

INTRODUCCION A LA GEOLOGIA KARSTICA

FEDERACION ESPAÑOLA DE ESPELEOLOGIA



INTRODUCCION A LA GEOLOGIA KARSTICA

Coordinación General:

ENRIQUE FERNANDEZ y RAMON PEIRO

Autores:

**ENRIQUE FERNANDEZ, NIEVES HERRERO,
JAVIER LARIO, ISIDORO ORTIZ,
RAMON PEIRO y CARLOS ROSSI**

FEDERACION ESPAÑOLA DE ESPELEOLOGIA



© EDICION 1995
FEDERACION ESPAÑOLA DE ESPELEOLOGIA
QUEDA PROHIBIDA LA REPRODUCCION TOTAL O PARCIAL,
POR CUALQUIER MEDIO, SIN LA AUTORIZACION EXPRESA DEL
EDITOR.

FOTO PORTADA: JAVIER LARIO, POZU LOS TEXOS: VEGA MAOR
(PICOS DE EUROPA)

Impressió: IMPRIMEIX
Eduard Maristany 100, Badalona

TEXTO HOMOLOGADO
POR LA ESCUELA ESPAÑOLA DE ESPELEOLOGIA

D.L.B.: 1366/95

PETROLOGIA DE LOS MATERIALES KARSTIFICABLES

CARLOS ROSSI y JAVIER LARIO

LOS MATERIALES KARSTIFICABLES

Al ser la disolución el proceso más importante en el desarrollo de un karst, puede decirse que cualquier roca es karstificable mientras sea soluble y tenga discontinuidades por donde el agua pueda penetrar. Los materiales más frecuentemente karstificados son los carbonáticos (**calizas y dolomías**), fundamentalmente por dos razones:

1. Son muy solubles (en presencia de CO_2)
2. Son muy abundantes en la superficie terrestre en relación a otras rocas solubles

Desde un punto de vista mineralógico los materiales carbonáticos están constituidos por fases estables (calcita y dolomita) e inestables (aragonito y calcita magnésiana). Las fases inestables abundan en los sedimentos carbonáticos, y tienden a transformarse en calcita y dolomita cuando el sedimento se transforma en roca merced a los procesos de diagénesis o litificación, obteniéndose lo que estamos acostumbrados a llamar calizas y dolomías.

Los sedimentos carbonáticos sin litificar pueden sufrir un proceso de emersión que los deje bajo la influencia de las aguas meteóricas (por ejemplo, un sedimento costero ante una bajada del nivel del mar). Al ser materiales no litificados presentan una porosidad y permeabilidad altas, lo que hace que la entrada de agua no siga vías preferentes. La disolución se concentra en las partículas de mine-

ralogía más inestable (aragonito y calcita magnesiana). El resultado es un tipo de karst especial, denominado de flujo difuso, cuyas cavidades son milimétricas y poco jerarquizadas.

LAS CALIZAS: ORIGEN Y CLASIFICACION

Lo que define a una caliza es su composición, su mineralogía calcítica. No obstante, el origen puede ser muy diverso y podemos subdividirlo en dos grandes grupos:

Calizas alóctonas

Son las formadas por granos o partículas arrancadas por erosión a otras calizas; estas partículas son movilizadas por un medio de transporte (viento, ríos, corrientes submarinas) y sedimentadas en una cuenca (lagos o cuencas marinas).

Este tipo de calizas detríticas, pueden clasificarse según el tamaño de los cantos que las componen, en **conglomerados calcáreos** (la media del tamaño de los cantos es superior a 2 mm), **areniscas calcáreas** o **calcarenitas** (entre 2 y 1/16 mm) y **lutitas calcáreas** (partículas de carbonato de tamaño inferior a 1/16 mm).

La calizas detríticas no ofrecen ninguna diferencia en cuanto a origen y nomenclatura con sus equivalentes de naturaleza silíceas (conglomerados, areniscas y lutitas cuyas partículas son fundamentalmente cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca), existiendo con frecuencia rocas detríticas mixtas en que coexisten la composición carbonatada y la silícea: tal es el caso de las rocas margosas, compuestas por proporciones variables de carbonato y arcillas.

A modo de ejemplo de calizas detríticas podemos citar los conglomerados calcáreos de edad oligocena de la vertiente surpirenaica, (Riglos en Huesca, Collegats en Lleida y Montserrat en Barcelona).

Calizas autóctonas

Constituyen la gran mayoría de las calizas. Al igual que las alóctonas, están compuestas por partículas de diferentes tamaños pero éstas no han sido arrancadas de una roca preexistente y transportadas hasta la cuenca, sino que se han generado en el interior de la propia cuenca debido a la acción de los seres vivos (animales y plantas que inducen la precipitación de carbonato cálcico para formar sus esqueletos y caparazones).

Aunque no seamos capaces de distinguir fósiles en una caliza, podemos estar seguros de que un gran porcentaje de la roca está formada por restos microscópicos o desintegrados de algas calcáreas, moluscos, corales e infinidad de otros organismos.

La mayoría de las calizas se forman como sedimentos en ambientes marinos poco profundos (< 100 o 150 m) en las denominadas **plataformas continentales** (Figura 5.1). No en todas las

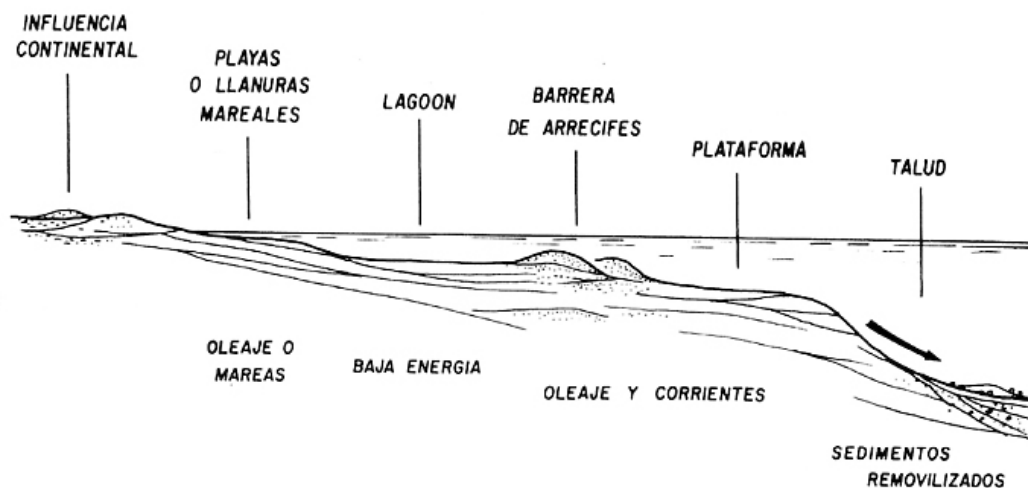


Figura 5.1: Esquema de una plataforma carbonatada y sus distintos ambientes de sedimentación.

plataformas continentales se sedimentan carbonatos: solamente en las situadas en mares cálidos con gran producción de biomasa y no contaminados por la llegada de sedimentos terrígenos (arenas, arcillas, etc.) procedentes de un delta o estuario. En el Delta del Ebro, o del Mississippi, actualmente no se depositan carbonatos. Su lugar está ocupado por los sedimentos transportados por los respectivos ríos.

En la actualidad se están formando carbonatos en determinadas plataformas de mares tropicales y subtropicales. El gran banco de las Bahamas, la costa sur de Florida, el Golfo Pérsico o la gran barrera de arrecifes australiana son ejemplos bien conocidos de esta sedimentación contemporánea, donde se acumulan enormes espesores de sedimentos carbonatados (Figura 5.2). En un futuro próximo (en la escala geológica unos millones de años son poco tiempo) estos sedimentos se convertirán en rocas (se litificarán por procesos químicos y físicos: cementación y compactación) dando lugar a verdaderas calizas. Estas rocas podrán emerger o ser incorporadas a una cadena montañosa y sufrir procesos de karstificación como los que observamos actualmente en nuestras cordilleras.

Los componentes principales de las calizas son:

- **Granos:** trozos de esqueletos de organismos, fragmentos de caliza, etc.
- **Matriz:** partículas menores de 4 micras que proceden de la desintegración de algas calcáreas, conchas de microorganismos, precipitados directos, etc.
- **Cemento:** cristales de carbonato mayores de 4 micras que han precipitado en los poros o huecos de la roca.

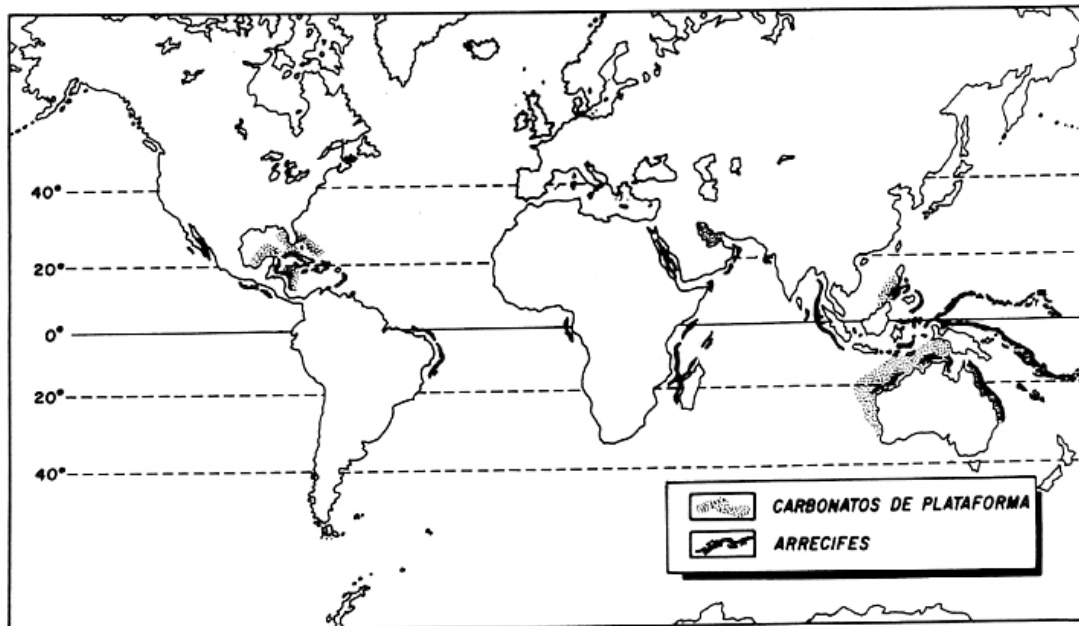


Figura 5.2: Principales zonas de sedimentación de carbonatos en la actualidad.

Existen numerosas clasificaciones de las calizas siendo las más aceptadas la de FOLK (1962) (basada en la proporción de granos, matriz y cemento) y sobre todo la de DUNHAM (1962), que distingue:

- **“Mudstone”**: calizas con matriz micrítica y menos del 10% de granos.
- **“Wackestone”**: calizas con matriz micrítica y más del 10% de granos no en contacto.
- **“Packstone”**: calizas con matriz micrítica y granos en contacto.
- **“Grainstone”**: calizas sin matriz micrítica compuestas sólo de granos en contacto.
- **“Boundstone”**: aplicada a diferentes tipos de calizas arrecifales.

Aparte de estas clasificaciones técnicas, existe una amplísima nomenclatura para diferentes tipos de calizas a veces confusa y no siempre útil. Así, es frecuente encontrar nombres como “calizas bioclásticas”, compuestas por fragmentos de conchas de organismos (correspondería a un Packstone-Grainstone de DUNHAM, cuyos granos son “bioclastos”; “caliza litográfica” (Mudstone o caliza micrítica); “caliza oolítica” (Packstone de oolitos, partículas esféricas compuestas de envueltas concéntricas); “calizas cristalinas” en las que los pequeños cristales submicroscópicos que las formaban ini-

cialmente han crecido hasta convertir toda la roca en un conjunto de cristales que borran la textura original.

DOLOMIAS

Las dolomías son rocas carbonáticas compuestas esencialmente por el mineral dolomita (carbonato de calcio y magnesio). En el campo se distinguen fácilmente por su aspecto terroso o pulverulento y sus coloridos amarillentos o rojizos en las zonas alteradas. A pesar de ser un material menos soluble que la caliza, se presenta con frecuencia muy karstificado debido a su buena permeabilidad por fisuración. El origen de las dolomías está siempre asociado a una caliza precursora, que sufre una transformación química posterior a la sedimentación por la acción de aguas ricas en magnesio de muy distinto origen.

Las dolomías pueden clasificarse desde un punto de vista descriptivo en dos grandes grupos: **dolomicritas**, compuestas por pequeñas partículas de dolomita de tamaño inferior a las 4 micras, y **doloesparitas**, compuestas por cristales de dolomita mayores de 4 micras, con frecuencia sueltos, lo que da a la roca un aspecto parecido a una arena. Suelen conocerse con el nombre de “dolomías sacaroides”.

OTRAS ROCAS SUSCEPTIBLES DE KARSTIFICACION

Rocas evaporíticas o salinas

Estas rocas están compuestas por una compleja variedad de minerales salinos (yeso, halita, silvina, carnalita, etc.).

Las más frecuentes son los yesos (compuestos por sulfato cálcico hidratado), aunque una gran parte de ellos son el resultado de la alteración superficial de otras rocas salinas. En la Península Ibérica hay una abundancia excepcional de formaciones yesíferas, que con frecuencia se encuentran karstificadas (yesos miocenos de Sorbas -Almería-; yesos triásicos de Valencia; yesos terciarios de la Cuenca de Madrid, etc.).

El origen de las rocas evaporíticas está en la precipitación química de sales a partir de salmueras producidas por evaporación. En muchas cuencas naturales (mares interiores, lagos, etc.) se precipitan sales en la actualidad por efecto de una intensa evaporación de una masa de agua confinada. Tal es el caso del Golfo de Kara Bogaz, en el Mar Negro, o las costas del Golfo Pérsico y Mar Rojo. Si a partir de agua marina, por ejemplo, se aumenta la concentración de sales por evaporación, precipitan en primer lugar los minerales más insolubles (carbonatos) y por último los más solubles (yeso y sal común).

En este hecho se basa la técnica de extracción de sal común a partir del agua del mar en las salinas. Esta secuencia de precipitación se puede encontrar también en rocas antiguas.

Hielo

En la práctica, el hielo de los glaciares es una roca muy soluble y fisurada por la dinámica glaciaria, lo que provoca que se comporte de una manera muy similar a otras rocas karstificables. De esta forma es posible el desarrollo de perfiles kársticos completos dentro de un glaciar, con la existencia de simas y sumideros, ríos subterráneos y surgencias.

LOS KARST EN CUARCITAS

En algunas regiones de la Tierra, largos periodos de estabilidad tectónica han permitido que se karstifiquen rocas poco solubles como cuarcitas. La exposición de estos materiales a la meteorización durante varios millones de años, ha provocado una respuesta análoga a la de una roca mucho más soluble en un lapso de tiempo mucho menor.

Este es el caso de los karst en cuarcitas de Brasil (Ibitipoca y Grupo Itacolomi: PEREZ y GROSSI, 1986; LIMA, 1987; ERASO y LIMA, 1990), Sudáfrica (Black Reef y Wolberg: MARTINI, 1982) o Venezuela (Grupo Roraima, descrito a continuación), desarrollados en zonas que han disfrutado de una gran estabilidad geológica desde hace varias decenas de millones de años.

Problemática de partida

Al contrario que en las calizas, el problema de la disolución de la sílice, que permite el desarrollo de estos karst, no está todavía completamente estudiado, aunque existen numerosos trabajos sobre él. El proceso viene expresado por la reacción:



En un principio, la solubilidad de la sílice en aguas ácidas es independiente del pH: para valores inferiores a 8 y a temperatura de 25° C, se encuentran solubilidades de entre 1 y 6 mg/l, según autores, mucho más bajos que los del carbonato cálcico.

No obstante, estos valores aumentan con la temperatura (60 mg/l a 100° C, según MUXART y BIROT, 1977) y con la agitación (80 a 390 mg/l después de 1 año; MOREY et al. 1962), lo que da a este parámetro una gran importancia en el proceso de disolución del cuarzo.

En un modelo desarrollado para estudiar la evolución de las fracturas en cuarcitas, se ha llegado a resultados en los que se muestra que una fractura, de características iniciales de 110 m de longitud, 30° de inclinación con respecto a la vertical y 2 micras de anchura, sometida a la circulación del agua, se ensanchaba a 100 micras después de 300 años de continua disolución (MARTINI, 1984 b).

Resultan notables las diferencias entre los resultados de estos experimentos, debido a las

variaciones de granulometría y tipos de roca utilizadas en los mismos, que ofrecen diferentes superficies de contacto a los fluidos. En la naturaleza, en el caso de infiltraciones de baja velocidad en fisuras y poros, se pueden suponer valores de solubilidad algo mayores que los clásicos, debido al aumento de la superficie de contacto (ERASO y LIMA, 1990).

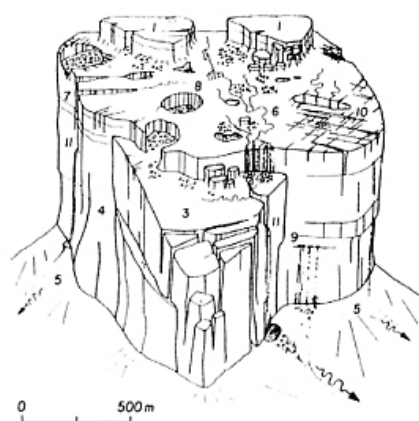
EL KARST EN CUARCITAS DEL GRUPO RORAIMA (VENEZUELA)

Características geológicas y geomorfológicas

El **Grupo Roraima** está constituido por un conjunto de secuencias de areniscas y cuarcitas precámbricas, y aflora sobre una superficie de aproximadamente 450.000 km², extendiéndose desde los Montes Tafelberg, en Surinam, hasta la Sierra Macarena, en Colombia, a través del Sur de Venezuela y el Norte de Brasil (GONZALEZ DE JUANA et al., 1980). Estos materiales se encuentran discordantes sobre el zócalo ígneo-metamórfico del Escudo Guayanés, de una antigüedad de 3.400 millones de años.

La morfología característica de este área la constituyen los **tepuys**, que son grandes mesetas de paredes abruptas, de hasta 1.000 m de desnivel, formadas en las rocas cuarcíticas del Grupo Roraima. En las superficies de estos tepuys es donde se desarrollan la mayoría de las formas kársticas, potenciadas por la estructura y el alto grado de fracturación (Figura 5.3).

Figura 5.3: Formas de superficie, cavernamiento y circulación hídrica de un Tepuy:



- 1: Elevaciones testigo de una antigua superficie.
- 2: Superficie de cumbre actual.
- 3: Plataforma inferior.
- 4: Paredes exteriores del Tepuy.
- 5: Taludes basales, resultado del retroceso de los escarpes.
- 6: Circulación superficial (flujo laminar, lagunas y arroyos).
- 7: Cañones y grietas de borde.
- 8: Depresiones y simas.
- 9: Surgencias y bocas suspendidas (circ. subterránea).
- 10: Sistemas de grietas.
- 11: Cascadas de borde.

(Modificado de LARIO y MARTINEZ, 1991).

Las primeras citas sobre los procesos kársticos de este área, son de WHITE et al.(1966), que realizan una descripción morfológica, cuyo origen atribuyen a procesos de disolución.

La evidencia de procesos de karstificación la atestiguan las numerosas formas que se encuentran en la zona, y que han sido descritas por distintos autores, destacando los grandes fenómenos como las simas de Sarisariñama (SCZCERBAN y URBANI, 1974; ZAWIDZKI et al., 1976; URBANI, 1976; S.V.E., 1976; URBANI, 1977), el Sistema Aonda (GALAN, 1983 y 1984) o la Cueva Autana (COLVEE, 1973; S.V.E., 1976).

Estos mismos autores citan la existencia de lapiaz de acalanaduras en las superficies de los tepuys estudiados, así como otras formas kársticas, tales como dolinas, sumideros, surgencias, cañones y formas menores como kamenitzas, marmitas, formas “en champiñón” y otras (POUYLLAU y SEURIN, 1985). También se han encontrado algunos espeleotemas, que están siendo estudiados actualmente (LAGARDE, com. pers.).

En un tepuy encontramos una gran variedad de formas, generadas tanto por drenaje superficial como subterráneo. Como hemos comentado, muchas de ellas están asociadas a la fracturación que afecta a los bordes de los mismos.

Génesis y evolución

Para considerar la génesis de un karst en cuarcitas, y en base a los anteriores datos, admitimos que existe una disolución química de las rocas silíceas, aunque el proceso sea muy lento.

En Sarisariñama se han propuesto procesos de alteración hidrotermal, para explicar la friabilidad de la roca, removilizándose posteriormente el material, por acción de las aguas meteóricas (ZAWIDZKI et al., 1976; MARTINI, 1984 a y 1987).

Urbani (1986) desarrolla la siguiente hipótesis para la génesis de este karst:

La meteorización química disuelve el cemento de la roca a través de los contactos intergranulares, dando lugar a un material sumamente deleznable (arenitización). En zonas muy fracturadas (típicamente los bordes de los tepuys) el proceso se extiende en profundidad o a través de los planos de estratificación.

Las zonas así alteradas que son cortadas por una superficie abierta (un valle o un escarpe) sufren un proceso de “tubificación” o “piping”, sobre todo cuando las presiones del agua son importantes (MARTINI, 1984b). Esto es frecuente en los grandes escarpes, donde las diferencias de cota alcanzan a veces varios centenares de metros. El proceso origina conductos de distintas formas, inicialmente en condiciones freáticas, que pueden pasar luego a vadosas, pudiendo quedar los conductos abandonados por el agua, y siendo frecuentes entonces los colapsos.

Según este autor, resulta frecuente la falta de comunicación con dimensiones penetrables, entre colectores y surgencias, ya que los conductos están colmatados por arena.

En cualquier caso, los autores citados no aportan ninguna opinión relativa a los primeros estados de la karstificación. LARIO et al. (1992) admiten que la karstificación se produce, como en los clá-

sicos karst carbonatados, a favor de discontinuidades de la roca, formándose por disolución los conductos preferenciales, por donde circula el agua y produciéndose, simultáneamente, los procesos de pérdida del cemento silíceo y arenitización que se citaban anteriormente. Estos mismos autores calculan tasas de evapotranspiración del 6 al 9% de la precipitación, lo que parece posible dada la karstificación y la elevada tasa de precipitación. Para una lluvia de 4.000 mm/año, tendríamos una disolución anual de sílice de sólo 1,5 g/m² de superficie, lo que habla de la lentitud con la que se desarrollan los procesos de karstificación en estos materiales.

Un ejemplo de Sistema Kárstico: El Sistema Aonda (Auyantepuy)

En el Macizo del Auyantepuy, ubicado a 1.750 m.s.n.m. y con unos 700 km² de superficie, se encuentra la mayor cascada del mundo, el Salto del Angel o Churún Merú, con cerca de 1.000 m de desnivel. En el borde nororiental de este tepuy se localiza el Valle del Río Aonda, donde se encuentra el sistema kárstico del mismo nombre.

El Sistema Aonda se localiza sobre una plataforma, separada de la superficie superior del Auyantepuy por un escarpe de 150 m. Esta plataforma presenta una red de fracturas principales de dirección OSO-ENE, a favor de las cuales se han encajado los cañones, alguno de los cuales ha

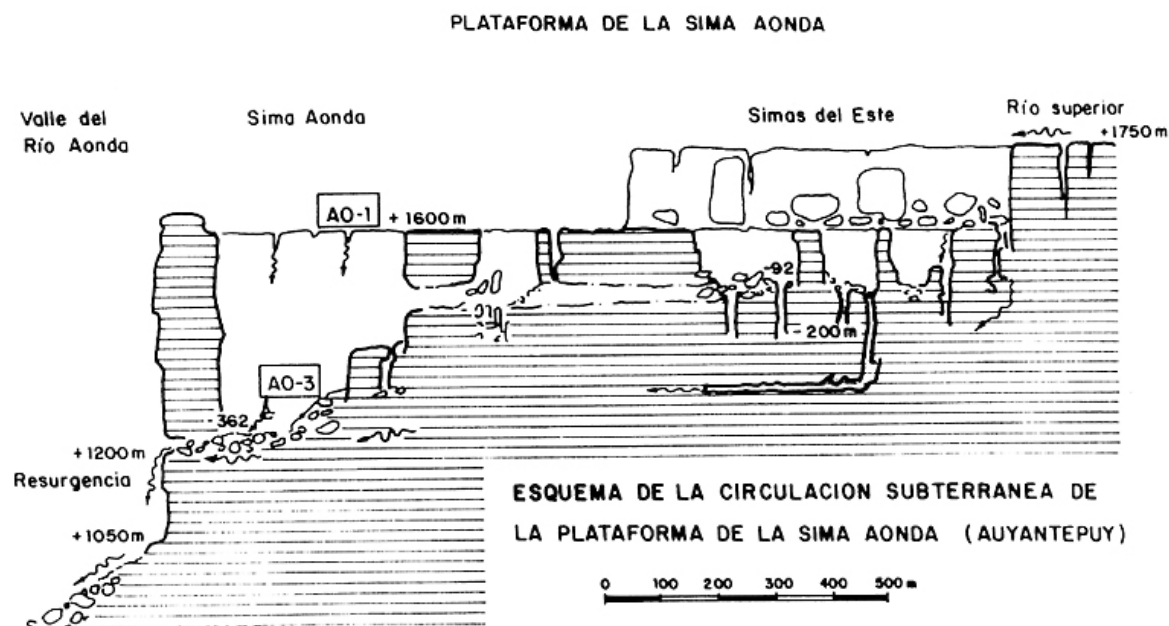


Figura 5.4.

evolucionado a sumideros, por los que desaparecen los cauces que por ellos discurren, así como las aguas de escorrentía, debido a las altas precipitaciones de este área, que pueden alcanzar los 4.000 mm/año.

Es precisamente en uno de estos sumideros donde se infiltra el agua de un río procedente de la superficie superior del tepuy, y que se precipita por el escarpe, formando una cascada. El aumento de turbulencia en este lugar es, probablemente, la causa que ha motivado un aumento de la disolución en este punto, favoreciendo la formación de los conductos que han originado este sumidero, de más de 100 m de profundidad, a favor del cual se origina el caudal subterráneo que atraviesa todo el sistema.

Aunque en el sector existen varias simas importantes (GALAN y LAGARDE, 1989), la más importante es sin duda la espectacular Sima Aonda, de 320 m de largo, 80 m de ancho y 362 m de desnivel. En el fondo de la misma se desarrolla una selva higrófila, con árboles de hasta 25 m de altura (GALAN, 1983), ya que existe una gran humedad debida a los numerosos aportes de agua que recibe. El más importante es la surgencia que llega a la pared NE, a unos 15 m del suelo.

Las exploraciones llevadas a cabo (LARIO y MARTINEZ, 1991) pusieron de manifiesto la existencia de un río subterráneo común al Sistema, que sería el que surge dentro de Sima Aonda. La comunicación ha sido realizada recientemente por un grupo italiano, desde una sima más alta, probablemente del grupo de Simas Este, obteniéndose un recorrido de unos 2 km, y aumentándose el desnivel (Daviz Diez, com. pers.)(Figura 5.4).