trabajo, indican la ausencia de carbonatos, nitratos y fosfatos (determinación negativa de aniones). Se han identificado cationes $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ (alto) y Al^{+3} (bajo).

El agregado orgánico presente en las formaciones es amorfo y de fractura terrosa. Los concrecionamientos presentan en algunas cavidades alternancia de capas orgánicas e inorgánicas. Los niveles inorgánicos son agregados de silicatos aluminicos hidratados (alofanos). Estructuras similares, en las que se combinan silicatos de aluminio con fosfatos Al-Fe y sulfato de bario han sido descritas por (MELKA y CÍLEK 1982). También la combinación de fosfatos Al-Fe con minerales orgánicos y silicatos aluminicos (evansita-alofanopigotita) han sido descritas por (URBANI 2002) en cavidades venezolanas.

El elemento predominante en las concreciones de este sistema es el gour milimétrico (o *microgour*, *micro-rimstone dams*), aunque se han localizado conjuntos importantes de formaciones con gours decimétricos. Los gours se asocian por superposición formando, en función de la pendiente de la roca base, coladas de microgours o conjuntos de gours superpuestos. El microgour cubre la superficie de todas los demás tipos de formaciones: estalactitas, estalagmitas, columnas, colgaduras, órgano (llamado así

por similitud con los tubos de órganos catedralíceos) y bandas (fotografía 1).

Espeleotemas inorgánicos de sílice

El estudio de la composición mineralógica de estas concreciones se realizó sobre muestras de estalactitas ramificadas fractaloidemente, tomadas en el Paso das Oias en el sistema de O Folón. Se han aplicado técnicas de difracción de Rayos X sobre las muestras pulverizadas. Los minerales identificados en la muestra son la sílice y la moscovita.



Fotografía 1. Espeleotemas orgánicos próximos a la Sala da Burbulla en las proximidades del encajonamiento L L3/L4 que canaliza el curso actual hasta la cascada. Los espeleotemas se encuentran en un aporte secundario de agua. Presentan la superficie "erosionada" debido a las crecidas que inundan la sala durante el invierno (zona sifonable).

3. CARACTERIZACION DE LOS SISTEMAS DE BLOQUES FRAGMENTADOS

Los sistemas de bloques fragmentados del afloramiento granítico Vigo - Tui, se caracterizan por los siguientes rasgos:

a. Los sistemas se han generado como consecuencia del encajamiento fluvial de un curso de agua. Este curso de agua lo denominaremos curso primogenético o primogénico, con el sentido de primer agente espeleogénico.

b. En los casos estudiados, el curso de agua atraviesa un escalonamiento de bloques definidos por discontinuidades (fracturas, fallas, diaclasas) del esquema mesozoico (IGME 1981a y b).

c. En algunos sistemas el encajamiento fluvial primario estaría favorecido localmente por la presencia de una falla de dirección coincidente con el esquema tardihercínico (IGME 1981 a y b). En estos casos el curso puede presentar un encajamiento policíclico que se adapta a las direcciones de la red de fracturas. (IGME 1981a y b). Estos sistemas de bloques fragmentados y erosionados constituyen el grupo de los sistemas estructurales. En algunos sistemas como O Folón y A Cunchosa el curso fluvial llega a encajarse a favor de las fracturas que originaron el escalonamiento de bloques que promovió el comportamiento torrencial del curso inicial.

d. Cuando no exista fracturación alteración según la fracturación que facilite el encajamiento fluvial, el curso de agua mantiene una circulación predominantemente superficial, con algunos tramos subterráneos situados a escasa profundidad. Los sistemas de cavidades se originan por la combinación de los derrumbes de

bloques centrales y laterales provocados por la erosión remontante y lateral en planos de fracturación subverticales y subhorizontales, la alteración de la roca y el lavado y remoción de los materiales disgregados. En alguno de los casos, el derrumbe lateral se produce a favor de los planos de foliación por deslizamiento de la estructura de lajas hacia el valle. Las estructuras residuales laterales y centrales, en conjunto, constituyen los sistemas de bloques fragmentados y movilizados.

e. Se han observado cuevas laterales (*Gorge Lateral Caves (en.)*; *Kingenrand-boehlen (gr.)*) originadas a favor de fracturas transversales al curso fluvial. En algunos casos las discontinuidades asociadas a estas cuevas pueden originar canales laterales que actúan como captadores del agua de escorrentía superficial o proveniente de otros aportes secundarios. En el caso de que produzca esta captación, la fisura o cueva lateral puede iniciar también su propia evolución como consecuencia de la combinación de la acción erosiva del aporte secundario y de la alteración de la roca. Aparecen así pequeños subsistemas de bloques (sean clasificables como estructurales o no). Conviene destacar que la acción erosiva del curso inicial alterará el nivel de base del aporte secundario canalizado en la fractura, por lo que este curso transversal se mantendrá en evolución continua. Ejemplos de la captación de un aporte secundario en una fractura subvertical lateral, se encuentran en el sistema de Cobreiras y en A Chousa. De este último se conserva mayoritariamente el subsistema lateral. Ejemplos de captación de un aporte secundario en una fractura de plano subhorizontal pueden observarse en A Porteliña y en O Folón.

f. La presencia de una estructura de lajas, el deslizamiento de bloques en la ladera provoca una acumulación de bloques y cavidades con galerías de progresión paralela al frente de deslizamiento y avance ascendente paralelo a la ladera, mientras que las cavidades asociadas a la acumulación de bloques centrales, mantienen una progresión escalonada y condicionada a la estructura del curso de aguas y el asentamiento de los bloques residuales.

g. Exceptuando el sistema de O Folón (sistema estructural), los sistemas de bloques fragmentados no conservan formas de erosión fluvial importantes. Existen sin embargo depósitos de cantos rodados generalmente de escasa potencia en O Folón, Cobreiras y A Cunchosa.

h. Se han localizado formas menores en casi todos los sistemas estructurales. Generalmente son estructuras simples de oquedad única subhorizontal, formas llama o frentes extraplomados. Solamente se han localizado estructuras tafone complejas (cacholas) en el sistema de A Chousa y O Folón. Destacar la localización de un bloque en forma de seta (*mushroom rocks*, *stone trees* (en.); *Pilzfelsen* (gr.), términos recogidos en el sistema de Cobreiras.

i. Los sistemas estructurales y de bloques fragmentados presentan por lo general dos zonas diferenciadas: Una zona asociada al curso fluvial dónde predominan los efectos de la erosión sobre la alteración de la roca y una segunda dónde la cavidad evoluciona básicamente por alteración degradando incluso las superficies y formas de erosión. Hay sistemas como A Chousa y A Raís, dónde el curso fluvial, por encajamiento y desplazamiento, ha abandonado completamente la circulación

subterránea. También se ha observado que en muchos sistemas, incluso estructurales, los efectos de la alteración de la roca han borrado las huellas de erosión incluso en las proximidades de los canales de circulación actuales.

j. Todos los sistemas estudiados son posteriores a la formación de la roca en la que se emplazan y a la definición de los esquemas de fracturación que siguen.

4. EL SISTEMA DE O FOLÓN

4.1. Consideraciones generales

El sistema de O Folón es una cavidad estructural asociada a una fractura con desplazamiento cuyo plano de falla se adapta a la dirección N170°E coincidente con las direcciones de los desgarres tardihercínicos en el área. La cavidad se ha desarrollado en granito de feldespatos alcalinos con intrusiones de leucogranitos y granitos moscovíticos (IGME, 1982b).

Este sistema canaliza el río de A Rega a su paso por la población de Fragoselo, Coruxo, Vigo. Este río a su paso por el encañonamiento de O Folón presenta una estructura de curso policíclico con desplazamientos y encajamientos sucesivos del curso de aguas, lo que permite observar tramos de curso abandonado, colgados en diversas cotas a lo largo del sistema.

Los desplazamientos y encajamientos se producen a favor de fracturas subverticales. Internamente el sistema progresa siguiendo la intersección de fracturas de direcciones aproximadas N30°E (con buzamiento 70° - N60°W), N60°E, N60°W y N160°E. Los cambios de dirección y de sección importantes están rela-

cionados con la intersección de discontinuidades adaptadas a estas direcciones. Se ha observado una foliación subvertical en el curso inferior del sistema en la zona de Pozos Xemelgos. La estructura de la cavidad en esta zona parece adaptarse a estos planos.

La topografía actual permite estimar un trazado lineal del sistema de aproximadamente 169 m, con un desnivel total entre la zona de absorción y la cota mínima de 30 m. Hasta la fecha se han topografiado un total de 425 m de galerías. Destacar la presencia de varias zonas sifonantes de alto riesgo, vinculadas principalmente al encajamiento L_3/L_4 .

Con el objeto de determinar la evolución de la estructura del sistema, se han estudiado las relaciones entre los tramos de curso colgados a lo largo del encajamiento subterráneo y superficial del Río da Rega, entre el lugar de Muiño do Tío Lourenzo y el puente de Fragoselo.

La evaluación de los perfiles transversales del valle y cañón fluvial, así como la correlación entre estructuras similares situadas en cotas relativamente próximas a lo largo del cañón permiten determinar la sucesión de perfiles longitudinales seguida por este curso fluvial. Además, el análisis de los perfiles transversales del valle y sus encajamientos aguas arriba del sistema de cavidades permite determinar perfiles para el curso inicial previo a la formación de la estructura subterránea.

La evaluación conjunta de los perfiles longitudinales de este curso primogenético y de las estructuras subterráneas y superficiales residuales que delimitan los cursos desplazados y colgados, han permitido establecer una sucesión de perfiles longitudinales que se corresponderían con

las distintas etapas del modelado endokárstico. Los modelados endo y exokársticos serían singenéticos al desplazamiento y encajamiento del curso fluvial.

La correlación entre los tramos colgados del curso policíclico se ha establecido en base a la profundidad de la incisión del canal en cada etapa de encajamiento y a la similitud de perfiles transversales. Los diagramas de correlación entre las potencias de incisión se han incluido en la lámina 3 y se resumen en la tabla 2.

Tomando como base la cartografía general del sistema se ha elaborado una topografía en planta y alzado detallando los rasgos morfo-estructurales observados (láminas 3 y 4), así como la secuencia de perfiles de encajamiento. Esta secuencia se ha basado en el principio de superposición.

Se han señalado los siguientes rasgos:

a. *Curso de aguas y encajamientos fluviales reconocibles*: Sobre la cartografía general de la planta se han señalado los límites de los encajamientos fluviales reconocibles. Combinando la topografía de planta/alzado general del sistema se han determinado las cotas y relaciones aproximadas entre los límites de los encajamientos. Se han estimado también las curvas de nivel calculadas para las zonas de cavidad con curso difuso (bien en la actualidad, bien durante alguna de las etapas anteriores). Sobre la topografía final se han situado las formas de erosión principales, así como el curso de agua actual. Los límites de las galerías del sistema se han marcado con dos grosores diferentes para discriminar los límites difusos de las galerías (fino), de los labios continuos (grueso).

b. *Perfiles longitudinales del curso de aguas*: Sobre la cartografía general del alza-

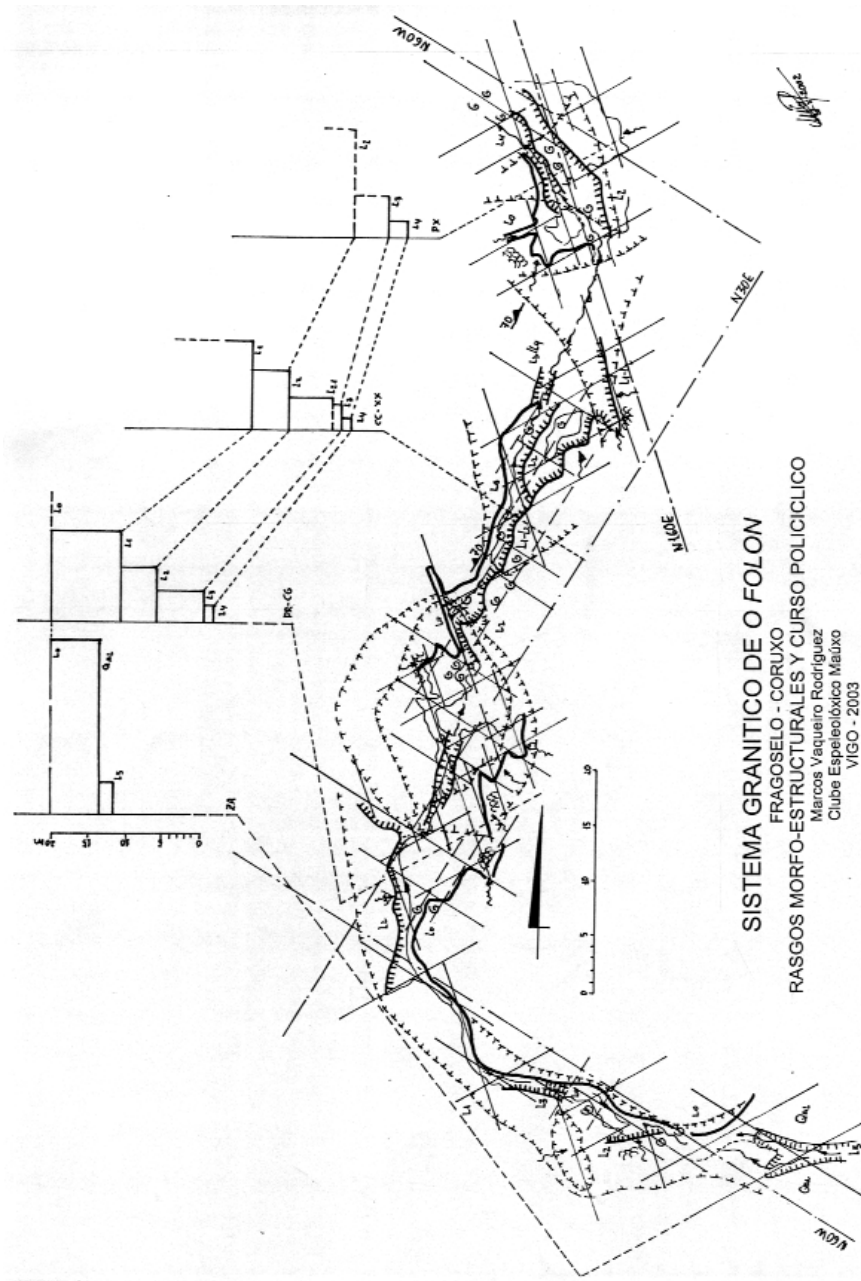


Lámina 3. Sistema granítico de O Folón. Rasgos morfo-estructurales y curso policíclico. Detalle de rasgos morfo-estructurales observados, así como de la secuencia y correlación de perfiles de encajonamiento. Incluye un diagrama de encajonamientos (potencia y sección) para los cursos I0, I1, I2, I3, I4, QAL y I5 en distintas zonas del sistema.

do se han superpuesto los perfiles longitudinales del río da Rega en su paso por O Folón, correspondientes a los ciclos sucesivos de erosión y encajamiento. Los escalones de cada perfil se han establecido en base a los límites determinados sobre la topografía para cada uno de los encajamientos fluviales.

c. *Rasgos geomorfológicos internos*: Detalle de las fracturas principales sobre la cartografía general en planta. Se indican las direcciones de fractura principales, secundarias y supuestas en cada zona, los buzamientos observados, las formas de erosión actuales o degeneradas, los aportes secundarios de agua y las zonas de concrecionamiento.

d. *Rasgos geomorfológicos externos y curso de aguas*: Se indican la situación del curso de aguas superficial y subterráneo, los límites estimados para los hundimientos observados externamente (los límites de los hundimientos tipo dolina han sido cartografiados externamente).

4.2. Descripción del sistema

En el presente capítulo se realiza un descenso del curso fluvial actual del sistema de O Folón (L_4) describiendo y destacando los rasgos morfológicos y estructurales, así como otros rasgos del modelado endokárstico.

4.2.1. Zona de absorción (*absorption area*): ZA

La Zona de Absorción es el área pantanosa dónde el río da Rega es canalizado al interior del sistema. Esta zona está formada, en su techo por limos arenosos y aluviones cuaternarios. Los niveles visibles de la base del depósito están formados por bloques graníticos de tamaño variable

Se han localizado puntos concretos de absorción de aguas, originando estructuras sedimentarias en los limos y depósitos orgánicos, con morfologías típicas de cavidades en materiales blandos (*piping* y

Encajamiento	<i>Cova Grande</i> (ZA-CG o PR-CG)	<i>Xan Xebas</i> (CC-XX)	Absorción (ZA)
L_0 / L_1	8 m		
L_1 / L_2	5 m	4 m	
L_2 / L_3	7 m	7,5 m	
L_3 / L_4	0,5 m	0,5 – 1 m	
L_1 / Q_{AL}			1,5
Q_{AL} / L_5			0,9

Tabla 2. Correlación entre las potencias de incisión y los tramos colgados del curso policíclico de A Rega en el sistema de O Folón.

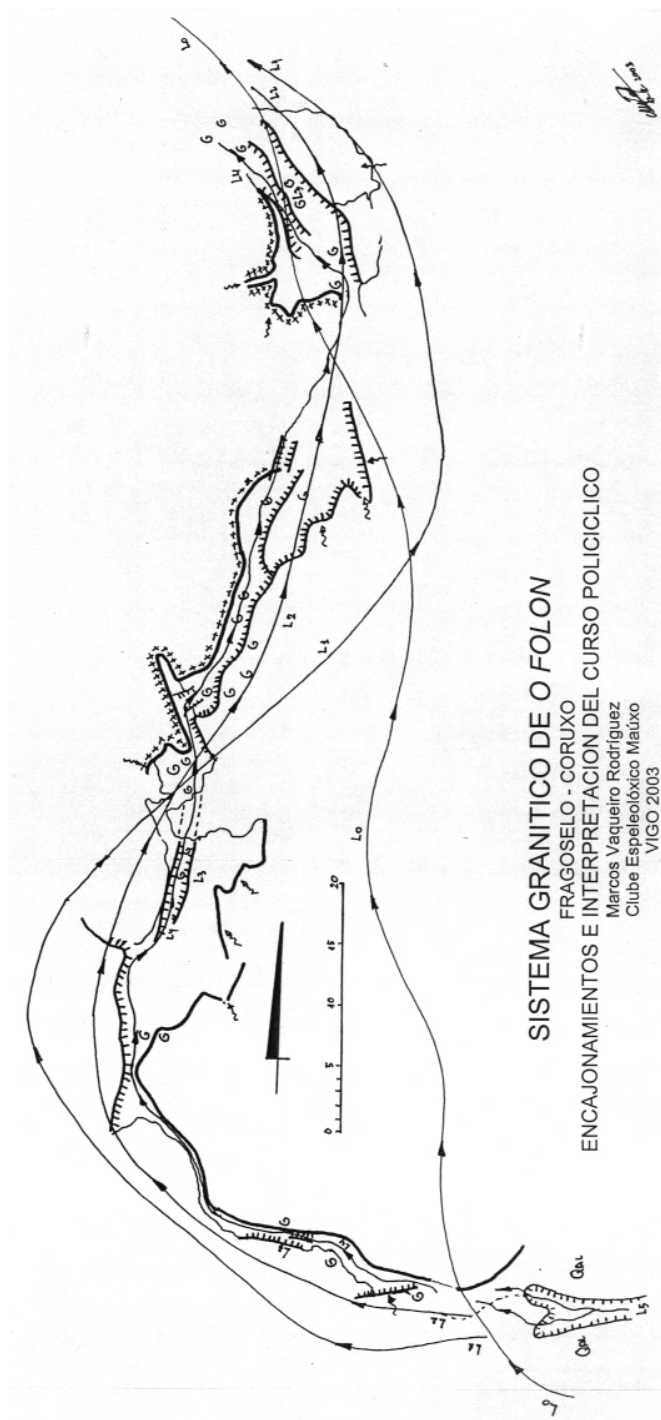


Lámina 4. Sistema granítico de O Folón. Encajonamientos e interpretación del curso policíclico. Detalle de rasgos morfo-estructurales observados, así como de la secuencia y correlación de perfiles de encajonamiento.

gully erosion (en.); *tunnelerosion* (gr.)). En la topografía se han indicado los puntos concretos de absorción identificados entre 1992 y 2002.

A pesar de la existencia de estos "puntos concretos de absorción", la estructura de bloques de la zona origina una absorción difusa en la zona del pantano.

4.2.2. Pozo da Rá: PR

Este pozo permite alcanzar el curso de aguas subterráneo en las proximidades de la Zona de Absorción. La boca del pozo constituye la cota cero del sistema y se localiza en el margen derecho del río entre los bloques que formaron el lecho (superficial) de un canal de circulación del río en la superficie.

Este canal, originado en las primeras fases del encajamiento L_0/L_1 , actúa de aliviadero para el pantano, cuando la absorción no es capaz de drenar suficiente caudal del río. Este canal tiene varios pozos de drenaje intermedio que canalizan las aguas directamente hacia Cova Grande.

El pozo desciende hasta un primer nivel situado a -3.5 m. Las galerías laterales permiten alcanzar el curso de aguas destrepando varios bloques hasta los -8 m aproximadamente. Una de las salas del nivel -3.5 converge ascendentemente, con una pendiente media de 20°, hacia la dolina y aliviadero situado en las proximidades del pozo de entrada.

Este pozo actúa también como drenaje de la absorción durante las crecidas y aunque la zona está prácticamente inundada en invierno, se han localizado depósitos de concreciones orgánicas en la cota -6 m. Las mineralizaciones se localizaron en 1994 y

se han revisado en agosto de 2002 sin poderse apreciar cambios o alteraciones en el conjunto: Los elementos más destacables del conjunto de espeleotemas de Pozo da Rá son de composición orgánica. Los *microgours* superficiales mantienen los rebordes erosionados aunque se reconoce la morfología original.

El curso de aguas se alcanza a través de un resalte abierto formado entre unos bloques y un conjunto de marmitas telescópicas o sobreencajadas situadas sobre la roca base horadada por el río subterráneo.

El conjunto de "pozo-absorción-caos de bloques" parece asociado a la intersección de fracturas de direcciones N60°W y N60°E.

El curso de aguas evoluciona siguiendo la dirección aproximada N60°W. El fondo del curso de aguas es arenoso, sin que se pueda apreciar la roca base salvo en algunos resaltes y encajamientos (asimilados según las zonas con L_2/L_4 y L_3/L_4). La galería mantiene un ancho medio de 1 m, si bien llega a estrecharse hasta los 40 cm. En algunos puntos, zonas señaladas como sifonantes en la topografía, la altura de la galería llega a reducirse hasta los 35 cm. En los laterales se aprecian formas erosivas tipo marmitas y marmitas degradadas.

Apenas se aprecian cantos rodados en el curso actual. El fondo arenoso cubre el total del ancho de la galería. El nivel mínimo de agua en verano mantiene cubierto todo el ancho de la galería por lo que no se aprecia erosión diferencial en los depósitos arenosos del curso de aguas.

La galería de este tramo del curso subterráneo, aparentemente circunvala el macizo por su cara SSW. Se alcanza Cova Grande en la cota -14 m, en una intersección con el eje de dirección aproximada N30°E.

4.2.3. Cova Grande: CG

Esta cavidad se sitúa en los límites de la Depresión Central (*swallowhole area*). La boca de la cavidad abre hacia esta depresión. La cota absoluta de la boca es de -5 m.

En la estructura de Cova Grande destacan los siguientes elementos:

a. La bóveda tiene una altura media de 6 metros. Las paredes son continuas y pulidas por la erosión fluvial. La pared E de la galería presenta restos de marmitas degeneradas. Estas marmitas se degradaron por la erosión remontante que abre Cova Grande. Originalmente alcanzaron los niveles de los pozos de drenaje (*collector shaft*) y aliviaderos del canal de circulación superficial de aguas. Uno de estos aliviaderos es Pozo Bernardiño. En los niveles superiores del Pozo se han localizado niveles de roca muy alterada.

b. La galería que comunica el curso de aguas con la boca exterior mantiene el eje original N60°W del curso fluvial desde Pozo da Rá. La galería de entrada a Cova Grande está formada por paredes continuas en el lateral izquierdo (sentido ascendente) y por bloques "suelos" en el lateral que da contra la depresión. Las galerías secundarias que permiten acceder a Niño de Cuco, mantienen aproximadamente también la dirección N60°W y serían bloques basculados gravitacionalmente al N hacia la depresión.

c. Cova Grande termina en la sala llamada Niño do Cuco. Esta sala tiene la pared E formada por roca continua. Se puede escalar hacia Pozo Bernardiño subiendo sobre los bloques basculados de Cova Grande. Uno de los bloques sostiene un depósito formado por lodos húmicos y

abundantes fragmentos de materiales alóctonos entre los que se ha identificado cuarzo y esquistos. El depósito forma una colada de unos 2,5 m.

d. Los espeleotemas orgánicos localizados en esta cavidad están vinculados siempre a paredes "continuas", próximos a los aportes de agua y pequeños manantiales que afloran en la cavidad asociados a discontinuidades subhorizontales de la roca. Los concrecionamientos que se forman son principalmente agregados húmicos que dan lugar a coladas de microgours superpuestos.

e. Cova Grande está constituido básicamente por el encajamiento L₂/L₃ (fotografía 2). Los bloques que conforman las galerías ascendentes hacia la depresión solamente presentan superficie erosionada en las cotas más bajas lo que indicaría que el basculamiento de los bloques hacia la depresión sería post L₂, coincidiendo posiblemente en las últimas fases del tránsito L₂/L₃.

4.2.4. Depresión Central (*swallowhole area*)

En esta zona el curso de aguas es relativamente plano. Apenas hay variaciones de cota en el curso subterráneo. Los mayores accidentes están provocados por pequeños represamientos, sifones y zonas sifonantes.

Externamente está caracterizada por la presencia de una gran dolina. Los bloques graníticos que forman el sistema tienen un tamaño medio menor que en otras zonas, lo que indica una mayor compactación de la estructura. La zona E está acotada subterráneamente por una pared granítica continua. En la zona NW se alzan en el

exterior formas dómicas cuya base hace de muro entre la dolina y el cañón exterior del río que se abre hacia el N.

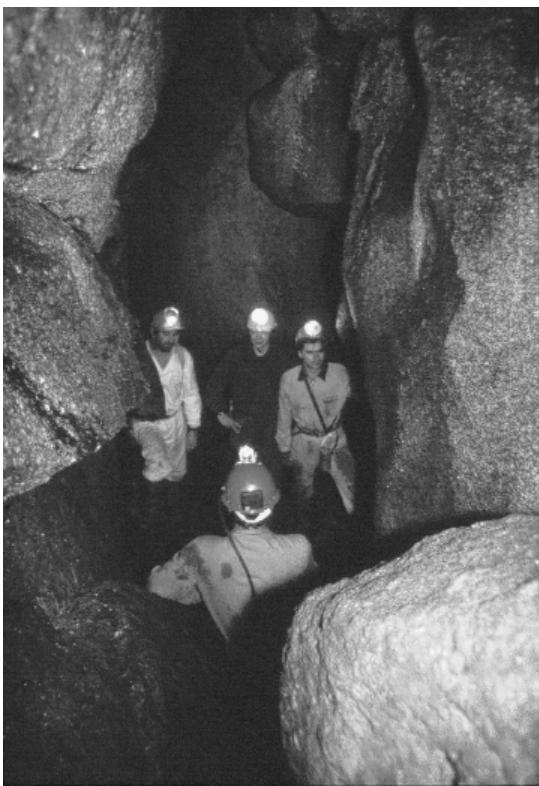
Hacia la intersección de Pozo Cabrón, abundan las marmitas. Muchas se encuentran en el curso de agua actual, sumergidas permanentemente, por tanto activas.

La dispersión y compactación de los bloques que conforman la depresión no permite observar encajamientos modernos o antiguos. Solamente se han apreciado algunas marmitas degradadas y que se han asimilado a L_3/L_4 . Se considera que la disgregación en bloques de este tramo intermedio sería debido a la presencia de una zona con una alta densidad de discontinuidades.

La proyección en planta de las galerías de la depresión permiten intuir una sucesión de numerosas discontinuidades paralelas de eje $N60^\circ E$ distribuidas asimétricamente con distancias medias de 5 m. La red de fracturación local podría ser la formada por los ejes de dirección $N160^\circ E$, $N60^\circ E$ (alineación de bloques en el sifón central), $N60^\circ W$ y $N30^\circ E$.

Asociados al endokarst de esta gran dolina caben destacar los siguientes elementos:

a. Cova de Coral Roxo: Pequeña cavidad que destaca por los espeleotemas orgánicos (se han medido potencias de concrecionamiento de más de 120 mm) y por la presencia de estalactitas inorgánicas (*mond-*



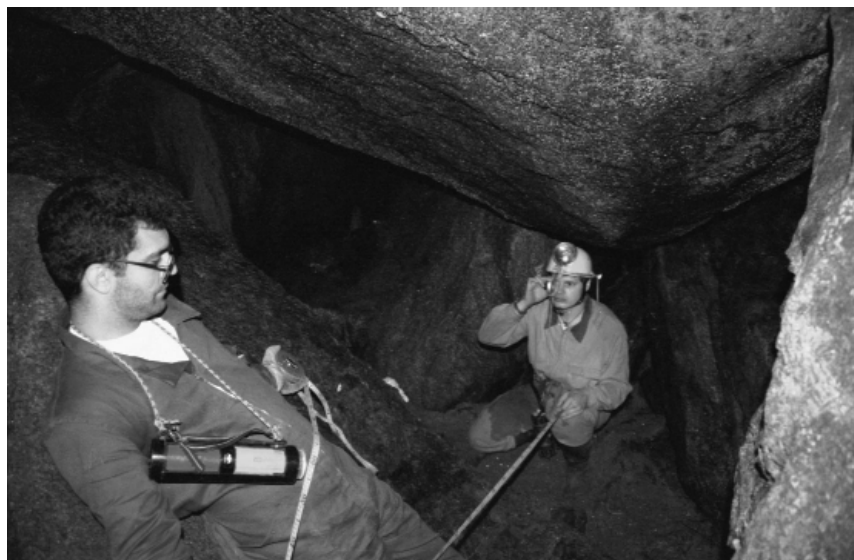
Fotografía 2. Sala principal de “Cova Grande”, formada por el encajonamiento $L_2/L_3 - L_1/L_3$. Fotografía tomada desde el colapso que genera el inicio de la zona sifonable del curso Pozo da Rá – Cova Grande. El colapso se genera por la intersección de discontinuidades $N60^\circ E - N60^\circ W - N160^\circ E$. El tramo fotografiado progresa en $N30^\circ E - N^\circ 160^\circ E$.

milch tipo A Porteliña, formado por minerales arcillosos: alofano). Desatacan también los conjuntos de "huevos húmicos", formas de erosión similares a las conocidas como *clay balls*. Algunas de las galerías ascendentes y chimeneas de esta cavidad terminan en depósitos húmicos que colmatan total o parcialmente los pasos.

b. Cova da Cascada (fotografía 3): Esta cavidad comunica con el curso de aguas en tres puntos del sistema: Burbulla, Pozo Cabrón y Xebas (Mirador da Cascada). La cavidad es un caos de bloques asociado a la intersección de dos fracturas de direcciones N160°E y N30°E. Ambas fracturas han canalizado el curso de aguas provocan-

do dos saltos de agua importantes, con direcciones diferentes. Destaca el recorrido de Pozo Cabrón, pozo que se inicia en la cota -12 m y que comunica la depresión con el curso de aguas de Xebas a -23 m, tras descender primero una cavidad lateral formada a favor de N160°E y a continuación una cascada encajonada (encajamientos L₃/L₄) de unos 5 m de altura, formada a favor de N30°E. La boca de este pozo enlaza con la parte superior de la cascada a través de dos resaltes encadenados de 2 y 4,7 m respectivamente.

c. Las huellas de actividades antrópicas trogloditas desde el IVº milenio AC (siendo cautos) hasta nuestros días. La localiza-



Fotografía 3. Topografiando el paso de enlace Cova da Cascada – Pozo Cabrón. La galería progresa entre los bloques residuales situados sobre L2/L3-L21/L3 y que asientan sobre el plano subhorizontal que ha generado L21.

ción de algunos materiales arqueológicos "bien colocados" en algunas galerías prácticamente inaccesibles de la depresión sería un indicativo de que el colapso del sistema que originó la dolina central se produciría en una época relativamente moderna. No se descarta que la evolución del sistema, además de depender de factores exógenos, estuviese relacionada con factores tectónicos (factores endógenos) relativamente modernos y que hubiesen afectado en mayor o menor grado a la red de fracturas o al asentamiento de grandes bloques. Son conocidos, por ejemplo, en la zona terremotos importantes en los años 450, 1279, 1355, 1366, 1725 (AVILA & LA CUEVA 1956). Existen algunas leyendas locales sobre el derrumbe estruendoso de un "outeiro" (Os Penedos da Moura, Fragoselo) próximo al sistema de O Folón. Los materiales arqueológicos de O Folón se han localizado dispersos y "colgados" en las galerías y pozos a distintas alturas.

d. El estancamiento de las aguas y la difusión del curso en la Burbulla y galerías convergentes es debido a la presencia de un cuello de botella formada a favor de la discontinuidad de dirección N160°E que origina el Pozo Cabrón. Esta fractura canaliza el río desde la sala Burbulla hasta la parte superior de la cascada, entre paredes continuas formadas principalmente por el encajamiento L_2/L_3 que conforma la base del Laberinto de Xan Xebas y por la base de las formas dómicas exteriores (paramentos de L_0) hacia el W.

e. Los espeleotemas orgánicos se encuentran vinculados principalmente a paredes "continuas" (no se originan grandes concrecionamientos sobre bloques sueltos) sobre las que circula o cae agua. Algunos

de los aportes son pequeños manantiales que afloran en la cavidad asociados a discontinuidades predominantemente subhorizontales. Estos agregados dan lugar a coladas de microgours superpuestas, a formas colgantes degradadas tipo "medusa" y "tubos de órganos". Destacar la localización de materiales arqueológicos afectados por los concrecionamientos.

4.2.5. Xan Xebas: XX

Se llega a esta cavidad tras descender la cascada desde Pozo Cabrón.

La parte inferior de la cascada, la Bañera, tiene un ancho medio de 3 m. El frente de la cascada es una pared granítica de unos 60° de pendiente y una boca de más de 1,5 m de ancho, con diferentes "ventanas", situadas en una misma cota y formadas a favor de una discontinuidad de plano horizontal. Esta estructura se justificaría por la circulación de un curso a modo de tubo de presión, siguiendo esa discontinuidad subhorizontal. La reducción del caudal de agua provocaría una re canalización y concentración del curso en sus cotas locales más bajas y que por lo general coincidirían con las zonas de fracturación más erosionadas. El encajamiento es consecuencia de una erosión remontante siguiendo el plano subvertical de la fractura base que origina X.Xebas. Este encajamiento buza unos 70° - N60°W (estimación sobre fotografía).

La cota de la Bañera de la Cascada es de -23 m. La salida de la Bañera se hace, a nivel de curso de aguas, a través del llamado Paso das Oias (fotografía 4). El río atraviesa un pequeño colapso de la cavidad y vuelve a ser visible en la zona de El

Pasamanos. El río desaparece en una zona sifonada en la cota -25m, encajonándose posiblemente a favor de N30°E.

La pared NNW de esta galería es continua en toda su altura hasta la superficie. Se supone incluso que forma base de alguno de las paredes exteriores del cañón exterior, incluyendo niveles de L₀ y anteriores. La pared E se fragmenta en bloques progresivamente desde la cascada (Cova da Cascada) hasta el Arenal. En esta pared se han localizado marmitas en cotas de hasta 5 m sobre el curso de agua actual y que se situarían sobre los niveles L₁ y L₂ coincidiendo en cota sobre el plano de la discontinuidad subhorizontal que determina el nivel de base de Pozo Cabrón y la Depresión Central. La desmembración en bloques de esta pared se observa en el deslizamiento a favor de N30°E (?) de los bloques que forman las marmitas siguiendo

discontinuidades subhorizontales con buzamiento al N.

Existe una galería situada a una altura de unos 4 m sobre el Paso das Oias, formada por bloques graníticos colgados. En esta galería se aprecian también marmitas degradadas.

Se han localizado conjuntos de concrecionamientos orgánicos importantes en los bloques continuos de Xan Xebas, en la pared E del Arenal, zona en la que se produce la intersección de las dos direcciones de fractura que Xebas de Xemelgos. Nuevamente los concrecionamientos se apoyan sobre paredes continuas como consecuencia de aportes de agua que surgen según discontinuidades subhorizontales. También se han localizado pequeños concrecionamientos asociados a discontinuidades en las paredes de la Bañera en cotas superiores a los 2 m.



Fotografía 4. "Paso das Oias": Marmitas en L₃/L₄ , en el curso fluvial actual de X.Xebas. El curso progresa en N30°E.

Existen algunas cavidades intermedias con boca próxima a Xelmelgos que convergen a Xan Xebas en esta misma cota. Uno de los ejemplos más interesantes es Pozo Morto, cavidad que progresa en una fractura de plano principal N160°E con pared al E continua. Esta pared marca el otro límite del cañón exterior.

El fondo de la Bañera está formado por arena de grano medio. El resto del curso de agua tiene un fondo recubierto por detríticos gruesos abundando los cantos rodados de granito.

Destaca el depósito detrítico del Arenal cuyas dimensiones varían con cadencia anual, (en función de las crecidas). La arena se encuentra retenida por los bloques colapsados en la salida del río subterráneo hacia Xelmelgos. Existen en esta sala varios aliviaderos parcialmente colmatados. En épocas de avenidas continuas el depósito puede llegar a ser removido totalmente por lavado y arrastre.

En los niveles superiores de Xan Xebas hay varias galerías y cavidades como son Laberinto I, Laberinto II y El Ermitaño que no han sido topografiadas hasta la fecha. El Laberinto II desciende desde la superficie hasta el Paso das Oias, siguiendo el caos de bloques y lajas acumulado en la fractura N30°E vertical con buzamiento 70° - N60°W. La galería está formada por la pared W del cañón y los bloques disgregados de Xan Xebas. La cavidad del Ermitaño presenta forma tipo tafone. En su interior se aprecian direcciones de fractura en los bloques coincidentes con las observadas en Pozo Cabrón. Esta pequeña cavidad se sitúa aproximadamente por encima del techo de la sala de la cascada.

La boca de Xan.Xebas se alcanza ascendiendo varios resaltes encadenados situados por encima del Arenal. El primer resalte de 3 m nos lleva al nivel del Pasamanos (fotografía 5), techo local del encajamiento L₂/L₃. El segundo resalte, se correspondería con los límites del encajamiento L₁/L₂, tiene una altura desde el arenal de 5 metros (fotografía 6).

Aproximadamente en la cota -16 m podemos acceder al Laberinto I, estructura de bloques construida sobre L₁. Es un área formada por un caos de bloques muy compacto, en el que también se pueden apreciar varias direcciones de fracturación del sistema, predominando N60°E y N160°E. La boca exterior se alcanza ascendiendo un resalte de 3,6 metros y nos sitúa aproximadamente en la cota -13 m del sistema.

Destacar finalmente la presencia de concrecionamientos inorgánicos, similares a los espeleotemas de sílice-moscovita localizados en el sistema de A Porteliña.

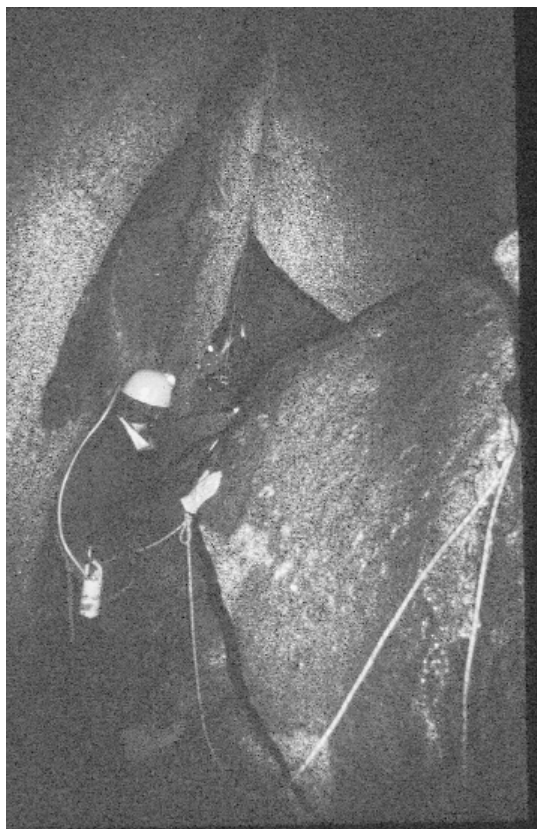
4.2.6. Xelmelgos: PX

Al N de la boca de X.Xebas se encuentra un resalte exterior formado por varias lajas y bloques graníticos. En su base se abre una pequeña gatera de unos 4 m de longitud y que avanza en dirección N60°E. La galería termina en un bloque colgado que taponan los llamados Pozos Xelmelgos, dos pozos paralelos situados en una zona de fracturación de ejes N160°E (el eje principal del curso de aguas en esta zona) y N60°E. En la pared W del cañón se aprecia una foliación subvertical con buzamiento variable en todo el ancho del cañón, pero que en esta zona de pared continua se aproximaría a los 70° - N60°W.

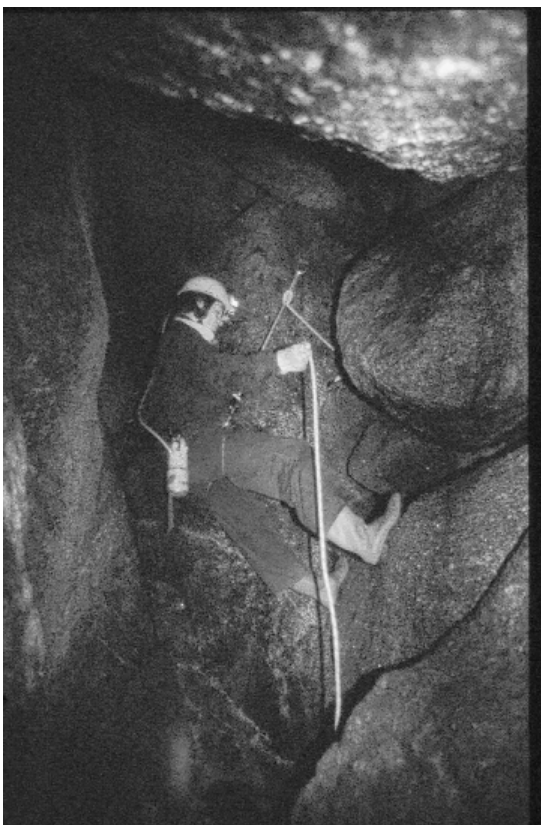
La boca del pozo se sitúa en la cota -20 m. El curso de agua se alcanza en la cota -27 m.

El curso de aguas se unifica pero luego se dispersa al entrar en Xemelgos lo que se justifica por el aplanamiento del suelo de la cavidad. El curso de agua se encaja levemente en el salón principal. En sus laterales se pueden ver pequeñas marmittas telescópicas o sobreencajadas y depósitos de cantos rodados. Se aprecian alineaciones de bloques al E. El curso de aguas se sifona en la cota -30 m aproximadamente. En 1994 se alcanzó el exterior próximo a la surgencia siguiendo esta zona normalmente sifonada.

En los pozos se han observado ejemplares de Salamandrita Rabilarga (*Chioglosa lusitanica*), viviendo en los concrecionamientos orgánicos que se forman sobre las paredes del pozo. Existen varios depósitos detríticos formados mayoritariamente por arena y limos, en los que abunda la mica moscovita. Estos depósitos forman pequeños bancos laterales en cotas de hasta 2 metros sobre el curso fluvial. Se aprecian varios aportes de agua en el lateral E del cañón. La zona exterior de Xemelgos no ha sido topografiada, por lo que no aparece reflejado en la cartografía.



Fotografía 5. "El Pasamanos": Pasamanos sobre L2/L3 próximo al sifón L3/L4 del Arenal de X.Xebas. El borde de L2 presenta varias formas de erosión centimétricas. Los límites de L2/L3 y L3/L4 avanzan siguiendo el eje principal de N30°E, mientras que L1/L2 avanza a favor de N60°E-N160°E.



Fotografía 6. Descenso desde L1 hacia L2 (proximidades de "El Pasamanos") ó L3 en el Arenal de X. Xebas. Los bloques caídos de L1/L2 han apoyado en la base de L0 en un cambio de dirección N30°E – N60°W.

Destacar una pendiente ascendente (opuesta al curso actual descendente) en la que abundan las marmitas telescópicas o sobreencajadas.

4.3. Descripción del curso policíclico de *A Rega*

La evolución del sistema está relacionada con la circulación de un curso de agua superficial, un curso de aguas primogénético, que iniciaría la erosión remontante y diferencial a favor del plano de buzamiento de las fracturas principales.

4.3.1. Encajamiento inicial del curso L₀

El encajamiento del curso L₀ constituiría la primera etapa de modelado endokárstico. La incisión que forma el canal con fondo en L₁ entre la meseta aluvial en la zona de absorción y los niveles superiores de Cova Grande (Pozo Bernardiño) indica una circulación de un curso cada vez más concentrado.

Puede observarse el encajamiento de L₀ en ambos labios del cañón remontando el curso fluvial a lo largo de la de los depósitos aluviales de la zona de absorción.

4.3.2. Encajamientos fluviales en *Pozo da Rá - Cova Grande (PR-CG)*

Este encajamiento se originaría por erosión diferencial del fondo del curso L_1 a favor de fracturas con plano de buzamiento subvertical. La zona "amesetada" situada por encima de Cova Grande formaría parte del fondo de este curso fluvial.

El encajamiento que forma Cova Grande, coincide en cota (aproximadamente) con el encajamiento terminal del curso de aguas de Pozo da Rá formado por varias marmitas degradadas.

El techo de este encajamiento se ha denominado L_2 . Esta incisión en canal presenta un encajamiento difuso entre Pozo da Rá y Cova Grande y sería consecuencia del colapso por disgregación de la meseta residual L_1/L_2 , debido a una fuerte erosión (remontante) a favor de la red de diaclasado. Esto indicaría una etapa de circulación fluvial de alto poder erosivo que podría ocupar o invadir parte del antiguo curso L_1 con posterioridad a la formación de su encajamiento en Cova Grande. La existencia de un salto de agua en retroceso durante una etapa pluvio-torrencial justificaría esta estructura.

Entre 1992 y 2002, se han observado numerosas invasiones de niveles antiguos durante crecidas del curso da Rega. En estas invasiones el curso L_4 llega a circular hasta en el nivel L_1 . Estas invasiones aperiódicas justifican la ausencia de estructuras sedimentarias estables. Los únicos depósitos sedimentarios son aluviales recientes.

Este encajamiento, a medida que retrocede, destruye los techos del curso L_1 y L_2 formando el caos del actual canal de alivio

exterior. Solamente en etapas de grandes avenidas, existiría curso activo a lo largo de este aliviadero.

En el curso intermedio se observan dos encajamientos sucesivos con bases en L_3 y L_4 , de poca potencia y que se han asimilado a las etapas más modernas del curso actual.

4.3.3. Encajamientos *Cascada - Xan Xebas (CC-XX)*

Este encajamiento genera la meseta Depresión - Laberinto II de Xan Xebas a favor posiblemente de una discontinuidad de plano subhorizontal dejando colgados algunas marmitas degradadas y niveles de depósitos detríticos. Estas huellas fluviales indicarían que la roca base de esta zona amesetada formó parte de un curso estable durante L_1/L_2 previa a la incisión del canal que generó L_3 . La discontinuidad subhorizontal se observa en Pozo Cabrón, Mirador de la Cascada y mirador de Xan Xebas.

El encajamiento principal está provocado por la erosión diferencial en el fondo del curso de aguas L_2 a favor del plano de buzamiento de $N30^\circ E$, fractura principal de Xan Xebas.

Se observa que la zona de la Bañera, en la actual cascada, se ha ensanchado con respecto al canal originado durante el encajamiento a lo largo de Xan Xebas hacia el nivel de L_3 . Este ensanchamiento justificaría una circulación estable de un curso L_{21} que formaría una cascada bordeando la Bañera desde Pozo Cabrón hasta el Mirador de la Cascada. Este nivel se situaría entre L_2 y L_3 .

El ensanchamiento podría estar provocado además por la socavación basal

del frente de la cascada en L_{21} , L_3 y L_4 , con el consiguiente desplome y remoción de bloques.

En el Mirador de Xan Xebas hay pequeñas formas de erosión en los bloques que cuelgan frente a la Cascada. Estas huellas de erosión indicarían que los bloques que conforman el nivel intermedio de Xan Xebas se corresponden a un colapso de la estructura a favor del canal fluvial en el tránsito de L_2 a L_3 . Por otro lado, la ausencia de huellas de erosión en los restantes bloques de este relleno indicaría que el derrumbe se ha producido cuando ya existía una circulación próxima al techo de L_3 . Este colapso se generaría bien previa circulación de L_{21} o bien coincidiendo con L_{21} .

De esta forma L_{21} sería un curso temporalmente estable posiblemente asociado a la retracción del curso L_2/L_3 sobre la meseta L_2 de Xan Xebas y que se abandonaría definitivamente al encajarse el curso en la intersección de las dos discontinuidades que intersecan en Pozo Cabrón.

En una última etapa, una vez que el curso de agua abandona definitivamente la zona amesetada de L_2/L_3 y L_{21} , la erosión remontante de la cascada a favor del plano de buzamiento de $N30^\circ E$ da lugar a un nuevo encajamiento asimilable al curso L_4 .

El encajamiento L_1/L_2 se puede observar también en las proximidades del Arenal de Xan Xebas. Este segundo encajamiento sería consecuencia de la intersección de dos fracturas con buzamiento diferente en las proximidades del Pasamanos. El curso de agua actual se encajona a favor de la fractura principal $N30^\circ E$.

4.3.4. Encajamientos en *Pozos Xemelgos (PX)*

El encajamiento L_1/L_2 se ha deducido a partir de la dirección de incisión observado en Xan Xebas. Su límite se ha establecido tomando como referencia la alineación de bloques situados al E del salón principal y que forman los niveles superiores del Laberinto de Xemelgos.

Se aprecia un segundo encajamiento que deja colgadas varias marmitas y depósitos de cantos rodados. Este segundo encajamiento se ha asimilado a los niveles L_3/L_4 descritos anteriormente.

4.3.5. Sedimentación Cuaternaria

Los depósitos Cuaternarios identificados son estructuras aluviales modernas (QAL). La formación principal se habría desarrollado sobre L_1 en la zona de absorción (ZA) del sistema.

El curso de A Rega presenta un encajamiento superficial, a favor de ejes $N60^\circ E$ y $N120^\circ E$, con una absorción variable y difusa, lo que indicaría que existió una canalización o encajamiento del curso L_1 a lo largo del pantano actual.

El nivel QAL ha variado considerablemente en los últimos 10 años, sobre todo en las proximidades de la absorción difusa del curso de aguas. Se ha definido un nivel L_5 para designar las incisiones en canal de los depósitos modernos.

La potencia aluvial es escasa no superando en el encajamiento actual los 90 cm.

4.4. Conclusiones

El nivel de base de los distintos perfiles (L_1 , L_2 , L_3 y L_4) del Río da Rega a su

paso por O Folón, se aproximarían al nivel de base de la surgencia actual, lo que indicaría que el sistema se ha originado como consecuencia de la erosión remontante asociada a los cambios en el nivel de base desde el principio del Cenozoico (VIDAL ROMANÍ, 2002).

La evaluación del curso L_0 sobre la cartografía elaborada indicaría que este salto se formaría a favor de escalonamientos asociados a fracturas de dirección $N30^\circ E$ con buzamiento normal en $70^\circ - N60^\circ E$. La evolución policíclica del curso da Rega asociada al esquema de fracturación local, ha llagado a encajar el curso de aguas a favor del esquema más antiguo (IGME, 1918a y b).

Estos encajamientos se producirían en períodos de erosión fluvial intensa, durante los que se vería favorecida la incisión de los canales de agua. Estos períodos serían asimilables con fases climáticas inter- o post-glaciares.

Puesto que el encajamiento fluvial se produce también a favor del esquema de fracturación tardihercínico asociado a la descompresión Neógena-Cuaternaria, (VIDAL ROMANÍ, 2002) hay que considerar que el modelado endokárstico de O Folón sería de edad cuaternaria o terciaria.

5. EL LUGAR ARQUEOLÓGICO DE O FOLÓN

5.1. Antecedentes

En (CEM, 1997; COSTAS GOBERNA *et al.* 1998) se realizaba un análisis sobre los lugares arqueológicos de O Folón y A Porteliña, planteando una primera hipóte-

sis sobre el uso o habitación de estos lugares. Básicamente, O Folón sería un lugar de habitación en el que los materiales de uso fueron introducidos y colocados en el interior del sistema, mientras que A Porteliña sería un lugar de culto en el que los materiales fueron posiblemente arrojados al interior.

Otros autores (CARBALLO ARCEO *et al.*, 1998) descartan que se trate de un asentamiento o refugio temporal basándose en las condiciones físicas de inhabitabilidad (espacio exiguo, condiciones ambientales incómodas) y presuponen que el yacimiento está relacionado con un lugar de culto vinculado con el agua. (HIDALGO CUÑARRO *et al.*, 1997) indica, en contra de esa conjetura que varias de las cerámicas encuadrables en la segunda mitad del IIº AC podrían ser recipientes de almacenaje.

Los materiales arqueológicos de O Folón (ver lámina 5) se localizaron en la superficie de algunas galerías del sistema, colgados en techos o pozos, e incluso "colocados" en algunas salas (CEM, 1998). Depósitos realizados en el Museo "Quiñones de León", Vigo, números de registros 2.121 (02-10-1996), 2.122 (30-12-1996) (CEM, 1997), 2.150 (30-03-1998).

5.2. Caracterización de los yacimientos del endokarst de O Folón

El estudio del curso policíclico y de las morfologías endokásticas, conjuntamente con la investigación realizada por el CEM (CEM, 1997; CEM, 1998; COSTAS GOBERNA *et al.*, 1998), permiten establecer una primera caracterización arqueográfica de este sistema granítico:

CAVIDADES DE O FOLÓN: MATERIAL ARQUEOLÓGICO (NEOLÍTICO-CALCOLÍTICO-EDAD DEL BRONCE)

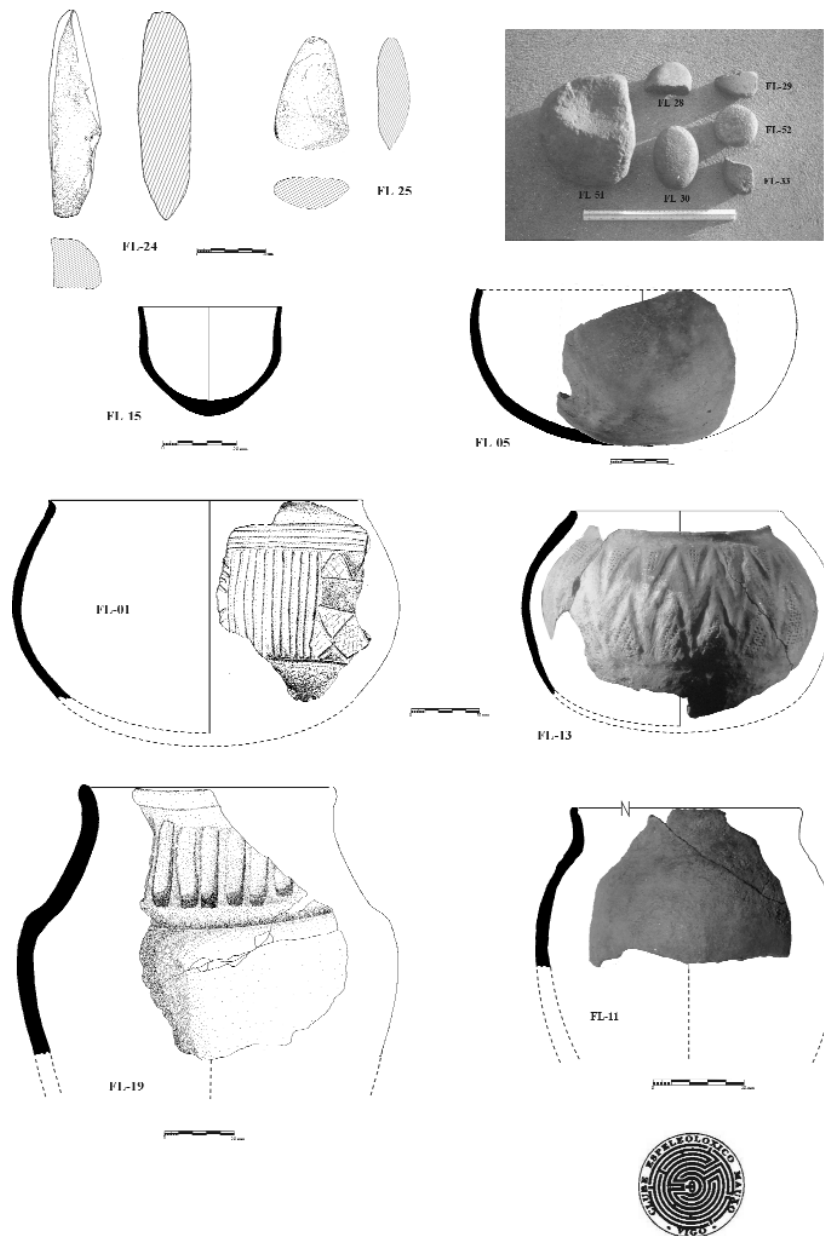


Lámina 5. Materiales arqueológicos de O Folón. Muestra de los materiales localizados en superficie en el interior de este sistema.

a. La utilización o habitación del sistema de cavidades se circunscribe principalmente a las zonas asociadas con el curso difuso central y con la meseta residual techo de los niveles L_1/L_2 .

b. Los materiales localizados, en conjunto, indican que las actividades antrópicas trogloditas en O Folón presentan prácticamente una continuidad histórica desde el IVº milenio AC, al menos, hasta épocas modernas. El único período del que no existen vestigios que justifiquen la utilización o habitación del sistema se corresponde con la época Castreña.

c. Los materiales arqueológicos asociados a los colapsos de los encajamientos terminales se encuentran "colgados" y desplazados con respecto a su posición original. Sin embargo, el desplazamiento no ha sido provocado por removilización fluvial de depósitos antiguos (no hay huellas de erosión fluvial), por lo que sería consecuencia de las últimas etapas del modelado endokárstico.

d. Algunos vestigios se han localizado asociados a fenómenos de concrecionamiento. No hay datos que permitan establecer una edad para estos depósitos minerales, por lo que tampoco se puede establecer su correlación con los vestigios arqueológicos. En algunos casos particulares los espeleotemas se han desarrollado sobre los materiales prehistóricos. No se puede ni establecer, ni descartar una relación de ritualismo asociada con los fenómenos espeleotemáticos o con los aportes secundarios de agua asociados a estas formaciones en tanto no se realice una datación de los depósitos minerales.

e. Los materiales se colocarían, inicialmente, en galerías y salas, secas, amplias y

presumiblemente de fácil acceso. Esto se justificaría por el tamaño de los bloques basculados que conforman las salas actuales en las que se localizaron muchos materiales, así como las adyacentes. Nótese que algunos bloques de L_2/L_3 han basculado al N abriendo galerías entre cotas de -5 y -14 metros. Además, la mayoría de los materiales que no han sido desplazados, no se han visto afectados por las variaciones de nivel del curso de aguas. En algunos casos la afección es puntual y podría deberse exclusivamente a que el curso de aguas situado bajo la depresión, presenta en la actualidad un circulación en la red tridimensional generada por los bloques compactados. Nótese que estos bloques forman una red de filtrado fácilmente atascable y que con toda probabilidad no existía durante la utilización de la cavidad.

f. La no habitación permanente del sistema se justificaría por la temperatura ambiental, la humedad y las corrientes en algunas galerías que actúan como tubos de aire. La temperatura del sistema se ha medido en pocas ocasiones. En Septiembre de 1994 se realizó una medición en distintos puntos de la Depresión Central y de Xan Xebas (VAQUEIRO RODRÍGUEZ, 1994). La temperatura media del sistema es de 15 °C y la del agua 14°C. Estos factores crearían una situación de disconfort. Existen zonas del sistema vinculadas a L_1/L_2 , por ejemplo en el entorno del yacimiento que contenía el molino, que por su alejamiento del curso activo presentan una temperatura y humedad relativa, sensiblemente más agradables. La presencia de vasijas de almacenamiento y equipos de molienda (sean o no rituales) justificarían una utilización temporal y periódica, posiblemente en época estival.

AGRADECIMIENTOS

La realización de este artículo no hubiera sido posible sin la colaboración de mis compañeros: José Bernardino Costas, Miguel García, Xavier Groba, Eduardo Méndez, Reinaldo Costas, David Vázquez, Jesús Sueiro, Francisco Alonso, Amelia Pérez, Francisco Rodríguez, Eva García; así como de nuestros colaboradores Begoña Barreiro, Concepción Álvarez, Víctor Fresno y Teresa Suárez.

Recibido: 10-II-03
Aceptado: 28-VII-03

BIBLIOGRAFIA

- AVILA & LA CUEVA, F. (1956). Historia civil y eclesiástica de la ciudad de Tuy y su obispado. Tomo I. Pp. 64: 129-131, 558
- CARBALLO ARCEO, X.; LUACES ANCA, J.; TOSCANO NOVELLA, M. C. (1998). Catálogo do Patrimonio Arqueolóxico. Arqueoloxía de Vigo e a súa Historia. Concellería de Patrimonio Histórico. Concello de Vigo.
- CdV (1992). Plano N° 12-36. 1:2000. Subsanación de Deficiencias en la Adaptación del PGOU de Vigo de 1988 a la Ley 11/85 de Adaptación de la Ley del Suelo a Galicia. Concello de Vigo.
- CdV (1992). Plano N° 12-37. 1:2000. Subsanación de Deficiencias en la Adaptación del PGOU de Vigo de 1988 a la Ley 11/85 de Adaptación de la Ley del Suelo a Galicia. Concello de Vigo.
- CEM (1997). Os Sistemas De Cavidades Do Folón e Porteliña. Contexto Prehistórico e Relevancia Da Zona Espeleolóxica G/PO-1. Maúxo, Vigo-Nigrán. Castrelos N° 9-10 (1996-1997). Revista do Museo Municipal "Quiñones de León". Vigo. Edita Concellería de Cultura. Concello de Vigo.
- CEM (1998). Cartografía Arqueolóxica de O Folón. Archivos CEM. Vigo.
- CEM (1999). The Hercynical Granitical Caves in the Province of Pontevedra (Galicia-Spain), Proceedings of VIIth International Symposium for Pseudokarst, Arad-Moneasa (Romania).
- CEM (2002). Catalogo De Cavidades Del No-Karst Y Pseudokarst Clasificadas Geneticamente 1992 -2002. Clube Espeleolóxico Maúxo.
- CEM (2002). El sistema granítico de O Folón. Memoria de investigación y topografía 1992-2002. Clube Espeleolóxico Maúxo.
- COSTAS GOBERNA, J. B. (1999). Cavidades Naturais e Insculturas Rupestres no Suroeste Galego. Congreso Internacional de Arte Rupestre Europea . Museo "Quiñones de León" de Vigo e Asociación Arqueolóxica Viguesa,Ed. Concello de Vigo. Vigo, Pontevedra.
- COSTAS COBERNA, J. B.; GROBA GONZÁLEZ, X.; RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, A. S.; RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, M. A. & VAQUEIRO RODRÍGUEZ, M. (1997). Historia de Chandebrito. Comunidade de Montes Veciñais en Man Común de Chandebrito, Concello de Nigrán. Nigrán, Pontevedra, España.
- ERASO & PULINA (1994). Cuevas en Hielo y Ríos bajo los Glaciares. Editorial McGraw Hill/Interamericana de España, S.A. Madrid.
- FILED, M. S. (2002). A Lexicon of Cave and karst Terminology with Special Reference to Environmental Karst Hidrology. EPA/600/R-02/003. Second Edition. February 2002. National Center for Environmental Assessment - Washington Office. Office of Research and Development. U.S. Environmental Protection Agency. Washington, DC 20460.
- GARCÍA GARCÍA, M. (1995). Proxecto de Campaña Topográfica da zona G/PO-1. Do C.E.Maúxo para o Ano 1995.
- HIDALGO CUÑARRO, J. M.; RODRÍGUEZ SAIZ, E. & SUAREZ OTERO, J. (1997). Nuevos Datos Sobre Prehistoria Viguesa: Estudio de los Materiales Arqueológicos de las Cavidades de "O Folón". Castrelos N° 9-10 (1996-1997). Revista do Museo Municipal "Quiñones de León". Vigo. Edita Concellería de Cultura. Concello de Vigo. 1997.
- I.G.M.E. (1981a). Mapa geológico de España E.1:50.000 VIGO (223). Servicio de Publicaciones Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- I.G.M.E. (1981b). Mapa geológico de España E.1:50.000 TUY (261). Servicio de Publicaciones Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- JATO RODRÍGUEZ, M. V. & RODRÍGUEZ GRACIA, V. (1992). Introducción ao Estudo da Flora e Á Vexetación en Galicia. A Flora e a Vexetación no Pasado. O Meio Natural Galego. Cuadernos do Seminario de Sargadelos N° 47. Primera Edición 1986, Ediciós Do Castro, Sada A Coruña.
- MARTÍNEZ I RIUS (1992). Topografía Espeleolóxica. Federación Española de Espeleología. Badalona, 1992
- MELÉNDEZ B. & FUSTER, J. M. (1994). Geología. Editorial Paraninfo, S.A. Madrid. 1994
- MELKA, K. & CÍLEK, V. (1982). Recent allophane coatings from the karst and pseudokarst caves. Institue of geology, Academy of Sciences of the Czech Republic, Rozvojová, Praha, Czech Republic.

- RUSSELL, E. J. & RUSSELL, E. W. (1961). "La composición de la materia orgánica del suelo". Las condiciones del suelo y el crecimiento de las plantas. (4ª edición en castellano) Aguilar, S.A. de Ediciones, Madrid (1968) pp: 309-310, 325-329, 334-335.
- S.G.E. (1991). Cartografía militar de España. Serie L. Escala 1:50.000 Hoja nº4-11(223) VIGO. Servicio Geográfico del Ejército.
- S.G.E. (1991). Cartografía militar de España. Serie L. Escala 1:50.000 Hoja nº4-11(261) TUY. Servicio Geográfico del Ejército.
- STRIEBEL, TH. (1995). The Genetic Classification of some Types of Non-Karstic Caves, Proceeding of International Working Meeting "Preseving of Pseudokarst Caves", Rimavska Sobota (Slovakia), Salgotarjan (Hungary).
- TWIDALE, C. R. (1989). The surface initiation of granitic landforms and implications for general theories of landscape evolution. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. Vol. 13. Edicións O Castro. A Coruña.
- URBANI, F. (2002). Venezuelan Cave Minerals: A Review. Universidad Central de Venezuela, Escuela de Geología, Minas y Geofísica; Sociedad Venezolana de Espeleología. Caracas, Venezuela. (Cortesía Franco Urbani, furbani@reacciun.ve).
- VAQUEIRO RODRÍGUEZ, M. (1994). Estudio sobre los fenómenos de concrecionamiento y otras formaciones en las cavidades graníticas de la falla de "O Folon" (Fragoselo, Coruxo - Vigo). *Clube Espeleolóxico Maíxo*. Vigo.
- VAQUEIRO RODRÍGUEZ, M. (1994). Informe sobre los nuevos espeleotemas localizados en la zona de trabajo G/Po-1. *Clube Espeleolóxico Maíxo*. Vigo.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (1989). Granite Geomorphology in Galicia (NW Spain). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*. Vol. 13. Edicións O Castro. A Coruña.
- VIDAL ROMANÍ, J. R. (2002). El relieve actual de Galicia in *Historia Natural: Geología*, Tomo 36, págs 304-341. *Hercules de Ediciones S.A.* A Coruña.