

INFLUENCIA DE LOS ELEMENTOS MORFO-
ESTRUCTURALES EN LA GENESIS DEL
ENDOKARST DEL CALAR DEL MUNDO
(PROVINCIA DE ALBACETE, ESPAÑA)

INTRODUCCIÓN

Después de ocho años de exploraciones en las redes de cavidades que perforan el calar del Mundo, se ha podido reunir un volumen de datos suficiente para intentar un primer estudio que, aunque limitado a algunos aspectos parciales de la espeleogénesis, puede servir para despertar el interés de otros investigadores hacia los grandes complejos endokársticos de Albacete y Jaén y que tan acertadamente llevan el nombre de *calares*.

Estos primeros estudios han sido posibles gracias a la extraordinaria labor desarrollada por un gran número de espeleólogos de todos los clubs del Levante español, que desde 1966 han venido organizando sucesivas campañas de trabajo en la cueva de los Chorros y en las cavidades adyacentes, de forma que hoy se dispone de una cartografía subterránea suficientemente detallada y se conocen con precisión las técnicas y materiales necesarios para salvar, con un mínimo de riesgo, las principales dificultades que se plantean al avanzar por las galerías. El autor ha procurado estar presente en todas estas campañas, y por eso agradece desde aquí el alto espíritu de colaboración desinteresada que todos han demostrado con él, y muy especialmente a don Rafael Pla Salvador, del C. E. de Alcoy, alma de todas las expediciones, y a don Francisco Javier Sierra, ex presidente del Comité Regional Valenciano de Espeleología; sin la ayuda de todos estos espeleólogos hubiera sido imposible traspasar los umbrales por donde salen a la luz los ríos subterráneos del calar del Mundo.

* Laboratorio de Estratigrafía. Museo Arqueológico Provincial de Alicante (España).

SITUACIÓN

El calar del Mundo se localiza en el sector sudoeste de la provincia de Albacete, como continuación nordeste de la sierra de Segura y sirviendo de divisoria entre las cabeceras de los ríos Tus y Mundo, al S y N, respectivamente. Actualmente los accesos son muy cómodos por carretera hasta Fábricas de Riopar y desde allí hasta el paraje de los Chorros, en la base norte del macizo y punto por el que nace el río Mundo. La hoja topográfica a escala 1:50.000 es la número 866 (Yeste).

BREVES CONSIDERACIONES GEOOLÓGICAS

El carácter montañoso y agreste y las hasta hace poco tiempo malas comunicaciones impidieron, hasta fechas muy recientes, los levantamientos geológicos detallados. Las únicas citas interesantes con anterioridad a la década de los sesenta proceden de Brinkmann y Gallwitz (1959) y P. Fallot (1943), que indican la presencia del Triásico en facies germánica, de algunos afloramientos jurásicos y de dolomías y calizas cretácicas. Es solamente a finales de la pasada década cuando las posibilidades hidrogeológicas de la zona despiertan el interés de algunos organismos de la nación, y se facilitan los fondos necesarios para que algunos equipos de geólogos comiencen a trabajar. Aunque la mayoría de estos estudios no han sido publicados, los contactos personales en el campo con J. Quirantes, J. P. Thauvin y J. A. Agueda, y las propias observaciones del autor, permiten definir un esquema general de la constitución geológica del área del calar.

Para los fines de este estudio no se precisa de una estratigrafía de detalle, por lo que solamente se presentará el siguiente esquema, que permite relacionar las litofacies con los diferentes pisos localizados:

a) *Triásico*.—Aflora en algunos sectores del valle del Mundo, presentando la típica facies germánica.

b) *Jurásico*.—Comprende unas asociaciones de dolomías blancas, calizas margosas, a veces tableadas, y calizas pisolíticas. Los afloramientos, muy tectonizados, quedan limitados al sector septentrional de la cabecera del río Mundo, fuera de la zona kárstica.

c) *Cretácico*.—Presenta tres tramos bien diferenciados. El inferior, constituido por arenas y arcillas en facies de «Utrillas», aparece en la base del macizo del calar. Sigue a continuación un potente paquete dolomítico que termina con calizas macizas de edad cenomaniense-turoniense. Sobre él, y en pequeña discordancia, aparecen unas calizas en capas delgadas de edad senoniense-daniense.

El diferente comportamiento de estos tramos frente a los agentes erosivos ha hecho que el complejo cenomaniense-daniense destaque en el relieve (forman-

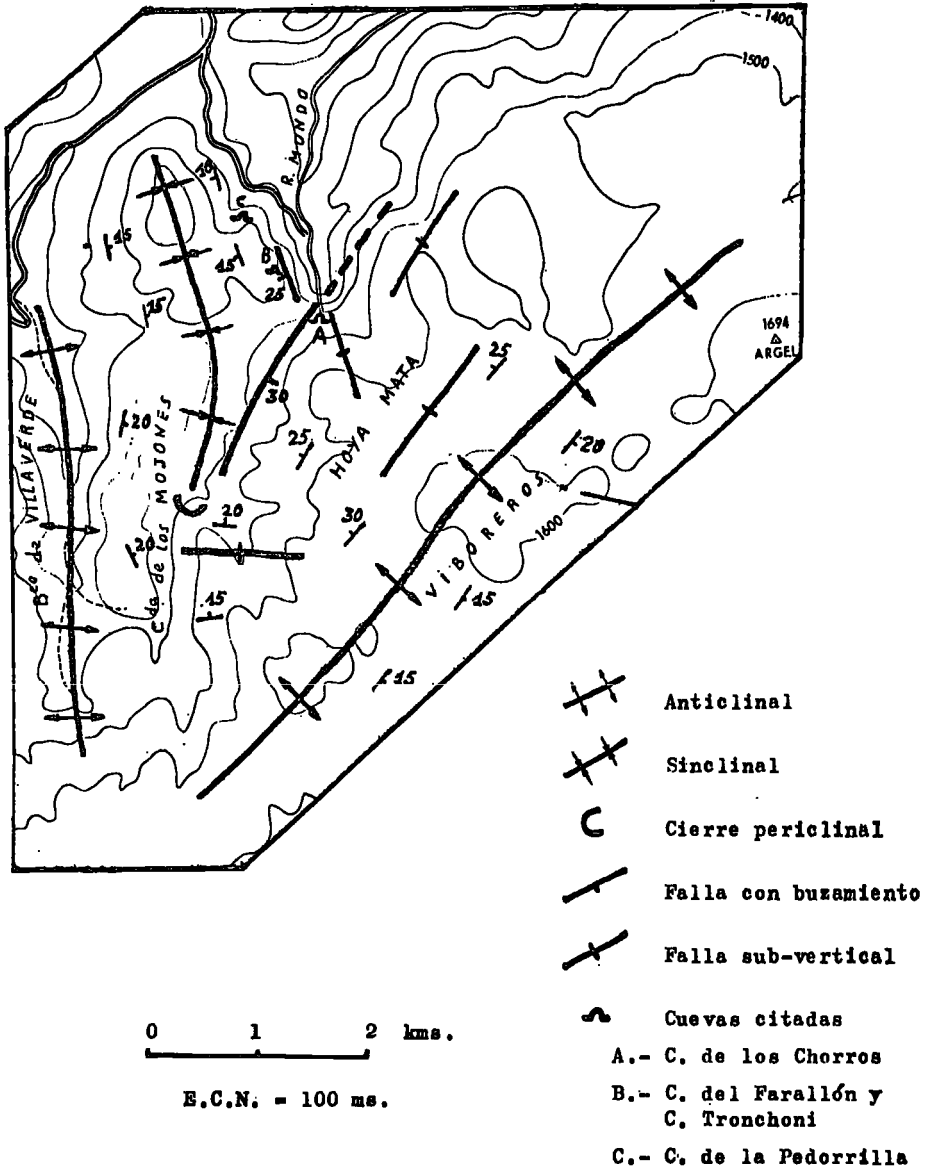


Figura 1.—Esquema estructural

do el macizo del calar del Mundo, limitado por abruptos farallones y culminando su techo en una penillanura entre 1.000 y 1.200 metros s. n. m., en la que se han desarrollado los fenómenos kársticos de superficie.

Es muy importante destacar el brusco cambio de litofacies que se experimenta al pasar del Turoniense al Senoniense y sus repercusiones en cuanto a la tectónica. En efecto, el tramo inferior, compuesto de dolomías y calizas macizas, presenta amplios pliegues de gran radio y fracturas muy espaciadas, mientras que el paquete superior, formado por calizas muy puras casi tableadas, ha dado lugar a pliegues de pequeño radio, con numerosas flexuras y despegues importantes respecto a la serie inferior. Las soluciones de continuidad así formadas han sido aprovechadas por las aguas para sumirse en profundidad hasta alcanzar las capas macizas cenomaniense-turonienses que han actuado como nivel impermeable. De esta forma, cobra capital importancia el estudio de las estructuras presentadas por este tramo basal del macizo, ya que las inclinaciones de sus capas determinan los gradientes de circulación subterránea.

A este respecto hay que destacar fundamentalmente un eje anticlinal que se orienta de NE a SW, siguiendo aproximadamente las elevaciones de los Viboreros (fig. 1) y que, al sur de la cañada de los Mojones, enlaza con otro anticlinal que recorre el barranco de Villaverda de NNW a SSE; entre ambos queda la citada cañada, con estructura de cubeta sinclinal divergente hacia el N. Los ejes de los Viboreros y Villaverda actúan como divisorias de aguas subterráneas y, por lo tanto, delimitan la cuenca de absorción del karst. Otra línea estructural destacable es la que se ha dado en llamar falla de los Chorros; más que un accidente único, se trata de una zona de fracturas antitéticas originadas por el acoplamiento de las capas rígidas a la aguda flexión de la cañada. Desde el punto de vista hidrogeológico, su importancia es fundamental, ya que las fuertes soluciones de continuidad creadas por las fracturas han actuado como dren de captación de todas las aguas que, siguiendo el buzamiento de las capas, se orientan hacia la cubeta.

Para completar este breve esquema, falta solamente por indicar que en superficie se observa una densa red de diaclasas con orientaciones fundamentales N 60° E y N 25° W, condicionando los campos de lapiaz de los Viboreros-Hoya Mata y de la Pedorrilla, este último en el extremo norte del sinclinal de la cañada. Es notable que, en el primero, la disolución ha actuado preferentemente sobre el sistema N 60° E, mientras que en la Pedorrilla lo ha hecho sobre el N 25° W; en ambos casos ha dominado el sistema longitudinal frente al transversal.

OBSERVACIONES SOBRE LA SITUACIÓN DE LAS FORMAS DE SUPERFICIE

Estando en preparación este trabajo, ha aparecido el estudio de López Bermúdez (1974) sobre el karst de superficie del calar del Mundo, por lo que cualquier dato que aquí pudiera exponerse sería una repetición de lo tratado mucho

más a fondo por dicho autor. Sin embargo, puede ser interesante señalar que la estructura ha desempeñado un papel importante en cuanto a la localización y morfología del exokarst.

Las grandes formas, los poljes, han evolucionado a partir de dos condicionantes cuyo denominador común ha sido la tectónica, pues se sitúan coincidiendo con los ejes de plegamiento. De esta forma, en la charnela del anticlinal

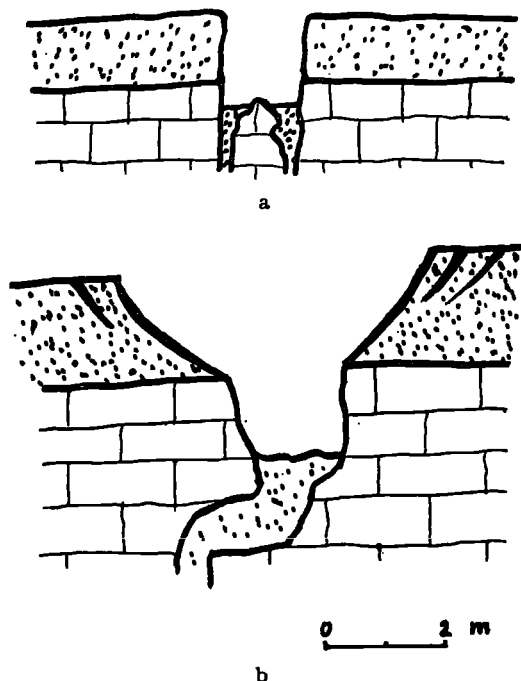


Figura 2

de los Viboreros se observa una alineación de megaformas cuyo origen hay que buscarlo en la inversión del relieve producido por la mayor facilidad de karstificación allí donde la curvatura y, por lo tanto, la fisuración han sido máximas; se está en presencia de un fenómeno «autocatalítico», ya que el crecimiento de nuevas dolinas en la charnela acentúa la inversión del relieve, y eso, a su vez, acelera la formación del polje.

Por el contrario, en la cañada de los Mojones, el eje sinclinal con cierre periclinal era ya, desde un principio, un polje en potencia. Si en los Viboreros la evolución kárstica se ha autoacelerado, aquí ha ido frenándose a causa del relleno procedente no sólo de la descalcificación *in situ*, sino también de los materiales arrastrados desde los campos de lapiaz de las laderas limítrofes. Por este motivo, en la cañada es donde aparecen las más típicas dolinas de valle, bajo la forma de pequeños pozos de paredes verticales (fig. 2-a) o troncocóni-

cas (fig. 2-b). Ambas formas son simples estadios evolutivos de un proceso morfogenético cuyo esquema general se representa en la figura 3. La disolución de la caliza subyacente crea un vacío que produce el hundimiento de la masa de arcilla; esto ocurre de una forma casi instantánea y origina el pozo de paredes verticales, hecho comprobado por el autor durante una gran tormenta en la

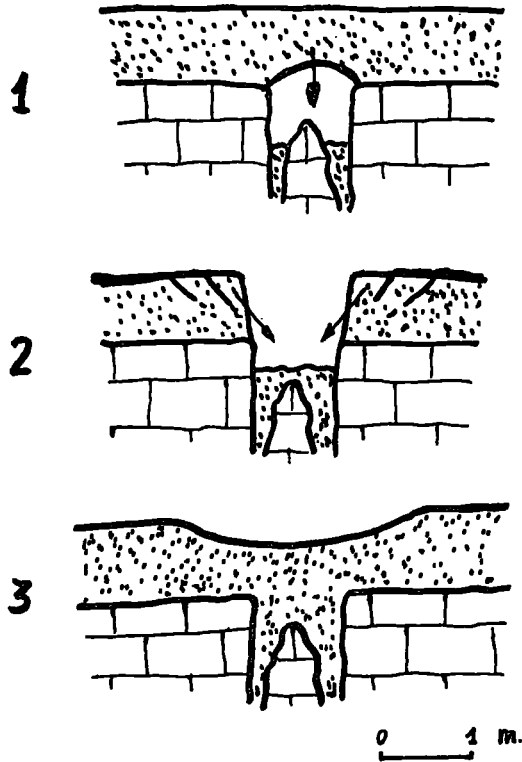


Figura 3

cañada. Después las paredes se van desmoronando, tendiendo a la forma de embudo, hasta que al final solamente una depresión circular queda como único testigo del proceso.

La influencia de los elementos estructurales sobre los campos de lapiaz y las dolinas ya ha sido profundamente estudiada por López Bermúdez (ob. cit., p. 377 y ss.), por lo que no se considera necesario insistir aquí sobre ese punto.

LAS CAVIDADES

En este trabajo solamente se citarán las cavidades que se abren en el cantil del circo de los Chorros y que forman la red principal endokárstica. Se conoce la existencia de pequeños fenómenos espeleológicos en la cañada y en los Viboreros, pero su exploración no ha hecho más que comenzar y no se dispone de datos suficientes para su estudio.

A) *La cueva de los Chorros*.—Dado el gran desarrollo de esta cavidad (superior a 10 Km) se comprende que un estudio de detalle ocuparía numerosas páginas y, por otra parte, existen zonas recientemente exploradas que aún no han sido estudiadas a fondo. Por eso solamente se tendrán en cuenta las asociaciones características, olvidando los detalles de índole puramente local. Según este programa, se ha dividido la cavidad en tres zonas fácilmente identificables en el plano esquemático que se adjunta: 1) redes laberínticas, 2) galerías este-oeste y 3) galerías norte-sur.

1) *Redes laberínticas*.—Para definir las se ha acudido a los trabajos de Renault (1967), añadiendo una subdivisión en función de ciertos aspectos morfológicos; de esta forma se identificarán los «laberintos de fractura» y los «laberintos de pliegue».

Los primeros deben su origen a fenómenos de rotura (diaclasación y fallamiento), presentando en planta el aspecto de una retícula geométrica con numerosos *loops* y *culs de sac*. Son los clásicos laberintos definidos por Renault (ob. cit.). En la cueva de los Chorros hay ejemplos de ellos en el laberinto Alcoy y en todo el sistema de galerías comprendido entre la sala Cornelio Richart y la galería Bañá. El laberinto Alcoy presenta un retículo ortogonal denso, decapitado parcialmente por la regresión del cantil exterior. Su origen viene condicionado por la conjunción de dos circunstancias favorables: una, la proximidad de dicho cantil, y otra, el sistema de diaclasas N 25° W, fenómenos ambos que han facilitado la descompresión según direcciones ortogonales.

Estudiando las galerías C. E. A., entre la boca de entrada y la sala Cornelio Richart, se encuentran gran número de bloques en el piso, parcialmente erosionados, así como techos sin un perfil de equilibrio definido, y en las paredes, una alternancia vertical de microformas de corrosión y planos de fractura puramente mecánica. El conjunto ofrece todas las características del hundimiento de un laberinto polirreticular, del que queda como único testigo su parte más elevada, es decir, el laberinto Alcoy, y más al interior, los pasos que enlazan la sala Cornelio Richart con la cascada Rosa; estos últimos se abren a un nivel superior al río, con marcadas huellas de hundimientos que han dado origen a la cascada, a la vez que encajaban al río en unas difluencias angostas hasta la galería C. E. A.

Al alejarse del cantil exterior, profundizando hacia la galería Bañá, la descompresión exógena pierde importancia, lo cual hace que el laberinto se transforme en unidireccional y menos denso, aprovechando una pequeña falla.

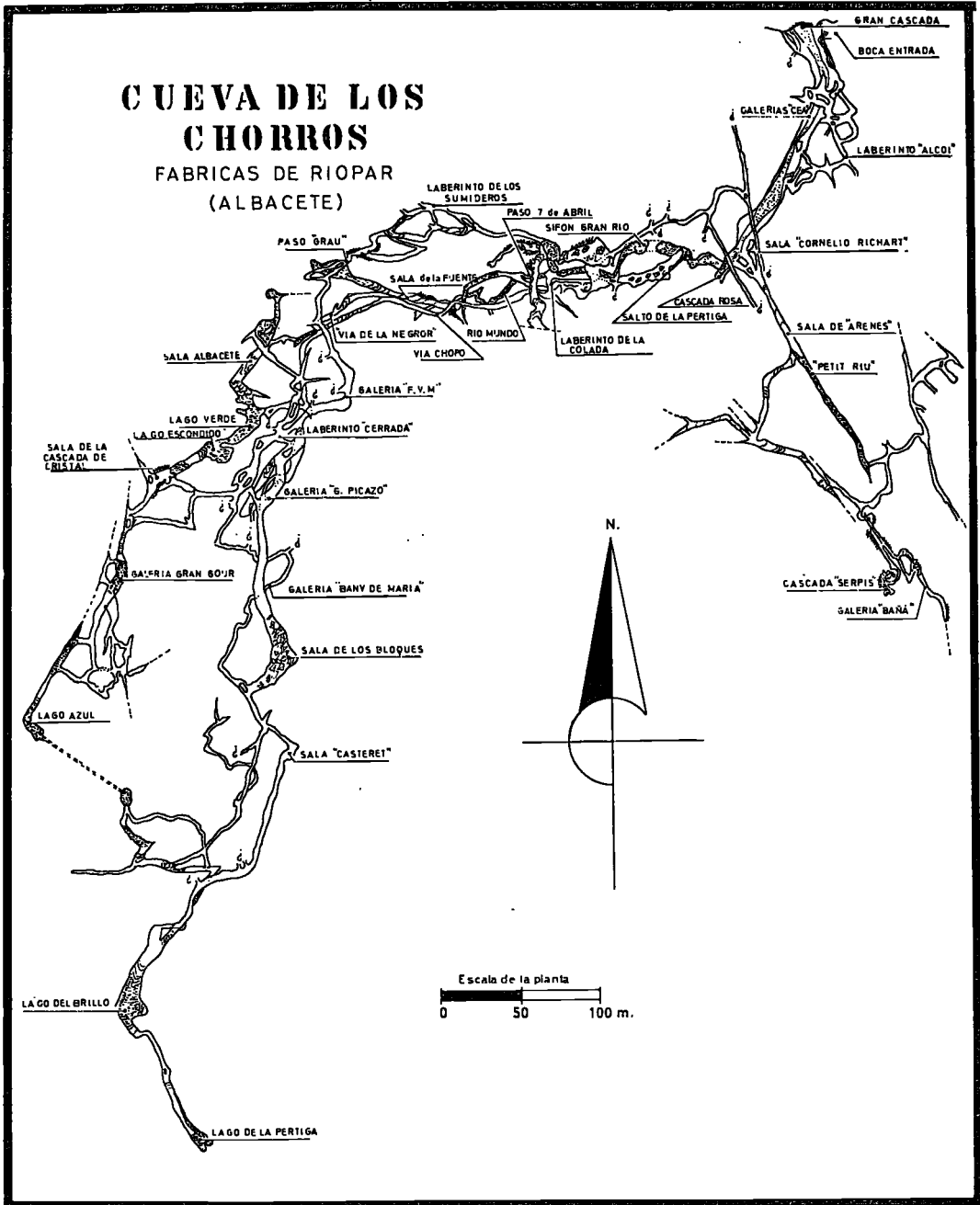


Figura 4

Distinta a éstas es la zona laberíntica (no topografiada) que se abre después del Nou Pas (laberinto de los Sumideros). Aquí, la sección de las galerías es disimétrica (fig. 5), debiendo buscar su origen en los distintos radios de curvatura de las capas plegadas. Estos laberintos son puramente tectónicos en su origen, aunque la actividad kárstica los ha rellenado parcialmente de arcillas de descalcificación que dificultan enormemente su exploración y estudio.

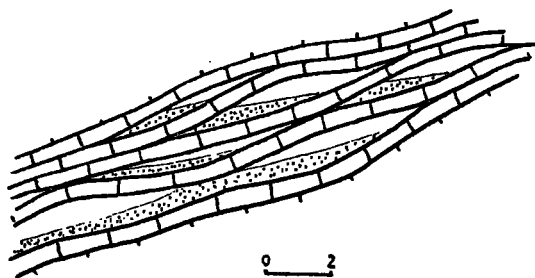


Figura 5

2) *Galerías este-oeste*.—El perfil tipo de estas galerías se ha representado en la figura 6 (paso de la Pértiga). La morfología es gravitacional, pero debe observarse que, asociadas a estas galerías, existen otras de sección circular de pequeño diámetro y con *vagues* de erosión. La disposición es muy clara en el paso de la Pértiga, en cuya parte superior aparece un conducto circular con *vagues* que desemboca en una sala alargada con numerosos bloques en el piso y con niveles de *vagues* en las paredes, separados entre sí por planos de fractura mecánica (fig. 7). El carácter de laberinto polirreticular desmantelado es

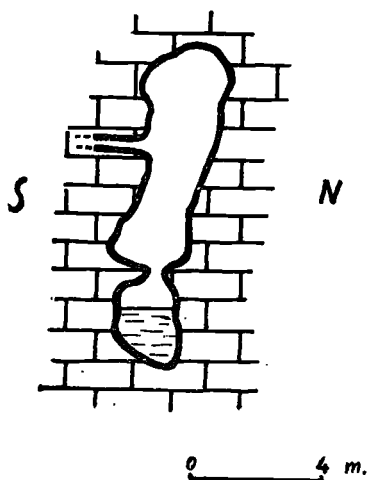


Figura 6

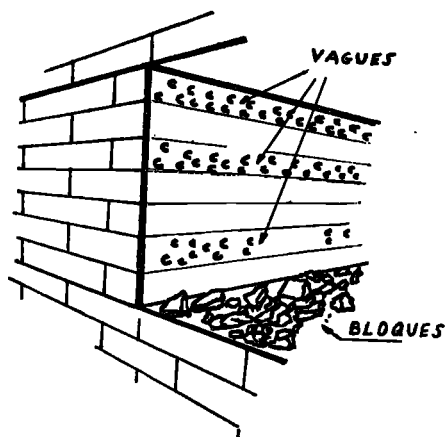


Figura 7

clarísimo, aunque las vías más accesibles al explorador son las que presentan los perfiles de la figura 6, cuyo origen debe buscarse en la distensión creada por el retroceso del cantil exterior, y el consiguiente ensanchamiento de los sistemas de diaclasas N 60° E y N 25° W, que, por coalescencia, dan lugar a galerías de componente E-W, según el esquema de la figura 8.

3) *Galerías norte-sur*.—El perfil tipo de las galerías norte-sur está representado en la figura 9. En conjunto, los perfiles se inclinan al W, mientras que

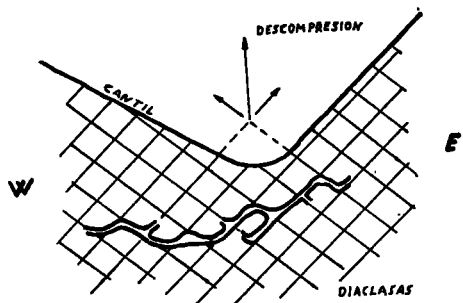


Figura 8

las aguas circulan de S a N, paralelamente a la falla de los Chorros. La interpretación es sencilla, teniendo en cuenta que la circulación profunda está condicionada por las diastemas de los planos de estratificación; las galerías han dispuesto sus ejes longitudinales paralelamente unas a otras y en un plano concordante con el buzamiento, hasta tomar contacto con la falla de los Cho-

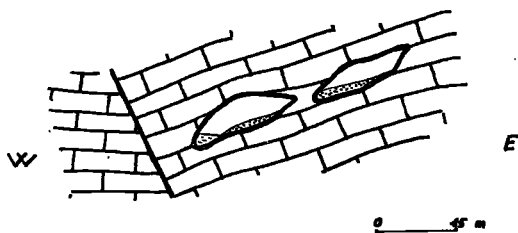


Figura 9

ros, que, como se ha indicado anteriormente, actúa como dren canalizante frente a las aguas procedentes del flanco occidental de los Viboreros. En este caso, las flexuras inmediatas a la falla han sido los embriones de las galerías.

La circulación S-N también ha sido favorecida por el cierre periclinal de la cañada, lo que da lugar a una serie de galerías sifonantes que cierran el paso hacia el S, salvo que se utilicen escafandras autónomas (fig. 10).

En el aspecto genético, estas galerías norte-sur son idénticas a las que forman el laberinto de los Sumideros; las diferencias morfológicas que se observan

actualmente son debidas a que en la zona profunda del macizo no han actuado los fenómenos de descompresión asociados al cantil de los Chorros, por lo que no acusan morfología laberíntica; a esto se unen los retoques producidos por la activa circulación hídrica en las galerías interiores.

B) *Cuevas de Tronchoni y del Farallón*.—Ambas cavidades constituyen en realidad un solo fenómeno endokárstico, condicionado por una pequeña fractura NNW-SSE; pero la comunicación entre ellas (a escala humana) está impedida por el relleno litoquímico de la segunda. El desarrollo de las dos cavi-

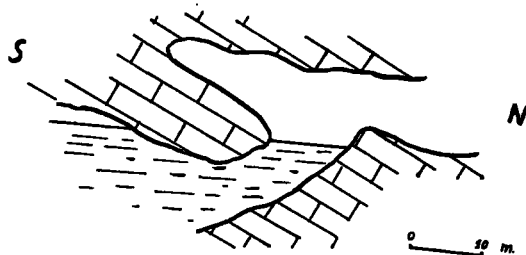


Figura 10

dades presenta una fuerte componente unidireccional, ajustándose las galerías principales al trazado de la falla, mientras que otros tramos secundarios intentan simular el inicio de una red laberíntica; pero también existe una diferencia fundamental entre ellas, que se traduce en una oposición morfológica, pues mientras en la cueva del Farallón dominan los fenómenos reconstructivos (relleno químico), en la de Tronchoni se observan, casi exclusivamente, microformas de corrosión. Las excepciones a esta regla son las siguientes:

— En la cueva del Farallón, una colada estalagmítica desmantelada por la corrosión y una zona tapizada de bloques quimioclásticos, todo ello junto a la boca de entrada.

— En la cueva de Tronchoni, unas coladas estalagmíticas activas en la zona terminal de la cavidad.

(En la cueva del Farallón existen otros puntos con microformas de corrosión, pero son fenómenos locales cuyo análisis escapa de este estudio genético.)

Queda por indicar que ambas cavidades se abren en un pequeño saliente rocoso que destaca en el trazado del circo; pero mientras la de Tronchoni se desarrolla casi íntegramente en el seno del mismo, la cueva del Farallón se inicia algunos metros más al S, y casi toda ella se sitúa hacia el interior del macizo. Esta es la causa de la oposición morfológica citada anteriormente, pues en la zona externa del cantil la fisuración es más amplia, y el espesor de roca desde la cueva a la superficie, más pequeño que en el sector situado inmediatamente al S, por lo que las aguas de infiltración que llegan a la cueva de Tronchoni y a la zona próxima a la boca de la cueva del Farallón son muy agresivas, contrariamente a las que llegan al tramo final de la Tronchoni y al resto del Farallón, las cuales han tenido que atravesar un mayor espesor de

roca, con fisuras más estrechas, y han podido saturarse de bicarbonato cálcico.

Las inversiones morfológicas que se observan en las zonas de corrosión de las dos cavidades (colada estalagmítica desmantelada en la cueva del Farallón y coladas fosilizadas por fenómenos quimioclásticos en la cueva de Tronchoni) han sido producidas por la regresión del cantil y demuestran que las galerías exploradas no son más que testigos de una red que se extendería hacia el N.

C) *Cueva de la Pedorrilla*.—La zona accesible dibuja una típica red monorreticulada, con galerías que se interfieren ortogonalmente, formando *loops*. Posiblemente esto no es más que una forma parcial de la cavidad, pues el autor ha comprobado la existencia de una red inundada a nivel inferior que enlaza con el sifón terminal mediante una amplia diaclasa NW-SE, paralela a la que forma la sala Marisol; de esta forma parece que la cueva de la Pedorrilla actúa como *trop plein* de un cuerpo freático colgado en la cubeta sinclinal que se sitúa inmediatamente al S.

Los dos sistemas de galerías que forman la cavidad se orientan de NE a SW y de NW a SE, presentando notables diferencias entre sí. En efecto, los conductos NE-SW son de sección subcircular y pequeño diámetro (excepto en la galería principal, donde ha tenido lugar la coalescencia de varios de ellos), mientras que los NW-SE tienden a la sección elíptica con eje mayor vertical, llegando incluso a formar «diaclasas» con más de 10 m de altura y 1 m aproximadamente de anchura (diaclasa de entrada, sala Marisol, y diaclasa tras el sifón terminal). Se tiene aquí una prueba clarísima de la influencia ejercida por la proximidad del cantil; en efecto, éste se orienta de NNW a SSE, por lo que las componentes vectoriales nordeste y sudeste para un desplazamiento por descompresión hacia el ESE están en la relación 3:1, es decir, que las diaclasas NW-SE estarán mucho más abiertas que las NE-SW, tal y como se observa en la cavidad.

La existencia de algunos conductos colgados por encima de la superficie piezométrica normal no implica, en este caso, un ajuste del perfil de equilibrio a un nivel de base local en descenso. Se trata simplemente de que el retroceso del cantil, avanzando hacia el eje sinclinal de la Pedorrilla, ha hecho descender el contacto en superficie entre las calizas karstificadas y los niveles inferiores, más impermeables, de forma que el punto de descarga del karst, localizado en ese contacto, ha ido descendiendo de cota altimétrica, con lo cual algunos conductos han quedado colgados por encima de dicha cota, según el esquema de la figura 12.

ESQUEMA GENÉTICO-EVOLUTIVO

Es evidente que la zona de fractura de los Chorros ha sido el embrión de las tres primeras cavidades estudiadas. Tanto las cuevas de Tronchoni y el Farallón, como las galerías norte-sur y los laberintos de los Sumideros en la cueva de los Chorros, son, en su origen, cavidades sintectónicas condicionadas por las flexuras y pequeñas fallas producidas al acoplarse las delgadas capas del Cretácico superior al pliegue sinclinal de la cañada. Las soluciones de conti-

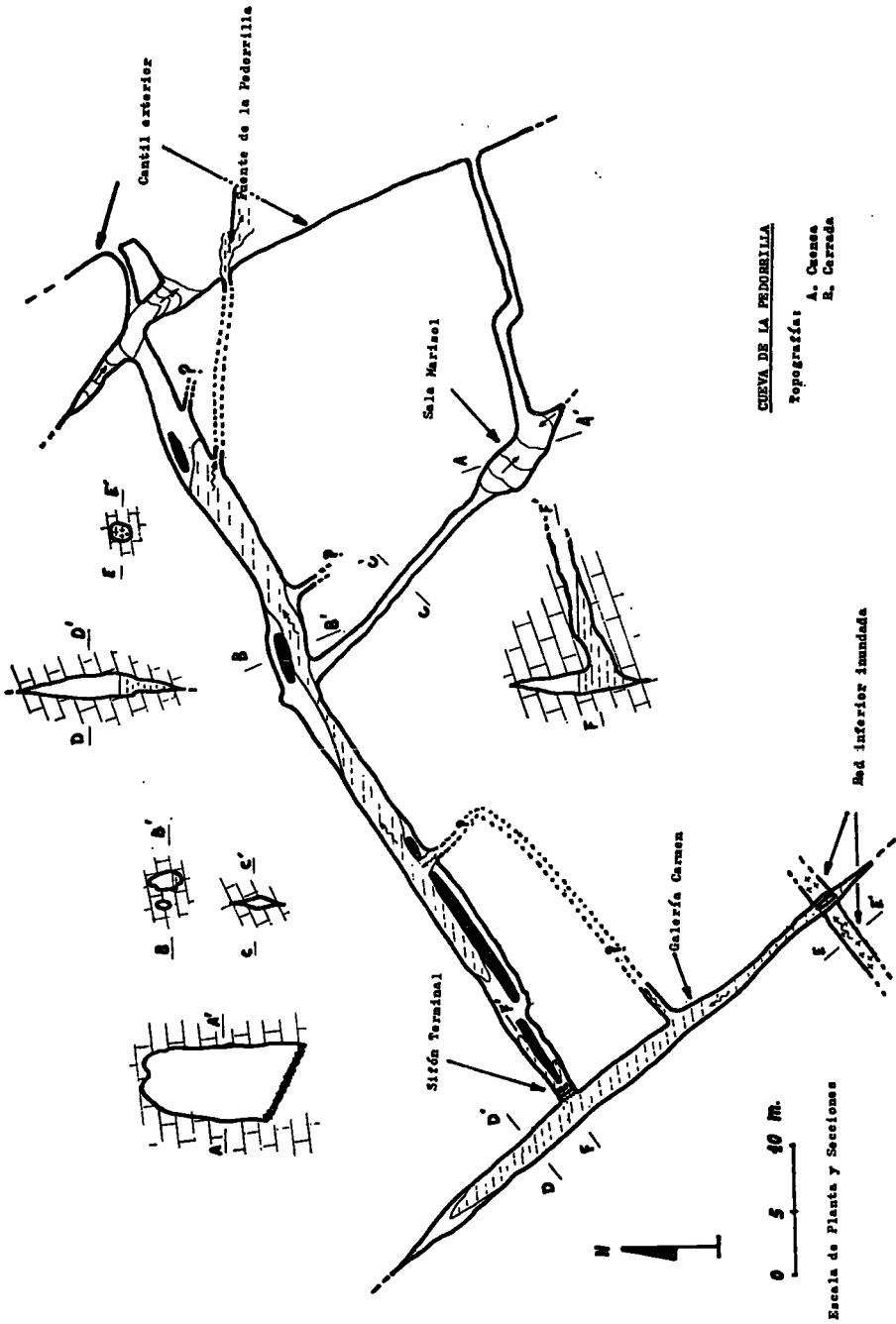


Figura 11

nidad así formadas actuaron como drenes del acuífero que posteriormente se estableció en la cubeta y que era alimentado por las infiltraciones procedentes del flanco NW del anticlinal de los Viboreros.

Entre tanto, la erosión subaérea dismanteló los materiales fundamentalmente detríticos del anticlinal de Alcaraz, al N, de forma que las capas calcáreas del área de los Chorros dieron origen a unos cantiles que fueron retrocediendo hacia el S. En ese momento la descompresión ensancha las diaclasas y hacen su aparición las redes laberínticas de fractura, que son invadidas por las aguas.

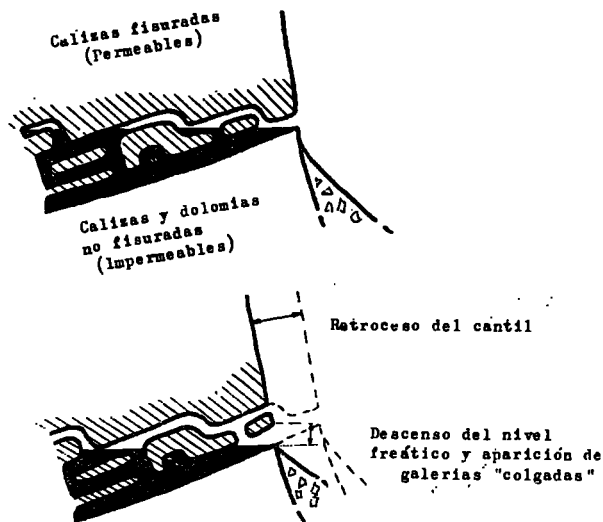


Figura 12

La corrosión comienza a actuar y la coalescencia de las galerías hace disminuir los puntos de apoyo de los bloques limitados por *loops*, originándose hundimientos quimioclásticos, que dejan en las paredes las alternancias observadas y ya citadas de formas de corrosión y de fractura. Estas morfoestructuras epitectónicas culminan con la apertura de las galerías este-oeste, subparalelas al cantil y cuyo origen ya ha sido estudiado. En las cuevas del Farallón y Tronchoni, los testigos de esta última fase evolutiva quedan reducidos a un ensanchamiento de diaclasas que transforma la morfología reconstructiva en gliptogénica.

La cueva de la Pedorrilla forma parte de un sistema independiente cuya génesis está condicionada por la inflexión al noroeste del eje sinclinal de la cañada, y sobre el que también ha actuado la regresión del cantil, originando una red laberíntica amplia y colgando los conductos superiores según el mecanismo descrito en el apartado anterior.

NOTAS FINALES

El presente estudio no es el primero dedicado al endokarst del calar del Mundo, pues Ullastres y Masriera (1968) publicaron un discutible trabajo que el autor no hubiera querido citar si López Bermúdez, en el meritorio artículo citado (1974), no hubiera basado en él algunos comentarios sobre la red subterránea. Por ello parece preciso efectuar algunas puntualizaciones.

Sin calificar el desliz de atribuir edad jurásica y facies lacustre al macizo del calar, cosa que en el tema que aquí se estudia carece de importancia, y sin discutir sobre los balances hidráulicos que son ajustados «suponiendo» un cierto valor para la infiltración, el autor tiene que discrepar, a la vista de los datos aquí expuestos, de las opiniones generales de Ullastres y Masriera sobre la génesis y evolución de esta zona kárstica; en su disculpa puede decirse que en aquellas fechas todavía no tenían conocimiento de las investigaciones de algunos karstólogos que han iluminado con nuevos puntos de vista las estereotipadas ideas hasta entonces mantenidas.

En la cueva de los Chorros no puede hablarse de evolución vertical con abandono de galerías «fósiles» por descenso del nivel de base; ya ha sido explicado el mecanismo por el cual se produce esa supuesta fosilización y que consiste simplemente en el hundimiento de las redes polirreticulares preactuales; a este respecto es muy significativo que en la zona próxima a la boca, el río subterráneo alcanza un nivel inferior al que tiene en la zona profunda, gracias a sucesivas cascadas originadas por esos hundimientos, sin las cuales la surgencia se produciría en las cotas del laberinto Alcoy. Además, *toda* la red subterránea es funcional cuando ocurren fuertes aguaceros sobre el calar o durante el deshielo; y para comprobarlo basta con recorrer las galerías profundas y observar las huellas de estas avenidas en los conductos que se suponen «fósiles».

Debe quedar, como conclusión más importante, que el intento de extrapolación de la dinámica fluvial subaérea a las zonas endokársticas puede llevar a errores de interpretación inaceptables en la situación actual de la investigación karstológica.

Por otra parte, Ullastres y Masriera (ob. cit.) opinan que la cueva del Farallón (no conocían la de Tronchoni) es una cavidad fósil que drenaba la cañada de los Mojones, y que por el clásico descenso del nivel de base ha quedado colgada, situándose ahora la surgencia en la cueva de la Pedorrilla. Hay que descartar este aserto, pues ha quedado claro que el Farallón y la Tronchoni son cavidades tectónicas que, como máximo, han sufrido un pequeño retoque en régimen freático; no existen indicios de actividad fluvial, y todo hace pensar que se trata de relictos de la zona profunda del karst, que pudo estar inundada cuando el cantil de los Chorros se encontraba mucho más al N que hoy día. Puede considerarse que ambas cavidades son un reflujó, quizá en pequeño, de lo que será la cueva de los Chorros cuando el circo tome contacto con el cierre periclinal de la cañada; por este motivo, es lícito pensar que el Farallón es el

«abuelo» de la Pedorrilla, pero no en el sentido que le dan Ullastres y Masriera, sino en tanto en cuanto representa un testigo de la primitiva unidad hidrogeológica del calar, de la que han derivado las cavidades que en la actualidad son funcionales, incluida la cueva de los Chorros.

Como final, puede decirse que la cueva de la Pedorrilla plantea todavía problemas muy complejos, ya que la exploración de las galerías profundas no ha sido posible, en unos casos, por encontrarse completamente inundadas y, en otros, por el enorme riesgo que implica la penetración a través de pasos angostos, que son trampas mortales en caso de reactivación (cosa ésta muy frecuente e imprevisible). Lo que sí puede afirmarse es que esta cavidad no tiene su origen en la falla de la Pedorrilla, «de capital importancia hidrogeológica», según Ullastres y Masriera, por la sencilla razón de que esa falla no existe; se trata de una línea que A. Cuenca dibujó en su mapa de campo, en 1966, para indicar la zona de inflexión del sinclinal de la cañada y que los autores citados interpretaron erróneamente. Como se ha indicado anteriormente, la Pedorrilla es lo que Renault (ob. cit.) define con el nombre de *reseau de versant*, y puede considerarse como la red kárstica más juvenil de todo el macizo. Cuando las técnicas de exploración subterránea permitan acometer el estudio de sus galerías, hoy inaccesibles, es casi seguro que, detrás de la zona laberíntica, originada por la proximidad del cantil, se encuentre un sistema de conductos globalmente similar al que existe en la zona profunda de la cueva de los Chorros.

Como conclusión, puede decirse que el karst del calar del Mundo es un típico karst de mesa (*karst de plateau*), cuya morfología actual está condicionada fundamentalmente por la existencia del cantil de los Chorros y la zona de descompresión a él asociada. Quedan ahora pendientes infinidad de estudios de detalle, y es de esperar que éstos sean acometidos lo antes posible, ya que se dispone de las bases topográficas gracias a la oscura labor (nunca mejor dicho) de dos generaciones de espeleólogos.

BIBLIOGRAFIA

- BRINKMANN, R., y GALLWITZ, H. (1959), «El borde externo de las cadenas béticas en el sudeste de España», *Publicaciones alemanas sobre Geología de España*, V, C. S. I. C., Instituto Lucas Mallada, pp. 169-299 + 3 láms.
- FALLOT, P. (1943), *El sistema cretácico en la cordillera Bética*, Madrid, C. S. I. C., Instituto Lucas Mallada, 110 pp.
- LÓPEZ BERMÚDEZ, F. (1974), «El Karst del Calar del Mundo (Albacete)», *Est. Geog.*, n.º 136, pp. 359-404.
- RENAULT, PH. (1967), «Contribution a l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la Spéléogénèse». 1.ª parte: «Les actions mécaniques a l'échelle du massif», *Ann. de Spél.*, t. XXII, 2.º, pp. 209-267.
- ULLASTRES, J., y MASRIERA, A. (1968), «Introducción al estudio geoespeleológico del borde noroeste del Calar del Mundo (Riopar, Albacete)», *Geo. y Bio. Karst*, n.º 16-17, pp. 4-19.

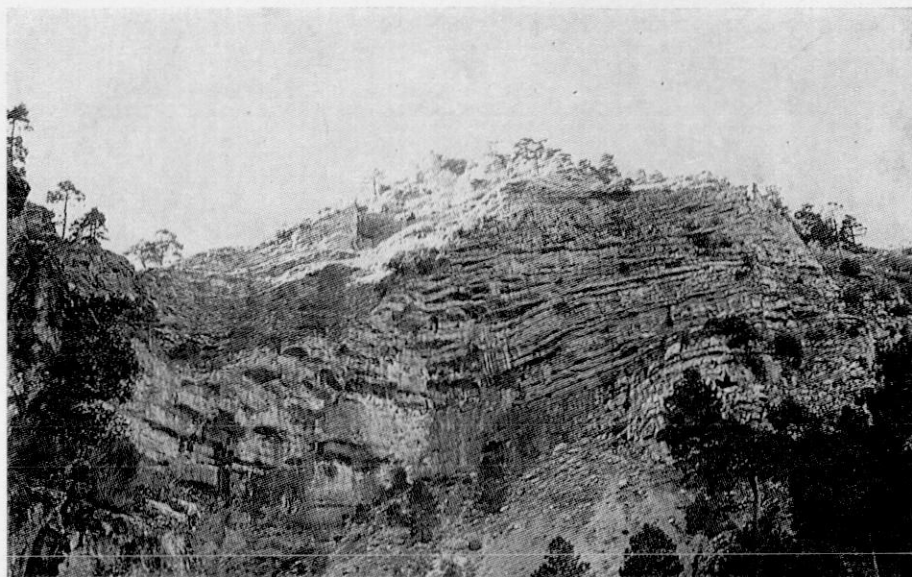


Foto 1.—Calizas tableadas del tramo superior. Pueden observarse los repliegues inarmónicos citados en el texto y el final de la serie calco-dolomítica inferior, que, a la izquierda, desaparece por falla.

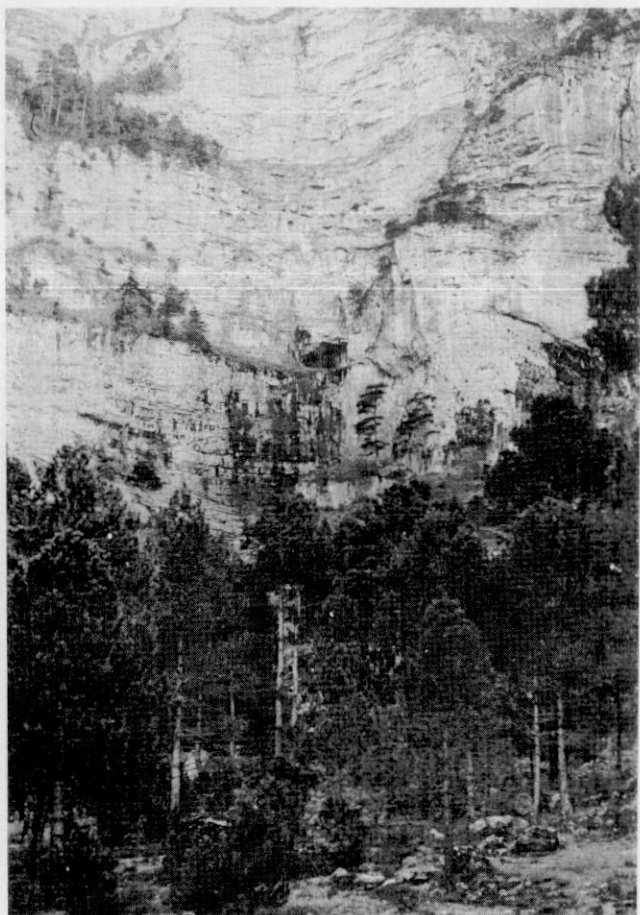


Foto 2.—Boca de la cueva de los Chorros. Sobre ella pueden observarse una serie de orificios que corresponden a galerías del laberinto Alcoy, decapitadas por la regresión del cantil.