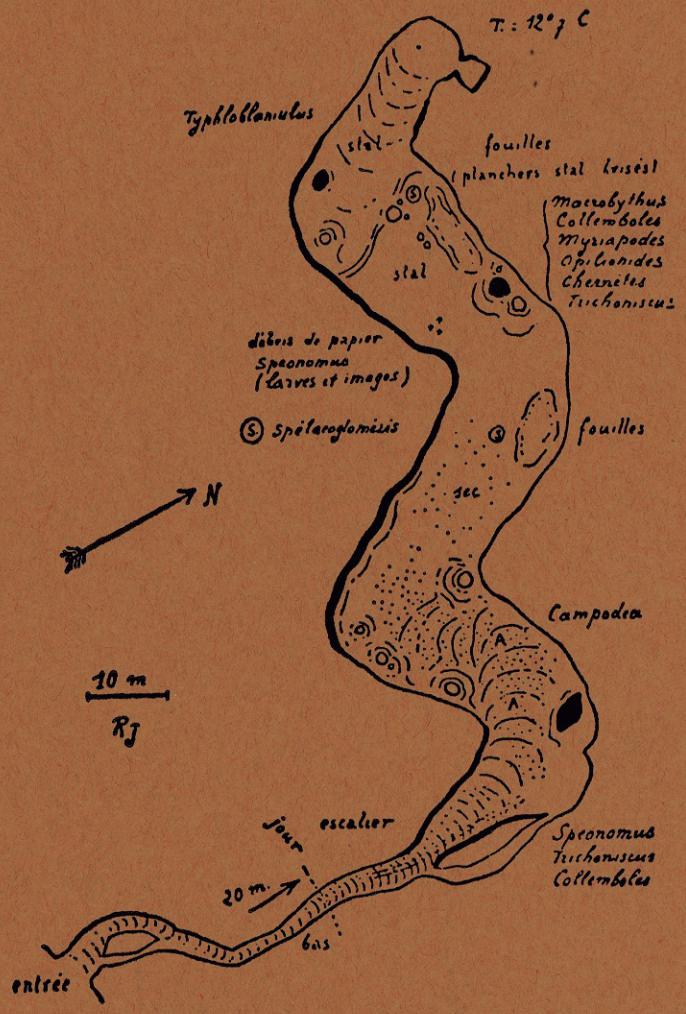
SPELEON

Centre Excursionista de Catalunya

Barcelona

Club Alpí Català



speleon

Volum 25 1980

CENTRE EXCURSIONISTA DE CATALUNYA
CLUB ALPÍ CATALÀ

SPELEON

VOL. 25

BARCELONA
Juny 1980

DIRECTOR

Francesc Español Coll

CONSELL DE GESTIÓ I REDACCIÓ

Marina Blas
Xavier Bosch-Martí
Alfred Montserrat
Carles Ribera
Maria Rosa Serrano

INTERCANVI

Alfred Montserrat

COL·LABORADORS

Anna Mir
Ramon Salas
Antoni Serra
Ramon Torrent
Cristina Vicente

Gravat de la portada: Galarra Ko Koba (Cueva de San Valerio), Mondragón, Guipúzcoa. Còpia original segons Jeannel i Racovitza, 1918.

Cedit per la S.I.S. del C. E. Terrassa.

Centre Excursionista de Catalunya - Club Alpí Català. C/. Paradís, 10 - Barcelona.

Dipòsit legal: B. 25.924-1970 Gràfiques Valls - Terrassa

SUMARI

Pág.

A. SERRA. — Sobre algunas subespecies de *Lithobius crypticola (Chilopoda, Lithobiomorpha)* del norte de la Península Ibérica ... 5

M. C. VICENTE y J. P. MAURIES. — Un género y una especie nuevos de Diplópodos Cavernícolas de Guipúzcoa, España. ... 9

EDUARD VIVES I NOGUERA. — Revisión del género *Apoduvalius* Jeannel (Col. Trechinae). 15

M. BLAS. — III.-Una nueva especie de *Adelopsis* Portevin de Perú. *(Coleoptera Catopidae)* ... 23

O. ESCOLÀ. — *Speonomus akarsticus* n. sp. (Col. *Catopidae, Bathysciinae*) del Pirineo del Pallars (Catalunya) ... 27

F. ESPAÑOL y X. BELLÉS. — Revisión del género *Speocharidius* Jeannel, 1919 (Col. *Catopidae, Bathysciinae*) ... 31

JACQUES BRUNET, PIERRE VIDAL, MARCEL STEFANAGGI. — Grotte de Font de Gaume aux Eyzies (Dordogne). Etude du taux de gaz carbonique de l'atmosphère. Conséquences pour la conservation des figurations préhistoriques ... 37

JOSÉ M. SANTIAGO. — El complejo kárstico del Cerro de las Motillas (Cádiz-Málaga) ... 47

JOSÉ MARÍA REDONDO VEGA. — Espeleogénesis de la vertiente sur del Macizo del Fresneda. Vegacervera (León) ... 65

WILLIAM R. HALLIDAY, M. D. — Caves of America's Pacific Northwest ... 77

JOAQUIM MONTORIOL-POUS, MARTÍ ROMERO I ALFRED MONTSERRAT I NEBOT. — Estudio vulcanoespeleológico de la Cueva de Don Justo (Isla de El Hierro, Islas Canarias) ... 83

ALFRED MONTSERRAT I NEBOT I MARTÍ ROMERO I RECTORET. — Introducción al conocimiento vulcanoespeleológico de la Isla de Fuerteventura (Islas Canarias) ... 93

MONTSERRAT UBACH I TARRÉS. — Paradise ice cave. Campaña espeleológica «Cascade Range-79» ... 99

MICHAEL BOURKE. — Progresos en Papua-Nueva Guinea: 1978-1979. (Traducido por Alfred Montserrat) ... 107

LADEK ZDROJ. — Reunión Internacional de la «Comisión de Físico-Química e Hidrogeología del Karst» en Polonia, 12-13 Febrero 1979. (Traducido por Dolors Romero) ... 115

DOLORS ROMERO I RECTORET. — Symposium sur l'érosion Karstique ... 117

MARINA BLAS. — Coloquio Internacional sobre la Evolución de los Coleópteros cavernícolas y endogeos ... 119

Speleon	25	Págs. 5-8	1980

Sobre algunas subespecies de *Lithobius crypticola* (Chilopoda, Lithobiomorpha) del norte de la Península Ibérica

por A. SERRA (*)

RESUM

En aquest treball s'estudien alguns Quilòpods cavernícoles del nord d'Espanya. Alguns d'ells, recollits a coves de Biscàia i d'Àlava, pertanyen a *Lithobius crypticola alavicus* Matic, 1959, mentre que d'altres els considerem com representants d'una nova subespècie, a la que donem el nom de *Lithobius crypticola fresnedensis* n. ssp. Així, es dóna una relació dels exemplars de la primera forma i la descripció de la segona.

RÉSUMÉ

L'étude de quelques Chilopodes de plusieurs grottes du nord de l'Espagne nous a permis d'identifier deux sous-espèces du *Lithobius crypticola* Ribaut, 1926: *Lithobius crypticola alavicus* Matic, 1959 des cavités d'Alava et Guipúzcoa et *Lithobius crypticola fresnedensis* n. ssp. de la Cueva del Fresnedo, Asturias, que par ses caractères morphologiques on considère nouvelle. On donne dans ce travail la description de cette nouveauté et une relation des exemplaires de *Lithobius crypticola alavicus* étudiés.

El estudio de algunos Quilópodos procedentes de varias cuevas del norte de España nos ha permitido identificar dos subespecies de *Lithobius crypticola* Ribaut, 1926, propia de cuevas de los Basses-Pyrénées, Francia. Una de ellas, *Lithobius crypticola alavicus* Matic, 1959, está descrita de cavidades de Alava y de Guipúzcoa y la otra, procedente de la Cueva del Fresnedo, Asturias, presenta algunas diferencias respecto a las anteriores, por lo que creemos pertenece a una nueva subespecie, a la que damos el nombre de *Lithobius crypticola fresnedensis* n. ssp.

A continuación damos una relación de los ejemplares estudiados, así como la descripción de la nueva forma.

LITHOBIUS CRYPTICOLA ALAVICUS Matic, 1959

Sima Itxina 1-S-54, Orozco, Vizcaya; 25.III.1967; C. Galán leg. El único macho capturado estaba en muy malas condiciones de conservación, faltándole el último par de patas. El sincoxito forcipular presenta 2+3 dientes, acompañados por dos espinas muy evidentes. Una antena consta de 51 artejos, estando rota la otra. Hay espinas coxolaterales en las P. 15.

Sima Itxina 1-S-151, Orozco, Vizcaya; 25.III.1967; C. Galán leg. Igualmente, el único macho que poseemos está bastante mutilado. No parecen existir espinas coxolaterales. El sincoxito forcipular está armado de 2+2 dientes. Antenas con 49+52 artejos. Ocelos pequeños, dispuestos en tres fi-

(*) Departamento de Zoología, Facultad de Biología, Universidad de Barcelona.

las, según las fórmulas 1+2,4,4 y 1+4,3,2. Organo de Tömösvary pequeño.

Cueva de Mairuelegorreta, Murua, Alava; 18.IV.1976; M. Vives leg. De los 4 ♂♂ y 4 ♀♀ capturados, sólo un ejemplar de cada sexo parecen ser adultos, siendo los demás inmaturos. Sincoxito forcipular con 2+2 dientes en todos ellos. Antenas formadas de 43 a 49 artejos (48 a 49 en los adultos). Espinas coxolaterales sumamente variables, presentes en las dos P. 15, sólo en una de ellas, o ausente. Ocelos dispuestos siempre en tres filas, en número de 9 a 11 a cada lado de la cabeza. Organo de Tömösvary pequeño. La única hembra adulta presenta 2+2 espolones y una uña tridentada con un muy pequeño dentículo en la arista externa situado cerca de la base y un dentículo grande en la arista interna, cerca de la punta.

Cueva de Pagolusieta, Acero, Vizcaya; 16.VII.1977; C. Galán leg.; 2 ♂♂ y 2 ♀♀. Sincoxito forcipular armado de 2+2 dientes, excepto un individuo que presenta 3+2. Antenas compuestas de 52 a 59 artejos. Ocelos en número de 10 a 14, dispuestos en tres filas. Organo de Tömösvary pequeño, igual a los ocelos de menor tamaño. Espinas coxolaterales presentes en todas las P. 15. Apéndices genitales de las hembras armados de 2+2 espolones y una uña tridentada en una y bidentada en la otra, faltando en esta última el dentículo de la arista externa.

Lithobius crypticola fresnedensis n. ssp.

Material estudiado: Cueva del Fresnedo, Fresnedo, Asturias; 24.VII.1975; C. Ballbè, E. Vives y A. Serra leg. Holotipo ♀, alotipo ♂, 4 paratipos ♀♀ y 10 paratipos ♂♂ (A. Serra coll.).

Longitud del cuerpo de 13 a 17 mm.

Color pardo amarillento claro, más oscuro en la cabeza, base de las antenas y terguitos posteriores.

Cabeza más ancha que larga. Antenas largas, formadas de 47 a 63 artejos.

Borde rostral del coxosternum forcipular armado de 3+3 dientes (tres individuos de pequeño tamaño presentan 2+3) acompañados de 1+1 espinas evidentes (fig. 1).

De 4 a 7 ocelos a cada lado de la cabeza, pequeños y dispuestos irregularmente; son muy o totalmente despigmentados y a veces sólo tenues abombamientos de la cápsula cefálica. Organo de Tömösvary grande, mayor que el de los ocelos, ovalado y de perímetro fuertemente quitinizado (fig. 2).

Terguitos 9, 11 y 13 presentando prolongaciones agudas en los bordes posteriores.

Espinulación prácticamente igual a la de la forma típica; espinas coxolaterales en las P. 15, muchas veces en sólo uno de los lados y pudiendo faltar totalmente.

Uña apical de las P. 15 simple, aunque en la mayoría de los ejemplares en la cara ventral externa existe una pequeña espícula.

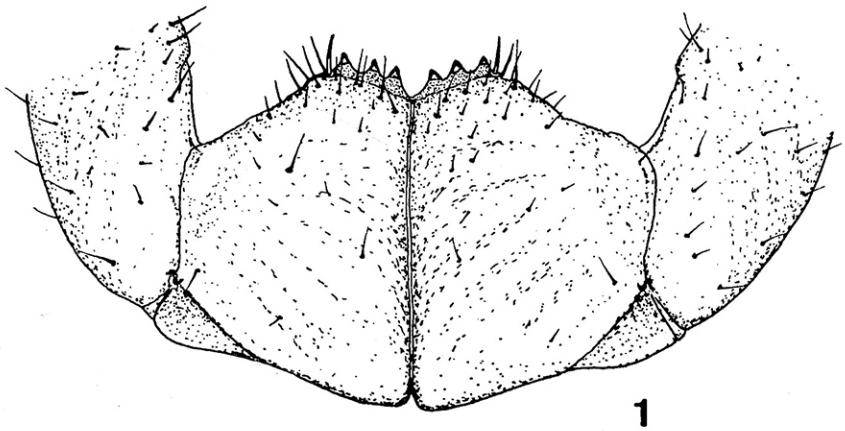
Porcentajes de longitud de los artejos de las P. 15:

F x C =	88,46	a	98,36 %
T x C =	101,75	a	112,29 %
ta 1 x C =	95,74	a	106,65 %
ta 1 x F =	105,88	a	111,95 %
ta 2 x C =	63,11	a	71,27 %
ta 2 x F =	64,16	a	78,82 %

Apéndices genitales de la hembra armados de 2+2 espolones y de una uña bidentada (fig. 3).

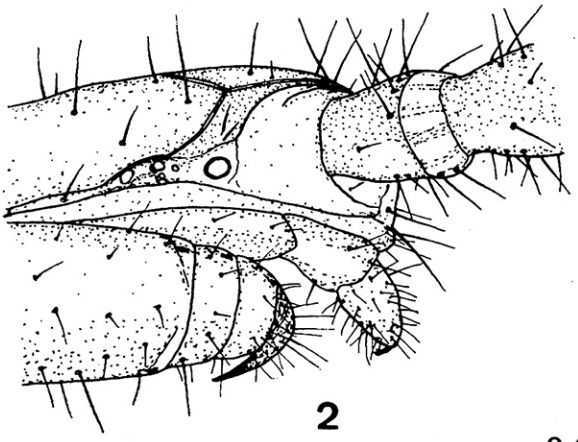
Por la presencia de 3+3 dientes en el sincoxito forcipular, la nueva subespecie se aproxima a *Lithobius troglodytes scutigeropsis* y *Lithobius troglodytes rupicola*. De la primera se diferencia claramente por el número y disposición de los ocelos, espinulación dorsal de las P. 15 (DpT), porcentajes de longitud de los artejos de las P. 15 y apéndices genitales de la hembra. De la segunda, además de estos caracteres se puede añadir la estructura sexual secundaria del fémur y de la tibia de las P. 15 de los machos.

Dentro de la especie *Lithobius crypticola fresnedensis* n. ssp. es próxima a

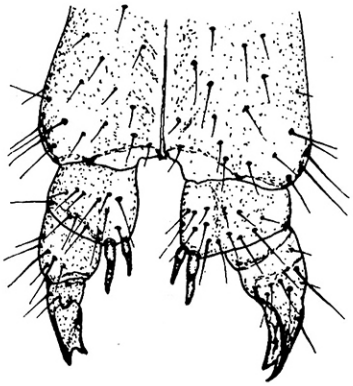


1

0,4



2



3

0,4

Lithobius cripticola fresnedensis n. ssp.
Fig. 1. — Sincoxito forcipular del holotipo ♀.
Fig. 2. — Campo ocelar y órgano de Tömösvary del holotipo ♀.
Fig. 3. — Apéndices genitales del holotipo ♀.
(El valor de las escalas está expresado en milímetros.)

Lithobius crypticola alavicus y a *Lithobius crypticola bicuspidata.* Al igual que aquellas, estas dos formas presentan los apéndices genitales femeninos armados de 2+2 espolones. Damos a continuación un cuadro con los principales caracteres diferenciales de estas subespecies y de la forma típica.

	L. crypticola	*L. c. bicuspidata*	*L. c. alavicus*	*L. c. fresnedensis n. ssp.*
Antenas	46-64	50-60	48-59	47-63
Cox. forc.	2+2(3+3)	2+2 (3+2)	2+2 (2+3)	3+3 (3+2)
Ocelos	2-7 irregulares	4-5	9-14 en tres filas	4-7 irregulares
Gonóp. ♀	3+3 espolones y una uña tridentada	2+2 y uña tridentada	2+2 y uña bidentada o tridentada	2+2y uña bidentada
F x C	93,4 — 98,4		86,66 — 89,87	88,46 — 98,36
T x C	105,2 — 112,9		101,33 — 106,32	101,75 — 112,29
ta1 x C	100,0 — 104,8		100,00 — 109,09	95,74 — 106,65
ta1 x F	106,5 — 108,8		110,00 — 123,52	105,88 — 111,95
ta2 x C			58,86 — 64,00	63,11 — 71,27
ta2 x F			65,49 — 73,84	64,16 — 78,82

BROLEMAN, H. W. (1930): Élements d'une Faune des Myriapodes de France. Chilopodes. *Imprimerie Toulousaine.*

DEMANGE, J. M. (1956): Étude sur *Lithobius troglodytes* et ses variétés et description de deux formes nouvelles. *Notes Biospéologiques XI* (2): 107-121.

DEMANGE, J. M. (1958): Contribution à la connaissance de la faune cavernicole de l'Espagne (Myriapodes, Chilopodes: Lithobioidea). *Speleon, IX* (1-2): 27-49.

DEMANGE, J. M. (1959): Contribution à la connaissance de la faune cavernicole de l'Espagne. (Myriapodes) (2ème note). *Speleon, X* (3-4): 241-252.

MATIC, Z. (1958): Contribution à la connaissance des Lithobiidés cavernicoles de France (Collection «Biospeologica», VIIe et VIIIe séries). *Notes Biospéologiques, XIII (2): 155-168.*

MATIC, Z. (1959): Noi contributii la cunoasterea Lithobiidelor cavernicole din Peninsula Iberica. *Studii cercetari Biol. Cluj, 2 Anul X, pp. 323-333.*

Speleon	25	Pág. 9-13	1980

Un género y una especie nuevos de Diplópodos Cavernícolas de Guipúzcoa, España

(Myriapoda - Diplopoda)

por M. C. VICENTE (1) y J. P. MAURIES (2)

RESUM

S'estudia un petit lot de material recol.lectat per la Secció de Biospeleologia de la Societat Catalana d'Història Natural, en el qual apareixen noves localitats de *Trachysphæra ribauti, T. drescoi (Glomeridæ)* i *Mesoiulus stammeri (Iulidæ)*. Es descriuen dues espècies de Craspedosomidos, l'una pertanyent al gènere *Cranogona (Anthogonidæ)*, endemic dels Pirineus, i l'altra representa el tipus d'un nou gènere, *Guipuzcosoma*, de la família *Vandeleumidæ*.

RÉSUMÉ

Etude d'un petit matériel récolté en Guipuzcoa et Navarre par la Secció de Biospeleologia de la Societat Catalana d'Història Natural.

Nouvelles localités pour *Trachysphaera ribauti et T. drescoi* (Glomerides) ainsi que pour *Mesoiulus stammeri* (Iulide).

Description de deux espèces nouvelles de Craspedosomides: l'une appartient au genre endémique pyrénéen *Cranogona* (Anthogonidæ), l'autre est le type d'un nouveau genre *Guipuzcosoma*, qui appartient à la famille des Vandeleumidæ.

En el presente trabajo se estudian diplopodos de las provincias de Navarra y Guipúzcoa, recolectados exclusivamente en el medio cavernícola, teniendo ocasión de añadir nuevas citas de especies conocidas y describir un género y una especie nuevos de diplopodos Crapesdosomidos.

Agradecemos a Marina Blas, Eduardo Vives, Antoni Serra y Jordi Comas, miembros, todos ellos, de la Secció de Biospeleologia de la Societat Catalana d'Història Natural, la amabilidad de haber puesto a nuestra disposición el interesante material que es objeto de estudio en esta nota.

El mérito de los recolectores es grande porque la región prospectada por ellos es una de las más conocidas de España tanto desde el punto de vista miriapodológico como biospeleológico (Mauriès, 1975 a).

GLOMERIDA

TRACHYSPHAERIDAE

Trachysphaera ribauti (Condé & Demange, 1961).

Provincia de Guipúzcoa, Cueva Galarra, Mondragón, 25-3-75, leg. E. Vives, M. Blas y A. Serra, 17 ♂♂, 20 ♀♀, 2 ♂♂ j. y 2 ♀♀ j.

Nueva estación, cerca de la localidad tipo (Mauriès, 1971 b).

Trachysphaera drescoi (Condé & Demange, 1961).

---

(1) Departamento de Zoología, Universidad Autónoma, Bellaterra, Barcelona (España).

(2) Laboratoire de Zoologie-Arthropodes, Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, France.

Provincia de Navarra, Cueva Orobe, Alsasua, 27-3-78, leg. E. Vives, M. Blas y A. Serra, 1 ♂. Especie nueva para Navarra (Mauriès, 1971 b).

IULIDA

Pachyiulidae

Mesoiulus stammeri (Verhoeff, 1938).

Provincia de Guipúzcoa, Cueva Galarra, Mondragón, 25-3-78, leg. E. Vives, M. Blas y A. Serra, 7 ♂♂, 3 ♀♀, 1 ♀ j.

Guipúzcoa, Sima Ekainico, Cestona, 26-3-78, leg. E. Vives, M. Blas y A. Serra, 1 ♂, 6 ♀♀, 1 ♀ j.

Estas estaciones son nuevas (Mauriès, 1971 a).

Provincia de Guipúzcoa, Cueva de Aïtkirri, Aranzazu, Oñate, 25-3-78, leg. E. Vives, M. Blas y A. Serra, 6 ♂♂, 13 ♀♀.

POLYDESMIDA

Polydesmidae

Polydesmus coriaceus coriaceus Porat, 1879.

Provincia de Navarra, Cueva Orobe, Alsasua, 25-3-78, leg. E. Vives, M. Blas y A. Serra, 1 ♂. Estación nueva (Mauriès, 1971 c).

CRASPEDOSOMIDA

Anthogonidae

Cranogona espagnoli n. sp. 1.

Loc. tip.: España, provincia de Guipúzcoa, Cueva de S. Valerio, Mondragón, 25-3-78, leg. A. Serra, M. Blas y E. Vives, 1 ♂ holotipo 3 ♂♂, 3 ♀♀ paratipos, 1 ♀ j. (Material depositado en la colección M. C. Vicente, excepto 1 ♀ paratipo, en el M.N.H.N. de París).

Cuerpo de 30 anillos. Coloración blanco amarillenta; pigmentación ausente. En algunos ejemplares existen unas ligeras trazas de pigmentación en la superficie dorsal de la cabeza, en los primeros anillos del cuerpo, en la base de las mandíbulas así como en las antenas y ocelos.

Cápsula cefálica pubescente. Clípeo plano-convexo en los dos sexos. Labro tridentado. Región interantenal abombada. Antenas de longitud total 1,9 mm., siendo la maza antenal de 0,7 milímetros (6,5 veces más larga que ancha). Campo ocelar en forma de media luna con ocelos ligeramente pigmentados en algunos ejemplares.

Collum en semicírculo con 3-3 sedas tergales.

1) Especie dedicada al Sr. Español, ex director del Museo de Zoología de Barcelona, cuya dedicación y apoyo a la Biospeleología, son encomiables.

Vandeleumidae

Guipuzcosoma n. g.

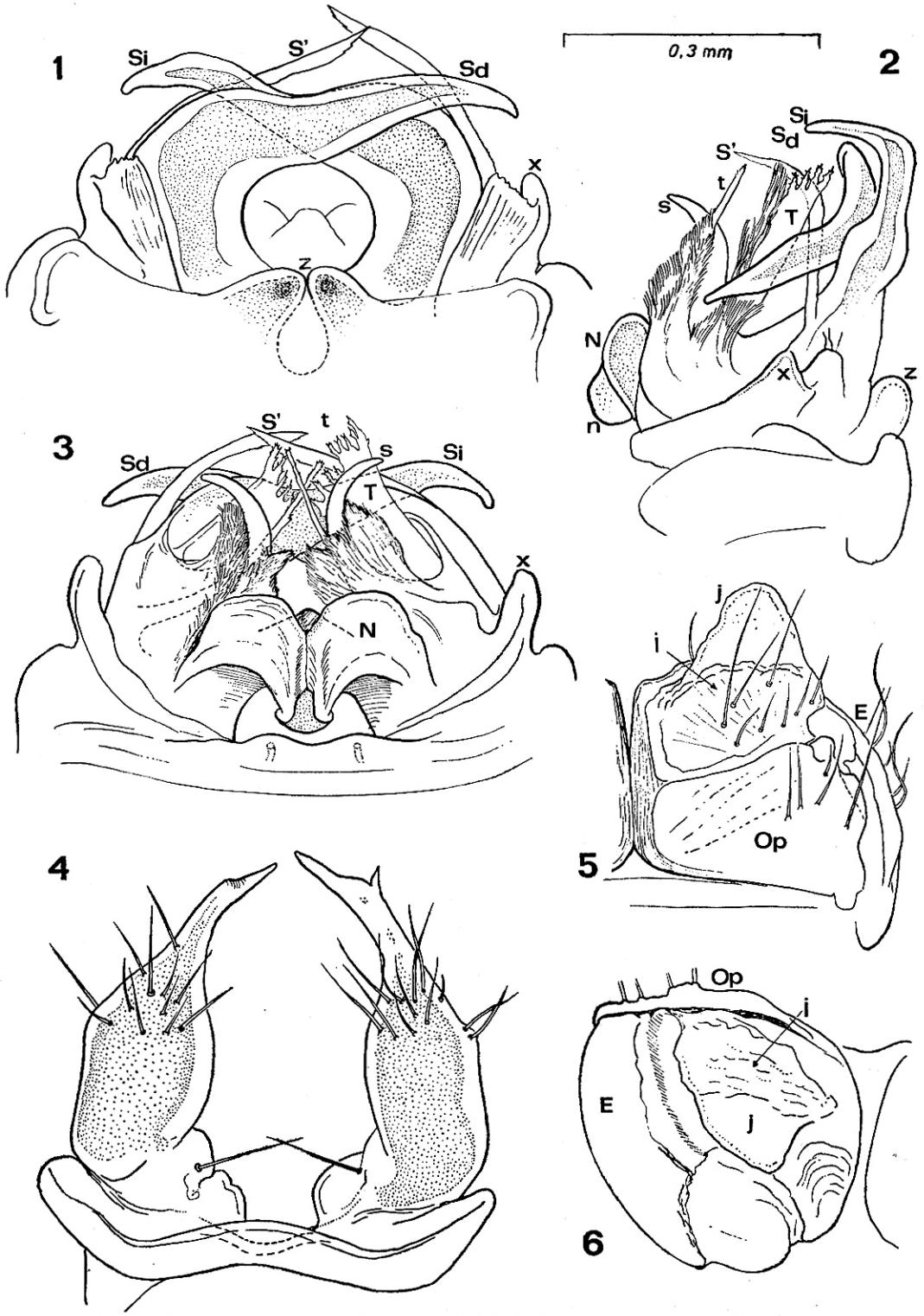
Próximo de *Vandeleuma* Mauriès, 1966, pero teniendo gonópodos con telopoditos completamente divididos en astas y con colpocoxitos desarrollados en láminas parasagitales. Paragonopodos tan anchos como los gonopodos, Mentum y promentum. 30 anillos Macrosedas agrupadas en los lados. Vulvas soldadas en la línea media. Tipo: *G. comasi* n. sp.

Guipuzcosoma comasi n. sp. 2.

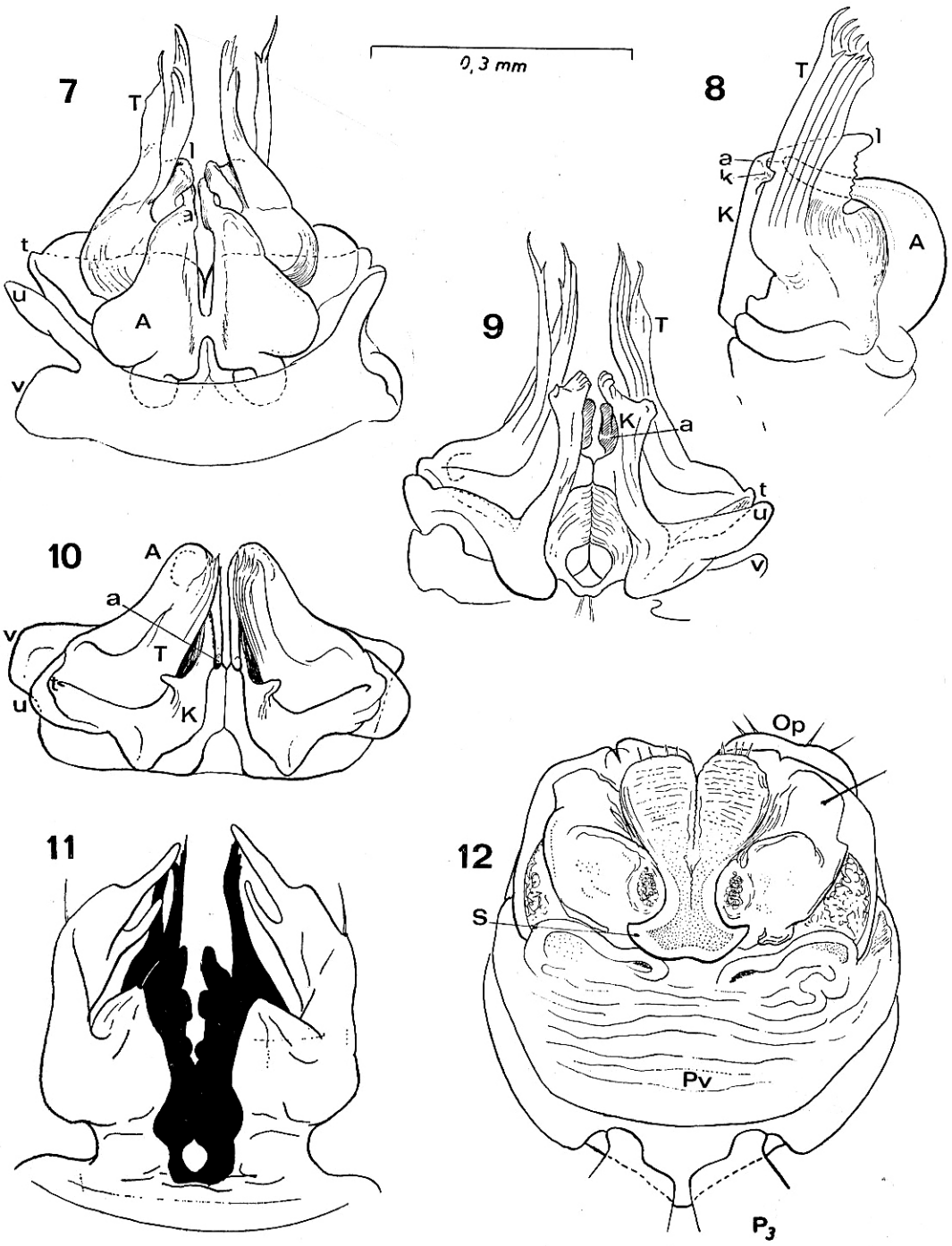
Loc. tip.: España, provincia de Guipúzcoa, Sima Aundia III, Altiza, 16-4-

Caracteres morfológicos externos de *Cranogona espagnoli*

	Lg.	*∅ horizontal*	*∅ vertical*	*N.º ocelos*
1 ♂ holotipo	9,6 mm.	0,7 mm.	0,6 mm.	6
1 ♂ paratipo	10 mm.	0,7 mm.	0,7 mm.	3
1 ♂ paratipo	10,2 mm.	0,7 mm.	0,7 mm.	3
1 ♂ paratipo	9 mm.	0,8 mm.	0,7 mm.	4
1 ♀ paratipo	12,5 mm.	0,9 mm.	0,8 mm.	4
1 ♀ paratipo	9,8 mm.	0,8 mm.	0,8 mm.	4
1 ♀ paratipo	11,5 mm.	0,7 mm.	0,7 mm.	5
1 ♀ j.	7,2 mm.	0,5 mm.	0,4 mm.	5



Figs. 1-6. — *Cranogona espagnoli* n. sp.: 1,♂ holotipo, gonopodos (P. 8) en vista oral — 2, los mismos, vista lateral — 3, los mismos,vista aboral — 4, paragonopodos (P. 9) — 5, ♀ paratipo: vulva, vista oral — 6, vulva, vista distal.



Figs. 7-12. — *Guipuzcosoma comasi* n. g., n. sp.: 7, ♂ holotipo, gonopodos (P. 8) en vista oral — 8, los mismos, vista lateral — 9, los mismos, vista aboral — 10, los mismos, vista distal — 11, paragonopodos (P. 9) y en negro gonopodos — 12, ♀ paratipo, vulvas y P. 3, vista distal.

1976, J. Comas, 1 ♂ holotipo, 2 ♀♀ paratipos (material depositado en la colección M. C. Vicente).

Caracteres morfológicos externos:

	Lg.	∅ *horizontal*	∅ *vertical*	*N.º ocelos*
♂ holotipo	8,6 mm.	0,7 mm.	0,6 mm.	14
♀ paratipo	9 mm.	0,8 mm.	0,6 mm.	17
♀ paratipo	8 mm.	0,7 mm.	0,6 mm.	12

30 anillos. Coloración amarillenta con una ligera pigmentación marrón dorsalmente en el cuerpo, patas y antenas. Cápsula cefálica pubescente. Clipeo plano-cóncavo en el ♂ y plano-convexo en el caso de la ♀. Labro tridentado. Región interantenal abombada. Antenas de longitud total 1,2 mm., siendo la maza antenal 0,7 mm. (5,5 veces más larga que ancha). Campo ocelar subtriangular, con ocelos bien pigmentados. Collum en semicírculo con 3-3 sedas tergales. Anillos medianos con rebordes bien individualizados, pero pequeños y colocados en el medio de los flancos; sedas tergales (3-3) largas, inclinadas hacia atrás y agrupadas lateralmente, formando entre sí un ángulo de unos 120º aproximadamente. La seda interna es un poco más corta que la distancia entre ella y el surco dorso-mediano. La distancia entre la seda media y la externa es igual a unos 3/4 de la existente entre la seda interna y la media. La separación entre el surco dorso-mediano y la seda interna es igual a 4 veces la existente entre la seda media y la interna.

Pigidio truncado postdorsalmente, con 2 tubérculos setiferos y 1 - 1 sedas dorsales. Valvas anales con 3 sedas premarginales. Valva subanal en forma de escama simple con 1 - 1 sedas.

Patas ambulatorias de 1 mm. de longitud.

2) Especie dedicada a su recolector Jordi Comas.

Caracteres sexuales del ♂:

P. 7, P. 10 y P. 11 sin particularidad notable.

P. 8 (gonopodos, figs. 7-10) son bastante semejantes a los del género *Vandeleuma*, pero se distinguen por:

a) La mayor división sagital del angiocoxito en dos mitades, cada una de éstas se prolonga en una digitación a.

b) El menor desarrollo del telopodito T, aquí más delgado y dividido en 5 astas, las 4 más anteriores con 2 puntas en su extremidad.

c) Los colpocoxitos K, desarrollados en láminas parasagitales y no en cuernos.

P. 9 (paragonopodos, fig. 11) tan anchos como los gonópodos, su parte terminal es bífida.

Caracteres sexuales de la ♀ (fig. 12):

Vulvas soldadas en la línea media por la parte posterior de las valvas internas, manifestándose la soldadura por una formación impar mediocircular S. Otra particularidad muy notable: la presencia, entre las vulvas y el esternito de las P. 3, de una ancha formación postvulvar Pv arrugada transversalmente.

BIBLIOGRAFIA

MAURIES, J. P. (1966): *Vandeleuma* et *Vascosoma*, genres nouveaux des grottes du Pays basque français. *Ann. Speoleol.*, 21, 3: 631-641.

MAURIES, J. P. (1971) a: Diplopodes épigés et cavernicoles des Pyrénées espagnoles et des Monts cantabriques. IV-V. Blaniulides et Iulides. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 107, 1-2: 103-116.

MAURIES, J. P. (1971) b: *Idem.* VI. Polydesmides. *Ibidem.*, 107, 1-2: 117-124.

MAURIES, J. P. (1971) c: *Idem.* VII. Glomerides. *Ibidem.*, 107, 3-4: 423-436.

MAURIES, J. P. (1975) a: *Idem.* VIII. Liste recapitulative, Additions, corrections, Conclusions. *Ibidem.*, 111, 1-2: 126-134.

MAURIES, J. P. (1975) b: Notes sur les Diplopodes pyrénéens. V. Le genre endemique *Cranogona* Ribaut, 1913. Une nouvelle espèce cavernicole. *Ann. Spéléol.*, 30, 2: 337-341.

RIBAUT, H. (1913): Biospeologica XXVIII. Ascospermophora (Myriopodes), *Arch. Zool. exp. gén.*, Paris, 5ème série, 10, 8: 399-478, pl. XXXI-XLVII.

Speleon	25	Pág. 15-21	1980

Revisión del género *Apoduvalius* JEANNEL

(Col. Trechinae)

por EDUARD VIVES I NOGUERA (*)

RESUM

El gènere *Apoduvalius* va ésser descrit per JEANNEL l'any 1953 per englobar dues espècies de *Trechinæ* cavernícoles procedents de la part oriental de la Serralada Cantàbrica.

Clarament separat de la resta de gèneres de *Trechinæ* coneguts, constitueix actualment un element molt característic de la fauna cavernícola cantàbrica.

En aquest treball s'intenta fer una recopilació de totes les dades que poseïm actualment sobre aquest gènere, incorporant les novetats darrerament descrites; es divideix en dos subgèneres, i es reconsidera la seva relació amb els gèneres *Duvalius* DELAR i *Geotrechus* JEANN.

ABSTRACT

This work is a revision of the genus *Apoduvalius*, created by Dr. JEANNEL in 1953. This genus contained the five specimens of *Trechinæ* cavernicole of the Cantabrian Mountains. In fact, it is some diferent of other *Trechinæ* and this fact give to this genus a especial importance.

In this note the author makes a compilation of all the details are known and all the news. Also the author divided the genus in two sub-genus acording the relations it have with the genus *Duvalius* DELAR and *Geotrechus* JEANN.

Dentro del conjunto de coleópteros cavernícolas que constituyen la fauna subterránea de la región cantábrica, destaca como el más característico entre los carábidos el género *Apoduvalius*. Descrito por JEANNEL en 1953 para un grupo de tréquidos propios de esta zona y que conjuntamente con los géneros de catópidos, *Breuilia, Speocharis* y *Oresigenus* dan un carácter propio a la fauna de los coleópteros cavernícolas cantábricos.

Género APODUVALIUS JEANNEL, 1953

Apoduvalius: JEANNEL, 1953. Notes Biospéol. vol. VIII, p. 121.

Apoduvalius: ESPAÑOL, 1965. Pub. Inst. Biol. Apl. t. XXXVIII, p. 147.

Apoduvalius: VIVES (*sensu nov.*) 1975-76. *Speleon* t. 22, p. 163.

— Especie tipo: *A. negrei* JEANN.

Especies de tamaño pequeño, de 3 a 4 milímetros, despigmentadas, ciegas. Cabeza mediana con los surcos frontales completos, regularmente arqueados. Ojos sustituidos por una fina cicatriz casi invisible. Antenas no muy largas. Palpos maxilares con el último artejo acuminado, más largo que el penúltimo. Labio unido a la pieza prebasilar con un diente mediano bífido, dicha pieza con seis o siete sedas. Pronoto cordiforme, con los ángulos posteriores muy pequeños. Elitros ovalados, con los húmeros borrados, la cresta apical larga y fina, con la estría recurrente prolongada hasta la quinta estría. Sin estriola paraescutelar; es-

(*) Laboratori de Biospeleologia de la S.I.S. del C. E. Terrassa. P. O. Box - 491, Terrassa (Spain).

triación visible y punteada, disminuyendo hacia los lados externos. Tibias anteriores pubescentes en su cara externa anterior, con dos artejos dilatados en los tarsos anteriores de los machos.

Quetotaxia: dos sedas frontales, las pronotales presentes, dos sedas discales y una apical, esta última perfectamente agregada, con las cuatro quetas humerales equidistantes a lo largo del reborde marginal; las sedas medias casi a la mitad del élitro. Organo copulador masculino con el saco interno provisto de una pequeña pieza anisótopa y tapizado todo él por finas escamas. Parámetros laterales en forma de estilos con tres o cuatro sedas en su extremo.

Relacionado por JEANNEL, con el grupo de los *Duvalius*, pero claramente separado de éstos debido a su pieza copulatriz netamente anisótopa y típicamente asimétrica. Creo debe situarse más bien próximo a *Geotrechus* y *Speotrechus* con los que comparte varios caracteres, asimismo relacionado también con *Paraphaenops* de Cataluña con el que seguramente coincide en la época Pontiense al poblar la zona baja de la depresión del Ebro, al igual que *Speocharis (Catopidae)*, quedando *Paraphaenops* recluido a los macizos montañosos del sur de la desembocadura del Ebro, mientras que *Apoduvalius* y *Speocharis* remontarían su depresión hasta alcanzar la zona cantábrica, para formar un grupo de población paralelo al que los *Geotrechus* y *Speonomus* ocupan en la zona pirenaica y de los que copian sus costumbres y a los que parecen sustituir.

Desconocemos por qué razón JEANNEL (1953), seguido posteriormente por VANDEL (1964) y por LANEYRIE (1974) incorporan al típico *Duvalius jurjurae* PEYER., de las cavidades del Djurjura (Argelia), al género *Apoduvalius*; puesto que si bien su edeago presenta el saco interno desprovisto de piezas, la estructura del mismo lo aparta totalmente de este género, además de que su morfología externa lo sitúa claramente entre los *Duvalius* s. str. y no entre los *Apoduvalius*, razón por la cual creo debe excluirse de este género.

Representado por dos subgéneros y cinco especies conocidas.

CUADRO DE ESPECIES

1 Especies con los élitros recubiertos por una pubescencia muy difusa y corta, pero visible de perfil, principalmente en el reborde humeral ..... (Subgén. *Trichapoduvalius*) ..... 1 *alberichae.*

— Especies sin la indicada pubescencia .... (Subgén. *Apoduvalius*) s. str. 2.

2 Especies con el protórax más largo que ancho ..... 3.

— Especies con el protórax más claramente transverso ..... 4.

3 Tamaño menor. Protórax no sinuado en su parte posterior, ángulos posteriores pequeños. Elitros oblongos, con los húmeros apenas indicados, interestrías punteadas. Edeago con el ápice curvado hacia arriba, bulbo basal engrosado y con alerón sagital ..... 2 *negrei.*

— Tamaño algo mayor. Protórax netamente sinuado en su parte posterior, con los ángulos posteriores grandes. Elitros más regularmente ovalados, con sus ángulos humerales totalmente borrados, las interestrías planas. Edeago más corto, con su ápice rectilíneo, no curvado, el bulbo basal no engrosado y sin alerón sagital ..... 3 *drescoi.*

4 Cabeza grande, más larga que el protórax. Elitros largos y con los húmeros ligeramente insinuados. Edeago corto y espeso, bulbo basal sin alerón sagital ..... 4 *franzi.*

— Cabeza menor. Protórax fuertemente sinuado en su tercio posterior, con los ángulos posteriores agudos y salientes. Elitros ovalados, con los húmeros muy oblicuos, totalmente borrados, estrías apenas visibles, las externas borradas. Edeago alargado, con el borde ventral fuertemente curvado, provisto de un gran alerón sagital ... 5 *serrae.*

Subgénero *Trichapoduvalius* VIVES

Apoduvalius Subgén. *Trichapoduvalius* VIVES 1975-76. Speleon. t. 22, p. 164.

— Especie tipo: *A. alberichae* ESP.

Especies caracterizadas por poseer en sus élitros una fina pubescencia muy distinta a las largas sedas normales (trichobotrias), difusa y rala, pero que se aprecia perfectamente en visión de perfil, principalmente en la zona del reborde humeral. Por el momento este subgénero es propio de la vertiente sur de la cornisa cantábrica, con una sola especie.

1. *Apoduvalius (Trichapoduvalius) Alberichae* ESPAÑOL.

Apoduvalius alberichae ESPAÑOL 1971. Pub. Inst. Biol. Apl. t. LI., p. 93.

Apoduvalius (Trichapoduvalius) alberichae: VIVES 1975-76. Speleon, t. 22, p. 164

Fig. 1. Long. 3,5 a 4 mm. Grácil despigmentado, amarillo testáceo. Cabeza redondeada, algo más estrecha que el protórax, surcos frontales enteros y poco profundos pero bien marcados, sin trazas de ojos. Antenas moderadamente largas, con sus artejos medios doble tan largos como anchos. Protórax cordiforme, ligeramente transverso, estrechado en la base; lados redondeados por delante, muy ligeramente sinuosos por detrás; ángulos posteriores rectos, surco marginal ancho y regular.

Elitros oblongos, algo más de vez y media tan largos como anchos, en óvalo regular y con sus bordes rebordeados, su máxima anchura en la mitad; ángulos humerales borrados; estrías enteras y punteadas. Provistos de dos sedas discales y una apical, la primera discal en el tercio anterior, la segunda en el medio, ambas sobre la tercera estría, la apical en la zona de unión de la segunda con la tercera; la serie umbilicada agregada; además, toda la superficie elitral recubierta de unas pequeñas sedas bien visibles de perfil, principalmente en la zona humeral.

Edeago fig. 2, alargado y comprimido lateralmente, con su mayor anchura en la parte posterior, la parte apical en punta dirigida hacia adelante, la base ligeramente angulosa, con el bulbo fuertemente engrosado y provisto de un alerón sagital, el borde ventral en curva atenuada. Saco interno tapizado de pequeños dientes que enmascaran una pieza dorsal, probablemente residuo de una antigua pieza lateral. Estilos alargados y provistos de cuatro sedas en su extremidad.

DISTRIBUCION

Prov. de Palencia. Cueva del Triángulo, Velilla de Carrión (AUROUX leg.). Cueva de Agudín, Cardaño de Abajo (AUROUX leg.).

Prov. de León. Cueva de la Botija, 9. VII.76, Priorio (SALGADO leg.).

Especie propia de la zona sur de la cornisa cantábrica donde forma, junto con otras nuevas citas, una de las especies más extendidas, opuesta a los *Apoduvalius* s. str. característicos de la vertiente norte cantábrica, localizados actualmente entre la cornisa cantábrica y el mar.

Subgénero *Apoduvalius* s. str.

2. *Apoduvalius negrei* JEANNEL.

Apoduvalius negrei JEANNEL, 1953.

Notes Biospéol. t. 8, p. 123.

Fig. 5, Long. 3 mm. Cabeza redondeada, algo menos ancha que el protórax, los temporales abombados hacia atrás, surcos frontales regularmente arqueados, poco profundos pero enteros. Labro normal, con seis sedas, las medianas muy juntas. Mandíbulas cortas. Antenas poco alargadas, alcanzando el primer tercio elitral, con sus artejos intermedios dos veces y media más largos que anchos. Pronoto cordiforme, ligeramente más largo que ancho, de lados redondeados por delante y no sinuados por detrás, con los ángulos posteriores ligeramente salientes. Reborde marginal ancho y regular.

Elitros oblongos, ligeramente ensanchados en su parte posterior, con los ángulos humerales apenas indicados,

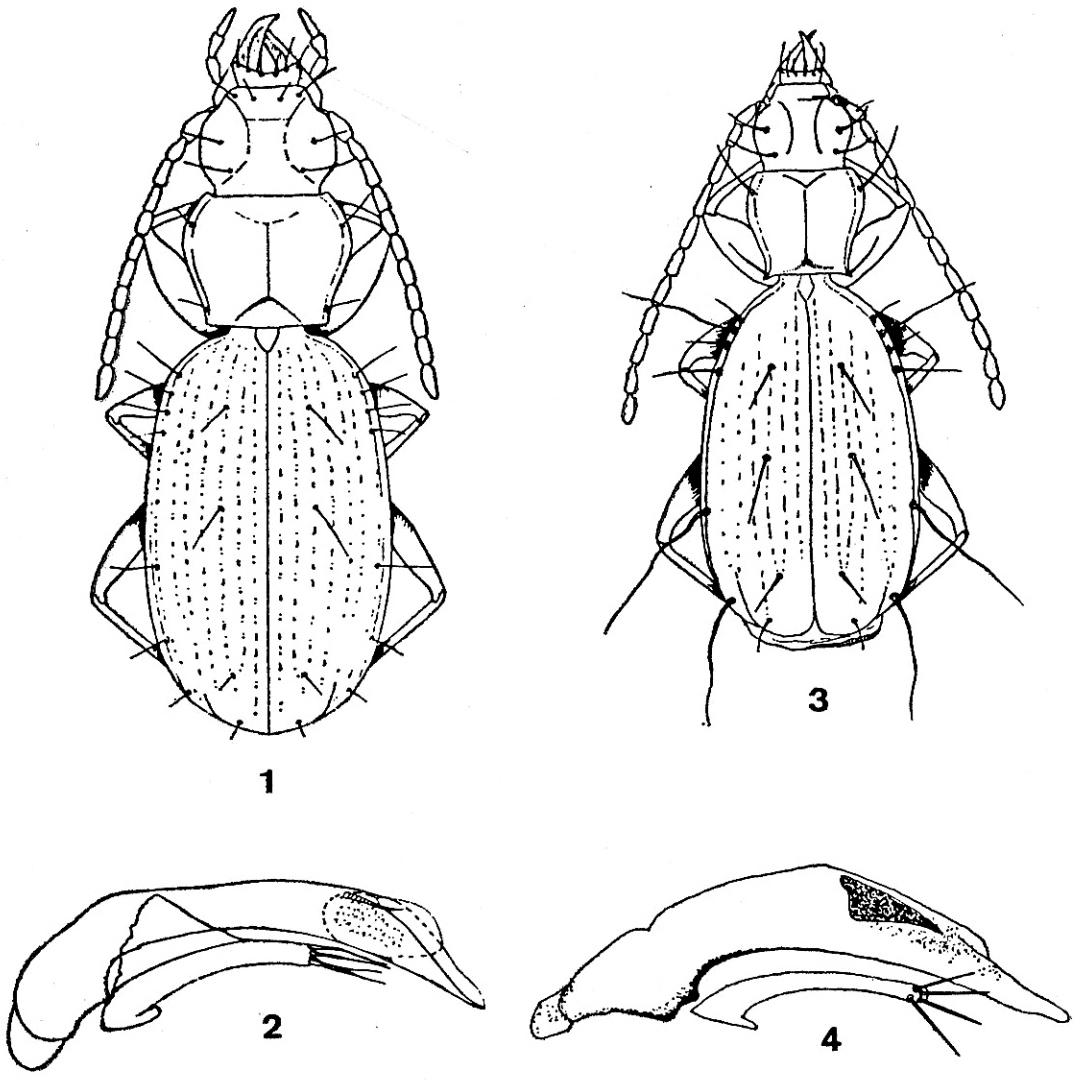


Fig. 1, *Apoduvalius (Trichapoduvalius) alberichœ* Esp. Aspecto general del macho; 2, órgano copulador. 3, *Apoduvalius serræ* Vives,aspecto general; 4, órgano copulador. (Según ESPAÑOL, 1971 y VIVES, 1976.)

borde prehumeral muy oblicuo. Reborde marginal ligeramente atenuado antes del pedúnculo elitral. Estrías enteras y punteadas.

Quetotaxia: dos sedas discales, la primera sobre la cuarta interestría hacia el tercio basal, la segunda sobre la tercera estría después de la mitad elitral. Seda apical en el cruce de la segunda estría. Cuarta seda humeral de la serie umbilicada ligeramente posterior al nivel de la primera seda discal.

Edeago fig. 7, alargado, muy comprimido lateralmente, con su parte basal acodada en ángulo obtuso, el bulbo basal engrosado y alargado, provisto de un alerón sagital. Borde ventral casi rectilíneo. Apice ligeramente curvado hacia arriba, aguzado. Saco interno con la vesícula tapizada de esca-

mas muy pequeñas y apretadas, la pieza copulatriz, fig. 8, muy pequeña y aguda, casi residual. Estilos alargados, provistos de tres o cuatro sedas apicales.

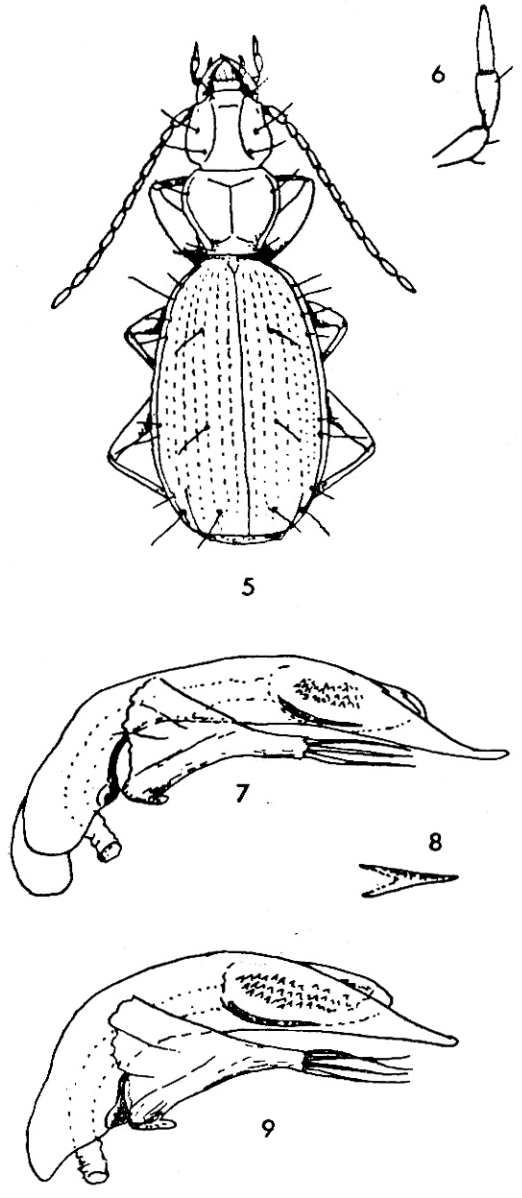


Fig. 5, *Apoduvalius negrei* Jeannel, aspecto general; 6, palpo maxilar derecho; 7, órgano copulador del mismo; 8, pieza copulatriz; 9, órgano copulador de *Apoduvalius drescoi* Jeannel. (Según JEANNEL, 1953.)

DISTRIBUCION

Prov. de Oviedo. Cueva del Porru Cavañona, Covadonga (NEGRE, ESPAÑOL leg.).

Unicamente conocido de esta cavidad, probablemente aparecerá en otras cavidades de la zona de Enol. Siempre escaso, recolectándose bajo grandes piedras hundidas en el barro al fondo de la cueva.

3. *Apoduvalius drescoi* JEANNEL.

Apoduvalius drescoi JEANNEL, 1953. Notes Biospél. t. 8, p. 123.

Long. 4 mm. Cabeza algo más alargada que en la especie anterior, ligeramente más estrecha que el pronoto, con los temporales más regularmente convexos, no ensanchados hacia atrás, surcos frontales arqueados, labro normal con seis sedas, las cuatro medianas equidistantes, las externas más separadas. Antenas ligeramente más largas que *A. negrei*, con los artejos intermedios tres veces más largos que anchos. Pronoto un poco más largo que ancho, de lados menos redondeados por delante y netamente sinuados en su parte posterior, los ángulos posteriores grandes, rectos y romos. Reborde marginal ancho y regular.

Elitros oblongos, más regularmente ovalados que en *A. negrei*, su máxima amplitud en la mitad. Angulos humerales borrados, con el prehumeral mucho más oblicuo. Estrías ligeramente más marcadas, con las interestrías algo convexas. Patas más largas. Quetotaxia como la especie anterior.

Edeago fig. 9, más corto y comprimido lateralmente, con su parte basal algo más gruesa y corta, bulbo basal apenas indicado y sin trazas de alerón sagital. Borde ventral rectilíneo, con el ápice no curvado. Escamas de la vesícula del saco interno más difuminadas, la pieza copulatriz muy pequeña, parecida a la de *A. negrei*.

DISTRIBUCION

Prov. de Oviedo. Cueva del Requeixu, La Pereda, Llanes (DRESCO, NEGRE leg.).

Unicamente conocido por los dos ejemplares típicos, esta especie es muy próxima a la anterior, de la que únicamente se separa con seguridad tras la inspección del edeago.

4. *Apoduvalius franzi* JEANNEL.

Apoduvalius franzi JEANNEL, 1958. Notes Biospél. t. 13, p. 25.

Fig. 10. Long. 3,8 mm. Estrecho, alargado. Cabeza grande, más larga que el protórax, con los temporales convexos, los ojos sustituidos por una pequeza cicatriz blancuzca, surcos frontales enteros y regularmente arqueados. Mandíbulas cortas. Antenas cortas, alcanzando el cuarto anterior de los élitros. Pronoto pequeño, un poco más ancho que largo, de lados sinuados ampliamente hacia atrás, los ángulos posteriores pequeños pero agudos y salientes hacia afuera.

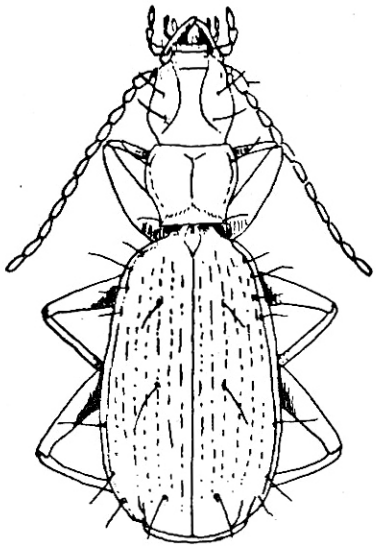
Elitros muy largos, casi dos veces tan largos como anchos, estrechados por delante, con los húmeros ligeramente indicados. Reborde marginal regular. Estrías muy superficiales, las externas más borradas que las internas. Patas largas. Quetotaxia idéntica a la de las especies anteriores.

Edeago fig. 11, corto y espeso, poco arqueado. Con el bulbo basal sin alerón sagital, ápice robusto y obtuso, redondeado. Saco interno provisto de una pieza copulatriz asimétrica, fig. 12, en forma de embudo. Estilos provistos de cuatro sedas apicales.

DISTRIBUCION

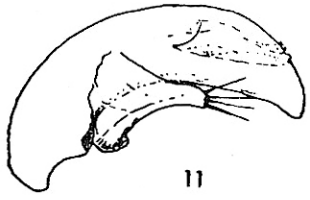
Prov. de Oviedo. Cueva de San Román, San Román de Candamo (FRANZ leg.).

Especie muy rara, tan sólo conocida por el macho típico capturado por el Dr. FRANZ. Por el momento, es la especie más occidental del género.



10

12



11

Fig. 10, *Apoduvalius franzi* Jeannel, aspecto general; 11, órgano copulador del mismo; 12, pieza copulatriz en visión dorsal y aumentada. (Según JEANNEL, 1958.)

5. *Apoduvalius serrae* VIVES.

Apoduvalius serrae VIVES, 1975-76. Speleon, t. 22, p. 161.

Fig. 3, Long. 3,4 a 3,8 mm. Pequeño y grácil. Cabeza pequeña redondeada, más estrecha que el protórax, surcos frontales enteros poco profundos, sin trazas de ojos. Antenas largas, sobrepasando el tercio basal de los élitros,

con los artejos intermedios tres veces más largos que anchos. Protórax pequeño, cordiforme, casi tan largo como ancho, de base poco recta, lados bien redondeados por delante y muy sinuados por detrás, ángulos posteriores muy agudos y salientes, surco marginal ancho y regular.

Elitros oblongos vez y media más largos que anchos, en óvalo regular y con la máxima anchura en su mitad, ángulos humerales totalmente borrados, surco humeral muy oblicuo, ángulo sutural dehiscente. Estrías muy superficiales, apenas indicadas por unas líneas de puntos, las externas totalmente borradas; interestrías planas. Patas alargadas.

Quetotaxia: dos sedas discales y una apical en los élitros, la primera discal en el tercio anterior, la segunda en su mitad y ambas sobre la tercera estría, la apical al final de la segunda y tercera en donde se unen y desaparecen.

Edeago alargado, fig. 4, comprimido lateralmente, regularmente arqueado; con el bulbo basal engrosado y provisto de una gran aleta sagital; ápice agudo y fino. Saco interno con la vesícula tapizada de pequeñas escamas en toda su parte distal, pieza copulatriz grande, en forma triangular, cóncava, aguzada en su extremidad. Estilos alargados, provistos de cuatro sedas apicales.

DISTRIBUCION

Prov. de Oviedo. Cueva de Balmori, Balmori, Llanes (SERRA, VIVES leg.).

Unicamente conocido de la citada cavidad, capturándose a bastante profundidad, errante sobre las zonas de estalactitas. Convive con *Trechus escalerai* y con *Lianoe drescoi*, durante una de nuestras últimas visitas se recolectaron varias larvas de *Trechinae* que podrían pertenecer al género *Apoduvalius* y problablemente a esta especie. La presencia de otros tréquidos en la misma cavidad nos obliga a esperar la confirmación para su posterior estudio.

BIBLIOGRAFIA

COLLADO, J. (1977): Coleópteros cavernícolas de la región asturiana. *Com. 6.º Simp. Espel. Biospeleología*, Terrassa, pp. 60-62.

ESPAÑOL, F. (1965): Los tréquidos cavernícolas de la Península Ibérica e Islas Baleares. *Pub. Inst. Biol. Apl.* t. XXXVIII, pp. 123 a 158. Barcelona.

ESPAÑOL, F. (1971): Nuevos tréquidos cavernícolas de la fauna española. *Pub. Inst. Biol. Apl.* t. LI, pp. 93 a 96. Barcelona.

JEANNE, C. (1967): Carabiques de la Peninsule Ibérique, 5.ª note. *Act. Soc. Linn. Bordeaux*, t. 104, sèr. A, n.º 10, pp. 5 a 18.

JEANNEL, R. (1927): Monographie des Trechinæ. *L'Abèille*, t. XXXIII, 114 y siguientes. París.

JEANNEL, R. (1953): «Un Genre Nouveau de Trechini cavernicoles des Monts Cantabriques». *Notes Biospéol.* t. VIII, pp. 121 a 125. París.

JEANNEL, R. (1958): «Un nouvel Apoduvalius des Asturies», *Notes Biospéol.* t. XIII, pp. 25 a 26, París.

LANEYRIE, R. (1974): Sur la systématique des Trechinæ. *Nouv. Rev. Ent.* t. IV, 1, pp. 3 a 21.

VANDEL, A. (1964): Biospeologie. La Biologie des Animaux Cavernicoles. Gauthiers-Villars Edit., p. 236 y siguientes. París.

VIVES, E. (1975-76): Coleópteros cavernícolas nuevos o interesantes de la Península Ibérica y Baleares. *Speleon*, t. 22, pp. 159-169. Barcelona.

Speleon	25	Págs. 23-25	1980

RESULTADOS FAUNISTICOS DE DIVERSAS CAMPAÑAS REALIZADAS EN AMERICA LATINA

III.-Una nueva especie de *Adelopsis* Portevin de Perú. (Coleoptera *Catopidae*)

por M. Blas (*)

RESUM

Es descriu una nova espècie d'*Adelopsis* (Col. Catopidæ) recollectada a l'Ocultació del Pachachaca, prop de Challuayacu, Departament de Cajamarca, Perú. *A. peruvensis* sp. n. fou recollectada durant l'expedició Milpu-77, organitzada per membres de l'E.R.E. del Centre Excursionista de Catalunya.

RÉSUMÉ

Dans cette note on fait la description d'une nouvelle espèce d'*Adelopsis* Portevin, *A. peruvensis* sp. n., recoltée dans la grotte «Ocultació de Pachachaca» situé près de Challuayacu, au Departement de Cajamarca, Pérou.

Esta nota forma parte de una serie de trabajos realizados sobre los resultados faunísticos obtenidos a lo largo de varias campañas en América latina. El material estudiado fue recolectado en la expedición Millpu-77, organizada por el E.R.E. del Centre Excursionista de Catalunya y patrocinada por la Delegación Nacional de Deportes, por el Ministerio de Educación y Ciencia y por la Excma. Diputación Provincial de Barcelona.

De entre los coleópteros capturados solamente cuatro ejemplares (2 ♂♂ y 2 ♀♀) pertenecen a la fam. *Catopidae* y más concretamente al gén. *Adelopsis* Portevin, el cual es propio de la región neotropical, aunque una especie, *A. mitchelensis* (Hatch), está señalada de Carolina del Norte (Peck, 1973).

Adelopsis peruviensis sp. n.

Holotipo ♂: Perú, Dep. Cajamarca, Challuayacu, Cv. Ocultació de Pachachaca, 14-VII-77 (Bellés, Cuñé, Ribera, Romero leg.; Coll. Departamento de Zoología, Universidad de Barcelona). Paratipos 1 ♂ y 2 ♀♀, recogidos junto con el holotipo (Coll. Departamento de Zoología y Museo de Zoología de Barcelona).

Talla comprendida entre 2,1 y 2,4 mm.; áptero; forma general ovoide, más ancho por delante que por detrás (fig. 1); tegumento brillante muy oscuro, casi negro, con estriolas transversas sobre la cabeza, protórax y élitros, sin otro tipo de puntuación; pubescencia densa, dorada y acostada aunque en los élitros entre esta pubescencia se observan una serie de pelos más largos y levantados alineados longitudinalmente.

Cabeza retráctil con la quilla occipital muy desarrollada; ojos muy redu-

(*) Departamento de Zoología, Facultad de Biología, Universidad de Barcelona.

cidos y distanciados de las antenas, siendo su diámetro anteroposterior menor que la distancia que los separa de la base de las antenas; entre éstas y los ojos existe un profundo surco en el que se colocan las antenas en posición de reposo; antenas según la fig. 2.

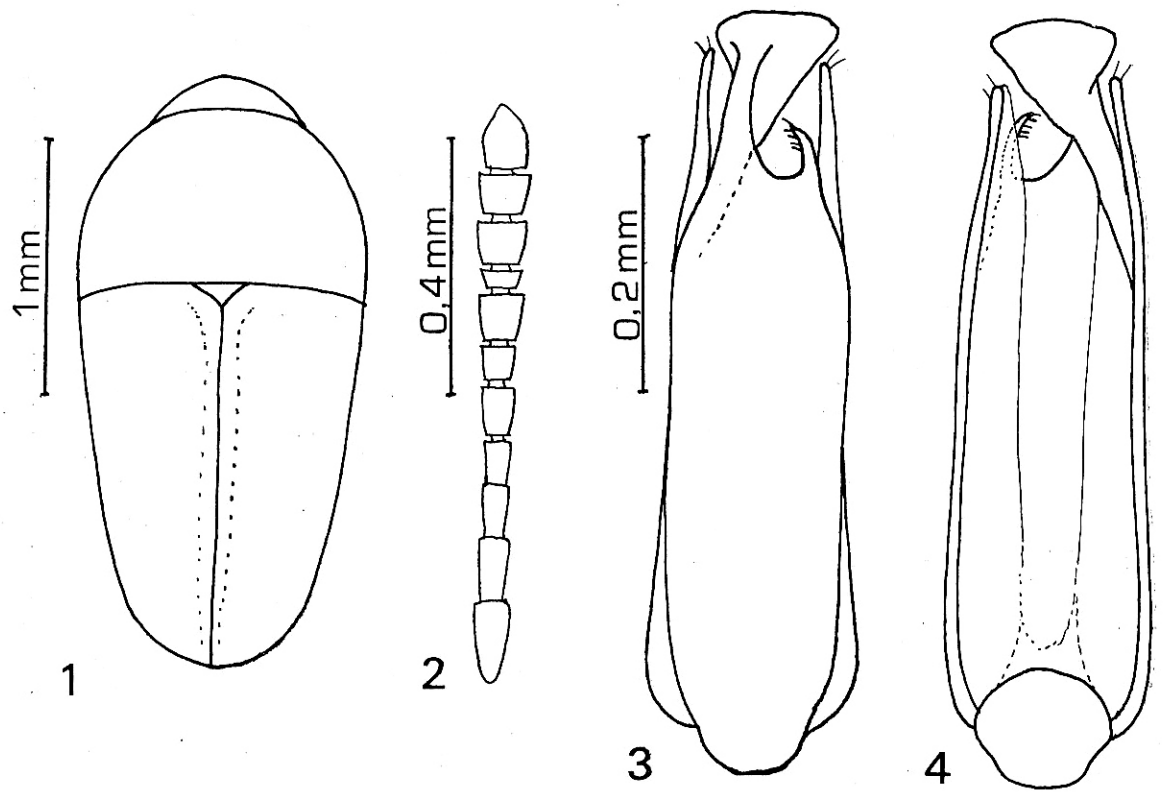
Protórax transverso con la máxima anchura cerca de la base (fig. 1), siendo ésta algo mayor que la máxima anchura de los élitros; borde basal del protórax rectilíneo, sin escotaduras; ángulos posteriores del mismo ligeramente prolongados sobre los élitros.

Elitros poco convexos, con la máxima anchura cerca de la base, muy estrechados en el ápice (fig. 1); bordes laterales rectilíneos; ángulo sutural redondeado en los dos sexos; estría sutural manifiesta, faltan las discales; escudete triangular.

Piezas esternales típicas de la tribu *Ptomaphagini* (sensu SZYMCZAKOWSKI, 1964); la quilla longitudinal del mesosternón simétrica y muy marcada; el metasternón con un surco longitudinal que se sitúa a continuación de la quilla masosternal, provisto de dos pequeñas apófisis pubescentes que se prolongan sobre el abdomen y que están a ambos lados de la línea media.

Patas con los tarsos anteriores dilatados en el macho; armadura apical de las tibias formada por una corona apical de espinas cortas e iguales y por dos espolones internos. La indicada corona no se prolonga sobre el borde externo de las tibias.

Edeago ligeramente curvado hacia la cara ventral, asimétrico (figs. 3 y 4); el orificio apical del lóbulo medio se halla desplazado a la cara dorsal, situándose sobre el borde izquierdo de dicho lóbulo, que a su vez está muy reducido y armado de varias sedas en la parte terminal; el lóbulo derecho,



Figs. 1-4. — *Adelopsis peruviensis* sp. n., holotipo ♂: 1, contorno del cuerpo; 2, antena; 3, edeago, cara dorsal; 4, edeago, cara ventral.

por el contrario, muy desarrollado, formando una plaquita más o menos triangular, pubescente por la cara ventral; estilos adosados lateralmente al lóbulo medio, aunque están independizados de éste en la zona apical y armados de varias sedas en la región terminal; estilete del saco interno muy desarrollado.

Especie con una cierta adaptación al medio cavernícola presentando los ojos muy reducidos y apterismo. Por otra parte, todos los ejemplares fueron capturados en el interior de una cavidad subterránea.

Próxima a *A. ovalis* Jeannel, *A. brunneus* Jeannel, *A. linaresi* Szymczakowski y *A. bellator* Szymczakowski con las que podría formar un grupo de especies, ya que el edeago responde en todas ellas a un mismo modelo, muy diferente del de las restantes especies del género, aunque en cada una de ellas presenta una serie de particularidades específicas muy manifiestas. Las indicadas especies también son fácilmente diferenciables por las proporciones de los artejos antenales, por la forma y proporciones del protórax y por el contorno del cuerpo principalmente. Por otra parte, a excepción de *A. bellator* Szymczakowski que fue descrito de Perú, las restantes especies están separadas geográficamente de *A. peruvensis* sp. n., ya que hasta el presente *A. ovalis* Jeannel y *A. linaresi* Szymczakowski son conocidas únicamente de Venezuela y *A. brunneus* Jeannel de Colombia.

BIBLIOGRAFIA

JEANNEL, R. (1936): Monographie des *Catopidæ. Mém. Mus. Nat. d'Hist. Nat.*, nouv. sér., 1 p: 1-433.

PECK, St. (1973): A systematic Revision and the Evolutionary Biology of the *Ptomaphagus (Adelops)* beetles of Nord America (Col. *Leiodidae, Catopinae)* with emphasis on cave inhabiting species. *Bull. Mus. of Comp. Zool.*, 145 (2) p: 29-162.

SZYMCZAKOWSKI, W. (1964): Analyse systématique et zoogéographique des *Catopidæ* (Coléoptères) de la région orientale. *Acta Zool. Cracov.*, 9 (2) p: 55-289.

SZYMCZAKOWSKI, W. (1968): Sur quelques *Catopidæ* de la région néotropicale. *Acta Zool. Cracov.*, 13 (2) p: 13-28.

SZYMCZAKOWSKI, W. (1969): Notes sur quelques *Catopidæ* du Venezuela (Coléoptères). *Bull. Acad. Pol. Scien. Sér. Scien. Biol.*, 17 (2) p: 407-412.

Speleon	25	Págs. 27-29	1980

Speonomus akarsticus n. sp. *(Col. Catopidae, Bathysciinae)* del Pirineo del Pallars (Catalunya).

por O. ESCOLÀ (*)

RESUM

Descripció de *Speonomus akarsticus* n. sp. recollit per primera vegada en unes mines excavades en materials no calcaris (Mina dels Cubilars, a Torre de Cabdella) i trobat després en dues altres cavitats càrstiques (Avenc del Solanet, a Astell i Avenc del Tinc-ca-tinc, a Altron), les tres localitzacions al Pallars Sobirà (Catalunya). Recollit amb una trampa permanent en una cavitat, en gran quantitat. Relació de sexes: 40 %, ♂♂; 60 %, ♀♀.

RÉSUMÉ

Description de *Speonomus akarsticus* n. sp. pris pour la première fois dans une mine logée dans des matériaux non calcaires (Mina dels Cubilars à Torre de Cabdella) et trouvé aprés dans deux autres cavités karstiques (Avenc del Solanet, à Astell et Avenc del Tinc-ca-tinc, à Altron) les trois localités dans la comarca de Pallars Sobirà (Catalunya). Pris avec des pièges permanents dans une cavité, en grande quantité, on établit la relation de sexes: 40 % ♂♂, 60 % ♀♀.

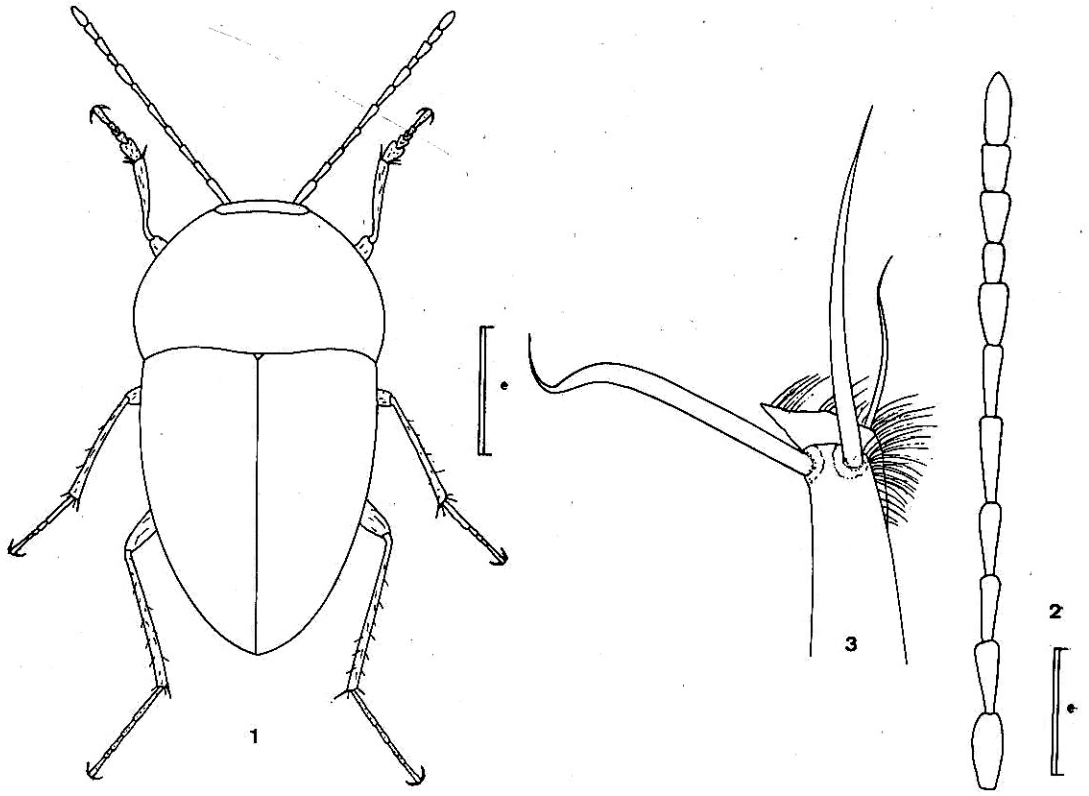
En abril de 1970 fue efectuada una salida biospeleológica en Torre de Cabdella (alto valle del Flamicell, comarca del Pallars Sobirà, provincia de Lleida) con el objetivo de intentar visitar la "Cova de la Mercè" donde se habían recogido hacía bastantes años, un par de ejemplares hembras en muy mal estado de conservación que parecían poder referirse a *Speonomus ribagorzanus* Jeann. (ESPAÑOL, 1956, p. 115). No nos fue posible localizar dicha cavidad y sí únicamente unas antiguas minas excavadas en materiales no calizos pero donde sorprendentemente aparecieron *Bathysciinae* que una vez examinados revelaron que constituían una nueva especie de *Speonomus*. Resultó laboriosa la prospección por el valle del Flamicell en busca de cavidades naturales, pero finalmente, en 1975, pudimos visitar una pequeña sima más al S., en el pueblo de Astell, donde gracias a un cebo especial se pudo recoger una numerosa serie de ejemplares pertenecientes a la citada nueva especie. Posteriormente, en 1978, dos visitas a una cavidad de gran interés por su localización, en un enclave de calizas rodeados por materiales eruptivos, nos permitió recoger en el Avenc del Tinc-ca-tinc, en Altron, una nueva especie de *Speonomus* junto con bastantes ejemplares de *S. akarsticus* n. sp. Se conoce ya, pues, de tres localizaciones, todas ellas enclavadas en la comarca del Pallars Sobirà (provincia de Lleida).

Speonomus akarsticus n. sp.

Longitud: 3 mm.

Medidos 20 machos al azar dieron un promedio de 3,0618 mm. con unas medidas extremas de 2,844 y 3,24 mm. (medidas efectuadas con lupa binocu-

(*) Conservador del Museo de Zoología de Barcelona. Apartado 593. Barcelona (3).



Figs. 1-3. — *Speonomus akarsticus* n. sp. Holotipo ♂: 1, silueta e = 1 mm.; 2, antena derecha, e = 0,35 mm.; 3, ápice del estilo del edeago.

lar micrométrica 40 ×, cada división equivale a 0,036 mm.). Relación de los ejemplares machos:

85, 85, 83, 85, 87, 85, 85, 85, 79, 89, 87, 83, 90, 80, 88, 85, 86, 85, 86, 83.

Lo mismo en 20 hembras al azar:

Longitud media: 3,087 mm.

Longitudes extremas: 2,916 y 3,276 mm.

Artejo:	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Longitud:	20	20	18	20	23	20	17	11	14	13	20
Anchura máx.:	8	7	5	6	6	6	8	6	8	8	7

(Medidas con binocular micrométrico a 200 ×. Cada unidad equivale a 0,01 mm.)

Estría sutural poco marcada pero visible. Quilla mesosternal alta, formando un ángulo obtuso.

Relación de los ejemplares hembras:

86, 87, 91, 87, 86, 88, 86, 82, 85, 81, 85, 87, 86, 81, 89, 81, 89, 85, 91, 82.

Talla relativamente grande, con el pronoto transverso, de la misma anchura que los élitros, sedas acostadas. Estriolas transversales densas y muy bien marcadas.

Antenas más bien cortas. Medidas del tipo, macho:

Pronoto transverso 1,7 veces más ancho que largo, un poco más de 2 veces más corto que los élitros, con su mayor anchura hacia el tercio posterior. Angulos posteriores entrados, puesto que el pronoto se redondea de modo acusado. Angulos posteriores agudos.

Base ondulada de modo acusado, entrada, siendo los ángulos posteriores los que quedan más hacia atrás. Pronoto y élitros con la misma anchura, siendo en el primero mayor de modo imperceptible. Elitros 2,1 o 2,2 veces más largos que el pronoto y casi 1,2 veces tan largos como anchos.

Patas robustas, sin caracteres especiales. Los tarsos anteriores de los machos un poco más anchos que la tibia.

Recuerda a los *Speonomus* del grupo del *crypticola* Jeann. y especialmente a *S. ribagorzanus* Jeann. del que se separa claramente por los protarsos de los machos no tan dilatados.

Se le ha dado el nombre específico de *akarsticus* puesto que se descubrió en unas minas artificiales excavadas en materiales no calizos. Pero ya se supuso que viviría en las cavidades cársticas de los alrededores, tal como sucedió en el Avenc del Solanet, cavidad "tectónica" excavada en materiales calizos en Astell, pueblecito de la margen derecha del río Flamicell, donde se recogió un solo ejemplar y se colocó una trampa permanente de glicol-cerveza en la que al cabo de casi un año se capturaron centenares de ejemplares.

Mines dels Cubilars (Torre de Cabdella, prov. Lleida. Margen izquierda del Flamicell), 12 - IV - 70 Auroux, Ubach, Escolá leg. 5 ♂♂ y 4 ♀♀ (en ellos el holotipo ♂).

Avenc del Solanet (Astell. Margen derecha del Flamicell, a 3 km al S de Torre de Cabdella). 27-XII-75, Ubach, Nubiola, Escolá leg. 1 ejemplar hembra. Trampa glicol-cerveza 27-XII-75 - 24-X-76, Rosaura, Clariana, Centelles, Escolá leg. 887 ejemplares.

Avenc del Tinc-ca-tinc (Altron, entre Sort y Llesui), 12-X-78 Escolá leg. 15 ejemplares; 17-XII-78, Bellés, Cuñé, Escolá leg. 80 ejemplares.

Proporción entre los sexos

Uno de los resultados que pueden extraerse de la recolección de un elevado número de ejemplares es la relación que existe entre machos y hembras. Siempre se había dicho que la proporción de hembras era superior a la de machos, y esto sucede en ocasiones, aunque en dos casos ya hemos encontrado en *Troglocharinus (T. hustachei Jeann.* y *T. ferreri pallaresi* Bell.) que existe exactamente el 50 % de machos y el 50 % de hembras. En el caso de esta trampa: (Av. Solanet 27-XII-75 - 24-X-76).

N.º ejemplares	*%*
♂♂: 361	40,69
♀♀: 526	59,30

BIBLIOGRAFIA

ESPAÑOL, F. (1956): Los *Bathysciinæ* catalanes *(Col. Catopidæ). Act. 2 Congr. Int. Etud. Pyrén. Luchon-Pau 1954:* 109-123.

JEANNEL, R. (1924): Monographie des *Bathysciinæ. Arch. Zool. Exp. Gén.*, 63: 1-436.

UENO, S. I. (1977): The biospeleological importance of non-calcareaous caves. *Proc. 7 Intern. Speleol. Congr.* Sheffield, 407-408.

Speleon	25	Págs. 31-35	1980

Revisión del género *Speocharidius* JEANNEL, 1919 *(Col. Catopidae, Bathysciinae)*

por F. ESPAÑOL (*) y X. BELLÉS (**)

RESUM

L'estudi d'un nou *Bathysciinæ* cavernícola de Guipúscoa, pertanyent al gènere *Speocharidius*, amablement comunicat pel senyor Eduard Vives, ha portat als autors a ocupar-se una vegada més d'aquest gènere insistint sobre els caràcters que el defineixen i comptant, a la vegada, amb les dades facilitades per la morfologia externa i per les de l'edeagus, tot arribant a les següents conclusions:

1. *Speocharidius filicornis* Jeannel, 1919, de la cova d'Ernialde (Tolosa, Guipúscoa) és espècie no vàlida, inseparable de *Speocharidius breuili* Jeannel, 1919.

2. Sembla justificada la divisió dels actuals representants del gènere, tots ells confinats a la província de Guipúscoa, en dos grups d'espècies, com també l'elevació d'aquests a categoria genèrica: Gèn. *Speocharidius* Jeannel que compta *S. breuili* Jeannel, *S. bolivari* Jeannel i *S. vivesi* n. sp.; i gèn. *Kobiella* nov. per a *S. galani* Español, insecte ben diferent dels altres *Speocharidius* entre els quals s'hi trobava certament desplaçat.

A la descripció del nou gènere hom hi afegeix la del *S. vivesi*, espècie caracteritzada principalment per la conformació de les antenes i del protòrax.

Una clau per a la separació dels susdits gèneres i de llurs respectius representants completa el treball.

RÉSUMÉ

L'étude d'un nouveau *Bathysciinæ* cavernicole de Guipúzcoa, appartenant au genre *Speocharidius*, aimablement communiqué par Mr. Edouard Vives, a donné aux auteurs l'occasion de s'occuper de ce genre une fois de plus en insistant sur les caractères qui le definissent et, en tenant compte à la fois des donnés fournies par la morphologie externe et par celle de l'édéage, ils sont parvenus aux suivantes conclusions:

1. *Speocharidius filicornis* Jeannel, 1919, de la grotte d'Ernialde (Tolosa, Guipúzcoa) n'est pas valable, on reconnait l'identité de celui-ci avec *Speocharidius breuili* Jeannel.

2. Il parait justifié de répartir l'ensemble du genre, habitant la province de Guipúzcoa, en deux groupes d'espèces et d'élever ceux-ci au rang générique: Gen. *Speocharidius* Jeannel qui groupe *S. breuili* Jeannel, *S. bolivari* Jeannel et *S. vivesi* n. sp.; et gen. *Kobiella* nov. pour *S. galani Español*, insecte bien différent des autres *Speocharidius* parmi lesquels il se trouvait en quelque sorte égaré.

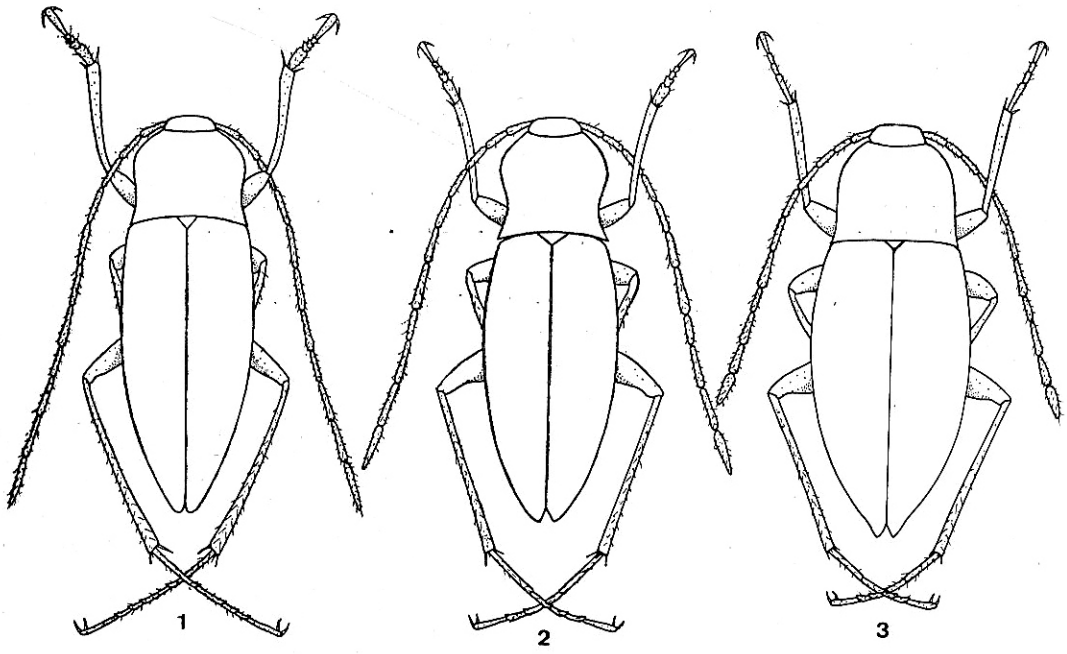
A la description du nouveau genre on y ajoute celle de *S. vivesi*, espèce caractérisée surtout par la conformation des antennes et du prothorax.

Des clés pour la détermination des coupes génériques et des respectifs représentants y sont annexées.

El presente género fue propuesto por Jeannel en 1919 para tres nuevos *Bathysciinae* descubiertos en el dominio subterráneo de Guipúzcoa, en las proximidades de Tolosa: *S. breuili* Jeannel de la cueva de Mendikute, *S. filicornis* Jeannel de la cueva de Ernialde, y *S. bolivari* Jeannel de la cueva de Arrobieta. A partir de dicho año el género siguió invariable hasta 1970 en cuya fecha su cuadro específico ganó un nuevo representante, *S. galani*,

(*) Dep. Zoología., Fac. Biología, Universidad de Barcelona.

(**) Laboratorio de Entomología, Instituto de Química Bio-Orgánica (C.S.I.C.), Barcelona.



Figs. 1-3. — Aspecto general de *Speocharidius breuili* Jeannel, ♂ (1); *S. vivesi* n. sp., ♂ (2) y ♀ (3)

descrito por uno de nosotros (F. E.) sobre una serie de ejemplares recogidos por el señor Carlos Galán, destacado espeleólogo de la Sociedad de Ciencias Naturales Aranzadi de San Sebastián, en el norte de Guipúzcoa. Años después el mismo autor (Español 1974), contando con la eficaz colaboración del Grupo Espeleológico Vizcaíno y de la Sociedad de Ciencias Naturales Aranzadi, dio una puesta al día de los *Bathysciinae* vasconavarros en la que el gén. *Speocharidius* ganó nuevas localizaciones, sin salirse del área guipuzcoana. Ultimamente, con ocasión del hallazgo de una nueva especie que debemos a nuestro amigo y colega Eduard Vives, aprovechamos la oportunidad de su descripción para revisar los restantes componentes del género, revisión que nos ha permitido comprobar importantes caracteres diferenciales que distinguen a *S. galani* Español de los otros *Speocharidius* hasta el punto de justificar, como proponemos a continuación, su aislamiento genérico.

Gén. *Speocharidius* Jeannel, 1919

Género foleuonoide morfológicamente bien aislado de los restantes *Bathysciinae* vasconavarros. Su morfología externa recuerda bastante a la del género *Aranzadiella* Español, alejado no obstante de éste por presentar un modelo de edeago muy diferente, modelo que le aproxima, por otra parte, al género *Euryspeonomus* Jeannel, pero manteniéndose bien separado de éste por la morfología externa.

Tres representantes conocidos, uno de ellos nuevo.

Speocharidius breuili Jeannel, 1919.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 19: 131. (Fig. 1).

Speocharidius filicornis Jeannel, 1919.
Ibid.: 134 (Nueva sinonimia).

Especie-tipo del género, fácil de reconocer por la talla grande, alrededor de los 4,5 mm., por el acusado dimorfismo sexual, notable longitud y graci-

lidad de los apéndices del ♂ y fuerte transversidad del protórax en ambos sexos.

Localizada en los relieves de Ernio y Pagoeta próximos a Tolosa: Cueva de Mendikute, cv. Txorrote, cv. Santutxo, complejo Leize Aundia-Sabe Saia-ko Leizea, cv. Celatun, cv. Sagain Zelaya, cv. Ernialde o de Aitzkoate y sima de Ernio, en el primero de los citados relieves, y cv. de Pagoeta en los del segundo.

Speocharidius bolivari Jeannel, 1919.
Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 19: 133.

Próximo al precedente del que difiere por la talla menor, alrededor de 3,5 mm., por el contorno algo diferente del protórax y por los élitros del ♂ proporcionalmente más cortos.

Conocido de las cuevas de Arrobieta y de Ezkiita en Anoeta.

Speocharidius vivesi n. sp. (figs. 2, 3). Holotipo, ♂: Ekain'ko Leizea, Cestona (Guipúzcoa), 26-III-1978 (E. Vives leg.; Museo de Zoología de Barcelona). Paratipos: 2 ♂♂ y 3 ♀♀ recogidos con el holotipo (Museo de Zoología de Barcelona y Col. E. Vives).

Longitud 3,8 mm. Cuerpo alargado y de aspecto grácil. Primer artejo de las antenas sensiblemente más largo que el segundo. Protórax poco transverso, de lados fuertemente sinuosos, con la máxima anchura al nivel de los ángulos posteriores que se presentan aguzados y divergentes. Elitros doble tan largos como anchos. Protarsos del ♂ tan anchos como el ápice de las tibias. Edeago, visto de perfil, poco curvado (fig. 6).

Dimorfismo sexual muy acusado, al igual que los dos precedentes: la ♀ difiere del ♂ por el cuerpo más ancho y robusto, por las antenas más cortas, el protórax con los lados menos sinuosos y por el ápice de los élitros lobuliforme, carácter este último menos apreciable en el ♂.

Separado tanto de *S. breuili* como de *S. bolivari* por el protórax poco transverso, con los lados fuertemente sinuosos y alcanzando su máxima anchura al nivel de los ángulos posteriores, por el octavo artejo de las antenas igualando la longitud del primero, y por el perfil del edeago en curva menos acentuada.

Gén. *Kobiella* nov.

Especie-tipo: *Kobiella galani* (Español, 1970) *(Speocharidius)*.

Talla pequeña, sin alcanzar los 3 milímetros. Dimorfismo sexual apenas manifiesto, los ♂♂ recordando el aspecto de las ♀♀. Edeago de conformación singular, morfológicamente muy alejado del de los *Speocharidius:* lóbulo medio, visto de perfil, robusto y muy curvado, giboso en su parte dorsal y bruscamente deprimido en su porción apical; tegmen desplazado hacia adelante dejando visible toda la parte posterior del lóbulo medio; estilos cortos, sinuosos y separados de dicho lóbulo; parte apical de los mismos armada de cuatro largas sedas (fig. 7).

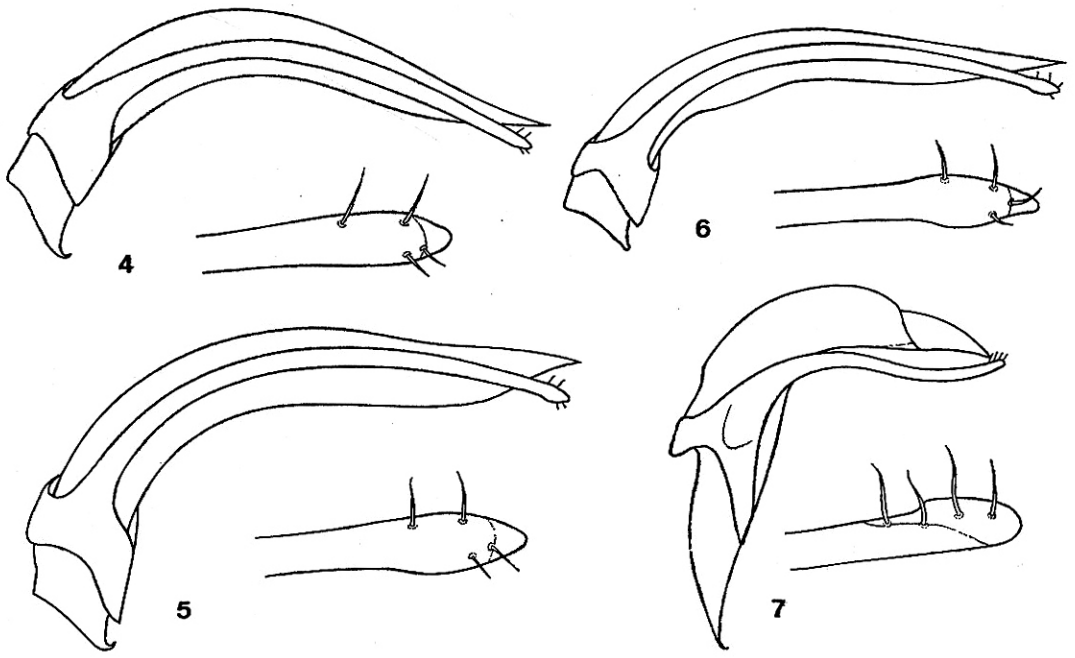
Por lo que a sus afinidades se refiere, el presente género se sitúa en la vecindad de *Speocharidius*, pero bien separado de éste por importantes particularidades dependientes tanto de la morfología externa como de la del edeago (véase clave de separación). Relacionado asimismo con los géneros *Aranzadiella* Español y *Euryspeonomus* Jeannel; alejado, no obstante, del primero por la genitalia masculina, y del segundo por la morfología externa, respondiendo una y otra a modelos muy diferentes.

Dedicado a la revista *Kobie*, publicación del Grupo Espeleológico Vizcaíno, con motivo de la celebración del XXV aniversario de la fundación de éste.

De él sólo se conoce la especie-tipo.

Kobiella galani (Español, 1970).
Speleon, 17: 59

Tal como consta en la descripción original y queda aquí claramente expuesto, se trata de un *Bathysciinae* relacionado con *Speocharidius, Aranzadiella* y *Euryspeonomus*, pero bien separado de todos ellos por diferentes



Figs. 4-7. — Edeago y detalle del ápice del estilo de *Speocharidius bolivari* Jeannel (4); *S. breuili* Jeannel (5); *S. vivesi* n. sp. (6); y *Kobiella galani* (Español) (7).

caracteres a los que atribuimos hoy alcance genérico.

Conocido únicamente de Guardetxe-Aurre'ko Leizea I, cavidad situada entre Usurbil y Orio, en la orilla izquierda del río Oria.

Cierra la presente nota una clave de separación en la que se resumen los caracteres diferenciales entre *Kobiella* y *Speocharidius* y entre sus respectivos representantes.

1 Talla inferior a 3 mm. Dimorfismo sexual apenas manifiesto. Edeago, visto de perfil, giboso, muy curvado en su parte media y bruscamente deprimido en su porción apical; base del tegmen avanzada hacia adelante, dejando al descubierto toda la parte posterior del lóbulo medio; estilos cortos y separados de dicho lóbulo (fig. 7) .... Gén. *Kobiella* nov.

Un solo representante conocido: *K. galani* (Español).

— Talla superior a 3 mm. Dimorfismo sexual muy acusado. Edeago, visto de perfil, en curva continua; base del tegmen rodeando al extremo posterior del lóbulo medio; estilos largos y aplicados sobre los lados de dicho lóbulo (figs. 4, 6) ... ... Gén. *Speocharidius* Jeannel...2.

2 8.º artejo de las antenas tan largo como el 1.º y como el 2.º Protórax poco transverso, con los lados fuertemente sinuosos, alcanzando su máxima anchura al nivel de los ángulos posteriores, éstos divergentes (figs. 2, 3). Edeago fig. 6 .... *vivesi* n. sp.

— 8.º artejo de las antenas más largo que el 1.º y éste, a su vez, más lar-

go que el 2.º Protórax muy transverso, con los lados poco sinuosos y tan ancho en el tercio anterior como al nivel de los ángulos posteriores, éstos apenas divergentes (fig. 1) .....3.

3 Talla grande, de 4 a 4,5 mm. Elitros doble tan largos como anchos. Edeago fig. 5. ..... *breuili* Jeannel.

— Talla menor, de 3,5 a 3,7 mm. Elitros menos del doble tan largos como anchos. Edeago fig. 4 .... *bolivari* Jeannel.

BIBLIOGRAFIA

BELLÉS, X., COMAS, J., ESCOLÀ, O. ESPAÑOL, F. (1978): Los *Bathysciinæ* ibéricos: Propuesta de ordenación taxonómica. *(Col. Catopidae). Speleon,* 24: 59-68.

ESPAÑOL, F. (1970): Un nuevo *Bathysciinæ* de Guipúzcoa. *(Col. Catopidæ). Speleon,* 17: 59-62.

ESPAÑOL, F. (1974): Los *Bathysciinæ* cavernícolas de Vizcaya, Guipúzcoa y vecinos relieves navarros. *Kobie,* 5: 7-16.

JEANNEL, R. (1924): Monographie des *Bathysciinæ. Arch. Zool. Exp. Gén.,* 63: 182-184.

Speleon	25	Págs. 37-45	1980

Grotte de Font de Gaume aux Eyzies (Dordogne)

Etude du taux de gaz carbonique de l'atmosphère.

Conséquences pour la conservation des figurations préhistoriques.

JACQUES BRUNET, PIERRE VIDAL, MARCEL STEFANAGGI (*)

RESUM

Intentant conciliar les visites a la cova de Font de Gaume amb la necessitat de conservar-ne les pintures i gravats, s'ha realitzat un estudi sobre les variacions en la quantitat de gas carbònic. S'ha comprovat l'existència d'un cicle anual que presenta els valors màxims en el període turístic i una eliminació natural del carbònic gràcies als moviments de convexió de l'aire a la cavitat. Aquesta eliminació natural és insuficient en el període estival i ha hagut de ser reforçada amb l'acció d'una turbina. Els càlculs teòrics de les variacions en la concentració del carbònic coincideixen amb els resultats experimentals sobre un cicle de 24 hores.

RESUMEN

Intentando compaginar las visitas a la Cueva de Font de Gaumet, debido a la necesidad de conservar las pinturas y grabados que alberga, se ha realizado un estudio de la concentración de gas carbónico. Se ha puesto en evidencia la existencia de un ciclo anual que presenta los valores máximos en el período turístico y una eliminación natural de este gas merced a los movimientos de convección del aire de la cavidad. Esta eliminación natural es insuficiente en el período estival y ha sido reforzada con la acción de una turbina. Los cálculos teóricos de las variaciones de la concentración del gas carbónico coinciden con los resultados experimentales en un ciclo de 24 horas.

L'importance et la valeur archéologique et touristique de la grotte de Font de Gaume aux Eyzies ont justifié et nécessité diverses études (1) dans le but de concilier les impératifs de la conservation des oeuvres préhistoriques et leur présentation au public. Dès 1966, la Conservation des Bâtiments de France de la Région Aquitaine dirigeait le délicat nettoyage de la cavité (11); depuis, d'autres recherches pour expliquer les mécanismes et le rôle des différents facteurs responsables de la conservation, ont été entreprises.

A Font de Gaume (9), les pigments des peintures pariétales sont en surface de la roche et en imprègnent les pores, ou sont recouverts d'une formation de calcite translucide. Dans les deux cas, les conditions de conservation sont précaires; l'étude des variations du taux de gaz carbonique, les relations visiteurs - gaz carbonique - conservation sont primordiales pour la compréhension des mécanismes potentiels de dégradation.

CARACTÉRISTIQUES DE LA CAVITÉ

La grotte de Font de Gaume est creusée aux deux tiers de la falaise selon une diaclase recoupant obliquement le massif calcaire du Crétacé Supérieur (Coniacien).

Longue d'environ 124 m, elle comporte une galerie principale sur laquelle viennent s'adjoindre un petit diverticule coudé accédant directement à

(*) Laboratoire de Recherche des Monuments Historiques.

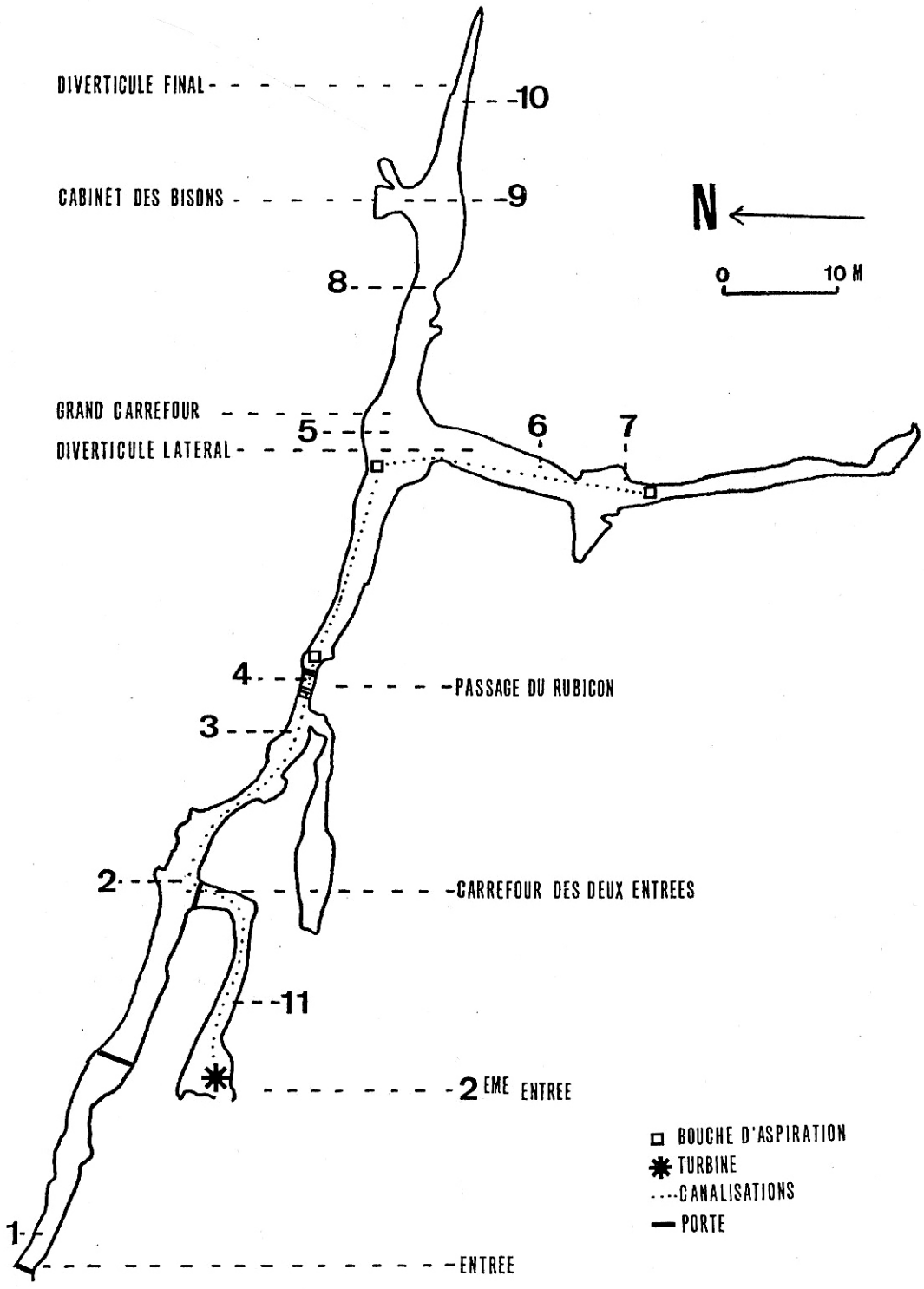


Fig. 1. — Plan de la grotte de Font de Gau-me (d'après VIDAL, DAUBISSE, BOLDRON). Localisation des points de mesures.

l'extérieur, une petite galerie, et dans la partie décorée après l'étroiture dite du "Rubicon", une galerie latérale et une petite salle "Le Cabinet des Bisons" (fig. 1) (8).

De découverte ancienne, comme en témoignent les nombreux graffiti affligeant les figurations rupestres, la cavité a toujours été en contact avec l'extérieur; ses deux entrées lui conféraient une ventilation naturelle qui peut expliquer l'absence de décorations dans la première partie proche des ouvertures

La partie ornée a un volume de 1.000 m.^{3}, soit environ le tiers du volume total estimé au cours des aménagements. Trois portes on été mises en place: une à l'entrée, une intermédiaire déterminant un sas avec la première, la dernière commandant l'accès à la galerie de droite.

ETUDE DU TAUX DE GAZ CARBONIQUE

Les mesures systématiques, faites, comme en de nombreux sites (2), matin et soir avant et après les visites au cours des années 1969 et 1971 (périodes où il n'y avait pas de limitation des visites) en divers points du réseau, ont été réalisées à l'aide d'un grisoumètre ZEISS et d'un carbonimètre DRAGER (fig. 1). Ces relevés ont permis d'apprécier les conséquences directes du séjour des visiteurs et ont révélé:

— que naturellement, la grotte possède un taux de gaz carbonique de l'ordre de 0,1 à 0,3 %; cette faible teneur correspond aux valeurs notées dans ce type de cavité subhorizontale. Ce gaz est d'origine pédologique et est dû aux mécanis-

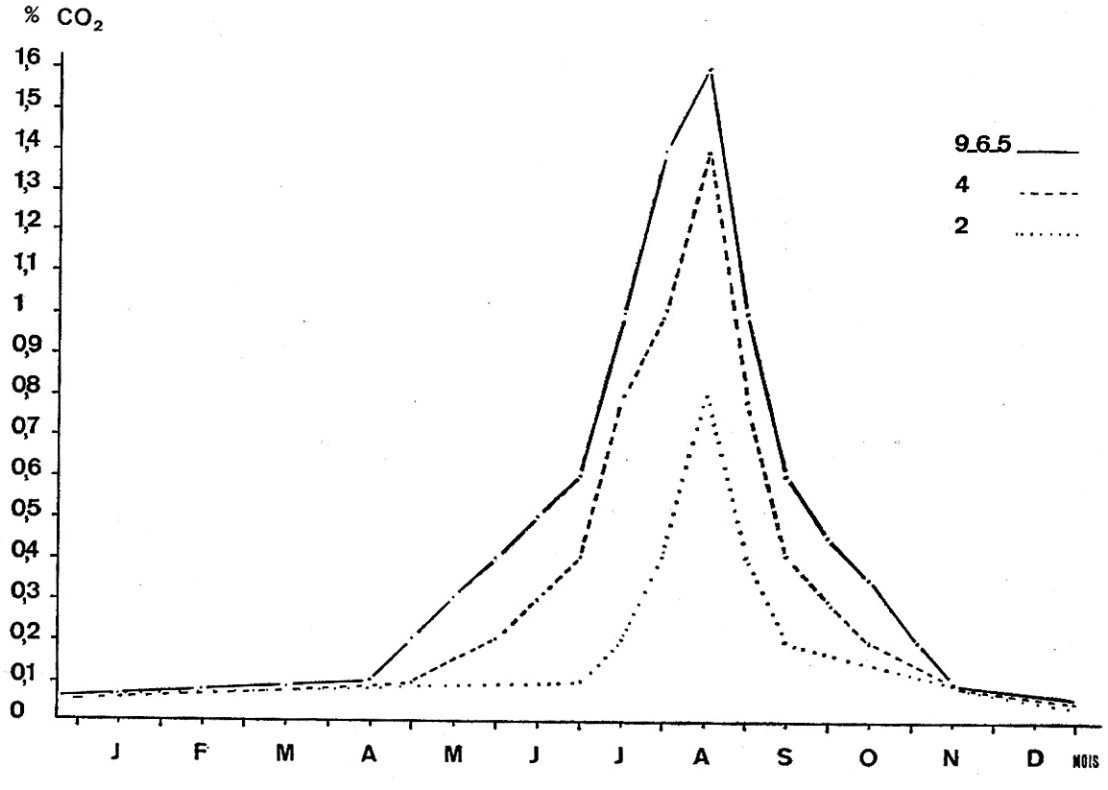


Fig. 2. — Variations annuelles du taux de gaz carbonique dans la galerie décorée: points de mesures 9, 6, 5, 4 et 2.

mes de dégradation de la matière organique dans les horizons superficiels du sol (4,5).

— Un cycle annuel de variation du gaz carbonique (fig. 2) (3).

— Une étroite relation entre la teneur en gaz carbonique de l'air et le nombre de visiteurs (fig. 3).

— Le rôle de l'étroiture du "Rubicon" qui constitue un obstacle entre la partie non décorée et la partie décorée où le taux de gaz carbonique atteint plus de 2 % lorsque le nombre des visiteurs est supérieur à 800 et ne descend pas en-dessous de 1 % durant les 3 mois de visites estivales.

— L'existence, en dépit du "Rubicon", d'une certaine élimination naturelle de ce gaz due à la circulation normale de l'air sur un cycle journalier. Au cours de la nuit, l'air de la partie décorée (plus chaud et plus riche en gaz carbonique) diffuse dans le reste de la galerie; dans la première partie, les mesures faites le matin révèlent une hausse de la teneur en gaz carbonique par rapport à celles de la veille (Fig. 4). Dans quelques cas, cette venue se traduit, derrière la porte d'entrée, par un taux de 0,4 % correspond à une baisse de 0,3 à 0,5 % dans la partie ornée.

GAZ CARBONIQUE ET CONSERVATION

Le taux de gaz carbonique présent dans la cavité doit en principe être le plus bas possible pour limiter l'agressivité des eaux en particulier des gouttes de condensation fréquentes en période touristique.

En présence de gaz carbonique (6, 10), la corrosion des roches calcaires, support des peintures et des gravures, peut s'exprimer par la relation globale:

$$\underset{\text{solide}}{CaCO_3} + \underset{\text{dissous}}{CO_2} + H_2O \rightleftharpoons \underset{\text{dissous}}{Ca(CO_3H)_2}$$

Cette relation est réversible, l'apport de gaz carbonique provoque la formation de bicarbonate soluble, son départ est responsable de la décomposition du bicarbonate et de la précipitation du carbonate de calcium. Quelque soit le taux de gas carbonique présent dans l'atmosphère de la grotte, les gouttes d'eau de condensation demeurent dangereuses pour les figurations rupestres par les dissolutions qu'elles peuvent produire ainsi que le confirme le tableau ci-dessous (d'après H. ROQUES, Chimie des Carbonates) (7).

CO_2 dans l'air % en volumes	mg de CO_3Ca dissous
0,1	60
0,2	75
0,3	85
0,4	95
0,5	100
1	130
2	165

D'une manière générale, la protection des oeuvres pariétales demande le respect de plusieurs conditions; la présence du gaz carbonique doit être conciliable avec deux d'entre elles: d'une part empêcher la formation de carbonates pouvant recouvrir les surfaces ornées, d'autre part limiter l'attaque du carbonate de la roche formant le substrat des surfaces décorées. Deux solutions sont théoriquement possibles avec les conditions présentes:

— Modifier les conditions hydrauliques de la grotte entraînant la suppression des suintements, éliminer les eaux de condensation, et ne pas agir sur le taux de gaz carbonique.

— Maintenir les suintements et les condensations, réduire le taux de gaz carbonique en limitant le nombre de visiteurs et éliminer l'excès de ce gaz pour le ramener à un taux normal.

Pratiquement des années d'observations à Font de Gaume ont montré que l'essentiel des venues d'eau par les fissures se faisait en période froide et qu'elles étaient restreintes en période chaude, excepté après les orages. D'autre part, les possibilités de condensation sont très grandes en période touristique, chaque visiteur rejette en

moyenne par heure 40 g de vapeur d'eau.

L'impossibilité de modifier les écoulements d'eau dans une zone de protection au-dessus de la grotte, l'existence de condensations abondantes, la forte teneur estivale en gaz carbonique de l'atmosphère de la cavité incitent à choisir la deuxième solution, donc limiter le nombre de visiteurs par jour (650) et éliminer le gaz carbonique.

MESURES PRISES

Principe

Pour pallier les effets et les conséquences de la présence excessive de gaz carbonique, la diminution du nombre des visiteurs et l'établissement d'une légère dépression ont été décidés pour favoriser les échanges d'air entre la section décorée et la partie d'accès avec les deux entrées. Le principe de la dépression a été accepté en raison de son avantage de compenser d'une manière très diffuse le déficit créé; l'air emprunte progressivement les fissures naturelles et la première partie. Ce système a déjà été adopté en 1966 à la grotte de LASCAUX pour éliminer le gaz carbonique se dégageant naturellement au fond du "puits du sorcier".

Cette dépression devant rester minime, il s'agissait d'aider la continuité des courants normaux de convection et non d'imposer un régime d'échange étranger à cette partie de la cavité. L'objectif était d'approcher un taux de gaz carbonique ne dépassant pas en fin de visite 0,6 %.

Le dispositif expérimental comporte des canalisations partant de trois bouches d'aspiration situées au niveau du sol (fig. 1) vers une turbine d'évacuation dans la galerie de la deuxième entrée (diverticule coudé).

Calcul du débit de la turbine

Soit V1 le volume du gaz carbonique produit par n visiteurs correspondant au nombre théorique de personnes pré-

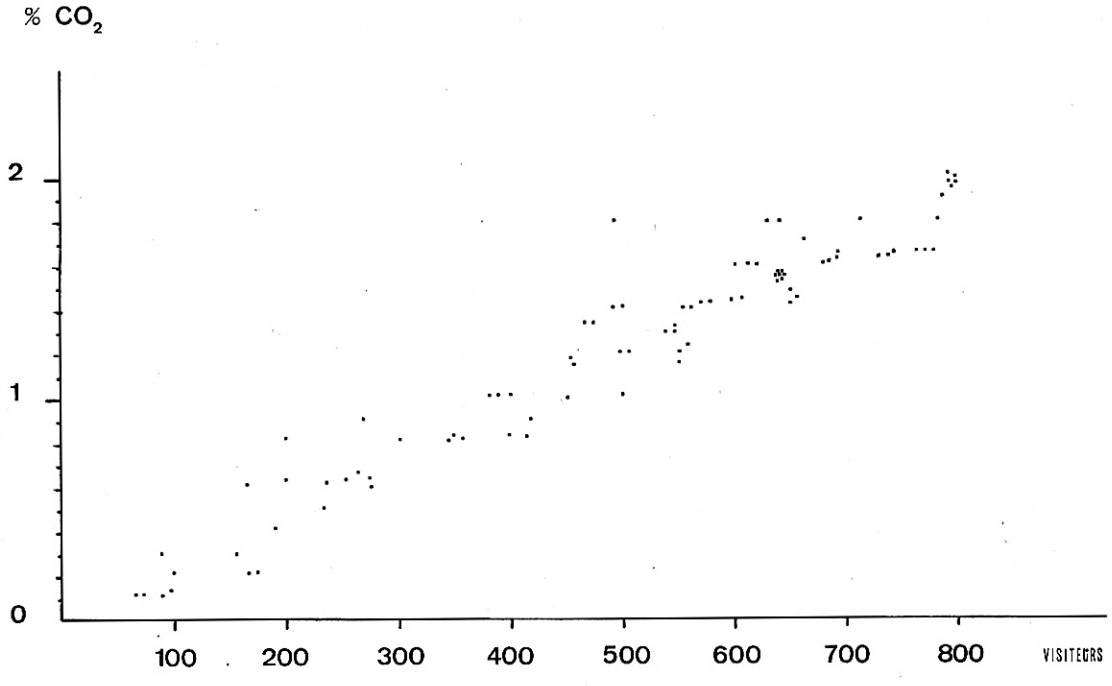


Fig. 3. — Relations entre la teneur en gaz carbonique et le nombre de visiteurs avant la limitation des entrées.

sentes en permanence pendant 1 h dans la cavité.

C1 est la concentration du gaz carbonique que l'on veut maintenir pendant les visites dans la section décorée. V_a le volume d'air éliminé par la turbine pendant 1 h.

Nous avons donc la relation $V1 = C1 \times V_a$,
d'où $V_a = V1/C1$.

Applications numériques

En période touristique, 650 personnes, y compris les guides, visitent la cavité chaque jour; en moyenne, pour les calculs, ce taux de fréquentation équivaut à la présence en permanence dans la partie peinte de n = 68 personnes par heure.

Chaque personne, en raison des conditions d'accès et de visite de la grotte, produit en moyenne 24 l de gaz carbonique par heure.

Le volume du gaz carbonique V1 produit par heure par les visiteurs est de 1.586 m.³

Pour un taux de CO_2 de 0,6 % à ne pas dépasser, le volume V_a de l'air remplacé sera de 264 m.³ par heure.

Notre choix s'est porté sur un appareil fourni par la Compagnie Française WOODS, dont le débit réel est, à pleine puissance et compte-tenu des pertes, de 270 m.³/heure, donc très proche du volume V_a calculé précédemment.

Conséquences

L'air de la partie décorée n'est renouvelé qu'au bout d'une demi-journée de mise en dépression par de l'air venu de la première partie; 12 heures sont nécessaires pour l'échange d'un volume d'air équivalent à celui de toute la grotte. Dans ces conditions, les échanges d'air sont inférieurs à ce qui se passait naturellement avant la découverte officielle des peintures et à ceux provoqués par les entrées et sorties des groupes de visiteurs.

Pour éviter toute relation brutale avec l'extérieur, les portes supplémen-

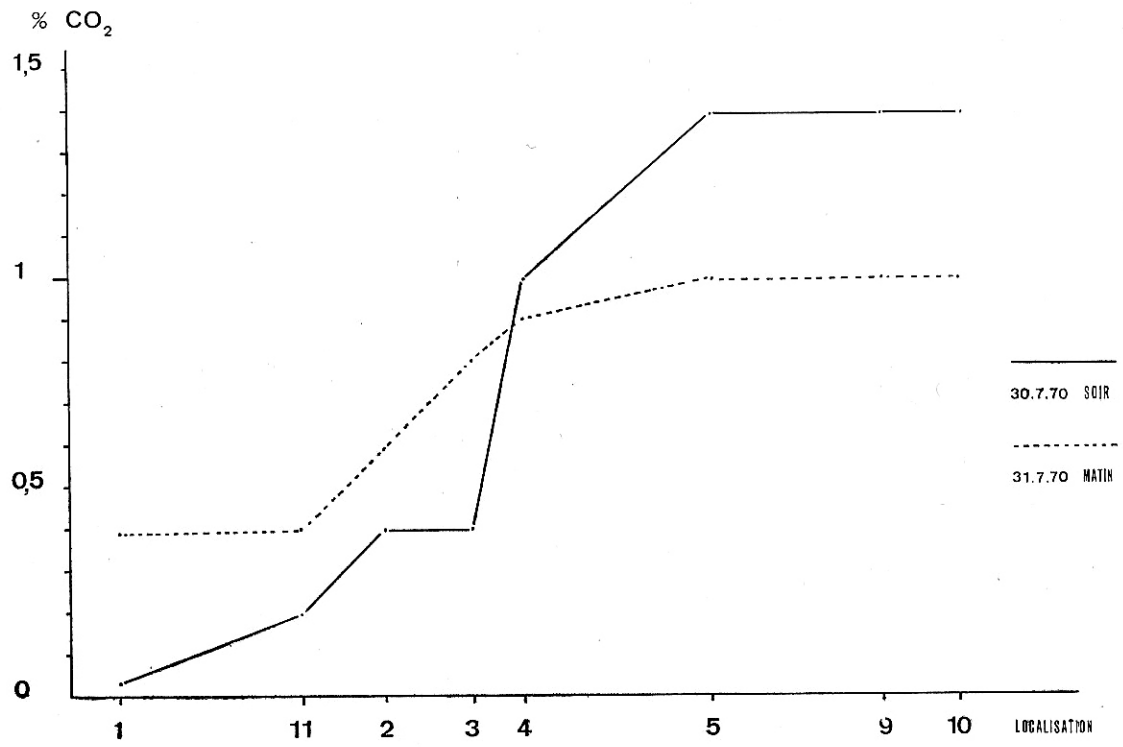


Fig. 4. — Comparaison de la teneur en gaz carbonique dans la cavité après la visite et le lendemain matin avant la limitation des entrées.

taires édifiées dans les galeries d'accès restent closes en période touristique pendant le fonctionnement de la turbine. Leur ouverture est rétablie lorsque le nombre de visiteurs est plus faible, la ventilation naturelle devient suffisante et la mise en dépression est supprimée.

EVOLUTION JOURNALIÈRE DU TAUX DE GAZ CARBONIQUE DANS LA PARTIE DÉCORÉE

Evolution théorique

Pour calculer la concentration en gaz carbonique au bout d'un temps t, il faut évaluer la variation de cette concentration pendant le temps élémentaire dt, et intégrer l'équation différentielle obtenue.

On appelle:

— C_o la concentration de gaz carbonique au départ (t = 0), elle est égale à la concentration de l'air extérieur.

— C la concentration de gaz carbonique en volume dans l'air de la partie ornée de la grotte.

— V le volume de la partie décorée de la grotte en m.³

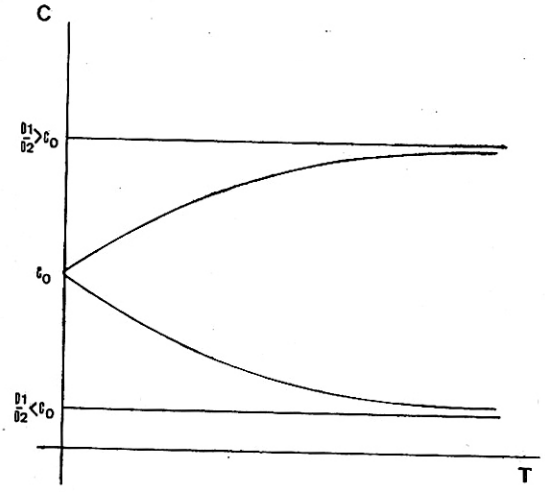


Fig. 5. — Représentation de la fonction C = f(t)

— D_1 le débit de gaz carbonique fourni par les visiteurs en volume/temps.

— D_2 le débit de la pompe éliminant le gaz carbonique en volume/temps.

A l'instant t, la concentration en gaz carbonique est C, pendant le temps élémentaire dt, on a:

D_1dt = volume de gaz carbonique fourni par la respiration

D_2dt = volume d'air éliminé par la pompe

d'où, volume de gaz carbonique éliminé dans le même temps = D_2Cdt.

La concentration totale de gaz carbonique a donc varié pendant ce temps de:

$$dC = \frac{1}{V}(D_1 - D_2C)\,dt \quad (1)$$

soit:

$$\frac{dC}{\frac{D_1}{D_2} - C} = \frac{D_2}{V}\,dt \quad (1).$$

L'intégration de cette équation donne:

$$C = \frac{D_1}{D_2} + k \exp\left(-\frac{D_2}{V}t\right) \quad (2)$$

Où k est une constante que l'on détermine par les conditions à l'origine:

à t = O, on a: $C = C_o = \frac{D_1}{D_2} + k$ d'où

$$k = C_o - \frac{D_1}{D_2}$$

On obtient ainsi l'équation définitive de la concentration en fonction du temps

$$C = \frac{D_1}{D_2} + \left(C_o - \frac{D_1}{D_2}\right) \exp\left(-\frac{D_2}{V}t\right) \quad (2)$$

Cette fonction du type C = f(t), est représentée par une courbe exponentielle partant du point d'ordonnée C_o pour t = O, et tendant asymptotiquement vers la valeur D_1/D_2.

Elle est croissante si D_1/D_2 est supérieur à C_o, décroissante dans le cas contraire (ce qui correspond respecti-

vement à des valeurs positives ou négatives de la dérivée:

$$\frac{dC}{dt} = -D_2 \left(C_o - \frac{D_1}{D_2}\right) . \exp \left(-\frac{D_2}{V} t\right).$$

Son allure est celle représentée sur la fig. 5.

APPLICATION NUMÉRIQUE:

On prend comme valeurs de départ:

— $D_1 = 1586$ l/h
— $D_2 = 270.10^3$ l/h
— $V = 10^6$ l
— $C_o = 0{,}03$ %

d'où l'équation donnant la concentration C en %:

$C\ (\%) = 0{,}59 - 0{,}55 \exp. -^{0{,}27\ t}$

(t indiqué en heures).

Les différentes valeurs de la concentration calculée par cette équation sont représentées sur la courbe C de la fig. 6.

EVOLUTION RÉELLE

De nombreux contrôles ont été réalisés après la mise en place du dispositif d'élimination; nous donnerons en exemple celui du 5.8.76 où des mesures ont été faites heure par heure pendant la visite (cf. tableau) 650 personnes sont entrées dans la grotte, réparties en 11 groupes de 24 personnes le matin et 16 l'après-midi.

Heures	*Carrefour des 2 entrées*	*"Rubicon"*	*"Cabinet des Bisons"*
10 h	0	0	0,1
11 h	0,1	0,1	0,3
12 h	0	0,1	0,4
13 h	0	0	0,2
14 h	0	0	0,2
15 h	0,1	0,2	0,4
16 h	0,1	0,3	0,5
17 h	0,2	0,2	0,6
18 h	0,2	0,2	0,5

La fig. 6 montre que sur un cycle de 24 h représentatif des conditions de la cavité en période touristique, l'élimination naturelle du gaz carbonique dans la partie décorée est en général très faible (courbe A) avant la mise en place du dispositif assurant une mei-

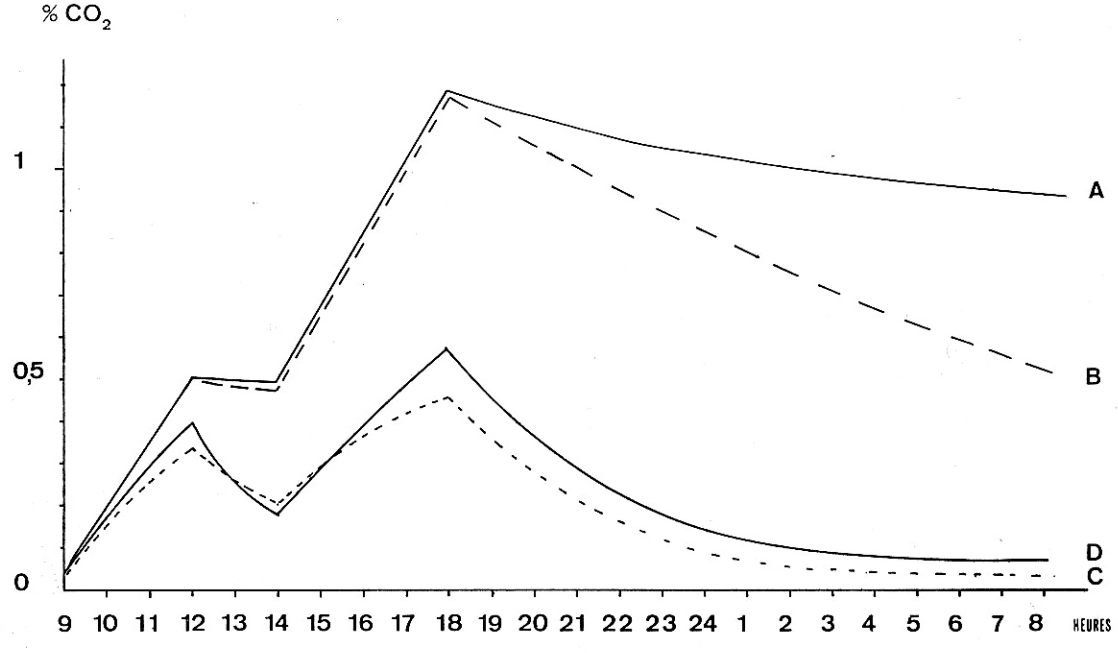


Fig. 6. — Evolution journalière de la teneur en gaz carbonique dans la partie décorée avec le passage de 650 personnes par jour. Courbe A: avec ventilation naturelle. Courbe B: avec ventilation naturelle et conditions externes favorables. Courbe C: théorique, avec ventilation renforcée. Courbe D: observée avec ventilation renforcée.

lleure ventilation; lorsque les conditions climatiques externes sont favorables (dépression atmosphérique), elle peut atteindre jusqu'à 0,4 % (courbe B).

Avec la ventilation renforcée, l'extrême valeur du taux de gaz carbonique n'atteint pas 0,6 %, les courbes C et D, représentatives de l'évolution théorique et réelle de la perturbation due aux visiteurs, sont très proches l'une de l'autre. Le lendemain matin, après le fonctionnement de la turbine toute la nuit, le taux de gaz carbonique est pratiquement nul (inférieur à 0,1 %); l'accumulation d'un jour à l'autre n'existe plus.

CONCLUSIONS

Les études et les interventions décrites ont permis de maîtriser l'influence du gaz carbonique et de rendre, en période touristique, à la grotte de Font de Gaume des conditions favorables à la conservation des figures rupestres. Dans cette grotte de faible volume, l'incidence de toute perturbation est immédiate et seul, le dispositif de dépression mis en place, permet d'assurer un équilibre. Cet équilibre est précaire et il convient de ne pas le perturber en modifiant les conditions de base de l'étude.

Il nous est agréable de remercier M. Sarradet, conservateur des Bâtiments de France d'Aquitaine, M. Rigaud, Directeur des Antiquités Préhistoriques, M. et Mme Daubisse, Mme. Laborderie, MM. Claude et Christian Archambeau, M. Norbert Dauvergne, et toutes les personnes sans qui cette étude n'aurait pu avoir lieu.

BIBLIOGRAPHIE

1. BRUNET, J. et VIDAL, P. (1977): «La conservation des grottes ornées». Spelunca núm. 2.
2. BRUNET, J. et VIDAL, P. (1978): «La Galerie Breuil du Mas d'Azil. Problème de conservation des oeuvres pariétales». Spelunca, núm. 4.
3. BRUNET, J. et VIDAL, P. (1979): (à paraître). «Grotte de la Tête du Lion. Étude des conditions de conservation des peintures préhistoriques». Etudes Préhistoriques, revue régionale d'archéologie préhistorique.
4. RENAULT, Ph. (1970): «La formation des cavernes». Que Sais-je? P. U. F.
5. RENAULT, Ph. (1971): «La teneur en anhydride carbonique des atmosphères de grottes». Bulletin A. G. F. núm. 389-390.
6. RENAULT, Ph. (1976): «Le gaz carbonique dans les grottes du Quercy». Bulletin C. D. S. Lot núm. 2.
7. ROQUES, H. (1967): «Chimie des carbonates et hydrogéologie karstique». Mémoire et document du C. N. R. S. Vol. 4.
8. SARRADET, M. (1973): «Font de Gaume en Périgord». Pierre Fanlac, éditeur, Périgueux.
9. SARRADET, M. 1975. «L'Art préhistorique en Périgord». Studio Camuni núm. 6, 1re édition, édition du Centro et Capo di Ponte.
10. VOUVE, J. (1975): «Etudes en hydrogéologie et paléohydrogéologie karstiques». Thèse doctorat d'Etat, Université Bordeaux I.
11. VIDAL, P. (1967): «Le problème de la conservation des grottes préhistoriques. L'exemple de Font de Gaume». Bulletin de la Société Historique et Archéologique du Périgord.

Rebut: març 1979.

Speleon	25	Págs. 47-64	1980

El complejo kárstico del Cerro de las Motillas (Cádiz-Málaga)

por José M. Santiago (*)

RESUM

L'autor realitza l'estudi d'un sistema de cavitats desenvolupades a les calcàries juràssiques del «Cerro de las Motillas», a la meitat oriental de la província de Cadis.

S'ha dedicat una especial atenció a l'anàlisi de les diferents fases d'excavació càrstica i la seva possible cronologia.

ABSTRACT

The author does the study of a complex of cavities developped inside of jurassic limestones of the Cerro de las Motillas, on the easthern half of the province of Cádiz (Spain).

A special attention has been devoted on the analisis of the different phases of the karstic excavation and its possible cronology.

El complejo de cavidades objeto de nuestro estudio se halla situado en el extremo más septentrional del término de Jerez de la Frontera, en sus montes propios, a caballo de la provincia de Málaga, en el llamado Cerro de las Motillas.

Este, con sus 528 ms., destaca por su litología en la orografía local de la que la Loma de los Arrieros (805 ms.) representa la cota máxima.

Su acceso puede realizarse a través de la pista forestal que nace en el km. 88 de la carretera Jerez-Cortes de la Frontera; a 18 Km. de este punto se llega a una pequeña casa desde donde a pie y siguiendo un sendero de dirección NW, se alcanza el Llano de Ramblazo. El cauce del torrente del mismo nombre nos coloca a la entrada de su sumidero, uno de los accesos principales del complejo.

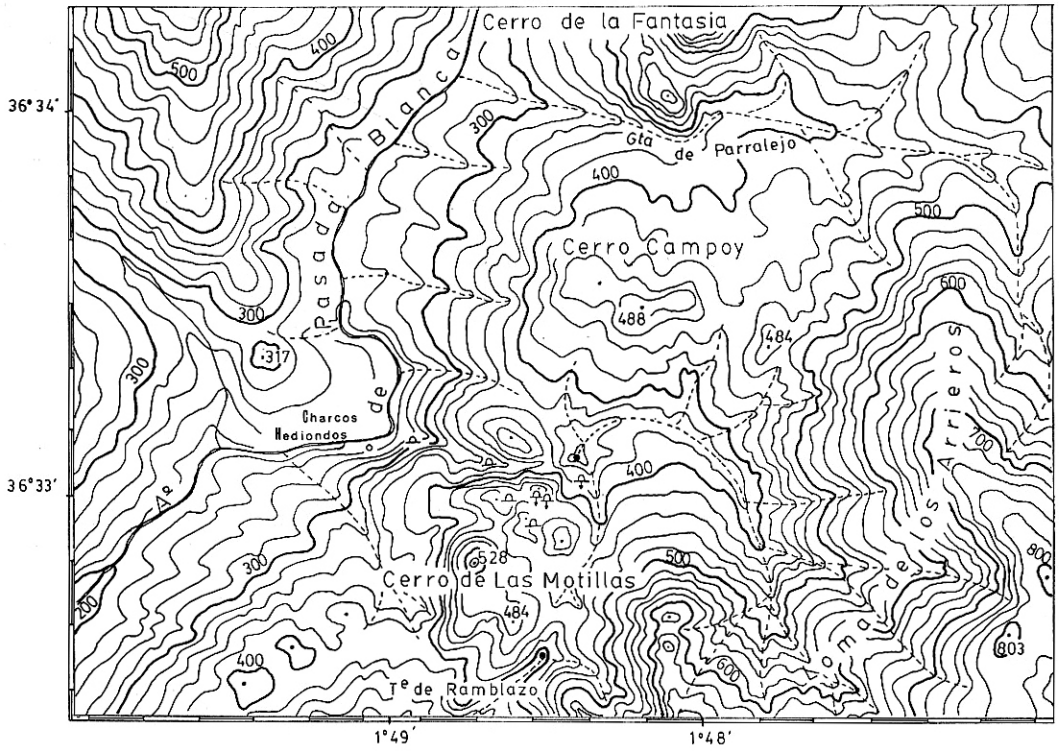
En el extremo norte de dicho llano, un pequeño collado da paso a la Cuesta de Ramblazo que, en rápido declive, nos conduce al cauce del Arroyo de Parralejo, el cual nos lleva en corto recorrido al sumidero del mismo.

El grupo de resurgencias, activas y fósiles, se hallan localizadas en los escarpes del borde occidental del Cerro.

Ante el hecho de permanecer aún inéditas las actas del IV Congreso Nacional de Espeleología (1976), al cual se presentó el avance de este trabajo "Contribución al estudio del complejo Sumidero de Parralejo-Cueva de las Motillas", se ha optado por reproducir algunas de sus partes con ligeras variantes en ciertos puntos de vista que posteriores observaciones nos hizo revisar.

Han colaborado en los trabajos de campo los siguientes miembros del Grupo de Investigaciones Espeleológicas de Jerez de la Frontera: S. de la Barrera, F. Tocón, M. Navarro, M. Aliaño, J. Aguilera, J. Aguilera, M. J. Es-

(*) G. I. E. de Jerez de la Frontera.



Hoja M.T.N. nº 1064 "Cortes de la Frontera"

trade, A. Pedroche, A. Santiago, M. Domínguez y D. Román.

Agradecemos los informes facilitados por D. Diego Herrera, actual arrendatario de las tierras en que se abre el complejo.

SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

Queda localizada la zona que nos ocupa, en la mitad oriental de la provincia de Cádiz, al norte de la comarca natural Campo de Gibraltar, en una región que podríamos delimitar al norte, por los relieves meridionales de las sierras de Ubrique y Cortes de la Frontera; al oeste, por una línea que jalonara el Peñón del Berrueco, Cerro de la Fantasía, Cerro de las Motillas, Molino de la Canasta y Cerro Buenas Noches y, al oeste, por el río Guadiaro. Es el dominio de las llamadas sierras del Algibe, cuyo extremo septentrional está formado por un conjunto de cadenas paralelas que siguen una constante alineación norte-sur.

En el corazón de la región y cota máxima de la misma, el pico del Algibe (1.091 m.) da nombre a una de las principales unidades estratigráficas y tectónicas de la región: la "unidad del Algibe", que comporta dos grandes divisiones: a) potente serie que puede alcanzar 1.000 ms., o más, de gres anisométrico, con granos de cuarzo, generalmente redondeados, mal consolidados, en potentes bancos de varios metros que separan, ya sean lechos arcillo-arenosos, ya sean pequeños bancos de gres de la misma facies, alternantes con bancos arcillo-esquistosos. Es el material más a menudo deformado, pese a ser más rígido que el subyacente. b) el gres monta sobre una serie arcillo-caliza de facies variable según las regiones. En el triángulo delimitado por Castellar-Alcalá de los Gazules-Jimena, y algo más al norte, son esencialmente margas blancas y rojas, encerrando numerosos bancos de cali-

zas detríticas organógenas claras, que dan al conjunto una cierta coherencia. En las demás regiones del Campo de Gibraltar, las facies son bastante variables, pero, de forma general, la arcilla (gris, verde o roja) predomina, mientras los bancos calizo-gredosos son más o menos abundantes.

El estilo de la región es simple, monoclinal (30º a 45º E y SE), caracterizado por una sucesión de combas margosas y relieves gredosos alternantes, que se traducen en un sistema de pliegues agudos, disimétricos, diversificados hacia el oeste y, más o menos, fracturados en escamas, que llegan a ser particularmente delgadas y numerosas en las inmediaciones del Cerro de la Fantasía.

La "unidad del Algibe" reposa, según los puntos, sobre diversas unidades, una de las cuales, el "Penibético externo" (en el sentido de BLUMENTHAL 1931), nos interesa por cuanto interviene en nuestra zona.

Una serie jurásica, constituida por calizas muy compactas y un cretáceo superior, formado a base de calizas arcillosas, más o menos esquistosas, caracteriza al "Penibético externo", que debuta en las sierras de Libar y Los Pinos, con estructura anticlinal que se prolonga a través del Peñón del Berrueco, Cerro de la Fantasía y Cerro de las Motillas.

El conjunto, extremadamente rígido respecto a las otras unidades, ha sido reconocido merced a los sondeos profundos del Cerro Gordo, como subyacente a las unidades alóctonas del flysch del Campo de Gibraltar.

En definitiva, el límite oeste-noroeste de nuestra región, corresponde a un gran eje anticlinal a lo largo del cual aparece el Penibético y todo hace pensar que este eje ha jugado un papel de primordial importancia en el desplazamiento de la "unidad del Algibe", ofreciendo un obstáculo, tras el cual, la serie superior de la misma ha venido acumulándose en forma de sencillos pliegues, a veces fracturados en escamas.

Hacia el SW se opera un cambio radical, el desplazamiento de la "unidad del Algibe", hacia W y NW, se realiza sobre un sustrato más plástico, que ha reemplazado al rígido Penibético. La unidad presenta así un ejemplo de manto de corrimiento, fruto de la tectónica movilista a que se vieron sometidas las grandes masas detríticas del flysch eoceno-oligoceno, como consecuencia de los enérgicos empujes tangenciales de componente N-S y S-N que afectaron a ambos lados del estrecho durante el largo período orogénico alpino. Los estilos de las diferentes zonas varían en función de la composición litológica, naturaleza del sustrato y sentido de los desplazamientos.

ESTRATIGRAFIA

JURÁSICO:

— Calizas rojas y color hueso.
— Calizas marmóreas y color hueso con grandes lentejones de calizas oolíticas de igual color.

CRETÁCEO SUPERIOR:

— Calizas arcillosas pardo-rosáceas más o menos esquistosas.

PALEOCENO:

— Margas.

EOCENO SUPERIOR:

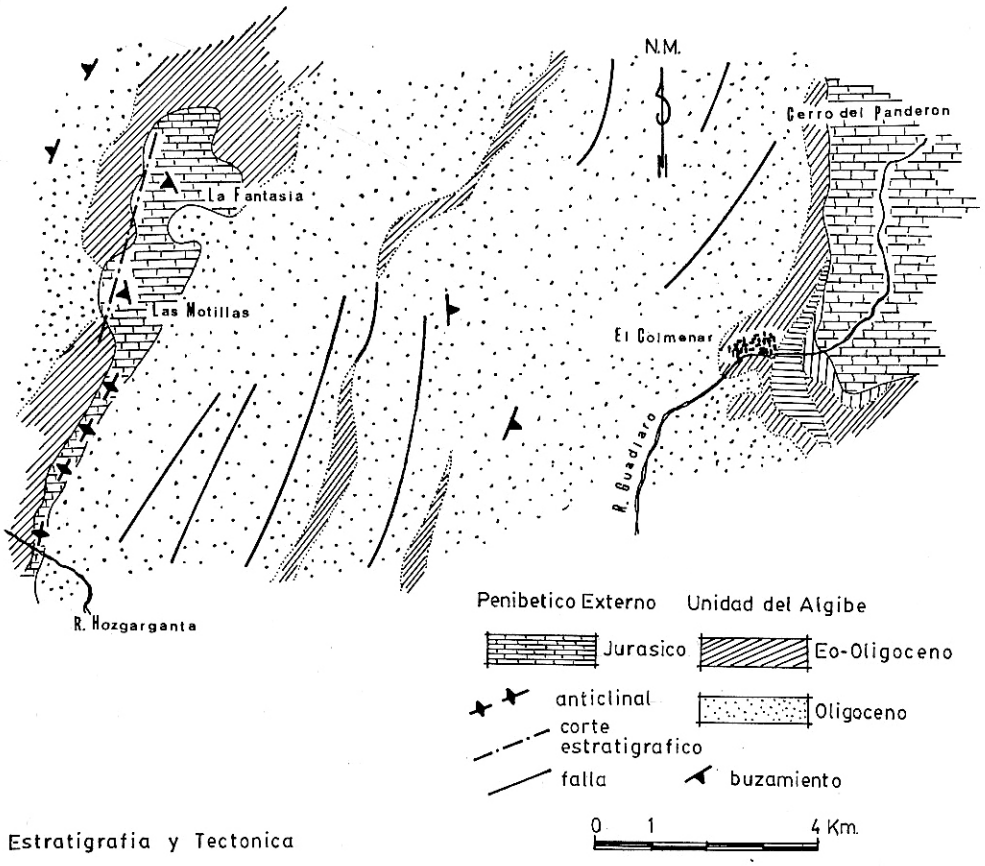
— Margas pelíticas, generalmente rojas, conteniendo bancos de calizas microbréchicas con pequeños numulites.

OLIGOCENO:

— Facies detríticas, de tipo flysch, gredosas o margo-gredosas y micáceas.

III. KARST SUBAEREO

Estructuralmente, el Cerro de las Motillas representa parte de un eje anticlinal de dirección N NE. Este está



Estratigrafia y Tectonica

caracterizado por un potente banco de calizas jurásicas, tableadas en estratos que varían de uno a varios metros de espesor, con buzamiento generalizado de 10º a 15º WNW en la zona de las resurgencias y 15º a 30º SE en la zona de los sumideros, cruzado por familias de diaclasas de dirección predominante NW-SE y SW-NE estas últimas determinan amplios callejones kársticos.

Una depresión abierta de bordes escarpados y dirección predominante NW-SE divide la meseta calcárea en dos mitades; algo mayor y conteniendo las más altas cotas la del extremo SW.

La alimentación del acuífero queda claramente determinada por la dualidad de unos pocos puntos preferenciales (sumideros) cuya localización, casi siempre periférica, queda condicionada a los cursos aéreos que drenan las aguas ajenas al propio cerro, y la existencia de una amplia superficie de infiltración de carácter autóctono.

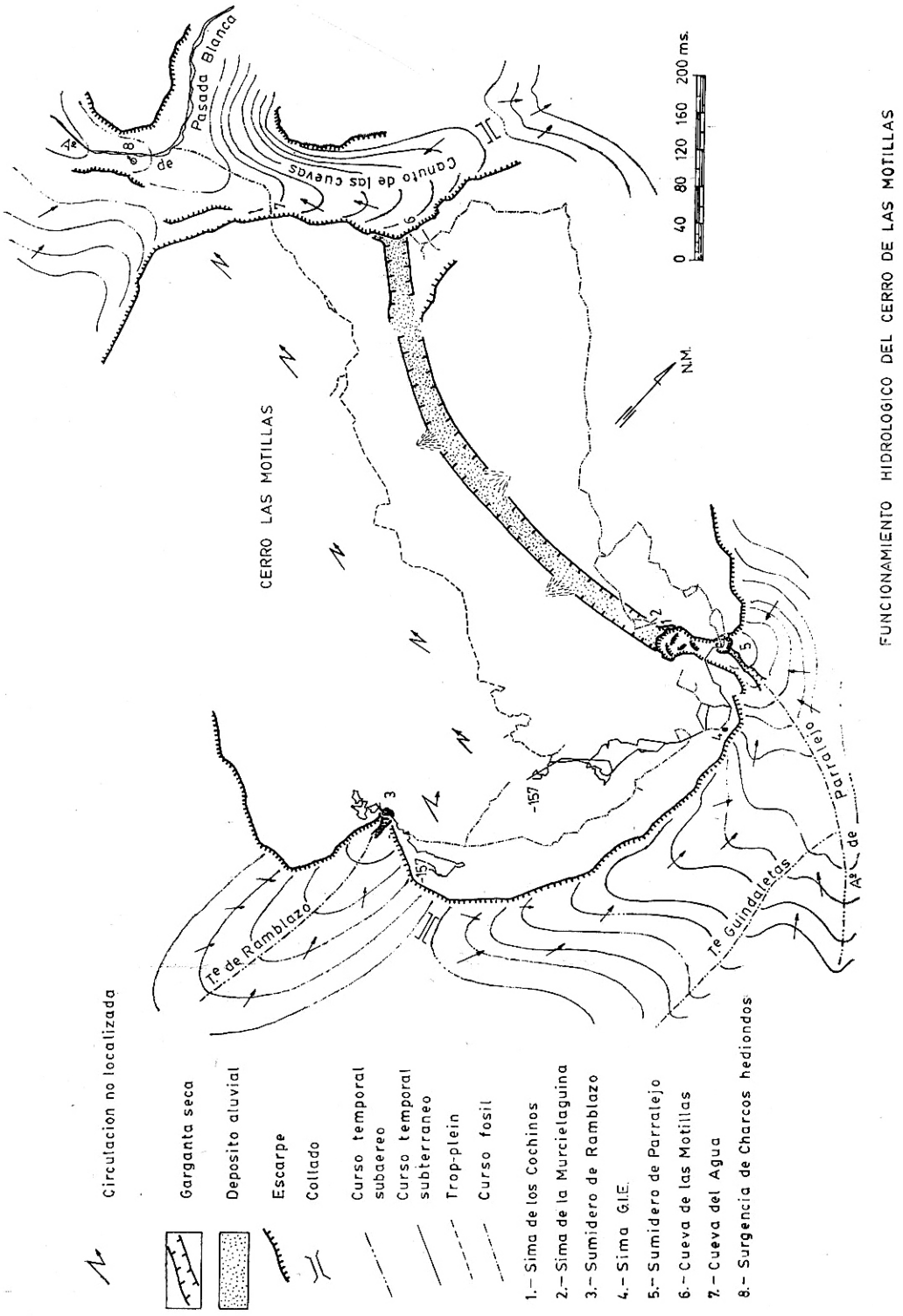
La unidad litológica y estructural y la escasa amplitud de afloramiento de las calizas, determinan la variedad de formas kársticas. Atendiendo a estas últimas se observan los siguientes tipos de lapiaz:

a) Lapiaz de fisuras (Bögli y Sweting)

Es el más ampliamente representado, fundamentalmente en las partes altas, donde la descompresión de la masa rocosa y densidad de diaclasación favorece una rápida evolución del mismo.

b) Lapiaz residual (Maucci)

Lo encontramos únicamente en la zona superior de la mitad SW del cerro; desarrollado siempre sobre un lapiaz más bajo, de fisuras. Sus formas,



FUNCIONAMIENTO HIDROLOGICO DEL CERRO DE LAS MOTILLAS

enormemente desarrolladas, dan lugar, cuando la erosión regresiva de la ladera los capta, a amplios callejones al amparo de cuya humedad se asienta una apretada vegetación arbustiva.

Su posición topográfica superior, lo avanzado de su desarrollo, la proximidad del Sumidero de Ramblazo y la situación en esta zona del talweg hipogeo de la Cueva del Higueral, son hechos que permiten suponer que fue esta zona del cerro la que primero quedó al descubierto y en la que comenzó una labor de excavación kárstica.

c) Lapiaz de arroyada (Bögli y Swetting)

Representado en las zonas media y baja de la mitad NE del cerro. En ocasiones aparece desarrollado sobre los materiales detríticos de la base.

d) Lapiaz semicubierto (Maucci)

En él, la masa rocosa aflora alternando con zonas terrosas que lo cubren parcialmente. Predomina en el borde SW de la zona karstificable, fundamentalmente en las proximidades del Sumidero de Ramblazo.

e) Lapiaz cavernoso

Se presenta con cierto desarrollo en las inmediaciones de la Cueva de los Márquez y de la boca oriental de la Cueva del Higueral, tal vez asociado a una variación litológica local.

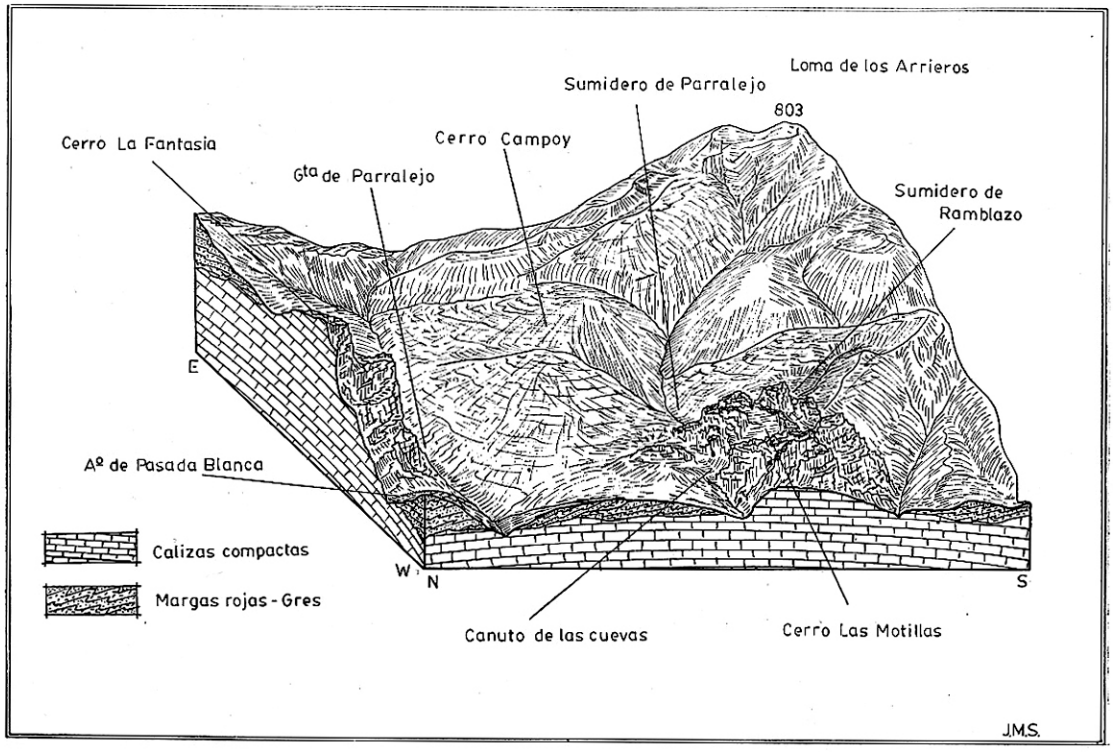
Asimismo, hemos podido observar buenos ejemplos de perforaciones cilindroideas alveolares, propias de este tipo de lapiaz, sobre materiales detríticos de gran volumen que presentan superficies subhorizontales.

DEPRESION SUPERIOR

De dirección generalizada NW-SE, se desarrolla a lo largo de unos cuatrocientos metros en las calizas jurásicas del Cerro de las Motillas.

Genéticamente representa el talweg subaéreo de un curso alóctono, posteriormente disecado al realizarse el drenaje a través de la Cueva de las Motillas.

La reducción del caudal a drenar, debido a pérdidas laterales (simas de Los Cochinos y Murcielaguina, cueva



de los Márquez), junto al lento abandono del mismo por enfosamiento del nivel de base local, determinan la deposición de un cierto volumen de materiales de acarreo.

El depósito, de naturaleza arcillo-arenosa con cantos rodados de arenisca, es claramente alóctono.

El estudio morfométrico de los cantos del depósito de la vecina Cueva del Berrueco, pone de manifiesto en la región la presencia, a comienzos del Würm (véase apartado VII), de una fase erosiva en condiciones templadas y netamente más húmedas que en la actualidad. Parece, pues, oportuno encajar, cronológicamente, la excavación de la antigua garganta en el Würm I y parte del Würm II. Sin embargo, no cabe situar la creación del depósito aluvial en el Würm II-III por cuanto las causas del abandono funcional de la garganta no son de origen climático, como parecen indicar los lechos pisolíticos de la Cueva de los Márquez. Por el contrario, sí contemporizar el abandono de ésta con la excavación de la Cueva de las Motillas, si tenemos en cuenta que ésta realizaría la función colectora de aquélla. Siendo así, habría que situar la creación de este depósito durante o al final de la segunda avanzada del Würm.

A falta de nuevos datos, el carácter Mustero-Achelense de la industria en cuarcita detectada en esta antigua garganta acude en apoyo de este esquema.

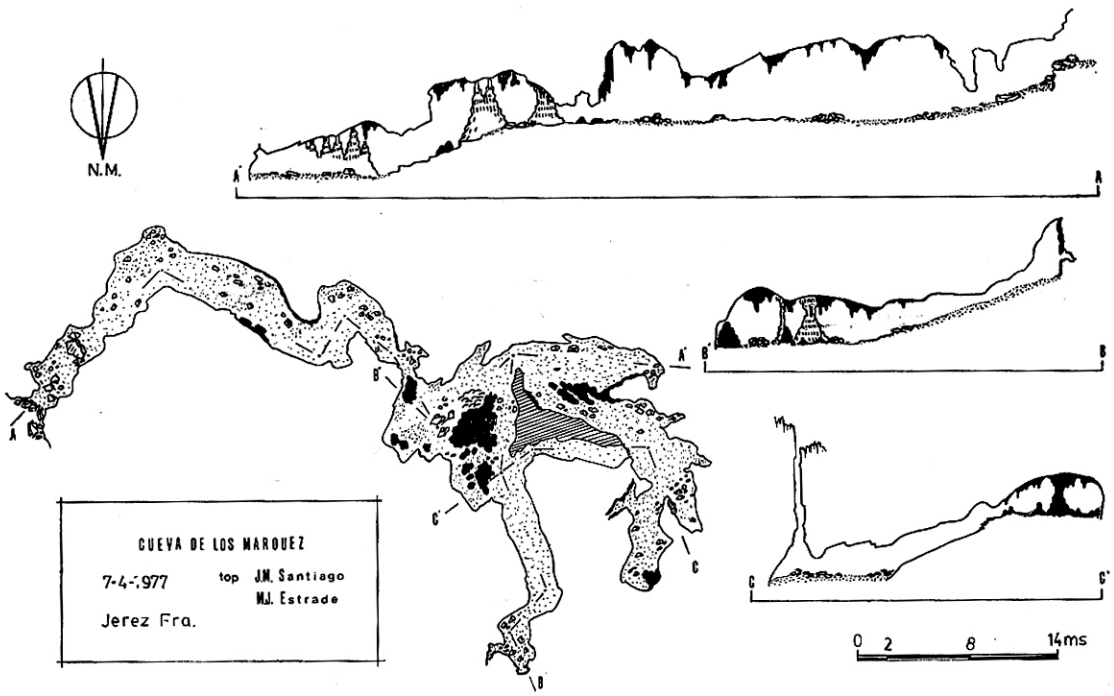
Cuevas de los Márquez e Higueral

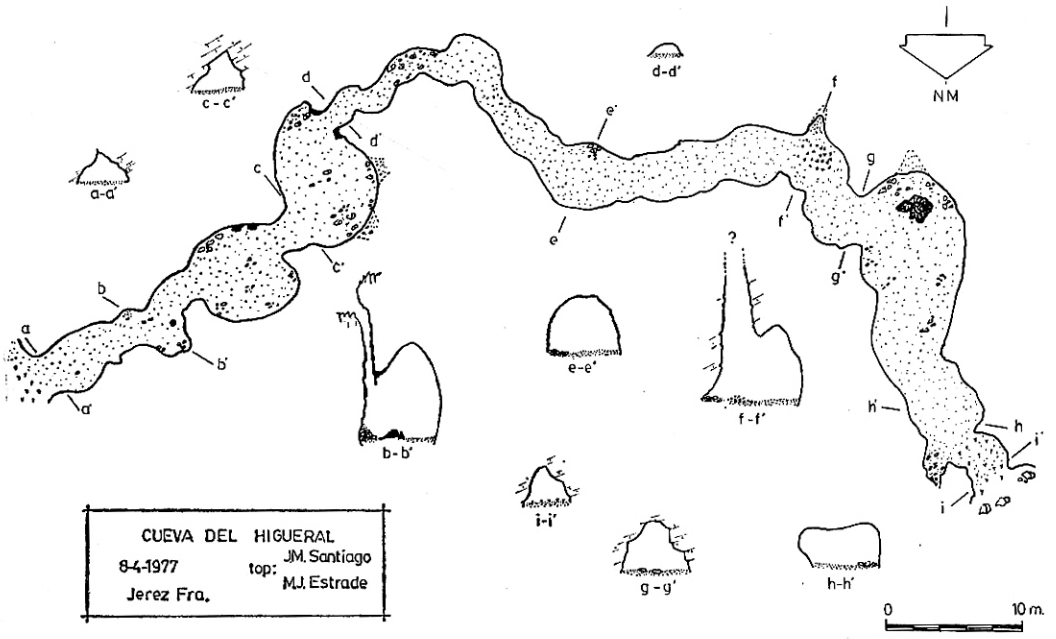
Se hace mención a estas dos cavidades fósiles que, sin pertenecer al complejo, aclaran algunos puntos de la evolución kárstica del Cerro de las Motillas.

Cueva de los Márquez

Abierta en el borde sur de la Depresión Superior, en su extremo occidental, unos metros sobre el piso de la misma.

La cavidad, estructurada, en general, sobre diaclasas N-45-E, N-45-W y E-W, presenta un desarrollo, en planta, de algo más de un centenar de metros de galerías paragenéticas de sección orto axial elipsoidal, que aluden a una excavación en carga, posteriormente enmascarada por un proceso litogénico que afecta a la mayor parte de la misma. La naturaleza del depósito acredita su función colectora.





En su génesis concurren una labor gliptogénica subyacente, ligada a un lapiaz cavernoso de formas abiertas, poco desarrolladas, y un sumidero lateral de la garganta, hoy fósil y desfigurada por el avanzado proceso de karstificación de sus bordes.

COMENTARIO A LA PRESENCIA DE LECHOS OOLÍTICOS Y PISOLÍTICOS

De entre el elevado número de factores (ULLASTRE - MASRIERA, 1973) que pueden haber determinado el asentamiento y evolución de tales nidos, parecen haber sido determinantes: *a)* un mayor intercambio de CO^2 de la solución carbonatada del receptáculo con el ambiente de la caverna y consiguiente desplazamiento del equilibrio químico hacia un proceso litogénico. Ello se explicaría por una mayor aireación de la cavidad, lo que permite suponer que ya se encontraba abierta la pequeña chimenea del extremo NW. *b)* un gran aporte de degoteo sobre los nidos, que se explica en un ambiente más húmedo que el actual. *c)* aumento de la temperatura para una determinada presión parcial de CO^2, lo que supondría una mayor cesión de éste al ambiente y con ello un desplazamiento hacia la litogénesis.

De todo ello deducimos que el abandono funcional de esta cavidad absorbente viene determinada no por un cambio climático sino, al contrario, por hundimiento del nivel de base y consiguiente abandono de la garganta como cauce, siendo las condiciones ambientales semejantes a las de su excavación: templado-cálidas y claramente más húmedas que en la actualidad.

Cueva del Higueral

Queda localizada en los escarpes del borde SW de la Depresión Superior, unos sesenta metros sobre la misma y próxima a una entalladura que fragmenta dicho zócalo.

La cavidad, con accesos en ambos extremos, orientados a NE y NW, respectivamente, presenta un desarrollo, en planta, de algo más de un centenar de metros de galerías paragenéticas, estructuradas sobre diaclasas de dirección alternante N - 45 - E, N - 45 - W y E - W, que le confieren aspecto meandriforme. Impera la morfología gliptogénica en tanto los procesos reconstruidos, escasamente representados, son muy locales. Las bóvedas presentan, en general, perfiles próximos al de equilibrio y la morfología clástica está ausente o soterrada

por el depósito arcilloarenoso que cubre todo el piso de la cavidad. Un sondeo realizado en él ha permitido reconocer, bajo un nivel limoso superficial, arenas de disgregación mecánica de la arenisca de la unidad del Algibe.

La cavidad parece estar relacionada con la absorción masiva de un curso torrencial alóctono, en un primer ciclo de karstificación del Cerro. En definitiva, ésta representa un antiguo talweg hipogeo abandonado por hundimiento del nivel de base local.

IV. MORFOLOGIA DEL COMPLEJO

A fin de conseguir una cierta claridad en la exposición, abordaremos el análisis morfológico del aparato kárstico por tramos.

I. *Simas de Los Cochinos y Murcielaguina*

Abiertas en el extremo oriental de la Depresión Superior. La primera, de una treintena de metros de desnivel, estructurada sobre diaclasa S - 30-W, presenta sección lenticular, ausencia, casi total, de formas reconstructivas y fondo colmatado por cono clástico y arcilloso.

La segunda presenta un desnivel total de setenta metros y un desarrollo longitudinal de cien. Ambas entran en coalescencia a través de su primer pozo, estructurado, asimismo, sobre diaclasa S-30-W. Ofrece un cierto desarrollo litogénico sobre antigua morfología de erosión.

II. *Sima de Ramblazo*

La cavidad, que actúa como sumidero del torrente de Ramblazo, se abre en el borde SE del Cerro de las Motillas, en el contacto de los materiales del Jurásico y Cretáceo superior. Presenta un desnivel de —154 ms. y un desarrollo de algo más de setecientos metros, en una sucesión de pozos con muestras de erosión turbillonar, enlazados por galerías meandriformes sobre diaclasas. La morfología reconstructiva es casi inexistente, y las muestras clásticas in situ aparecen a —66, —127 y —157 ms. Fruto de la actividad colectora de esta cavidad son los mantos arenosos, de disgregación mecánica de la arenisca circundante al Cerro, que tapizan diferentes puntos de la misma.

A —95 ms. se realiza el contacto con la galería Parralejo-Ramblazo.

III. *Sima G.I.E.*

Abierta en el lapiaz del borde oriental del Cerro, consta de un pozo simple semitectónico, posteriormente captado por diaclasas de orientación W-70-N y N-S, fruto de la distensión mecánica de vertiente.

Totaliza un desnivel de —62 ms. y entra en contacto con el complejo a través de la bóveda de la galería G.2.

IV. *Sumidero de Parralejo - Cueva de las Motillas*

Con un desarrollo, en planta, de un kilómetro de galerías paragenéticas de dirección predominante NW, excepto el tercio final en que la red se orienta paralela a la vertiente. La morfología erosiva caracteriza la primera mitad, con secciones ilustrativas de una fase en carga seguida de otra libre. En todo momento el piso aparece cubierto por gravas y arenas, estas últimas arrumbadas lateralmente formando terrazas. En la segunda mitad, la morfología reconstrutiva, enmascarando la de erosión, adquiere notable desarrollo, disecando las terrazas detríticas e incluso el lecho aluvial.

V. *Galería Parralejo - Ramblazo*

El acceso a esta galería suspendida, desde la galería principal de Parralejo, a —123 ms., se realiza a través de un divertículo lateral ascendente de su margen derecha, aguas abajo.

Desarrollada a lo largo de quinientos metros de galería paragenética con morfología gliptogénica generalizada, excepción hecha de un divertículo de orientación N-S y un centenar de metros de desarrollo, próximo a la sima de Ramblazo, caracterizado por un fuerte desarrollo litogénico. La morfología clástica está escasamente repre-

sentada. El piso ofrece el ya constante espesor indeterminado de sedimento arenoso.

VI. *Cueva - Sima de Parralejo*

La cavidad, con acceso a través del Sumidero de Parralejo, colecta las aguas del arroyo del mismo nombre, conduciéndolas en un recorrido de setecientos metros a un sifón (—157 ms.) a través de un típico cauce torrencial, con grandes marmitas, en galerías de gran desarrollo volumétrico y morfología de erosión. Se presentan muestras de un relativo desarrollo enmascarando el tapón clástico de la galería lateral ascendente G.I.

VII. *Galerías conexión Cueva - Sima de Parralejo - Cueva del Agua*

La conexión se realiza a —135 ms., desde Parralejo. Presenta un desarrollo, en planta, de más de un kilómetro de galerías con orientación generalizada E-W, alternativamente excavadas sobre planos o diaclasas. En la primera mitad, de hábito suavemente descendente, a través de pequeños pozos, predominan las muestras de corrosión, piso con sedimento arenoso y morfología clástica casi inexistente. Representa el dominio de la zona de fluctuación estacional del nivel piezométrico kárstico.

La segunda mitad, con galerías paragenéticas de sección ortoaxial subcircular o elipsoidal, de mayor desarrollo volumétrico, ofrece una típica morfología de erosión. El tramo finaliza en un pozo de sección subcircular que, según nuestras observaciones, no tiene alimentación basal.

VIII. *Cueva del Agua*

Con idéntica orientación general que el tramo anterior. Presenta un desarrollo, en planta, superior a los quinientos metros de galería suavemente descendente y morfología gliptogénica. Las secciones de la segunda mitad acreditan una excavación en carga con fase posterior libre. Algunas coladas parietales, en las zonas altas de esta segunda mitad, son las únicas muestras reconstructivas de esta cavidad resurgente.

Se estima en unos cinco kilómetros la poligonal completa del complejo, hasta la fecha conocido, de los cuales se ha levantado la topografía de 4.100 metros.

V. CLIMATICA HIPOGEA

Aun cuando las observaciones en este sentido se han sucedido desde la primera visita en octubre de 1974, los datos que presentamos responden a un muestreo realizado los días 28 de marzo, 5, 10 y 12 de agosto y 7 de septiembre de 1975, y 15 y 17 de julio de 1977.

Sima de la Murcielaguina - Sumidero de Parralejo

Fecha: 10-8-75 — Hora: 11,00

Pto	*Tk*	*Tw*	*HR %*	*Cte. aire*	*Observaciones*
1	16,5	16	98,16	+	Base del pozo "La Chimenea"
2	17	16,5	98,22	++	Conexión "La Chimenea-Motillas"
3	16	16	100	±	Fuerte condensación
4	16	15,5	98,10	±	Cañón de alta bóveda
5	14,8	14	96,66	+	Amplitud y altos techos
6	14	13,5	97,84	±	Condensación. Amplia sección
7	13	12,5	98,04	—	Divertículo meandriforme descendente
8	14	13,2	96,99	+	Confluencia de galerías
9	14	13,2	96,99	+	Condensación bóveda
10	14	13,5	97,89	±	Condensación bóveda
11	13,2	13,2	100	+	Fuerte condensación bóveda
12	13,4	12,9	97,74	—	Sala clástica entrada sumidero

Exterior	*Interior*	
Ts: 19 °C	$\overline{T_k}$: 14,65 °C	S = 6,6 Kcal/m.³
HR %: 73,2	$\overline{HR}$ %: 97,98	K = 6,9 Kcal/m.³
p: 727 mmHg		K — S = 0,31 > 0

El aire de superficie sufre descenso térmico

Aire exterior

Humedad absoluta: $Y_s = 0{,}007$
Calor específico: $C_p = 0{,}243$ Kcal/gr. °C
Peso específico: $\gamma = 1{,}157$ gr/m³

El descenso térmico que sufre el aire de superficie viene dado por:

$$T_d = \frac{K - S}{\gamma \cdot C_p} = 1{,}1\ ^oC \qquad T_s - T_d = 11{,}9\ ^oC < T_k = 14{,}6\ ^oC$$

El aire de superficie se enfría tanto que sobrepasa su contenido máximo de vapor de agua. El sobrante pasa a fase líquida. Hay condensación.

Sima de la Murcielaguina - Cueva de las Motillas

Fecha: 2-8-75 — Hora: 12,00

Pto	T_k	T_w	*HR %*	*Cte. aire*	*Observaciones*
1	16,5	16	98,16	+	Base del pozo La Chimenea
2	17	16,5	98,22	++	Conexión La Chimenea-Motillas
3	15	14,5	97,98	+	Fuerte corriente en las proximidades
4	14,8	14,2	98,61	+	Formas reconstructivas
5	14,6	14	97,47	+	Macizos estalagmíticos
6	14,5	14	97,89	±	Galería de alta bóveda
7	14,4	14	98,31	+	Doble galería. Litogénesis
8	15,5	15	98	±	Galería de gran amplitud

Exterior	*Interior*	
T_s: 19 °C	$\overline{T_k}$: 15,28	S = 6,6 Kcal/m.³
HR %: 73	$\overline{HR}$ %: 98	K = 7,3 "
		K — S = 0,7 Kcal/m.³

Exterior $Y_s = 0{,}007$, $C_p = 0{,}243$ Kcal/gr °C, $\gamma = 1{,}157$ gr/m.³

$$T_d = \frac{K - S}{\gamma \cdot C_p} = 2{,}13\ ^oC$$

$T_s - T_d = 16{,}8 > T_k$

No se sobrepasa el contenido máximo de vapor de agua.

Galería Parralejo - Ramblazo

Fecha: 15 y 17-7-1977 — Hora: 12,00

Pto	T_k	T_w	*HR %*	*Observaciones*
1	15	14,5	97,98	Suave corriente de aire desde Ramblazo
2	14,5	14	97,91	Suave corriente de aire

3	15	14	95,83	Prox. gran ensanche galería
4	14	13	95,53	Contacto galería lateral
5	13,8	13	96,42	Contacto con sima de Ramblazo

Exterior	*Interior*	
T_s: 19,8 °C	$\overline{T_k}$: 14,46 °C	S = 8,88 Kcal/m.³
HR %: 92,7	$\overline{HR}$ %: 96,73	K= 6,08 "
p: 727 mmHg		K - S = —2,8 Kcal/m.³

Exterior: Y_s=0,012
C_p=0,245 Kcal/gr °C
γ=1,154 gr/m.³

El aire del karst se seca y calienta.

Cueva - Sima de Parralejo

Fecha: 28-3-75 — Hora: 10,00

Pto	T_k	T_w	*HR %*	*Cte. aire*	*Observaciones*
1	8	7	93,33	—	Colector de superficie
2	10,8	9,2	90,80	—	Galería G. 2
3	10,7	10	96,19	—	Galería G. 3
4	10	9	94,18	—	Pérdida de corriente bajo gravas
5	9,7	9	95,09	—	Estrechamiento sección
6	9	8,5	96,98	—	Proximidad pozo (secc. 13)

Exterior	*Interior*	
T_s: 8 °C	$\overline{T_k}$: 9,7 °C	S = 4,5 Kcal/m.³
HR %: 93,3	$\overline{HR}$ %:94,9	K= 5,07 "
p: 727 mmHg		K - S = 0,57 Kcal/m.³

K > S Hay enfriamiento en el aire del karst
T_d = 1,95 °C T_s-T_d = 6,05 < T_k Hay condensación

Cueva - Sima de Parralejo

Fecha: 5-8-75 — Hora: 14,00

Pto	T_k	T_w	*HR %*	*Cte. aire*	*Observaciones*
1	12,5	12,5	97,6	+	Galería G. 2
2	12,5	12	97,6	—	Galería G. 1
3	12	11,5	97,5	—	Base pozo (secc. 13-14)
4	12	11,5	97,5	—	Conexión con galería G. 3
5	12	11,5	97,5	—	Prox. conexión C. del Agua

Exterior	*Interior*	
T_s: 22 °C	$\overline{T_k}$: 12,2 °C	S = 10,37 Kcal/m.³
HR %: 94,3	$\overline{HR}$ %: 97,5	K= 6,2 "
p: 727 mm Hg		K - S = —4,17 Kcal/m.³

El aire del karst se seca y calienta.

Cueva del Agua

Fecha: 7-9-75 — Hora: 13,00

Pto	T_k	T_w	*HR %*	*Cte. aire*	*Observaciones*
1	15,7	15,2	98,06	±	Primer lago (secc. 51)
2	12,2	11,7	97,57	+	Prox. segundo lago (secc. 44)

Exterior	*Interior*	
T_s: 2,5 °C	$\overline{T_k}$: 13,95	S = 10,3 Kcal/m.³
HR %: 97,22	$\overline{HR}$ %: 97,8	K= 6,6 "
p: 735 mm Hg		K - S = — 3,7 Kcal/m.³

El aire del karst se seca y calienta.

La presión atmosférica con la que trabajamos ha sido obtenida teóricamente a partir de la altura media de sus bocas por el procedimiento siguiente:

$$h = 18.400 \log H / H'$$

siendo:

H = 760 mm Hg
h = altura media de las bocas
H' = presión atmosférica local.

T_k:	Temperatura aire del karst
T_w:	Temperatura húmeda
T_s:	Temperatura aire de superficie
HR %:	Humedad relativa porcentual
p:	Presión atmosférica
$\overline{T_k}$:	Temperatura media del karst
S:	Entalpia aire de superficie
K:	Entalpia aire del karst
+:	Corriente de aire
++:	" de " fuerte
—:	Ausencia de corriente de aire

La compleja distribución topográfica nos puso en guardia ante un comportamiento fruto de la superposición de varios casos simples que incluso podían interferirse. Ante ello, se decidió realizar las mediciones en función de las corrientes de aire detectadas, con la sospecha de que éstas serían las que nos diesen la clave de las fuertes condensaciones observadas y acaso del estrato isotérmico a partir de (—120 ms.) —verano—.

De todo ello pudimos comprobar que el nivel superior y medio del enrrejado se comporta como un sistema termocirculante en tubo de viento, con predominio de una zona térmicamente más estable en dirección al Sumidero de Parralejo, donde el enfriamiento del aire que entra por la Sima de la Murcielaguina hace sobrepasar su contenido máximo en vapor de agua, dando lugar a fuertes condensaciones en la bóveda.

Este hecho no se observa en el tramo La Chimenea - Cueva de las Motillas, donde parece predominar la zona de cambio, aunque su carácter no sea muy acusado.

Respecto a la Cueva-Sima de Parralejo, ésta se comporta como una cavidad merocirculante en saco de aire descendente, en la que $T_s > T_k$ (verano) y $T_s < T_k$ (invierno).

La interconexión de un sistema termocirculante en tubo de viento con circulación de aire frío (verano) en su zona baja, y uno en saco de aire descendente, topográficamente inferior, permite abastecer de aire frío (más denso) esta segunda cavidad en época cálida, lo cual está en consonancia con la observación de un estrato isotérmico (frío) desde (— 120 ms.) hasta el sifón terminal.

La galería clástica ascendente G. I., por el contrario, representa una reserva de aire cálido, a lo largo de todo el año.

El carácter superior, colgado respecto a las galerías principales de los dos sumideros, y la diferencia de cotas entre el S. de Parralejo (boca baja) y S. de Ramblazo (boca alta) son facto-

res que determinan las condiciones aerodinámicas de la galería Parralejo-Ramblazo. Se ha detectado circulación aérea que se ajusta al modelo "tubo de viento" (tipo verano); no obstante, en esta circulación debe influir el efecto de insolación de las bocas (sumideros), lo cual explicaría la ausencia de corriente en plena noche, en la misma sección.

Cuando esta circulación existe, la comunicación, a través de grandes pozos, con la boca superior, parece indicar (tipo verano) que el aire cálido que de ella proviene llega a la galería con relativa comodidad dando lugar a que el ambiente de la misma se seque y caliente.

Todo parece indicar que la zona media - final de la Sima de Ramblazo es una reserva de aire frío durante todo el año.

De las galerías de conexión con la C. del Agua no tenemos datos.

Por último, la Cueva del Agua se comporta como una cavidad horizontal en la que el aire de su interior se seca y calienta en verano y enfría en invierno, con ligera circulación aérea en las proximidades de la boca y de su lago terminal, debido a su conexión con la cueva-sima a través de galerías que en invierno quedan sifonadas. Por todo ello, en verano, el gradiente de temperaturas de fuera a dentro queda impuesto por las reservas de agua de su interior y por el hábito suavemente descendente de la zona media-final.

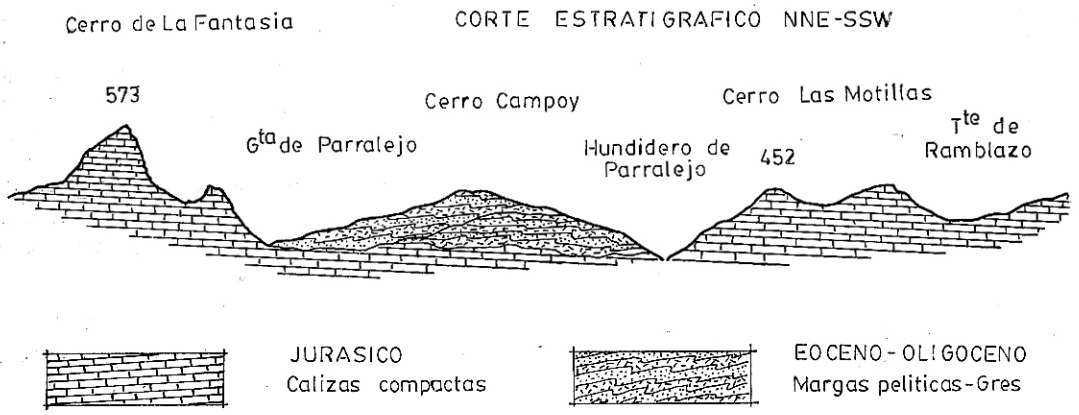
VI. FUNCIONAMIENTO HIDROLOGICO

El Arroyo de Parralejo, cuya cabecera queda localizada en el puerto que aísla Cerro Campoy de la Loma de los Arrieros, representa el colector principal de las precipitaciones sobre una cubeta de 4 kilómetros cuadrados cuyo extremo SW queda bloqueado por el Cerro de las Motillas y el Torrente de Ramblazo que desde los relieves cimeros de la vertiente NW de la Loma de los Cerquijos colecta y encauza las aguas caídas en un área de 0,75 kilómetros cuadrados, son los agentes principales de la circulación temporal subterránea en el Cerro de las Motillas.

La estación pluviométrica de la vecina localidad de Ubrique, nos ofrece datos sobre el volumen de precipitaciones de la zona: 1.300 mm. anuales, de los que una tercera parte corresponde a los meses de marzo y diciembre con 210 mm. cada uno.

En época de grandes precipitaciones, las aguas torrenciales se precipitan en el seno de ambos sumideros, siguen los cursos subterráneos Sima de Ramblazo y Cueva-Sima de Parralejo, respectivamente, hasta alcanzar una profundidad próxima a los —170 ms. respecto a la cota ± 0 m. del complejo.

Nuestras observaciones no nos permiten afirmarlo, pero parece previsible una zona de conductos anegados compartida por ambas redes, si se tie-



de las precipitaciones locales en dirección al río Hozgarganta, permite una labor localizada que rápidamente pone al descubierto las calizas subyacentes.

II. Aprovechando la infraestructura favorable, asentamiento de un karst en los relieves calcáreos puestos al descubierto.
La excavación en carga al talweg de la Cueva del Higueral por un torrente de procedencia marginal se realiza paralelamente al desarrollo de los lapiaces superiores.

III. El sucesivo hundimiento del nivel de base local determina el lento abandono de la cavidad por las aguas circulantes.
Probablemente este abandono coincide con un inicio de excavación del Sumidero de Ramblazo. Comienza la excavación, en profundidad de una cavidad de carácter fusoidal sobre diaclasa (S-30-W) que más tarde dará lugar a la Sima de los Cochinos.

Nivel de base local de 410 m.s.n.m.:

I. Excavación, por el Torrente de Parralejo, de una garganta que secciona el Cerro de las Motillas en dirección generalizada SE-NW.

II.

a) Aprovechando el karst incipiente, asentamiento a uno y otro lados del cañón de una serie de sumideros: Sima de la Murcielaguina, Cueva de los Márquez.

b) El sucesivo hundimiento del nivel de base determina el desarrollo en profundidad de aquella sima que comienza a actuar como punto de absorción masivo del Arroyo de Parralejo. El pozo "La chimenea" sería la cota mínima. Situado su pozo de entrada sobre la misma diaclasa que la Sima de los Cochinos, entran en coalescencia. Creemos que en este momento actúa también esta última como sumidero.

III. Absorción localizada del Torrente de Ramblazo. Desarrollo en profundidad de su red hipogea.

Nivel de base local de 330 m.s.n.m.:

I.

a) Sometido el talweg del Torrente de Parralejo, en el contacto de las areniscas con las calizas, a un efecto de inhibición permanente da origen, en la red de fisuras, a unas pérdidas en profundidad en principio de carácter difuso que lentamente se van localizando.

b) Desarrollo de una zona de lapiaz en el flanco oriental del Cerro de las Motillas que da lugar a la ampliación de la red subyacente de diaclasas de esta zona y en particular las de la familia (N-45-E) y a formas abiertas de absorción vertical: zona inicial de Sima G.1.E.

II. Lento abandono de los sumideros superiores. Procesos reconstructivos. Ensanche de pérdidas en sentido gravitacional y excavación de un cañón kárstico por el Torrente de Parralejo. El talweg deja de ser subaéreo. A través de una sima, hoy desmantelada por un proceso clástico, las aguas serían conducidas en su recorrido subterráneo por las galerías (G. 1) y (G. 3).

III. La erosión acentúa los relieves locales y con ellos cambia el perfil del Arroyo de Parralejo.
Asentamiento a una cota próxima a los 350 m.s.n.m. de un nuevo sumidero: Sumidero de Parralejo.

IV.

a) Excavación de la cavidad subhorizontal. Enlace con la base del pozo "La Chimenca". Resurgencia por la Cueva de las Motillas.

b) La carga sólida que transporta el torrente hipogeo da lugar a galerías paragenéticas, casi colmatadas. Este hecho se puede aso-

ne en cuenta que la resurgencia es única.

La acusada pendiente del recorrido hipogeo del Torrente de Ramblazo permite que la carga hídrica por él colectada alcance rápidamente la superficie piezométrica kárstica dando lugar a un movimiento horizontal en dirección E-W que pone en funcionamiento, en pocas horas, la red embrionaria de conductos que dan lugar a la surgencia actual al nivel de los Charcos Hediondos.

Por su parte, las aguas drenadas por el Arroyo de Parralejo, ante un perfil subterráneo menos acusado y una red más compleja, colaboran tardíamente a la puesta en funcionamiento de la surgencia actual y, por el contrario, fuerza, por su incapacidad de drenaje, a que ascienda dicho nivel, por reducción de la zona de fluctuación estacional, y pone en funcionamiento, a través de las nuevas galerías, la Cueva del Agua que comienza a actuar como Trop-plein. Se ha observado que en las grandes avenidas de diciembre y marzo las aguas emplean de dos a tres días de continuas precipitaciones para salir tempestuosamente por esa antigua resurgencia.

En su camino superficial, las aguas abocan al Arroyo de Pasada Blanca para verter, por último, al río Hozgarganta.

En época de estiaje, la superficie piezométrica kárstica intercepta el valle del Arroyo de Pasada Blanca, al nivel de su cauce, dando lugar en zonas deprimidas del mismo, a varias lagunas con alimentación vertical ascendente interconectadas a través del depósito aluvial. En la actualidad representa el nivel de base local.

VII. ENSAYO DE EVOLUCION KARSTICA EN EL CERRO DE LAS MOTILLAS

En general, la rígida orientación de la red hipogea sobre elementos tectónicos (N-45-E) y (N-45-W) indica una influencia determinante de la estructura anticlinal en el asentamiento de la red kárstica y, menos importante, aunque existente, una componente del drenaje en la dirección del buzamiento.

En su evolución confluyen factores estructurales, variaciones del nivel de base local y oscilaciones climáticas.

Respecto a los primeros, como consecuencia a los empujes E-W del manto de corrimiento de la "Unidad del Algibe" sobre los relieves calcáreos del "Penibético externo", éste aparece especialmente fracturado por familias de diaclasas (N-45-E) y (N-45-W).

En cuanto a los segundos, se han detectado cinco niveles de erosión kárstica asociados a otros tantos niveles de base local (SWEETING, 1950) y en lo que sigue referiremos las distintas fases de excavación a cada uno de estos niveles.

Por último, y pese a la escasez de datos publicados del sur peninsular, el estudio sedimentológico (ZEUNER, 1953) y faunístico (ZEUNER - SUTCLIFE - BADEN-POWEL, 1953) del depósito de la Cueva de Gorham (Gibraltar) y nuestras observaciones sobre las secuencias sedimentarias que presenta la vecina Cueva del Berrueco (Cádiz - Málaga) ponen de manifiesto en la provincia la existencia de fases húmedas en condiciones templadas correspondientes a los máximos würmienses.

Se dispone de varias fechas de C-14 para algunas de estas oscilaciones climáticas, correspondientes al estudio polínico (MENÉNDEZ AMOR - FLORSCUTZ, 1962) de las Turberas de Padul (Granada) con latitud comparable a la del Cerro de las Motillas, si bien aquella estación presenta un carácter más continental.

Nivel de base local de 470 m.s.n.m.:

I. En un momento indeterminado del Pletistoceno, anterior al Würm, la elevada pluviosidad conforma el modelado de relieves próximos al actual, con el consiguiente desmantelamiento de la cobertura de gres. El hecho mismo de quedar situado el entonces embrionario Cerro de las Motillas en la vía de evacuación

ciar a un cambio de clima que pasa a ser más seco. Proceso reconstructivo generalizado.
Hay secciones ilustrativas de un período de reactivación en el que las aguas se abren paso entre el depósito y la bóveda. Ello explicaría las dobles galerías superpuestas, las cúpulas de erosión en la bóveda y las contrapendientes en los sedimentos.

V. Hundimiento del nivel de base. Paulatino desarrollo de una labor erosiva localizada en el extremo sur de la sala de entrada que da lugar a una lenta evacuación en esta dirección hasta morir en un sumidero que aún hoy funciona bajo el lecho de gravas.

VI. Excavación en carga de la galería Parralejo-Ramblazo que conduciría las aguas absorbidas en el Sumidero de Ramblazo hasta la galería (G. 2).

VII. Distensión mecánica del borde oriental del Cerro que da lugar al despegue de diaclasas (N-20-W) y (N-S) hasta captar un antiguo conducto de absorción vertical: queda estructurada la actual Sima G. I. E.

Nivel de base local de 270 m.s.n.m.:

I. Desarrollo en profundidad de las redes hipogeas de Parralejo y Ramblazo como respuesta al hundimiento del valle del Arroyo de Pasada Blanca, colector tributario del río Hozgarganta.

a) Abandono, por las aguas circulantes, de la galería Parralejo-Ramblazo y Cueva de las Motillas.

b) Evolución en profundidad de la Cueva-Sima de Parralejo, casi siempre a expensas de planos de estratificación, con notable desarrollo de una morfología típicamente torrencial. Resurgencia por la Cueva del Agua.

Nivel de base local de 230 m.s.n.m.:

I. La excavación en carga de una red embrionaria de drenaje del conjunto determina el asentamiento de un grupo de surgencias impenetrables, con alimentación vertical ascendente, al nivel del cauce del Arroyo de Pasada Blanca, en la zona llamada Charcos Hediondos.

II. Proceso reconstructivo en la Cueva del Agua. Actuación como Trop-plein.

BIBLIOGRAFIA

ANDRIEUX, C. (1960): «Contribution a l'etude du climat des cavites naturelles des massifs karstiques. II. Aerodinamique souterraine *Annales de Speleologie* T. II (2): 491-529.

BADEN POWELL, D. (1953): «The excavation of Gorham's Cave. Apendice II». *Proc. Preh. Socc.* (2).

BOGLI, A. (1965): «La corrosión por mezcla de aguas» *Geo y Bio Karst* T. VIII: 14-15.

CENTRO DE EDAFOLOGÍA Y BIOLOGÍA APLICADA DE EL CUARTO (SEVILLA) (1963): «Estudio agrobiológico de la provincia de Cádiz». *Public. del Patron. de Reactivac. Provincial. Excma. Diputación Provincial de Cádiz.*

DELAIR, J. (1953): «The excavation of Gorham's Cave. Apendice III». *Proc. Preh. Socc.* (2).

DIDON, J. (1960): «Les unites ultra-betiques de la zone du flysch gaditan au nord et nord-est d'Algesiras». *Livre a la memoire du P. Fallot* T. I., 256-272.

DIDON, J. (1960): «Le flysch gaditan au nord et nord-est d'Algesiras». *Estract. Bull Soc. Geol. France* T. XI: 352-361.

DIDON, J. (1966): «Styles tectoniques de l'unité de l'Algibe au nord de Gibraltar». *Bull. Soc. Geol. France.* T. VIII: 521-526.

ERASO, A. (1963): «Ideas sobre la climática subterránea». *Estud. Grpo. Espl. Alavés.* T. I: 58-69.

ERASO, A.: (1963): «Estudio del complejo de cavidades de Orratxeta». *Estud. Grpo. Esp. Alavés.* T. I: 21-40.

ERASO, A. (1968): «Mecanismo de la corrosión en la formación de cavidades fusoidales». *Estud. Grpo. Esp. Alavés.* T. III: 78-89.

GAVALA LABORDE, J. (1924): «Mapa tectónico de la región del Estrecho de Gibraltar». *Inst. Geol. y Minero.*

GEZE, B. (1960): «L'evolution karstique dans ses rapports avec les alternances climatiques quaternaires». *E. Soc. Speleo. Ital.* T. I. (5): 3-126.

GINÉS, A., GINÉS, J. (1977): «Discusión bibliográfica comparativa entre las entalladuras de corrosión y otras morfologías de aspecto semejante». *Endins* IV: 13-21.

GÓMEZ DE LLARENA (1953): «El lenar inverso en el funcionamiento de las cavernas». *Speleon* IV: 3-10.

MENÉNDEZ AMOR, J., FLORSCHUTZ, F. (1962): «Un aspect de la vegetation en Espagne meridional pendant la derniere glaciation et l'Holocene» *Geol. en Mijnbouw.* T. 41 (3): 131-134.

MONTORIOL POUS, J. (1959): «Relaciones entre la quimiolitogenesis y la termocirculación». *Speleon* X: 33-44.

OAKLEY, P., WAECHTER, J. (1953): «The excavation of Gorham's Cave. Apendices V, VI: Fechas de C-14». *Proc. Preh. Socc.* (2).

RENAULT, Ph. (1967): «Actions mecaniques et sedimentologiques dans la speleogenese». *Annales de Speleologie.* T. XXII: 5-22.

TROMBE, F. (1969): «Les eaux souterraines». *Presses Univ. de France. Col.: Que sais-je?* T. 455.

ULLASTRE, J., MASRIERA, A. (1973): «Morfogenesis de los oolitos y pisolitos de las cavernas». *Speleon* T. XX: 5-61.

ZEUNER, F. (1953): «The chronology of the Mousterian at Gorham's Cave». *Proc. Preh. Socc.* (2).

ZEUNER, F., SUTCLIFFE, A. (1953): «The excavation of Gorham's Cave. Apendice I». *Proc. Preh. Socc.* (2).

CARTOGRAFIA

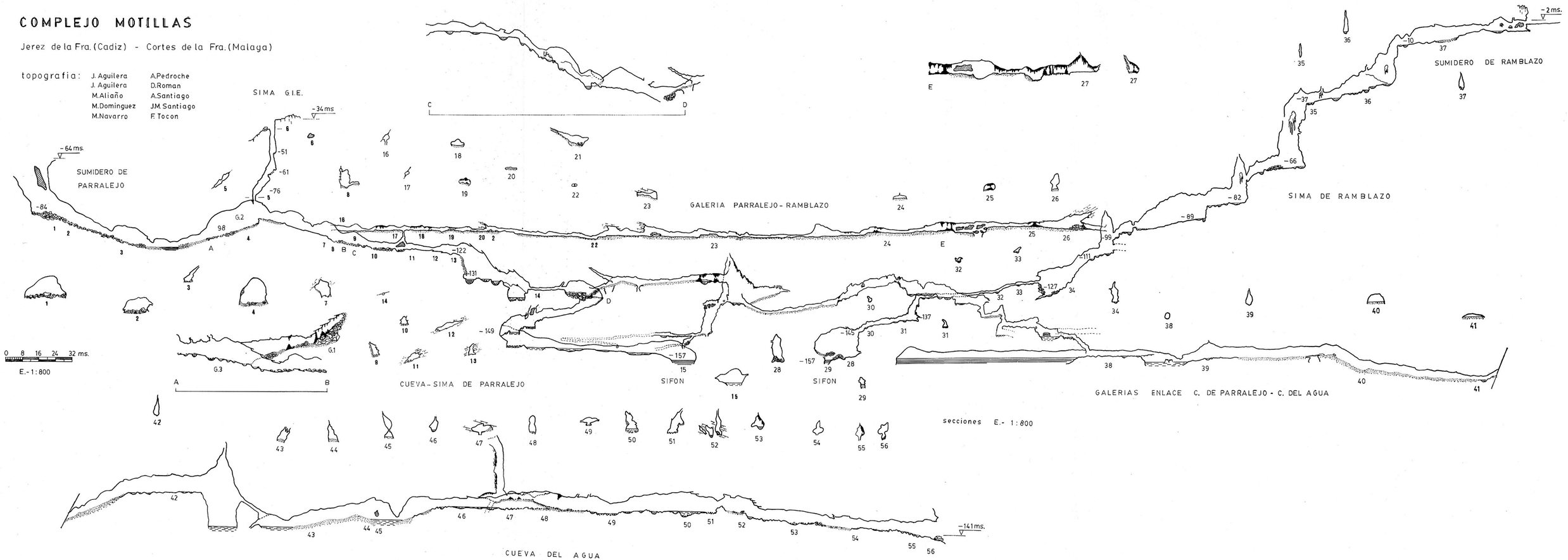
Mapa Topográfico Nacional, hoja n.° 1.064. «Cortes de la Frontera».

Fotografías aéreas del Serv. Geog. del Ejército, n.° 36.670-71.

COMPLEJO MOTILLAS

Jerez de la Fra. (Cadiz) - Cortes de la Fra. (Malaga)

topografia: J. Aguilera, A. Pedroche, J. Aguilera, D. Roman, M. Aliaño, A. Santiago, M. Dominguez, JM. Santiago, M. Navarro, F. Tocon



COMPLEJO MOTILLAS

Jerez Fra (Cadiz) — Cortes Fra (Malaga)

topografia: J.M. Santiago
1975 M. Navarro

0 8 16 24 32 ms

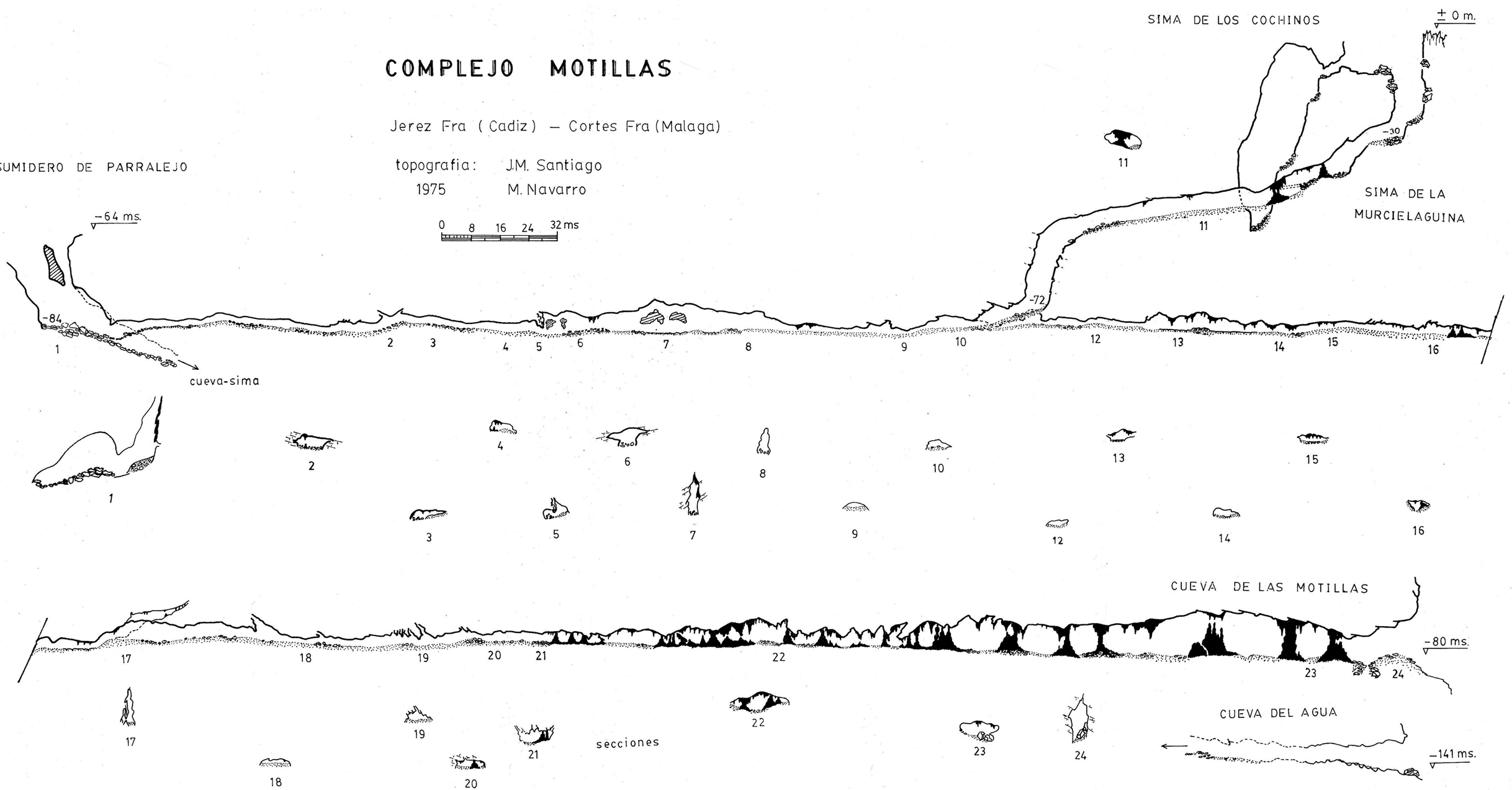
SUMIDERO DE PARRALEJO

SIMA DE LOS COCHINOS

SIMA DE LA MURCIELAGUINA

CUEVA DE LAS MOTILLAS

CUEVA DEL AGUA



Speleon	25	Págs. 65-75	1980

Espeleogénesis de la vertiente sur del Macizo del Fresneda. Vegacervera (León)

por José María Redondo Vega

RESUM

A partir de l'estudi de dues cavitats en concret («El Rubio» i «La Rubia»), s'estudien les condicions de desenvolupament del conjunt de cavitats situades als marges d'un sistema calcari. També s'observa com influencia l'evolució d'un vessant calcari el desenvolupament d'aquestes cavitats, així com el seu funcionament diacrònic, sota condicions periglacials, respecte al sistema general de drenatge de la zona.

ZUSAMMENFASSUNG

Im vorstehenden Beitrag werden an Beispiel der unter den Namen «El Rubio» und «La Rubia» bekannten Höhlen die Bedingungen untersucht, unter denen Höhlungen entstehen, die an einen Kalksystem liegen, sowie die Rolle, die sie bei der Entwicklung eines Kalkwasser gefälles spielen und wie sich die diechronische Funktion unter periglazialen Bedingungen hinsichtlich der allgemeinen Entwässerungsverhältnissen der Zone auswirkt.

SITUACION GEOGRAFICA

La zona base del estudio es el macizo Correcilla-Fresneda, que alcanza una cota máxima en el pico Correcilla con 1.998 m. y situado en el extremo E de la zona. El Fresneda con una altitud de 1.635 m. constituye el extremo W. del macizo. Este se constituye como la estribación más meridional de la Cordillera Cantábrica en esa zona de la provincia de León. Por el S. el macizo aparece claramente delimitado por la Cuenca Minera de Matallana de Torío, de relieves mucho más suaves y de materiales no calcáreos; el pueblo de Vegacervera es el núcleo de población más importante de esta zona.

Al W la continuidad tanto geológica como geomorfológica es evidente al otro lado del río Torío, pero el macizo Correcilla-Fresneda aparece claramente separado por las Hoces de Vegacervera, un escarpe continuo de unos tres Km. de longitud, y por donde el río aparece completamente encajado.

Al N el macizo aparece también diferenciado por el valle en que se asientan los pueblos de Rodillazo y Tabanedo, así como por el cambio de materiales carboníferos a devónicos, este mismo cambio se continua por el E, todo esto hace que el macizo Correcilla-Fresneda aparezca claramente diferenciado de los relieves circundantes.

LITOLOGIA

Cambrico: lutitas color verdoso-pardo, corresponden a la formación Láncara, (Compte 1.959).

Ordrvicico: cuarcitas del Ordovícico bajo (Arenigiense), que corresponden a la formación Barrios, (Compte 1.959). Se trata de cuarcitas armoricanas carentes de material fosilífero que permita datar su edad exacta. Es una formación característica que aparece en varios de los valles de los ríos que descienden de la Cordillera Cantábrica por su vertiente sur, (aguas abajo de Villamanín en el río Bernesga, a la sa-

lida de las Hoces de Vegacervera en el caso que nos ocupa, aguas abajo de Nocedo en el Curueño, etc.), suelen aparecer a una misma altura en los respectivos valles, siguiendo una alineación E-W dando relieves acusados y apareciendo a menudo intercaladas entre calizas devónicas y carboníferas.

DEVONICO: Abundantemente representado en la zona. En la secuencia devónica del N de León, destacan 3 potentes formaciones de caliza que generalmente aparecen formando crestones. Están separadas por lutitas finamente estratificadas de color marrón o siena tostado, que configuran los valles y hondonadas. La 1.ª de estas formaciones es la de La Vid, (calizas estratificadas y lutitas calcáreas, Compte 1.959) con fauna del Siegeniense. (fig. 1).

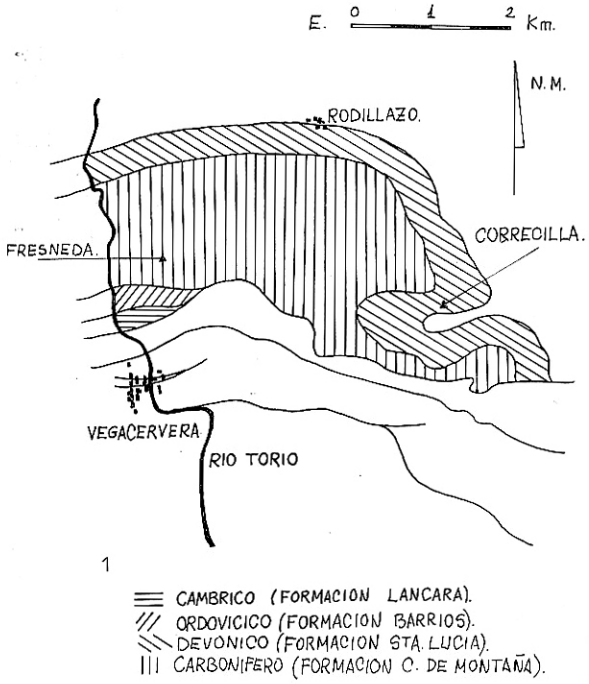


Fig. 1. — Esquema geológico de la zona.

La 2.ª de las formaciones es la de Sta. Lucía (fig. 1), atribuida al Emsiense, presenta un espesor considerable de 100 a 200 m. formando la serie más importante. La 3.ª es la formación Portilla, atribuida al Givetiense y con una potencia de 50 a 80 m.

El Devónico superior se halla representado por las areniscas de la formación Ermita; estas formaciones de areniscas calcáreas de color rojo suelen pasar paulatinamente a calizas groseramente cristalinas, es el paso del Devónico superior al Carbonífero inferior. Muchas veces la caliza aparece formada por artejos de Crinoideos, indicando claramente el Devónico inferior.

CARBONÍFERO: Constituye la mayor parte de la zona donde se desarrollan los fenómenos cársticos a estudiar, y representado sobre todo por la caliza de Montaña, cuya parte superior está datada como Namuriense; la caliza de Montaña es de origen diagenético y presenta una estructura criptocristalina.

En menor porcentaje el Carbonífero está representado por calizas ondulares de color rojo datadas como Viseense.

Por último aparece una potente serie de conglomerados pertenecientes a la base del Estefaniense B, muy visibles en las cercanías del pueblo de Correcillas.

ESTRUCTURA

La zona que constituye la base del estudio cárstico ocupa el N-E de la cuenca minera Ciñera-Matallana, hallándose asimismo ligada morfológicamente a esta última. La zona en la que se desarrollan los fenómenos cársticos está formada en sus 3/4 partes por la caliza de Montaña.

La estructura consiste según Wagner (16), en una serie de isoclinales de gran envergadura que se arrumban en dirección E-W. Se encuentran algunas charnelas sinclinales, mientras que los anticlinales están más raramente preservados. El contacto entre los sinclinales sucesivos se hace mediante falla de cobijadura, eliminando los anticlinales por el flanco S de los sinclinales. De ello se deduce que el empuje fue de S a N.

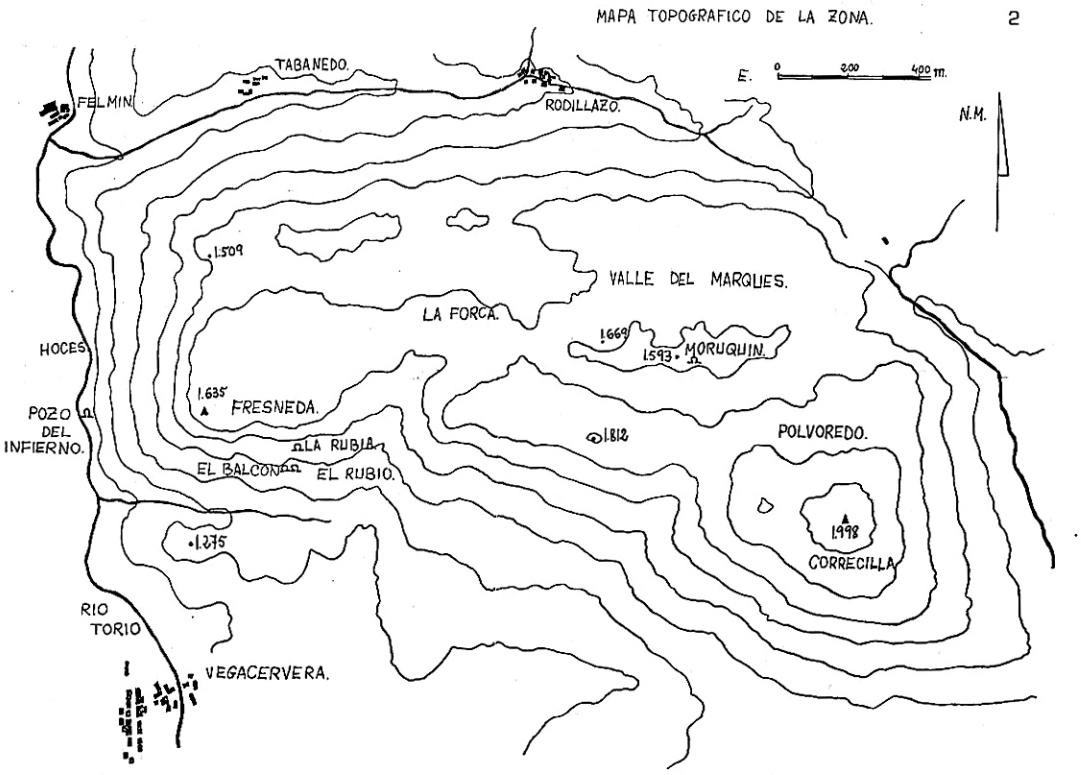
La cuenca minera dibuja un sinclinorio con la parte más honda en las

cercanías de Matallana de Torío. En las estructuras predominan los grandes isoclinales fallados por su rama Sur. Puesto que el buzamiento actual de los isoclinales es del orden de los 60° N, lo cual está reñido con la eliminación de los flancos S de los isoclinales sinclinales, (los anticlinales están casi todos eliminados por cobijaduras), resulta obvio que tanto isoclinales como cobijaduras fueron volcados. Wagner atribuye este volcamiento de las estructuras al levantamiento de un bloque antiguo, (bloque Cantábrico), situado al N de esta región. El volcamiento se nota no sólo por el cambio del primitivo buzamiento de 60° hacia el S, sino también por el enderezamiento de las cobijaduras que separan los sinclinales isoclinales fallados. La zona quedaría incluida dentro de una de las unidades cabalgantes del sector S de la Falla de León (7).

SISTEMA DE AVENAMIENTO GENERAL DE LA ZONA

En el macizo Polvoredo-Fresneda las cavidades que presentan un desarrollo horizontal se sitúan en los márgenes del sistema; el resto son simas con mayor o menor desarrollo y localizadas en la zona central del sistema. De las primeras, algunas siguen en activo, como la cueva del "Moruquín", "Pozo del Infierno", etc. y pertenecen a un mismo sistema de circulación como se ha podido comprobar al verter fluoresceína en el río que recorre la primera y aparecer a los pocos días, en la resurgencia del "Pozo del Infierno". (fig 2).

El caudal de este último es muy superior al que penetra por el "Moruquín", lo que hace suponer que el sistema recibe aportes en el interior del macizo. Así la circulación general llevaría una dirección E-W y atravesaría la parte central del macizo (La Forca), donde los numerosos pozos, dolinas y sumideros aportarían nuevas caudales al sistema general, pues dada su altura y posición almacenan grandes cantidades de nieve. El enorme diaclasamiento de esta zona retrasaría el flujo general E-W y lo haría tardar varias jornadas en recorrer una distancia que en



línea recta no supera los 4 Kms., con un desnivel de 500 m. (6).

Miembros del G.E.M. ** han tratado de encontrar comunicación directa en la parte media del sistema, entre la parte inicial del sistema (Cueva del Moruquín), y la resurgencia final del "Pozo del Infierno", sin resultados positivos; se han bajado gran cantidad de pozos en la zona de la "Forca" y todos han dado el mismo resultado: a un nivel determinado, que no sobrepasa nunca los 90 m., el pozo se interrumpe por acumulaciones clásticas entre las que sólo el agua de fusión de nieve puede pasar.

Esta zona sería la más interesante para encontrar un acceso a la red subterránea (15) aunque es de suponer que se encuentre muy distanciada de la zona de circulación general.

Considerado en conjunto, el sistema sería el típico de una región cárstica muy fracturada, en la que se distinguen las siguientes partes:

A) Una parte alta en la que está situado un poljé de reducidas dimensiones, (El Valle del Marqués), que recoge las aguas de toda esa zona y al final del cual se abre la cueva del "Moruquín" que actua como sumidero de toda la zona.

B) Una parte media, la más extensa del sistema, que aparece muy frac turada y cuyo eje lo constituye la zona de la "Forca". Es una zona que no está abierta al exterior y formada por una sucesión ininterrumpida de simas-sumideros y dolinas.

C) La resurgencia, "Pozo del Infierno", situada un par de metros por encima del nivel de base que lo constituiría el río Torío en las Hoces de Vegacervera, si bien las sondas dan una profundidad de 27 m. al sifón de la resurgencia.

En la ladera meridional del macizo se abren cavidades aparentemente independientes del sistema general de avenamiento, pues carecen de circulación hídrica; dos de estas "El Rubio" y "La Rubia", son el objeto directo de este trabajo: tratar de ver la relación que pueden tener con el resto del sistema y con el modelado de la vertiente meridional del macizo y con éste en general.

FACTORES ESPELEOGENETICOS

La primera característica que sobresale al observar la zona, es el hecho de que estas cuevas, de las pocas con desarrollo horizontal de la zona, se desarrollan al borde del abrupto. La explicación más lógica de su ubicación se puede tomar en parte de la génesis de las cavidades cutáneas. (2). Varios autores se han ocupado de este tipo de cavidades: Geze (5), Ciry, etc. Este último da una serie de características para que las cuevas cutáneas sean consideradas como tales; las cavidades tratadas no se ajustan al modelo elaborado por Ciry pues presentan una excesiva longitud; sin embargo su independencia con respecto al sistema general de drenaje, su desarrollo paralelo a la ladera, la presencia de coladas estalagmíticas, arcos, etc., las asemejan a ese tipo de cavidades.

Dado su gran desarrollo lo más lógico es pensar que este no data solamente de épocas periglaciares recientes, sino que su génesis data probablemente de épocas precuaternarias y, encontrándose prácticamente muertas desde el punto de vista morfogenético, sufrieron un rejuvenecimiento en los períodos periglaciares. En realidad el relieve cárstico, como el relieve normal, ha de estar formado por una superposición de formas de edades diferentes, generadas casi siempre bajo condiciones climáticas muy distintas. (10).

Así, en los últimos tiempos "El Rubio" y "La Rubia" han funcionado morfogenéticamente de un modo diacrónico con respecto al resto del sistema, pues cuando este está paralizado (épocas periglaciares), ellas funcionaron a pleno rendimiento, dándose en la actualidad el proceso inverso.

Debemos aceptar que la zona estuvo afectada por el periglaciarismo, pues

(**) Grupo Espeleológico Matallana.

aún hoy día en zonas donde la caliza no aparece fisurada, la acción del agua de deshielo se traduce en una corrosión formando extensos lapiazes, (zona del Fresneda). De los estudios realizados por varios autores se deduce que las condiciones periglaciares afectaron a gran parte de las regiones de la montaña de León. Llopis Lladó en un estudio geológico de una de estas regiones (8), establece la presencia de abundantes formas periglaciares, y fija como límite inferior los 1.300 m., al tiempo que data dichos fenómenos como Wurmienses, lo que generaliza para el resto de la región.

J. A. Martínez Alvarez (12), establece dicho límite en 1.000 m. a lo largo de la divisoria Astur-Leonesa. Algunos de los depósitos son importantes y relativamente próximos al macizo Correcilla-Fresneda como los localizados en el puerto de Vegarada y sus alrededores. En la vertiente N del Correcilla (zona de Polvoredo) aparecen una serie de crioeluviones poligonoidales en zonas donde la pendiente es menos pronunciada, similares a los descritos por el autor citado para la zona de Vegarada y de S. Isidro, sólo que la roca madre aquí es la caliza de montaña en lugar de las pizarras y las cuarcitas de los puertos citados.

Bajo condiciones periglaciares la acción modeladora del agua actúa en estado sólido y líquido alternativamente, (11); el aumento de volumen debido al paso agua-hielo se transforma en una acción mecánica capaz de modificar la primitiva cohesión de los materiales del sustrato. La magnitud de este fenómeno viene condicionada por factores previos, tales como el grado de porosidad, el número de discontinuidades de la roca (1).

Mecánicamente los márgenes de los macizos es donde el proceso de carstificación generado por múltiples factores (4) es más importante, siendo la zona privilegiada para dar una mayor fisuración y porosidad, por lo tanto lo será también para que se desarrollen los fenómenos periglaciares.

La zona (1.400 m. de altitud en "La Rubia" y 1.600 m. en la zona de alimentación), es la de transición entre las altas cumbres de la Cordillera Cantábrica, con más de 2.000 m., zona fría con predominio de modelados nivales, y la más templada de la planicie con alturas en torno a los 800 m. Esta zona es muy apta para el desarrollo de condiciones periglaciares.

La acción decisiva, en lo que se refiere al modelado por la acción del hielo-deshielo, se da en las vertientes, en las que se produce un retroceso paulatino en su valor angular como consecuencia de la erosión y del transporte, que aquí es eminentemente gravitacional, careciendo de importancia el efectuado por la solifluxión.

La unión de las dos fuerzas, devastadora de las pendientes por una parte, y colmatadora de las zonas deprimidas por otra, permite deducir que el punto final al que tenderá toda zona periglaciar será hacia una peniplanicie. Lo expuesto anteriormente sirve para explicar el comportamiento de las vertientes en general bajo condiciones periglaciares; pero en las vertientes calizas la erosión es doble: epigea más una erosión interna quizá más importante. (13).

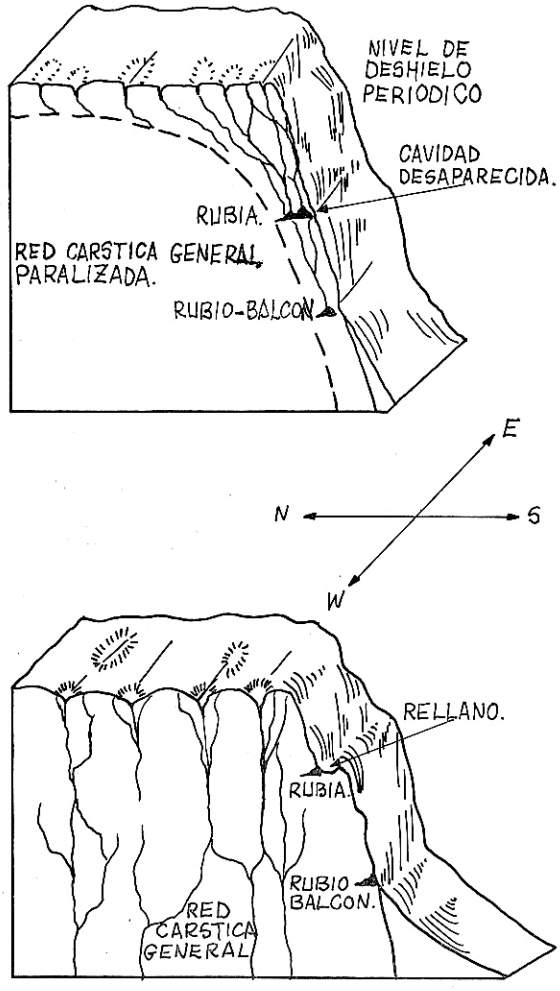
Bajo climas nivosos con suelos temporalmente helados es donde la erosión alcanza valores máximos, (3) y forma vastas cavidades, puesto que la erosión de la caliza es mucho mayor bajo climas nivales-húmedos que bajo cualquier otro tipo de clima. El establecimiento de una superficie helada temporalmente en la zona de alimentación del sistema, hace que se interrumpa el sistema general de drenaje y cuando se produce el deshielo superficial de esa superficie helada esta desvía las aguas a los márgenes del macizo (vertientes), ocasionando su rápida erosión, pues se aunan la acción física (mayor pendiente), y química (agua de fusión) sobre la caliza mientras que en la parte central del macizo la erosión superficial es más débil, predominando la acción química y formando campos de lapiaz.

La superficie helada pudo llegar a deshelarse completamente, lo cual no

afectaría a la dinámica cárstica periglaciar, puesto que cuando esto se diese toda la masa de agua de fusión ya habría sido desviada a los márgenes del macizo, quedando la red general igualmente desasistida; con la siguiente estación fría se establecería de nuevo la superficie helada, por lo que la periodicidad o bien la permanencia de esta no afectaría a este tipo de carst periglaciar.

ESPELEOGENESIS DE LA CUEVA "LA RUBIA"

La cavidad se encuentra situada en medio de un abrupto a mitad de camino entre la línea de cumbres y la ruptura de pendiente, en la gran masa caliza situada a la entrada de las Hoces de Vegacervera en la margen izquierda del río Torío. Como ya se ha indicado podría catalogarse como una cueva cutánea a no ser por su longitud. Por otra parte, observando la posible evolución de toda la vertiente, no parece posible aislar esta caverna del sistema general de drenaje de la zona.

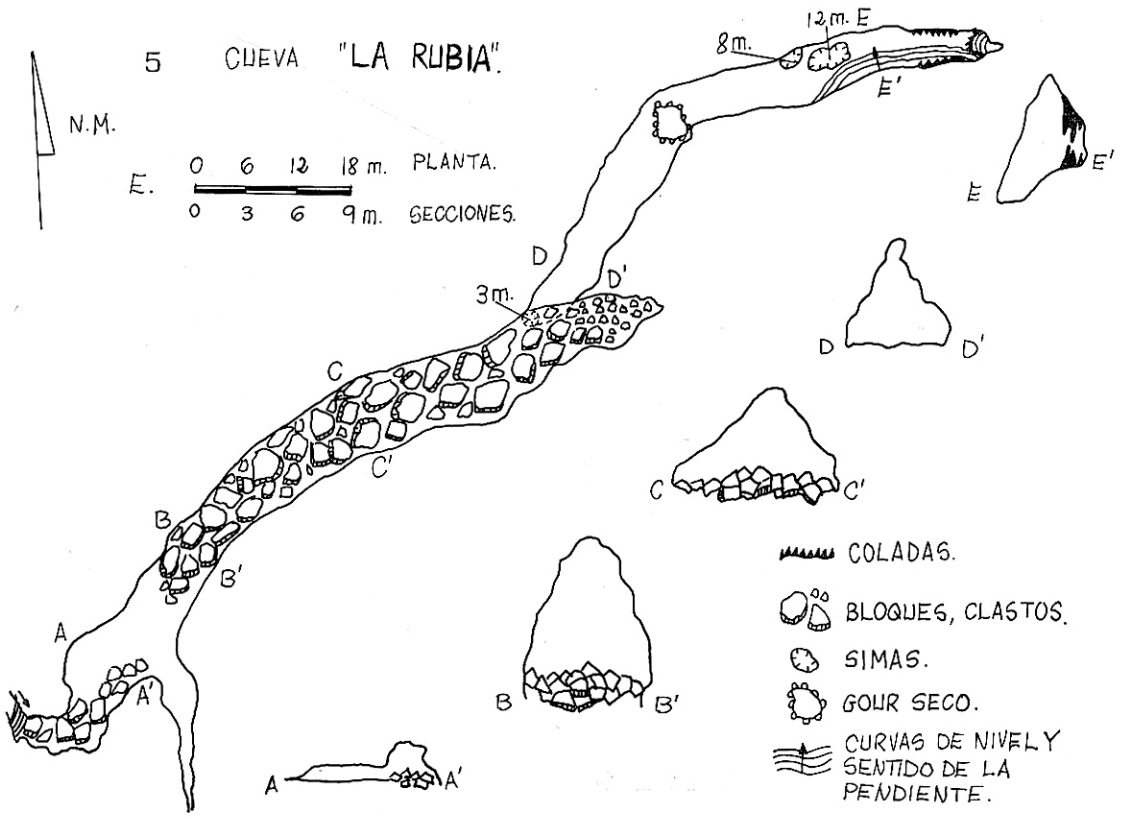


Figs. 3-4. — Evolución de la vertiente sur de la Fresneda.

La cueva se abre en un rellano del abrupto que lo recorre longitudinalmente en casi toda su extensión, y que sigue por lo tanto la misma dirección de este (W-E), descendiendo ligeramente de pendiente de W-E. En este rellano aparecen evidentes rasgos de la existencia de otra cavidadabierta que sigue la dirección antes citada y que interrumpe el rellano por un trecho, restos de arcos, etc. (fig. 4).

"La Rubia" tiene 200 m. de recorrido en dos partes aparentemente distintas. Presenta una fosilización parcial con sedimentos de carácter autóctono (9), basada en procesos clásticos en el primer tramo (fig. 5) y litoquímicos en el segundo, taponando la galería mediante una colada. Esta es la única zona con cierta actividad (filtraciones de la bóveda); lo que hoy es un simple goteo en otra época debió de ser un importante aporte que ha originado sendos pozos de 12 y 8 metros situados en esta misma zona. En todo su recorrido la cueva presenta un claro perfil de equilibrio, lo que nos da una idea de la fase de evolución en la que se encuentra.

Teniendo en cuenta su situación, "La Rubia" no sería más que una galería de la cueva que antiguamente ocupaba lo que hoy es un rellano; las cuevas del "Rubio" y "El Balcón" situadas en el mismo escarpe, pero 80 m. debajo de la anterior, (situadas en la misma ruptura de pendiente), formarían así mismo parte del sistema de circulación, y aunque no se haya podido encontrar comunicación entre ambas, esta pudo existir por fuera de la pared actual, pero una estabilización clástica (seguramente la misma que provocó el hun-



dimiento de la cueva superior), hizo desaparecer esa comunicación.

En épocas periglaciares sólo los deshielos estivales permitían un drenaje de la zona, pero incompleto; el clima no era lo suficientemente caluroso como para deshelar todo el subsuelo, por lo que se continuó desarrollando la red cárstica de forma más o menos superficial, generando un mayor desarrollo de las zonas epidérmicas, (próximas al escarpe), ya que las aguas podían atravesar el paquete calizo hasta una determinada profundidad en que se encontraba el subsuelo helado y eran desviadas a las zonas periféricas, quedando así aisladas y sin aportes (prácticamente fósiles) la red cárstica general, (fig. 3).

Con la llegada de un clima más cálido el subsuelo dejó de estar permanentemente helado con lo que la circilación hídrica vuelve a tener su antiguo recorrido en profundidad hacia el interior del macizo.

La red superficial se ve desasistida de agua y envejece rápidamente. El paso al sistema seco se traduce la mayoría de las veces en descompresiones locales y una nueva distribución de las presiones; si a esto unimos que los procesos de descalcificación son rápidos, esto explicará, junto con la proximidad del abrupto, el hundimiento de la mayor parte del sistema, quedando como evidencias de esto, el rellano, las cavidades como: "El Rubio", "La Rubia" y "El Balcón".

Los materiales provenientes de este cambio se acumulan sobre el "talweg" del valle formado entre el paquete calizo y las cuarcitas armoricanas, haciéndolo subir de nivel y dado que la evolución de una vertiente está dada por su balance morfogenético (14), o sea la razón entre la velocidad de alteración de la roca y la velocidad de evacuación de los restos, (independientemente de factores como la naturaleza de la roca, disposición estructural,

sistema morfoclimático actual, etc.), éste es el último paso de la evolución de la vertiente, hasta el momento.

ESPELEOGENESIS DE LA CUEVA

"EL RUBIO"

La galería principal se abre en la intersección de una diaclasa y una junta de estratificación muy pocas veces visible a lo largo del recorrido pues la mayoría de las veces la bóveda está muy alta y no se alcanza a ver la fractura, y por otro lado la junta de estratificación aparece enmascarada por procesos clásticos y sobre todo litoquímicos. Los estratos presentan una disposición prácticamente horizontal no sobrepasando nunca el buzamiento los 20°.

En "El Rubio" la galería principal sigue una diaclasa general que siendo perpendicular a las juntas de estratificación ha hecho que su ensanchamiento por la corrosión y la erosión, de como resultado un tipo de galería mucho más alta que ancha, lo que se puede generalizar para el resto de la cueva, salvo para las galerías del sifón terminal. Esta zona es la última que ha dejado de estar en actividad, y la que más se introduce en el interior del macizo. Si admitimos la teoría sobre la última fase espeleogenética de la cueva, tenemos que cuando el resto de la cueva se secó, debido a su situación más marginal, esta zona todavía estuvo algún tiempo con circulación hídrica gracias a su situación más próxima al sistema general de drenaje; de ello quedan huellas de la erosión del agua sobre las paredes del sifón. Este actualmente debe estar completamente incomunicado de su antigua zona de abastecimiento en el interior del macizo. Con unos tubos de goma, se consiguió hacer bajar 15 cm. el nivel del agua. Desde entonces el nivel del sifón no ha vuelto a recuperar su antigua posición, lo que da idea de que es un agua prácticamente fósil, y que la zona no recibe ningún aporte.

Antes de llegar al final de la galería principal se observan dos pisos en la cavidad, correspondientes: el superior a la primera fase de la espeleogénesis de la cueva y hoy completamente muerto, y el inferior con formaciones litoquímicas cubriendo los dos tercios de las paredes que equivaldrían a la parte inundada periódicamente o con fuertes infiltraciones.

La mayoría de las veces sólo restan del piso superior unas cornisas que coinciden con una junta de estratificación en la que se han generado pequeñas estalactitas y coladas, apareciendo en el piso de la actual galería principal, grandes acumulaciones de bloques procedentes del hundimiento de la galería superior, hoy desaparecida.

El final de esta galería principal lo constituye la sala de Los Triángulos; que se encuentra en la intersección de la diaclasa de la galería principal con otras dos perpendiculares a esta, originando tres estrechos corredores. La calcita ha cristalizado en maclas piramidales perfectas, (de ahí el nombre de "triángulos"), y en régimen annegado. Pueden observarse los distintos niveles, que alcanzó el lago que ocupó la sala; fue sin duda una de las zonas de cueva que más agua recibió en los periodos periglaciares, por encontrarse más baja que el resto de la galería y muy cerca del aporte general que llegaba de la galería superior; el resto que queda de esta comunicación activa es una pequeña colada descalcificada que hoy es el acceso a la galería superior

ESQUEMA GENERAL DE LA CIRCULACION EN "EL RUBIO"

La Galería Superior en cuanto a la longitud es la segunda de la cueva y consta de dos partes: la primera de ellas continua con las mismas características de la galería principal, gran acumulación de bloques de gran tamaño, la mayoría caídos en épocas no muy lejanas. El proceso normal sería:

a) Primer ciclo de la génesis de la cueva, una vez que el bloque sedimentario es elevado y aprovechando las numerosas fracturas locales gracias a su situación marginal, aunque es de suponer que el contacto con los materiales ordovícicos fuese mucho más di-

recto y que el nivel de la base estuviese mucho más alto de la que está hoy.

b) Conforme el río Torío se encaja en las Hoces de Vegacervera, el nivel de base va bajando, con lo que el sistema cárstico general gana en profundidad, jerarquizándose y quedando las zonas marginales desasistidas de la circulación general.

c) En el sistema del "Rubio" se produciría un primer envejecimiento el cual es mucho más acusado cuanto más alto sea el tramo de la red considerada, debido a la lejanía con respecto a los nuevos niveles base que el río Torío va generando. La cueva pierde agua, se decalcifica con lo que comienzan a caer bloques.

d) Los periodos periglaciares supondrían la paralización del sistema general del macizo. Sin embargo esta cueva por las consideraciones antes dichas, entra en una actividad estacional intensa que la rejuvenece y establece una circulación que la inunda periódicamente dando lugar al revestimiento cristalino que tapiza las paredes; las paredes de casi toda la cavidad están recubiertas de "dientes de cerdo", "cálices", y otras formas características de cristalización de la calcita en lugares annegados de agua sobresaturada de carbonato cálcico; otras veces aparecen cristales de aragonita que se forma en lugares muy sobresaturados, esa sobresaturación la puede producir por ejemplo una llegada de agua muy lenta en una atmósfera relativamente seca, condiciones que se cumplieron en esta cavidad cuando se dieron los avenimientos periódicos.

e) Posteriormente con un cambio de clima hacia condiciones actuales, desaparecen las condiciones transitorias que dieron lugar al rejuvenecimiento de la red cárstica marginal, y el complejo del "Rubio" vuelve poco a poco a estabilizarse, secándose progresivamente, lo que provoca el hundimiento de grandes bloques que hoy obstaculizan las galerías.

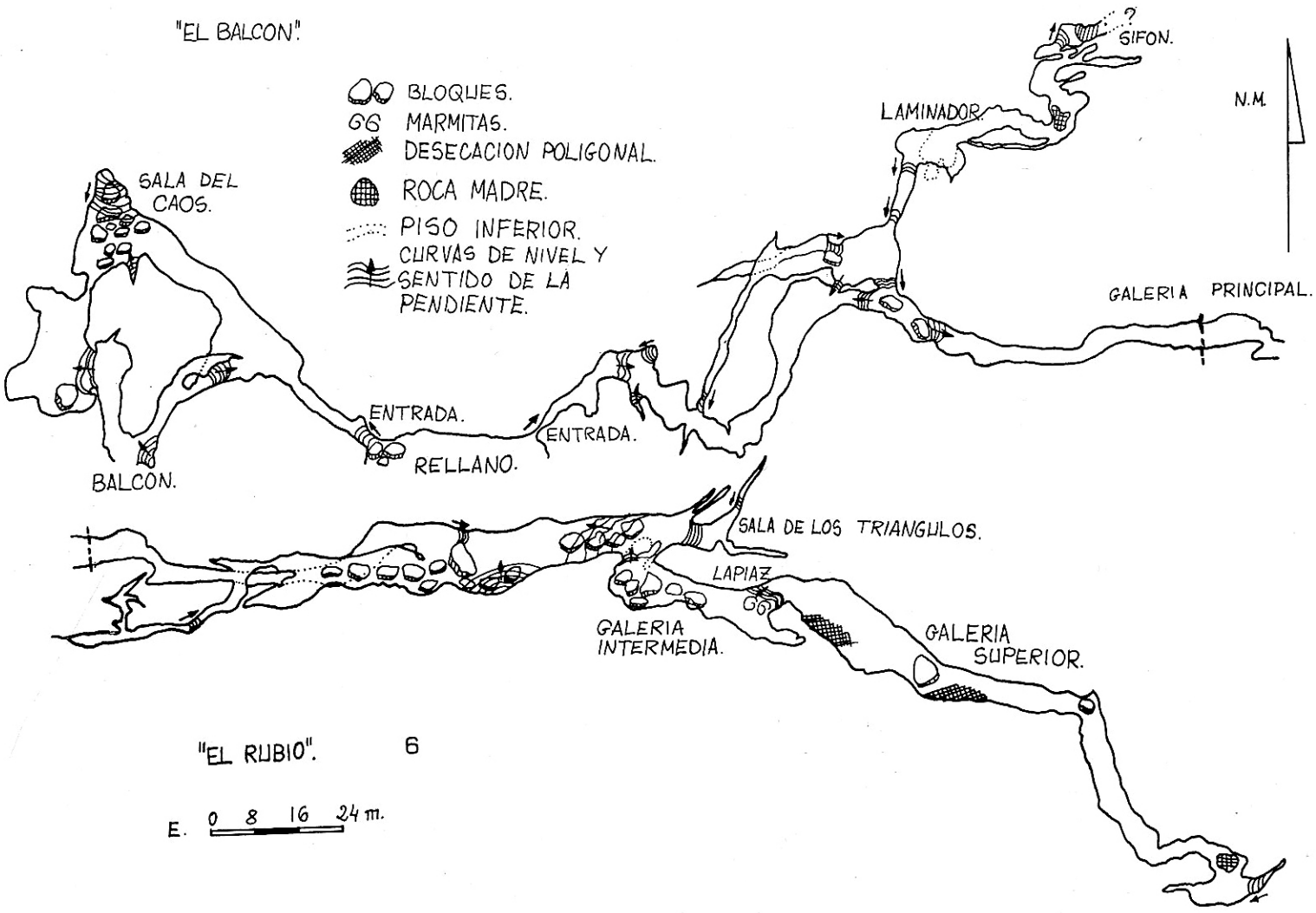
La cueva ha tenido tres aportes principales de agua:

1) Por la galería de la izquierda de la Principal, (galería del Laminador), y que hoy termina el sifón antes mencionado, en cuyas proximidades el agua ha tejido huellas de su acción erosiva representada por abundantes cuchillas y depósitos de arcillas.

2) Por el contacto entre la galería intermedia y la superior, (ver fig. 6), provenía de la bóveda pues cerca de esta ha dejado unas cuchillas muy características; la existencia en esta zona de una lapiaz, (que pone en comunicación las dos galerías), así como restos de marmitas separadas por afiladas cuchillas que prueban la magnitud que debió tener el aporte de agua allí localizado, quizás el de mayor importancia. Posteriormente a la formación del lapiaz fuertes goteos han abierto la caliza en escamas dándole un aspecto rugoso y cortante.

3) El que circulaba desde la galería superior hasta la intermedia a través de la zona del lapiaz y de cuyo nacimiento sólo queda una colada con la que termina la cueva. La circulación en esta galería encontró obstáculos en unos derrumbamientos previos a los últimos avenimientos, lo que hizo que se acumulasen importantes depósitos de arcillas hoy totalmente endurecidos formando desecaciones poligonales en la parte anterior de estos derrumbes según la dirección del agua. Ello nos permite establecer que la dirección del agua iba de esta galería superior a la intermedia siguiendo la alternancia: depósitos de arcilla - 1.ª barrera - depósitos de arcilla - 2.ª barrera - lapiaz - galería intermedia.

En cuanto a la cueva de "El Balcón" se encuentra en franco proceso de decalcificación, lo que la diferencia claramente de la del "Rubio"; esto es debido a que al producirse el derrumbamiento de parte del sistema quedó incomunicada del resto de la cueva (hoy "Rubio"), quedando configurada como una caverna independiente que careciendo de aportes propios comenzó inmediatamente a desmantelarse. Ello hace suponer que la entrada de la actual cueva del "Rubio" tuvo que funcio-


"EL BALCON".
BLOQUES.
MARMITAS.
DESECACION POLIGONAL.
ROCA MADRE.
PISO INFERIOR.
CURVAS DE NIVEL Y SENTIDO DE LA PENDIENTE.
SALA DEL CAOS.
BALCON.
ENTRADA.
RELLANO.
ENTRADA.
LAMINADOR.
SIFON.
N.M.
GALERIA PRINCIPAL.
SALA DE LOS TRIANGULOS.
LAPIAZ.
GALERIA INTERMEDIA.
GALERIA SUPERIOR.
"EL RUBIO". 6
E. 0 8 16 24 m.

nar como resurgencia ocasional, sustituyendo en esta función al "Balcón". Lo que antes era una galería de la cueva que ponía en comunicación las dos cuevas actuales, hoy sólo es un rellano abierto al exterior que separa netamente las dos cavidades.

BIBLIOGRAFIA

1. CASTANY, G. (1967): Traité des eaux souterraines. Edit. Dunod. Paris.
2. CIRY, R. (1959): Une categorie spéciale de cavités souterraines: les grottes cutaneés. *Annales de Spéléologie.* T. 14. núm. 1-2. Paris.
3. CORBEL, J. (1958): Les karst du Nord-Ouest de l'Europe, *L'Information Géographique.* Núm. 4.
4. ERASO, A. (1971): Problemática actual en el estudio del karst. *2.° Congreso Nacional de Espeleología.* Oviedo.
5. GEZE, B. (1968): La espeleología científica. Ediciones Martínez Roca. Barcelona.
6. HERNANZ, A. (1971): Ejemplos de determinación del balance hídrico de acuíferos cársticos. *Cuadernos de Espeleología.* Núms. 5-6. Santander.
7. LOBATO, L. (1974): La falla de León: estructuras adyacentes entre los ríos Porma y Cea. *Rev. Tierras de León.* Núm. 20. León.
8. LLOPIS LLADÓ, N. (1959): Estudio geológico de la Cabrera Alta. *Monografías Geológicas.* Núm. XIII. Oviedo.
9. LLOPIS LLADÓ, N. (1968): Karst holofósil y merofósil. *Cuadernos de Espeleología.* Núm. 3. Santander.
10. LLOPIS LLADÓ, N. (1971): Fundamentos de hidrología kárstica. Edit. Blume. Barcelona.
11. MARTÍNEZ, J. A. (1958). Nociones generales sobre periglaciarismo. *Speleon.* T. IX. Núm. 3-4. Oviedo.
12. MARTÍNEZ, J. A. (1959): Nota sobre el hallazgo de depósitos periglaciares en la montaña asturiana. *Speleon.* T. X. Núm. 3-4. Oviedo.
13. RENAULT, Ph. (1971): La formación de las cavernas. Oikos-Tau. Barcelona.
14. TRICART, J. (1957): L'evolution des versants. *L'Information Géographique,* n.° 3.
15. TROMBE, F. (1977): Las aguas subterráneas. Oikos-Tau. Barcelona.
16. WAGNER (1972): La cuenca carbonífera Ciñera-Matallana. Editado por la Sociedad Hullera Vasco-Leonesa. León.
17. Hojas núms. 103 y 104 del Mapa Geográfico y Catastral. E. 1:50.000. Mapa Geológico de Mieres. E. 1:200.000.

Speleon	25	Págs. 77-81	1980

Caves of America's Pacific Northwest

by WILLIAM R. HALLIDAY, M. D. (*)
Director, Western Speleological Survey

RESUM

L'autor fa una visió general de l'espeleologia en l'àrea del Pacífic Nordoest dels Estats Units de Nordamèrica, concretament en els estats de Washington, Oregón i Idaho. A la nota es descriuen diverses cavitats càrstiques, de glaç i volcàniques efectuant, amb aquestes últimes, algunes comparacions amb les cavitats del mateix tipus desenvolupades al Mont Etna i les Illes Canàries.

RESUMEN

El autor da una visión general de la espeleología en el área del Pacífico noroeste de EE.UU., concretamente en los estados de Washington, Oregón e Idaho. Se describen diversas cavidades kársticas, de hielo y volcánicas realizando, con estas últimas, algunas comparaciones respecto a las del mismo tipo desarrolladas en el Etna e Islas Canarias.

THE PACIFIC NORTHWEST REGION OF NORTH AMERICA

Includes the states of Oregon and Washington plus part of Idaho, together with British Columbia and western Alberta in Canada speleologically, this area is specially noted for the variety of its caves. Limestone caverns are found in alpine terrain, in lowland rainforest, and in desert locations. More than 30 Km of lava tube caves have been mapped in Washington state alone; others are found in Oregon, Idaho, and northern British Columbia (still others occur in Alaska, California, Arizona, and New Mexico, but these states are not part of the Pacific Northwest). Besides lava tubes, the Northwest posesses several cavernous volcanic vents which only now are being studied. Also present are several "fissure caves" in lava a phenomenon currently poorly understood and only partly explored. Most notable is the Drystal Ice Cave System southeast of Idaho's Craters of the Moon National Monument. At least 200 meters deep, part of it has been opened to tourists. Like many other Northwestern caves, this part of the rift traps enough cold air to act as a natural deep-freeze. In its depths are towering ice stalagmites comparable to the magnificent examples in Austria's well-known Eisriesenwelt. Vulcanospeleologists from N.A.S.A. and other concerned organizations have studied this rift (as well as northwestern lava tube caves), seeking insight into subsurface features of the moon and Mars. Already several papers have appeared comparing these caves with extraterrestrial features.

Pioneered even more preponderantly in the Pacific Northwest than vulcanospeleology is the new revived field of glaciospeleology. As a result of more than 200 trips by members of the Cascade Grotto of the National Speleological Society, Mt. Rainier's Paradise Ice Cave now is recognized as the world's longest known glacier cave.

(*) 1117 36th Avenue East. Seattle, Washington, U.S.A. 98112.

More than 13 Km of cave has been mapped in a glacier little more than 2 Km long (together with adjoining snowfiels rapidly compacting into ice).

Several km of unmapped passage are known. Studies have shown that the system is in a state of active change, during comparatively warm, dry periods. Sections near the snout enlarge rapidly through ablation, then collapse, while up-slope passage are developing and enlarging. During periods of unusually heavy snowfall the lower passage tend to reform and the upper passage are much narrower. Similar studies are being expanded to other Northwestern glaciers and throughout the world; I would be happy to provide information on the International Glacioespeleological Survey, formed in 1972.

In the compacted snow of the craters of Mt. Rainier (elevation 4.393 m.) recent studies revealed that the Summit Steam Caves (which have long sheltered blizzard-bound mountaineers). Sometimes are as much as 2000 m. long and more than 100 m. deep. Their existence, is due to hot rock in the crater which forms steam from snow in the crater. This is in contrast to the glacier caves which enlarge through the action of subglacial streams and air currents. Other large geothermal caves are present in the crater of Mt. Baker, about 150 km. north of Mt. Rainier, and perhaps on Mt. Hood, in Oregon. These other geothermal caves, however, contain noxious gases which are not present atop Mt. Rainier.

Other types of caves also are important features of the Pacific Northwest. Sea Lion Cave, a commercialized littoral cave on the magnificent Oregon coast, is huge; it would be an extraordinary spectacle even without its celebrated inhabitants. Excent for some spelunking elephants in Africa and perhaps Malaysia, these sea lions are the largest animals known to inhabit caves. Lesser littoral caves occur widely along the coast of the Pacific Ocean and its various inlets. The McLáughlin Canyon Caves in the Okanogan region of Washington state are a fascinating series of partially interlocking "fissure caves" in the mylonitic facies of a huge batholith. The Olenik Caves near Nanaimo on Vancouver Island are classical block-creep fissure caves. Even mere piles of fallen boulders locally produce significant caves. Several are locally noted for cold-trapping properties which cause them to qualify as glacieres or freezing caverns. Large talus caves on Washington's Chuckanut Mountain are especially noted for their population of bats (which elsewhere are less common in the Pacific Northwest than farther south and east in the U. S. A.). Rockshelter caves of eastern Washington, Oregon, and Idaho are famous for their archeological values. At different times Fort Rock Cave, Oregon, and Marmes Cave, Washington, were found to contain the earliest archeological material known in the Americas. (Fort Rock Cave also has several confusing alternate names: Cow Cave, Menkenmeier Cave, and others.) Unfortunately Marmes Cave has been flooded by a new reservoir as a result of government bungling.

The most famous of Pacific Northwest limestone caves is Oregon Cave. celebrated for more than a century. With about 2 km mapped in Oregon Cave and another km in another part of the system, this is the longest limestone cave system known in Washington, Oregon, and Idaho. Yet Oregon Cave belongs to the Pacific Northwest only through geographical accident —a boundary decision that unknowingly gave the extreme north end of the limestone— rich Siskiyou Mountains to Oregon instead of California (which contains most of the Siskiyou caves). From Grants Pass in southern Oregon to Snoqualmie Pass in north-central Washington, there are not limestone cave in western or central Washington and Oregon. The Cascade Range south of Snoqualmie Pass, and the central plateaus of Washington and Oregon are almost entirely volcanic. Farther eastward toward and across the Idaho state line, however, a

number of interesting limestone caves have been found in terrains varying from alpine karst to desert lowland hills. Perhaps the most important is Papoose Cave, located in an alpine ridge east of Hells Canyon in Idaho. Its lowest point is a siphon nearly 300 meters below the upper entrance, one of the deepest caves in the United States. Dye placed in its stream emerged three days later on the other side of a mountain spur and another 300 m lower. If the siphon can be bypassed, a national depth record is possible.

The origin of Papoose Cave differed radically from that of Oregon Cave even though both are typical limestone solution cavern in alpine terrains of considerable snow and rainfall. Oregon Cave is a classical cave system in miniature. Its farther, upper end consists of steep, jagged waterways which lead surface water into the cave. Soon these channels turn increasingly horizontal, leading toward the main entrance only 200 meters away, in a shallow phreatic pattern. Papoose Cave, however, is a piracy cave. As an enlarged Papoose Creek rapidly cut downward during deglaciation, it dissected a thick limestone deposit dipping steeply through a mountain spur, at right angles to the course of the creek. The cave and resurgence form a shortcut to the Salmon River 1.000 m. below.

Much remains to be accomplished in Papoose Cave and other caves of the Oregon-Idaho boundary area. The Wallowa Mountains, for example, are potentially of particular speleological importance but have yielded nothing significant to date.

In the Nort Cascade Mountains between Snoqualmie Pass and British Columbia's Fraser River are many small limestone outcrops. Most are so remote that cave-hunting progresses slowly. Most are at high elevations and tend to be small and jagged. Progress in the deepest (Newton Cave) seems halted at a depth of 150 m. Longest to date is Windy Creek Cave, about 500 m long, in a magnificent but small alpine karst immediately south of the spectacular volcanic peak of Mt. Baker.

In the drier San Juan Islands, logistics are much simpler but the water catchment areas and the limestone deposits are much smaller.

Limestone caves are present on Orcas, San Juan and Shaw Islands, but the longest is less than 30 m.

As one proceeds northwest on Vancouver Island, however, small limestone bodies give way to larger and larger deposits. There is no lack of rainfall —up to 5 m. annually— and drainage areas are adequate to produce sizeable caves. Most of the limestone is in the densely forested western side of the island where roads are few. Only in the past decade have caves been found more than 1 km in length; in this decade successive records have been broken again and again. Years of study will be necessary to determine the full speleological potential of the island. Even small caves here are rich with scientific import; at least six are known which have formed entirely in the past 12,000 years. Before that, their site was as much as 100 m below sea level; it has risen to its present elevation only since deglaciation.

As for mainland British Columbia and western Alberta, only a few small caves are known in the limestones immediately east of Vancouver. Many published reports about Bowron Lake Limestone Caverns in the Cariboo region 400 km farther northeast were tremendously exaggerated. Perhaps the most exciting limestone cave area in the Pacific Northwest, however, extends from the Okanogan country far north along the Continental Divide. Long famous here is the Nakimu Cave system, high above Rogers Pass on the Trans-Canada Highway and once a major tourist attraction. Special permission is required to enter it today. Nakimu is especially impressive for its roaring underground torrent and waterfalls. Nearby is an example of spelean piracy even more dramatic than that of Papoose Cave. An unimpressive sinkhole near the snout of a small glacier swallows

the runoff from the glacier. Hardly 30 minutes later the water reappears in a small mountainside cave about 400 m lower. Unfortunately, cavers cannot follow, even in midwinter when the waterflow is halted.

Important new caves are discovered here almost every year.

Castleguard Cave is perhaps most noted. It rises about 400 m from its canyonside entrance and extends far beneath the Columbia Ice Field One passage is plugged with ice that some believe is part of the icefield itself. It is 20 km from the nearest road in grizzly bear country. Its lower portions are subject to periodic flooding in summer and most cavers visit it only via the fine movie recently made by Canadian cavers. Arctomys Cave is equally remote and is deeper, but permission to enter it is more readily available from the Parks Branch of Canada. Outside the national parks, a group of high-elevation caves south of Crowsnest Pass near the U.S. boundary is a frequent target of northwestern cavers inured to mountain travel and camping.

Contrary to the situation in most of the world, the most important type of cave in the American part of the Pacific Northwest is the lava tube cavern. During the last 25 years about 30 km of such caverns have been explored and mapped in a broad area extending east-west along the south flanks of Mt. Adams and Mt. St. Helens in Washington state. Despite wide publicity of a supposedly "40-mile-long" lava tube cavern in Oregon in 1967, that state still has not reached the 30 km mark. Despite other publicity about caves in Craters of the Moon National Monument in Idaho, there are fewer lava tube caverns in that state, and their total length is considerably less. A few small examples also are known in extreme northwestern British Columbia, and a cinder tube exists a few miles north of Vancouver, B. C. Like similar caves of the Canary Islands and Mt. Etna, these caves are the roofed-over conduits of a fluid type of basaltic lava known by the Hawaiian tern of *pahoehoe*. Commonest in the Pacific Northwest is a length of tube entered through a collapsed section and closed at each end by additional collapse or a "lava seal". Many are complex, with side passages, multiple levels, and braided loops. A few fan out from a main corridor, into a deltaic pattern. In the most exciting, superimposed levels are separated by pits as much as 15 m deep.

In contrast to many other lava tube caves, such caves in Washington state typically contain a wealth of features by which the sequence of lava flows and escape of hot gases can be traced. With lava drip stalagmites up to 1 m high, Oregon's Lavacicle (Plot Butte) Cave surpasses those in Washington state except for Pillar of Fire Cave, where a later flow of pasty lava broke through the ceiling and left a series of lava columns up to twice that height.

The most noted lava tube cavern in Washington is Ape Cave, with a main corridor 3904 m long: once the longest known in the world and still the longest on the North American continent.

Recently designated a "geological area" by the U.S. Forest Service, it is reached by paved road and is much visited although still a "wild" cave. Oregon's best-known and most accessible example is Lava River Cave, a state park a few km south of the city of Bend. However, some years ago at least one lava tube cavern within the city limits of Portland had to be filled to permit building construction. The Oregon Grotto of the National Speleological Society has long sought any unfilled remnants which still might be accessible.

No lava tube caves, however, are present in the vast Miocene lava flows of Central Washington. It appears that lava tube caverns are very recent structures in comparison to limestone caves.

Many parts of the world, therefore, have larger and more famous caves than the Pacific Northwest. However it is doubtful that any area has greater challenge and variety. Washington state even has one type of cave not known anywhere else in the world: the Blue Lake Rhinoceros Cave 60 km south of Grand Coulee Dam. This small cavity formed as a cast of pillow lava around the corpoxe of a hapless northwestern rhinoceros more years ago than most of us can calculate, before his breed became extinct!

Speleon	25	Págs. 83-91	1980

Estudio vulcanoespeleológico de la Cueva de Don Justo (Isla de El Hierro, Canarias)

por JOAQUIM MONTORIOL-POUS,[1] MARTÍ ROMERO[2] y ALFRED MONTSERRAT I NEBOT[2]

RESUM

La Cueva de Don Justo (6.315 m, —143 m) es desenvolupa en els basalts olivínics de la colada de La Restinga (illa de El Hierro, Canàries) que, en endinsar-se a l'oceà Atlàntic, forma la Punta de los Saltos, que constitueix l'extrem meridional de tots els territoris de l'Estat espanyol. Se n'estudia la morfologia a fi de fer-ne una interpretació vulcanoespeleogènica. Es tracta d'una cavitat del tipus 1.1.1., formada únicament per mecanismes de buidat reogenètic, sense fenòmens d'encaixament per erosió tèrmica ni mecanismes de recobriment. Es fa un estudi del valor de l'Ip global i per trams: els resultats confirmen les relacions, ja exposades per nosaltres, entre l'índex planimètric i el pendent.

RÉSUMÉ

La Cueva de Don Justo (6.315 m, —143 m) se développe dans les basaltes oliviniques de la coulée de La Restinga (île de El Hierro, Canarias). On fait son étude morphologique afin de faire son interpretation vulcanoéspéléogénique. C'est une cavité du type 1.1.1., formée uniquement par des mécanismes de vidange réogénétique, sans phénomène d'encaissement par érosion thérmique ni mécanismes de recouvrement. On fait l'étude de la valeur globale et aussi par sections de l'Ip, les résultats sont d'accord avec les relations, que nous avons déjà exposé, entre l'index planimètrique et la pente.

INTRODUCCION

El estudio de la Cueva de Don Justo se inició durante la expedición vulcanoespeleológica a la isla de El Hierro[3] llevada a cabo, en 1974, por el Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Barcelona y el Grup d'Exploracions Subterrànies del Club Muntanyenc Barcelonès (XX, 1975); habiendo sido publicadas algunas de las investigaciones llevadas a cabo (MONTORIOL - POUS y DE MIER, 1977). Posteriormente, en 1976, una expedición organizada por el Equip de Recerques Espeleològiques del Centre Excursionista de Catalunya[4] realizó numerosas observaciones en la cavidad.[5] Por último, en 1978, una nueva expedición, organizada conjuntamente por el ya citado E.R.E. del C.E.C. y la Sección de Espeleología de la Sociedad Excursionista de Málaga,[6] dio por finalizado el estudio de la caverna y el levantamiento topográfico de la misma (ROMERO I RECTORET y AMENÓS I VIDAL, 1978). Precisamente, los resultados to-

1. Departament de Cristal-lografia i Mineralogia, Facultat de Geològiques, Universitat de Barcelona. Grup d'Exploracions Subterrànies del Club Muntanyenc Barcelonès.

2. Equip de Recerques Espeleològiques del Centre Excursionista de Catalunya.

3. Formaron parte de la misma J. Montoriol-Pous, J. de Mier, M. Font-Altaba y C. de la Fuente.

4. Constituida por A. Montserrat, D. Pi y M. Illán.

5. Efectuó, además, el estudio de la Cueva de San Marcos (1.512 m) (MONTSERRAT I NEBOT, 1977) y de la Cueva del Hielo (MONTSERRAT I NEBOT, 1978), ambas en la isla de Tenerife.

6. Formada por M. Romero y A. Amenós, del E.R.E. del C.E.C., y F. Ramírez, M.ª A. García y E. Sánchez, de la S. E. de la S.E.M.

pográficos obtenidos ponen de manifiesto que la Cueva de Don Justo, con su longitud de 6.315 m y su única boca situada casi en el extremo superior, es uno de los tubos volcánicos totalmente subterráneos de mayor desarrollo, entre los conocidos en la actualidad.

La exploración de la Cueva de Don Justo viene a confirmar el carácter excepcional del archipiélago canario en cuanto a manifestaciones vulcanoespeleológicas ya que alberga no solamente una gran cantidad de cavidades, sino, además, algunas de las mayores cuevas volcánicas conocidas: Cueva del Viento (9250 m, —515 m),[7] Cueva de los Verdes (6.100 m, —230 m), Cueva de Don Justo (6.315 m, —143 m),[8] etc.

No podemos finalizar esta breve introducción sin antes dejar constancia de nuestro agradecimiento al Excmo. Cabildo Insular de El Hierro, por la subvención acordada a la expedición de 1974, y a D. Horst Fiesening, que acogió desinteresadamente a los miembros de la misma en su residencia de La Restinga.

I. LA ISLA DE EL HIERRO

La isla de El Hierro es, al mismo tiempo, la más occidental y la más meridional de las islas del archipiélago canario; esto hace que su extremo W, Punta Orchilla (14°30' W), sea el punto situado más a occidente de todo el territorio del Estado español, y que su extremo S, Punta de los Saltos (27°39'50" N), sea el punto del mismo situado a menor latitud. Como dato curioso citaremos que, durante mucho tiempo, fue considerada como la tierra occidental por excelencia y el meridiano de Punta Orchilla servía como origen de longitudes geográficas (FERNÁNDEZ NAVARRO, 1929).

Su forma es marcadamente triangular, siendo sus vértices Punta del Norte, Punta de La Restinga y Punta Tejena. Es la menor de las siete islas principales, de tal manera que su superficie es de sólo 278 Km.^{2} Su masa se yergue bruscamente sobre las aguas del océano dando lugar a un altiplano central, siempre a cotas superiores a los 1.000 m, que culmina en el vértice Malpaso (1.500 m).

Sus costas son abruptas e inhóspitas, difíciles de transitar en numerosos puntos, lo que obliga con frecuencia a subir a considerable altura para trasladarse entre dos puntos cercanos.

El extremo sur de la isla ofrece algunos paisajes volcánicos realmente impresionantes. Colosales masas de lava, constituida por basaltos olivínicos (la roca más genuinamente vulcanoespeleogénica), decienden hacia el S y el SW; en algunos puntos, como por ejemplo, en la colada conocida por Los Lajiares, el paisaje es rigurosamente lunar. Abundan las lavas cordadas y, en numerosos puntos, se observan zonas de mayor fluidez que originaron corrientes más rápidas que el escurrimiento general. De entre la masa de lava emergen numerosos conos: Montaña de los Cariles (294 m.), Lomito Atravesado (273 m), Montaña de Prim (254 m), Montaña de La Restinga (198 m).

En la zona que va de la Punta de los Frailes a la Punta del Río (zona en la que se ubica la aldea de La Restinga) la colada desciende de manera más o menos uniforme hasta el océano; en la zona de Los Lajiares termina en un monótono e inhóspito acantilado de 20 a 30 metros de altura; pero en otras zonas (Bahía de Naos, Playa del Cantadal), los materiales volcánicos dan lugar a espectaculares acantilados de más de 150 metros de altura.

La Cueva de Don Justo se abre al Sur de la Montaña de Prim y, tras un primer tramo orientado al SSE, se de-

---

7. Según los datos topográficos obtenidos por la S. E. del C. E. Montserrat.

8. Cuando este original estaba ya en imprenta hemos tenido conocimiento de un levantamiento topográfico que le asigna un recorrido algo superior a los 7 Km.; sin embargo, en el mismo no están incluidas algunas de las galerías del tramo D-ES. (ver Fig. ...). Dicha topografía, efectuada por espeleólogos canarios, fue iniciada en 1969 finalizándose diez años después.

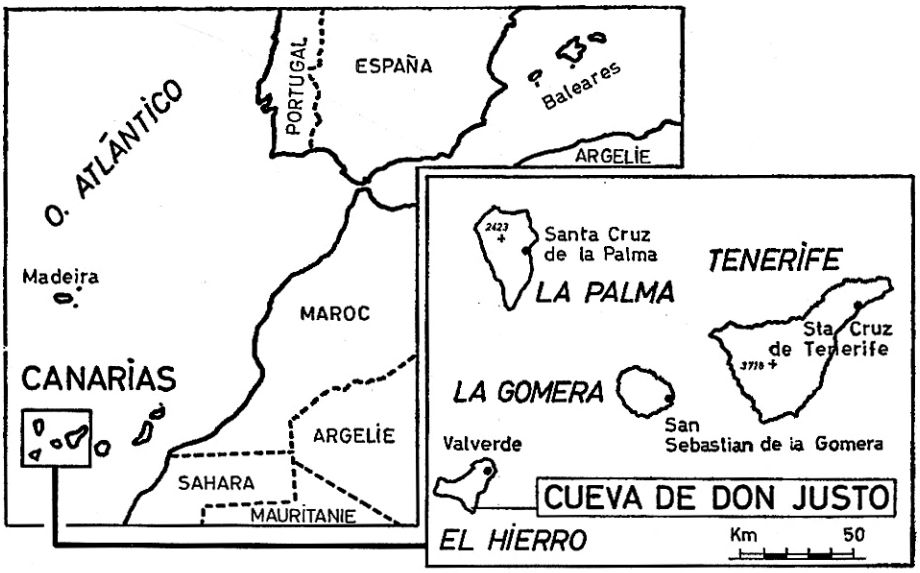


Fig. 1. — Situación de la Cueva de Don Justo.

sarrolla en sentido N-S, o sea, según la dirección de la pendiente de la colada de La Restinga. Con su desnivel de —143 m y su distancia en línea recta entre extremos de 1.250 m, el límite inferior de la misma se halla casi al nivel del mar y a muy poca distancia de la línea de costa. Cabe indicar, por las repercusiones vulcanoespeleogénicas que ello comporta, que la pendiente de la colada no es uniforme, sino que presenta cuatro rupturas de pendiente a lo largo del tramo ocupado por la cavidad.

II. LA CUEVA DE DON JUSTO

A) Espeleometría

La cavidad, de difícil exploración en numerosos tramos, ofrece un aspecto laberíntico, lo cual queda puesto de manifiesto comparando la longitud total de sus galerías con la distancia en línea recta entre extremos. Las particularidades del desarrollo planimétrico de la caverna son del mayor interés y serán analizadas detalladamente en el apartado correspondiente a la vulcanoespeleogénesis; aquí incluimos únicamente sus valores numéricos que quedan expuestos en la tabla I. En la misma, además de los valores totales de la longitud planimétrica (L_p), la poligonal entre extremos (P_e) y el índice planimétrico calculado (I_p) (Montoriol-Pous y De Mier, 1974), se incluyen los valores parciales de los distintos tramos de la cueva (ver fig. 2, planta) que quedan claramente definidos por el valor de sus respectivos índices planimétricos.

TABLA I

Tramo	L_p	P_e	I_p
Total	6235	1360	4.58
EN - A	750	120	6.25
A - B	460	165	2.79
B - C	2515	470	5.35
C - D	460	200	2.30
D - ES	2050	410	5.00

Longitud total: 6315 m
Desnivel total: —143 m

Cabe indicar que la medición de P_e correspondiente a los diferentes tramos ofrecía dificultades, debidas a

que, si bien en algunos puntos el límite se correspondía con una galería única, en otros ello no ocurría. El problema se resolvió con la aplicación del siguiente criterio: poligonal más corta sobre la galería que presentara más distantes los puntos extremos.

Por su longitud, la Cueva de Don Justo ocupa el segundo lugar entre las cuevas volcánicas españolas, ocupando el tercero por su desnivel. Si atendemos al conjunto de cavernas volcánicas mundiales, se halla situada entre las cinco primeras (CRAWFORD, 1977 a, 1977 b). Pero lo que la convierte en excepcional dentro de los "tubos de lava" es el que, a pesar de superar los 6 kilómetros de longitud, presente una sola boca de entrada, o sea que el sistema es totalmente subterráneo.

B) ESPELEOMORFOLOGÍA

1. *Secciones transversales*

Los perfiles de las secciones transversales son los habituales en los "tubos de lava". Muchas carecen de formaciones parietales secundarias bien desarrolladas (MONTORIOL-POUS y DE MIER, 1969) (ver secciones 2, 6, 8, 25, 34, 36 galería W); en algunos casos ello es debido a no haberse producido ninguna estabilización de corriente secundaria, pero en otros la causa es precisamente el haber solidificado la corriente secundaria a muy poca distancia de la bóveda, lo que convierte en agotadora la exploración de tales zonas de la caverna (ver secciones 1, 7, 17, 26, 30, 32, 47).

No obstante lo que acabamos de decir, pueden apreciarse asimismo formaciones tipo terraza (ver secciones 4, 9, 16, 31) y cordones laterales que no llegan a formar verdaderas formas hemicilíndricas (ver secciones 10, 41).

En algunos casos las formaciones de las dos paredes opuestas se hallan próximas a la unión, o sea a punto de engendrar pisos superpuestos (ver secciones 20, 22, 36). No obstante, a excepción de la zona situada inmediatamente al NW de la boca de entrada, que presenta un diafragma magníficamente desarrollado, las galerías superpuestas no son debidas a la acción de corrientes secundarias, sino al cruce o superposición de galerías situadas a distinto nivel (ver secciones 14, 15, 35).

2. *Intersecciones*

La complejísima distribución tridimensional de la red de galerías ha dado lugar a una inusitada cantidad de intersecciones, que serán estudiadas con detalle en el apartado correspondiente. Son numerosas las galerías laterales que desembocan en el sistema de galerías axiales, pudiéndose presentar en tales casos una continuidad entre los aportes secundarios de ambas. Aplicando los criterios que en su día establecimos (MONTORIOL-POUS y DE MIER, 1971), puede afirmarse que hay casos debidos a un verdadero aporte lateral y otros debidos a una invasión del aporte axial secundario.

3. *Estafilitos*

Los estafilitos (BRAVO, 1954) son extraordinariamente abundantes, presentándose en 21 puntos de la caverna (ver fig. 2, planta). Esta abundancia (es la cueva volcánica en que hemos visto mayor cantidad de ellos) será analizada en el apartado correspondiente a la vulcanoespeleogénesis.

4. *Depósitos de origen exógeno*

Se hallan situados en 4 puntos de la cavidad (ver fig. 2 planta), ocupando, tal como es corriente en las cuevas volcánicas, una porción extraordinariamente reducida de la oquedad. Las muestras recolectadas, correspondientes al tramo Extremo N-A, fueron estudiadas mediante las técnicas de difragtometría, espectrografía por fluorescencia de rayos X y análisis térmico diferencial, detectándose la especie mineral yeso, SO_4 CA-$2H_2O$. Se trata, pues, de un nuevo ejemplo de la presencia de este mineral en aquellas cavernas volcánicas ubicadas en coladas cuya superficie carece de suelo edáfico y de vegetación (MONTORIOL-POUS y ESCOLÁ, 1978). No diremos nada sobre el mecanismo mineralogénico ya que lo hemos analizado detalladamente en otra ocasión (MONTORIOL-POUS, 1965).

5. *Materiales piroclásticos*

La abundancia de materiales piroclásticos en el interior de los "tubos de lava" no es frecuente, ya que éstos deben proceder del exterior. No obstante, en la Cueva de Don Justo existen depósitos de cenizas en 29 puntos de la cavidad (ver fig. 2, planta). Un caso curioso puede apreciarse en las galerías superpuestas de la sección 37 (figura 2): en la galería superior se presenta un depósito hemicónico, debido a hallarse alimentado por una fisura en situación no axial, el cual alimenta a su vez, a través de un par de fisuras, a los dos depósitos cónicos coalescentes desarrollados en la galería inferior.

(Cabe indicar que cerca de la entrada se encuentra un depósito de cenizas artificial; éstas fueron introducidas por el hombre con el fin de pavimentar el suelo y poder celebrarse una misa en el interior de la cavidad.)

C) Espeleogénesis

1. *Tipo de cavidad*

Se trata de una cavidad volcánica singenética del tipo reogenético subterráneo (tipo 1.1.1.) (Montoriol-Pous, 1972, 1973). La complejidad de su desarrollo (tubos más o menos paralelos, superpuestos, entrecruzados), la observación de la morfología de los mismos y la presencia de varias capturas subterráneas de corrientes de lava hipogeas, indican una formación contemporánea de toda la red de tubos. Cabe indicar que aquí el término contemporáneo es relativo, dado el tiempo de enfriamiento de una colada de lava[9]; cosa que, por otro lado, implica que la formación de los tubos no tiene por qué ser totalmente sincrónica con la erupción, ya que, una vez finalizada ésta, pueden tener lugar roturas de frentes de consolidación e importantes movimientos de material lávico, con la formación de nuevos tubos, modificación de la morfología de los existentes y capturas entre galerías situadas a diferentes planos.

Tanto la morfología como la disposición tridimensional de los tubos indican un valor casi nulo del encajamiento del flujo reogenético por erosión térmica del piso; ello implica que, en el caso de la Cueva de Don Justo, los mecanismos de encajamiento de la corriente de lava descritos primeramente por Bravo (1964) y luego por Ollier y Brown (1965, 1975) no han jugado ningún papel de cierta importancia. Tampoco han jugado papel alguno los fenómenos de recubrimiento (Greeley 1971, 1972, Peterson y Swanson 1974, Wentworth and Macdonal 1954) y si sólo el vaciado reogenético, en parte discontinuo (Montoriol-Pous y De Mier 1969).

2. *Sobre la génesis de los estafilitos*

Los estafilitos se producen por fenómenos de refusión en el techo y, en muchos casos, el mecanismo parece producido por el calor aportado por una corriente lávica secundaria. Sin embargo, en otra ocasión (Montoriol-Pous y De Mier 1977) ya pusimos de manifiesto el hecho de que, existiendo profusión de estafilitos en la bóveda, no se presentaban refusiones en puntos situados a escasa distancia del suelo; o sea, que la temperatura aumentaba al alejarnos precisamente del supuesto foco calórico.

En muchas cavidades volcánicas hemos podido observar la coexistencia, en una misma zona, de estafilitos estalactíticos y estafilitos estalagmíticos, con profusión de pares correspondientes desarrollados sobre un mismo eje vertical o sea obedeciendo a un punto de degoteo común; el fenómeno abunda extraordinariamente en la cueva que estudiamos. Esta disposición indica nuevamente la existencia de una temperatura mayor en la bóveda que en el piso, ya que en la primera se ha producido un degoteo mientras que

9. Mediciones efectuadas en las coladas del Kiiauea (Hawaii) han demostrado que, a los 4 meses de haber finalizado la erupción, se obtienen temperaturas de 1.000° C a 4.30 m de profundidad y lava fundida a 5 metros.

en el segundo las gotas desprendidas han sido capaces de solidificar empilándose; conservando, además, un desarrollo rigurosamente vertical, no doblándose siquiera en el punto que se apoya sobre el propio piso.

Estos hechos, aparentemente contradictorios, pueden explicarse de la manera siguiente: el flujo lávico destila gases que dan lugar a reacciones exotérmicas en la atmósfera de la cavidad. Tales reacciones son de tipo oxidativo y la pobreza de dicho gas en el ambiente interno de los tubos volcánicos es la causa de que los estafilitos acostumbran a encontrarse en escasas zonas de las cavidades. Precisamente el hecho de que la Cueva de Don Justo se desarrolle a muy escasa distancia de la superficie topográfica, comunicando con el exterior a través de fisuras (recordemos los 29 puntos por los que los materiales piroclásticos exteriores han invadido la cavidad), permite suponer una abundancia de oxígeno en la atmósfera interna superior a la habitual en los tubos volcánicos y de ahí la abundancia, asimismo superior a la habitual, de estafilitos.

3. *Fenómenos de captura subterráneos*

Debido a su complicado desarrollo tridimensional, la cueva presenta numerosas intercomunicaciones entre galerías situadas a distinto nivel. En tales casos pueden observarse bruscos cambios en las direcciones seguidas por las coladas de lava residuales. Vamos a estudiar con detalle un caso situado en el laberinto de galerías orientales del tramo B-C (ver fig. 2 planta).

— Morfología[10]

Se trata de dos pequeñas galerías superpuestas (2.5 por 2.0 m), separadas por un desnivel de 2.7 m (diafragma de 0.7 m), que se cruzan con un ángulo de 75º. Su orientación es tal que la bisectriz aguda del ángulo que forman entre sí, sigue la dirección de la máxima pendiente de la cavidad. En el punto en que se cruzan los dos tubos, el diafragma de separación se halla perforado, dando lugar a un pocillo que intercomunica los dos niveles.

El piso de las dos galerías se halla ocupado por un aporte de lava secundario. La corriente de lava del nivel superior se precipita por el pequeño pozo de intercomunicación, uniéndose a la corriente de lava que circulaba por el nivel inferior. Debido a ello, el espesor de la capa lávica del tubo inferior aumenta bruscamente después del punto de cruce, poniendo de manifiesto que, a partir del citado punto, la corriente de lava se hallaba constituida por los aportes provenientes de las dos galerías.

— Morfogénesis

El fenómeno se halla localizado en una parte de la caverna constituida por un verdadero laberinto de tubos. La localización del laberinto será analizada en el próximo apartado.

Dos de las galerías del laberinto quedaron entrecruzadas tal como se indica en la fig. 3-A. Las corrientes de lava secundarias que discurrían por ambas seguían el sentido indicado por las flechas. Posteriormente, el diafragma que separaba los dos tubos en el punto de cruce sufrió un fenómeno de refusión, produciéndose la intercomunicación y precipitándose la corriente de lava de la galería superior en la galería inferior (fig. 3-B).

El fenómeno pudo haber ocurrido según dos procesos diferentes:

1. Encajamiento progresivo de la corriente de lava superior, por refusión del piso, hasta que el descenso intersectó con el techo de la galería inferior.

2. La refusión del techo de la galería inferior, provocando su paulatina elevación, dio lugar a su intersección con el piso de la galería superior.

La disposición tridimensional de las oquedades sería idéntica en ambos casos, pero no así la morfología de detalle. Su estudio pone de manifiesto que

10. Este apartado y el próximo son transcripción literal del trabajo publicado por MONTORIOL-POUS y DE MIER (1977) (comunicación presentada al Seminario sulle Grotte Laviche Catania, 27-28 agosto 1975).

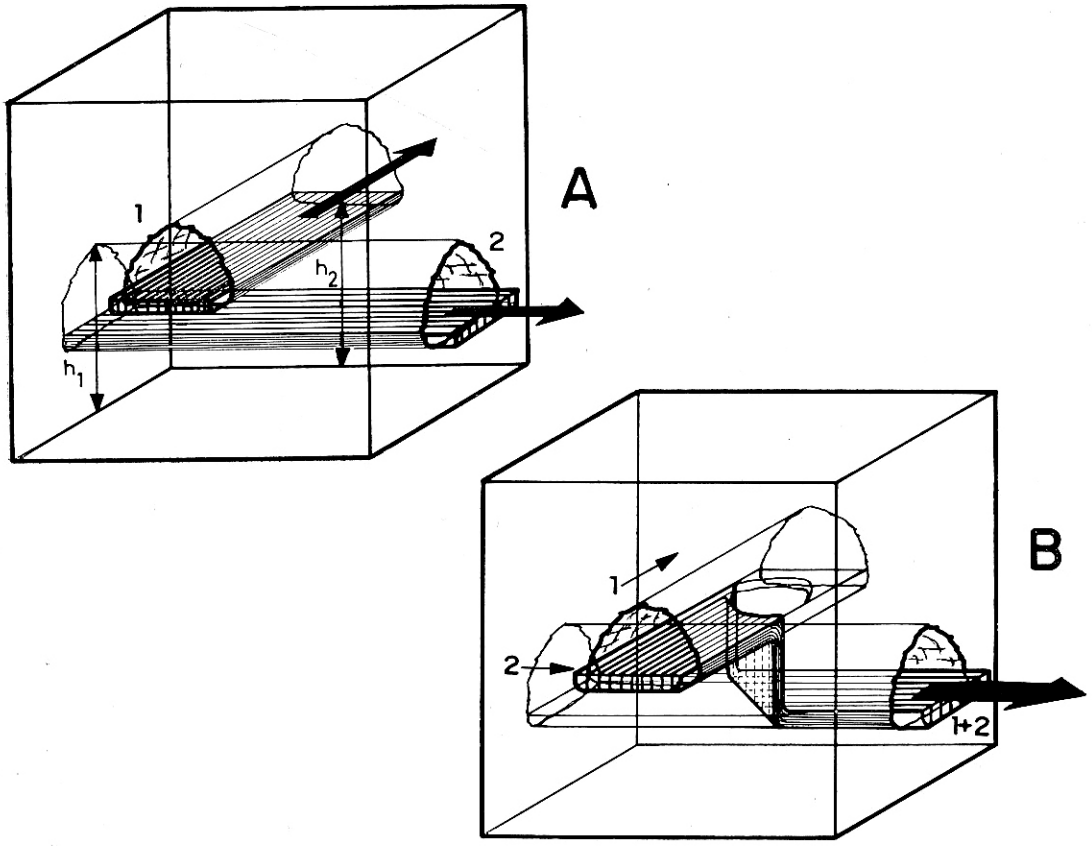


Fig. 3. — Esquema de la captura subterránea de una corriente de lava.

el proceso se desarrolló, principalmente, según el segundo de los mecanismos que acabamos de describir. Apoyan tal punto de vista los siguientes hechos de observación:

1. Se aprecian claramente formas de refusión en el techo de la galería inferior.

2. Estudiando la galería inferior "lavas arriba", puede observarse que la corriente de lava secundaria se halla muy débilmente encajada.

3. Si la citada corriente de lava hubiera sufrido un fenómeno de encajamiento, éste hubiera continuado tras la intercomunicación, con lo que el labio del pocillo situado en el sentido del aporte hubiera quedado ligeramente por debajo del nivel opuesto, cosa que no ocurre.

De todo cuanto acabamos de exponer, podemos considerar el fenómeno estudiado como una verdadera captura subterránea de una corriente de lava.

Cabe indicar que existen asimismo ejemplos en que la intercomunicación se ha producido en dirección contraria, es decir, debido a una ligera erosión térmica (de importancia puramente local y no a escala general de la cavidad) del piso de la galería suprayacente.

4. *Valores del índice planimétrico*

En la tabla I (ver apartado II a) quedaron expuestos los valores total y parciales de L_p, P_e e I_p. Teniendo en cuenta las diferentes longitudes rectilíneas del eje de la cavidad correspondientes a los tramos allí definidos, así

como sus respectivas orientaciones, se ha llevado el eje de la cueva sobre el mapa topográfico del extremo S de la isla de El Hierro (fig. 4). En dicha figura puede apreciarse como el eje de la cavidad atraviesa sucesivamente zonas con diferente pendiente topográfica, zonas que se corresponden con los diferentes tramos de la caverna definidos por su índice planimétrico; en los tramos de mayor pendiente aumenta el valor de I_p, mientras que éste disminuye al hacerlo asimismo la pendiente. Se trata de una nueva y vistosa confirmación del mecanismo que en su día se expuso al llevar a cabo el estudio de la Cueva del Viento en la isla de Tenerife (MONTORIOL - POUS y DE MIER 1974).

Como dato comparativo, se han reunido en la tabla II los valores totales de las cuevas volcánicas de más de un kilómetro de longitud, cuyo estudio hemos publicado hasta el momento presente.

TABLA II

	L	L_p	P_e	P %	I_p
Cueva de los Verdes	.6100	3900	3900	6	1.00
Cueva de Gallardo	.2250	2250	2150	2.5	1.00
Surtshellir	.1810	1810	1380	3	1.31
Raufarholshellir	.1350	1350	945	5	1.43
Cueva del Viento[11]	.6200	6200	2935	19	2.10
Cueva de San Marcos	.1512	1486	535	11	2.77
Cueva de Don Justo	.6315	6235	1360	10.5	4.58

11. Según los últimos datos (S. E. del C. E. Montserrat), su longitud es de 9.250 m.

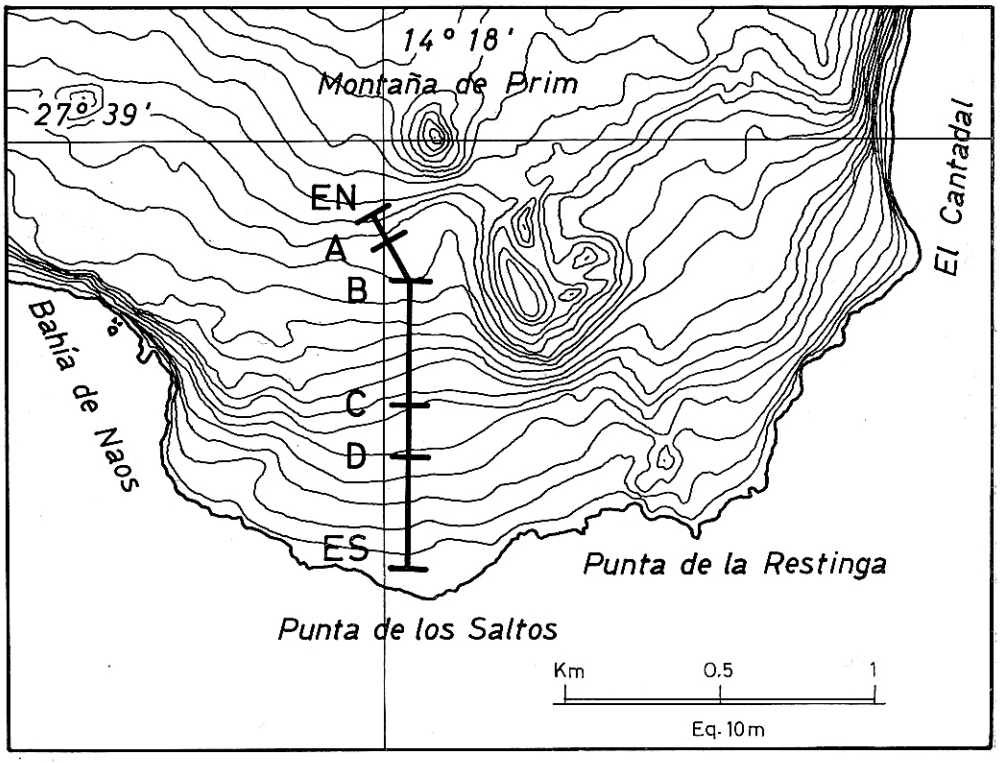


Fig. 4. — Situación del eje de la cueva en relación con la superficie topográfica.

Si prescindimos de la Cueva de los Verdes, podemos ver cómo las tres cavidades de débil pendiente presentan un valor bajo del índice planimétrico, mientras que las dos de pendiente fuerte lo presentan elevado. El caso de la primera, así como el hecho de que la Cueva de Don Justo tenga un I_p superior al de la Cueva del Viento, queda explicado si tenemos en cuenta que, además de la pendiente, juega un importante papel la composición química de la lava, de la cual depende su fluidez. En cambio, este hecho no juega ningún papel entre los diferentes tramos de una misma cavidad ya que nos movemos dentro de una zona de composición química prácticamente constante.

BIBLIOGRAFIA

BRAVO, T. (1954). Geología general de Canarias. *Goya Ediciones*, T. 2, 150-159.

BRAVO, T. (1964). El volcán y el malpaís de la Corona. La Cueva de los Verdes y los jameos. *Pub. Cabildo Insular de Lanzarote*, 31 pp., 15 fig.

CRAWFORD, R. (1977 a). Preliminary list of the world's longest lava tubes. *The Cascada Caver*, 16, 6, 63.

CRAWFORD, R. (1977 b). List of the world's longest lava tubes: Notes and Addition. *The Cascada Caver*, 16, 7-8, 74-75.

FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1929). Islas Canarias. *Geografía Universal, Inst. Gallach*, pp. 492-520, 65 fig.

GREELEY, R. (1971). Observations of actively forming lava tubes and associated structures, Hawaii. *Modern Geology*, 2, 207-223, 9 fig., 7 fot.

GREELEY, R. (1972). Additional observations of actively forming lava tubes and associated structures, Hawaii. *Modern Geology*, 3, 157-160.

MONTORIOL-POUS, J. (1965). Contribución al conocimiento mineralógico y mineralogénico de un nuevo tipo de yacimiento de yeso descubierto en los «tubos de lava» de la isla de Lanzarote (Canarias). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* (Geol.), 63, 77-85.

MONTORIOL-POUS, J. (1972). Contribución al conocimiento de la Raufarholshellir (Hjalli, Islandia), con un estudio sobre la tipología vulcanoespeleogénica. *Speleon*, 19, 5-24, 5 fig., 4 fot.

MONTORIOL-POUS, J. (1973). Sobre la tipología vulcanoespeleogénica. *Com. II Simposium Espeleología, Escola Catalana d'Espeleologia*, Mataró, 268-272.

MONTORIOL-POUS, J. y ESCOLÁ, O. (1978). Contribución al conocimiento vulcanoespeleológico de la isla Isabela (Galápagos, Ecuador), *Speleon*, 24, 101-110, 4 fig.

MONTORIOL-POUS, J. y MIER, J. DE (1969). Estudio morfogénico de las cavidades volcánicas desarrolladas en el malpaís de La Corona (Isla de Lanzarote, Canarias). *Geo y Bio Karst*, 6, 22, 3 (543)-22 (562), 16 fig.

MONTORIOL-POUS, J. y MIER J. DE (1971). Estudio vulcanoespeleológico del sistema Surtshellir - Stephanzhellir (Halmundarhraun, Islandia), *Speleon*, 18, 5-17, 4 fot.

MONTORIOL-POUS, J. y MIER J. DE (1974). Estudio vulcanoespeleológico de la Cueva del Viento (Icod de los Vinos, Isla de Tenerife, Canarias). *Speleon*, 21, 5-24, 3 fig., 3 fot.

MONTORIOL-POUS, J. y MIER J. DE (1977 a). Estudio de un caso de captura subterránea de una corriente de lava, observado en la Cueva de Don Justo (Isla de El Hierro, Canarias). *Atti del Seminario sulle grotte laviche*, Catania 1975, 169-174, 1 fig.

MONTORIOL-POUS, J. y MIER J. DE (1977 b). Contribución al conocimiento vulcanoespeleológico de la isla de Santa Cruz (Galápagos, Ecuador). *Speleon*, 23, 75-91, 9 fig., 3 fot.

MONTSERRAT I NEBOT, A. (1977). Contribución al conocimiento vulcanoespeleológico de la isla de Tenerife (Islas Canarias). La Cueva de San Marcos. *Speleon*, 23, 93-102, 2 fig.

MONTSERRAT I NEBOT, A. (1978). La Cueva del Hielo, *Speleon* leg., 26-27, 437-442, 1 fig.

OLLIER, C. D. (1977). Lava caves, lava channels and layered lava. *Atti Seminario sulle grotte laviche*, Catania 1975, 149-158, 1 fig.

OLLIER, C. D. and BROWN, M. (1965). Lava caves of Victoria, Australia. *Bull Vulcanologique*, 28, 215-229.

PETERSON, D. W. and SWANSON, D. A. (1974). Observed formation of lava tubes, during 1970-71 at Kilauea volcano, Hawaii. *Studies in Speleology*, 2, 6, 209-222.

ROMERO I RECTORET, M. y AMENÓS I VIDAL, A. (1978). La Cueva de Don Justo. *Exploración*, 1, 2-3, 10.

WENTWORTH, C. K. and MACDONALD, C. A. (1953). Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii. *Bull. U. S. Geological Survey*, 944, 1-90.

X. X. (1975). Expedició a l'illa de El Hierro. *Cir. Club Muntanyenc Barcelonès*, 225.

CUEVA DE DON JUSTO

LA RESTINGA * EL HIERRO

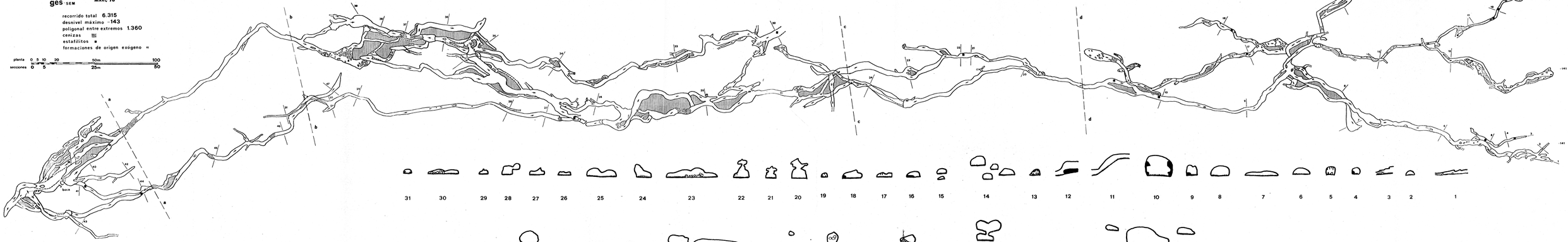
TOP. A. Amenós
M.A. García
J. Montoriol-Pous
A. Montserrat
F. Ramírez
M. Romero
J.E. Sánchez

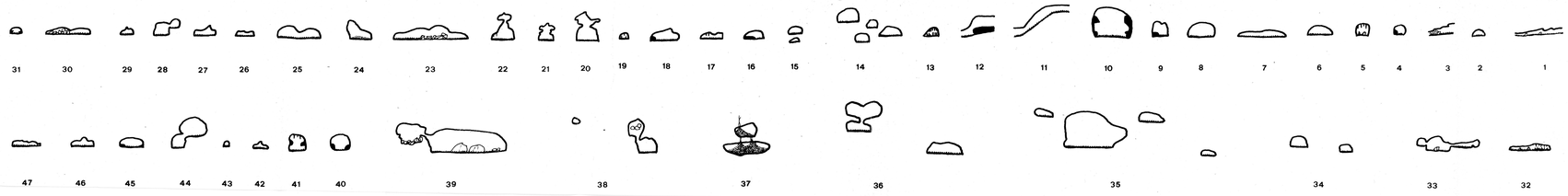
ere·cec
ges·sem

MARC '78

recorrido total 6.315
desnivel máximo -143
poligonal entre extremos 1.360
cenizas
estalfilitos
formaciones de origen exogeno

planta 0 5 10 20 50m 100
secciones 0 5 25m 50





Speleon	26	Págs. 93-98	1980

Introducción al conocimiento vulcanoespeleológico de la Isla de Fuerteventura (Islas Canarias)

por Alfred Montserrat i Nebot (*) y Martí Romero i Rectoret (*)

RESUM

En aquesta nota es presenten els resultats obtinguts durant una campanya vulcanoespeleològica realitzada a l'illa de Fuerteventura, on s'explorà la Cueva del Llano, de 488 m. de recorregut. S'inclouen algunes observacions sobre els sediments existents en el seu interior.

SUMMARY

This paper deals with the results obtained during a vulcano-speleological expedition to Fuerteventura (Canary Islands), where the Cueva de los Llanos (488 mm long) was explored. Some data concerning the sediments on its interior are included.

INTRODUCCION

El conocimiento de la existencia de varias cavidades de origen volcánico en la isla de Fuerteventura (Islas Canarias), motivó la realización durante el mes de Junio de 1979, de una visita a esta isla por parte de los autores de esta nota. En el transcurso de la misma se exploró la Cueva del Llano (Villaverde-La Oliva). Esta cavidad con sus 488 m. de recorrido, es la mayor de la isla, hasta la fecha.

Otra cavidad fue localizada, pero debido a la existencia en su interior de importantes restos arqueológicos, ésta se hallaba cerrada mediante una verja, siendo preciso solicitar la llave de la misma, a la delegación de Bellas Artes en Las Palmas de Gran Canaria, lo cual fue imposible dada nuestra corta estancia en la isla.

También fueron obtenidos datos sobre otras cavidades, a través del Excmo. Cabildo Insular de Fuerteventura, todas ellas de menor recorrido. Algunas de ellas habían estado topografiadas por un grupo de catalanes que cumplió su servicio militar en la isla, pero actualmente se desconoce donde se hallan dichas topografías.

GEOGRAFIA

La isla de Fuerteventura forma parte del archipiélago canario. Es la segunda isla en extensión (1.659 km^2) y una de las menos pobladas (18.127 hab.), siendo su densidad de población de 11 habitantes por km^2.

Por su situación, es la más central de la provincia de Las Palmas, siendo también la más extensa y desértica de las tres islas que componen dicha provincia.

Isla montañosa, aunque sus altitudes no sobrepasan los 1.000 m.s.n.m. Por el N el estrecho de Bocaina, de poca profundidad, la separa de Lanzarote. Al S la península de Jandia, antigua isla, se prolonga hacia el SW.

---

* Equip de Recerques Espeleològiques del C.E.C. (Barcelona).

GEOLOGIA

Fuerteventura se halla sobre la vertiente NE - SW del continente africano. La mayor parte de la isla se halla constituida por materiales volcánicos que van desde el Mioceno hasta el Cuaternario. Estos materiales son principalmente basaltos básicos olivínicos y tuffs.

En la parte W de la isla, las rocas volcánicas descansan sobre un complejo plutónico (alcalino-basáltico/alcalino-gabroico). Dicho complejo plutónico es interpretado por algunos autores (2) como una estratiforma que ha introducido rocas básicas y ultrabásicas en su base y dioritas en su techo.

Los materiales en los que se ha desarrollado la cavidad que nos ocupa son: basaltos alcalinos, hallándose cubiertos por una delgada capa (1-2 m.) de tuffs.

La edad de dichos basaltos ha sido datada en 1.83-0,24 millones de años. (1), (3).

HISTORIA

La información respecto a la Cueva del Llano fue suministrada por el Prof. Dr. Joaquín Montoriol-Pous que visitó la isla de Fuerteventura en el año 1962, localizando la cavidad y explorándola por espacio de unas cuantas decenas de metros al no contar con ningún tipo de iluminación. Los habitantes de la región informaron a éste de que la longitud de la cavidad se aproximaba a los 2 km. (igual información nos fue dada a la llegada a esta isla). Esto motivó nuestra visita siguiendo los trabajos iniciados en otras islas del archipiélago canario (8) (9) (10) (11).

SITUACION

Siguiendo la carretera de Puerto del Rosario a Corralejo y pasado el agregado de Villaverde, perteneciente al municipio de La Oliva, a unos 2 km. de este se encuentra un camino, a la izquierda de la carretera que conduce hasta el paraje donde se situa la entrada de la cueva. Esta zona recibe el nombre de Llano de la Cueva.

DESCRIPCION

Se penetra en la cueva a través de un "jameo" provocado por el hundimiento del techo de la cavidad. La cueva únicamente puede seguirse "lavas abajo" y a pocos metros de la entrada se encuentra una pared de ladrillos con una puerta que en la actualidad se encuentra abierta. Según parece la pared fue construida por el propietario del terreno aunque ignoramos los motivos. Esta pared presenta diversos agujeros a nivel del suelo para permitir el paso del agua que penetra en la cavidad, en épocas de lluvia y que proviene de un riachuelo temporal epigeo.

A unos 30 m. de la entrada se encuentra una construcción artificial que eleva el nivel del suelo unos 2 m. y que había servido durante la guerra 1936-39 y tiempos inmediatamente posteriores como polvorín.

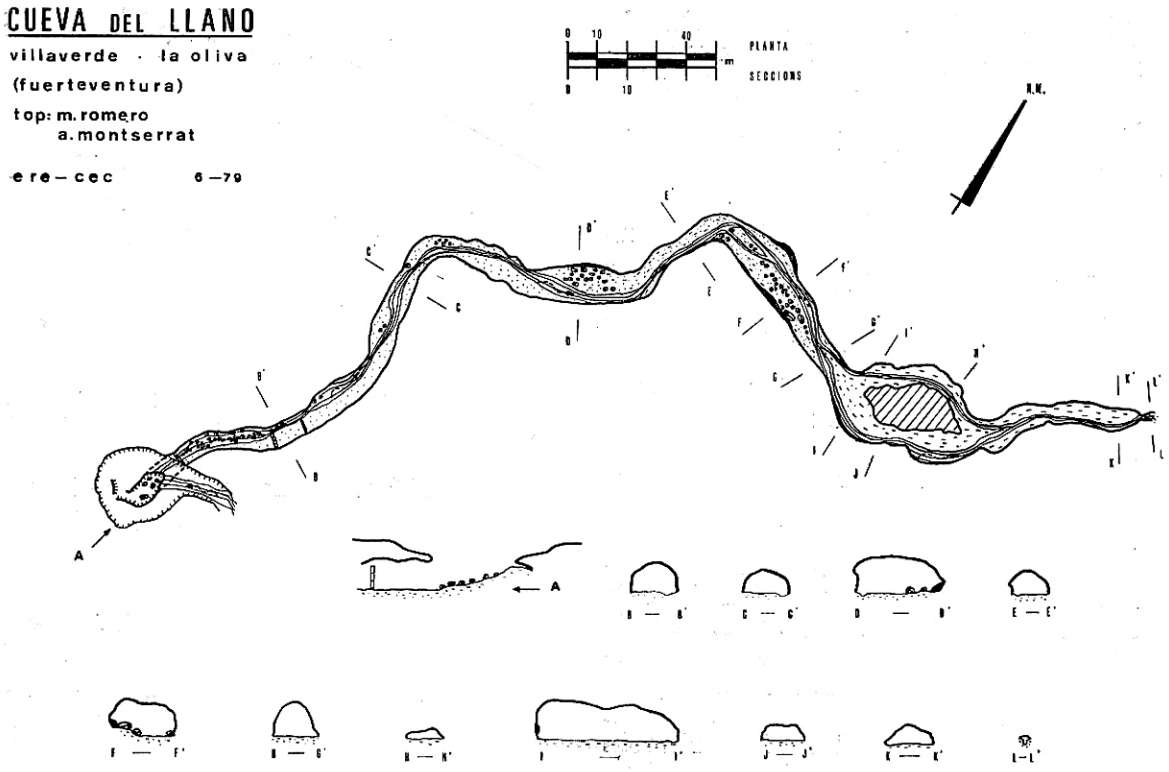
Todo el suelo de la cavidad se halla constituido por piedras, bastante rodadas en algunos puntos y arenas.

La galería de la cavidad es de amplias proporciones con una ligera pendiente hacia el interior, que raras veces supera 1°. Las dimensiones van aumentando a medida que se avanza por ella hasta llegar a su punto máximo (Sección I - I'). Aquí la galería se bifurca en dos para volver a unirse después de unos 30 m. siguiendo hasta el final en un solo conducto. Los materiales que constituyen el suelo son cada vez más finos, según se va penetrando, siendo limos y arcillas en el tramo final.

La cavidad finaliza con la obstrucción de la galería por los sedimentos depositados en ella. En este punto existe un conducto de unos 3 m. de recorrido y 1 m. de profundidad, excavado artificialmente por los legionarios de Puerto del Rosario para observar si era posible la continuación.

MORFOGENESIS

Se trata de una cavidad volcánica del tipo reogenético subterráneo y su mecanismo de formación ha ya sido descrito en innumerables ocasiones (5).



La cueva presenta unas características bastante uniformes en cuanto a su morfología. Como se ha mencionado en el apartado anterior, la entrada se realiza a través de un "jameo". El hundimiento del techo de la cueva ha dado lugar a este fenómeno, provocando la obstrucción del tubo volcánico "lavas arriba" por lo que sólo se puede seguir el tubo volcánico en el sentido opuesto. La abertura del "jameo" se ha producido en un punto en que el techo de la cavidad es bastante delgado y este se ha hallado atacado por la erosión de las aguas de un pequeño e intermitente curso hídrico que sólo circula en épocas de lluvias. Por encima de los basaltos en donde se ha desarrollado la cueva, se encuentran una serie de materiales blancos (tuffs) que han sido excavados fácilmente por dicho curso de agua, hasta que este ha entrado en contacto con la delgada capa de basaltos, hasta conseguir el hundimiento del techo de la caverna.

Las formaciones parietales de carácter secundario (hemicilindros, terrazas, cordones), son pocas y casi no han afectado la inicial morfología de las secciones transversales ni, por tanto, la general de la cavidad. Unicamente están presentes algunas pequeñas terrazas en los puntos en que la cueva presenta un cambio más o menos importante de su dirección, lo que ha dado origen al desarrollo de estas en el lado en que la galería presenta su forma cóncava. Estas formaciones y su mecanismo genético ya ha sido descrito en otros trabajos (4).

A pesar de todo no puede descartarse la existencia de formaciones parietales situadas por debajo del nivel de los sedimentos que recubren todo el suelo de la cavidad y que serán tratados con más detalle en un próximo apartado, no obstante esto parece ser poco probable dada la relativa poca potencia de dichos sedimentos.

Es de resaltar la escasa importancia de los frentes de consolidación y niveles de estabilización sufridos por las aportaciones de carácter secundario, como se desprende de la observación de la morfología resultante.

Se pueden observar varios bloques, algunos de ellos de respetables dimensiones, distribuidos de forma totalmente anárquica por el suelo de la caverna, hallándose algunos semicubiertos por sedimentos.

En definitiva puede decirse que a un primer movimiento de material lávico que dio lugar a la cueva, le siguieron otros de mucha menor importancia que dieron lugar a las formaciones parietales secundarias que han sido descritas. En cuanto a la bifurcación de galerías que se encuentra casi al final de la cavidad, es difícil darle una génesis acertada, dado que los sedimentos enmascaran totalmente la verdadera pendiente de la galería en este punto, cosa que si ésta fuera de cierta importancia podría haber generado el desplazamiento de nuevas masas de material lávico desarrollándose una galería paralela al tubo principal (6). No obstante, la pendiente parece acentuarse en este punto dado que la distancia techo-suelo va disminuyendo progresivamente hasta que los sedimentos la colmatan totalmente.

En las paredes de la cavidad son visibles unos niveles de inundación temporal que llegan hasta cerca de la entrada.

Se han observado la presencia de depósitos minerales en varios puntos de la cavidad, todos ellos de muy poca extensión que serán descritos detalladamente en otro apartado.

El aprovechamiento de un tubo volcánico para la instalación de un curso hídrico en su interior ha sido observado en otras ocasiones (*), no obstante es la primera vez que se explora una cavidad volcánica de estas características en nuestro país.

Respecto al cálculo del valor del Indice Planimétrico (Ip) (6), de la Cueva del Llano, únicamente cabe decir que a la vista de su desarrollo topográfico era de esperar un bajo coeficente de este, resultando: Ip = 1.13.

SEDIMENTOLOGIA

Exceptuando los primeros metros, todo el piso de la cavidad se encuentra recubierto por sedimentos, siendo cada vez más finos según se va penetrando en la misma pudiéndose considerar uniformes a partir de la bifurcación de galerías. Asimismo hasta este punto han sido excavados por el agua aunque cada vez de manera menos pronunciada hasta quedar el lecho totalmente difuminado. Los niveles descritos se sitúan a unos 200 m. de la entrada y son de color rojizo, como en toda la cavidad siendo su grosor aproximadamente de unos 30 cm. aunque este debe ser bastante superior en los tramos finales ya que llegan a colmatarla.

Se han podido diferenciar cuatro niveles que a continuación se detallan:

— Nivel A

De unos 7 cm. de potencia. Contacto inferior no visible y superior plano. Formado por cantos de diversos tamaños (0'5 - 1'5 cm.) lógicamente y como todos los materiales de arrastre que se hallan en la cavidad, éstos son provenientes de rocas volcánicas (basaltos, pumitas, etc.) siendo los de tamaño más grande los menos rodados. La matriz está formada por arenas de tamaño medio. En la parte superior de este nivel se observa un decrecimiento del tamaño del grano hacia el techo.

— Nivel B

Tiene unos 5 cm. de grosor. El contacto inferior es plano y el superior ligeramente ondulado y erosivo. Está constituido por arenas de grano medio

* Cueva de Gallardo (7). Exploración de algunas cavidades durante la expedición «Sabalan - 71» (Montoriol-Pous, com. pers). Varias cavidades volcánicas situadas en los estados de Washington, Oregón y California, visitadas durante la operación «Cascade Range 79» (12) y otras en EE.UU. (W. R. Hallyday, com. pers.).

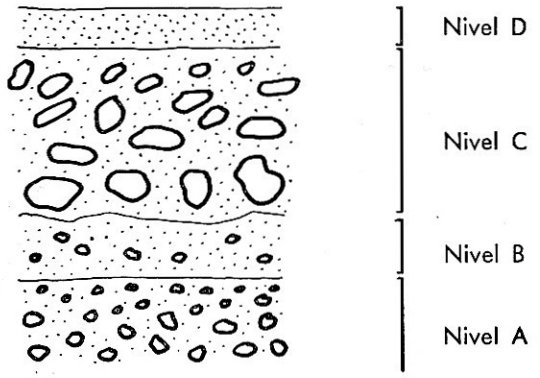
y arcillas con gránulos y algún pequeño canto (0'6 - 0'8 cm.).

No es visible ningún tipo de estructura interna.

— Nivel C

De 13 cm. de grosor. Contacto inferior erosivo y superior plano. Formado por cantos (5 - 8 cm.), decreciendo el tamaño del grano hacia el techo.

Como en el nivel A, los cantos más pequeños se encuentran más rodados. La matriz es arenosa de grano medio.



Corte de los sedimentos de la Cueva del Llano

— Nivel D

De 3 cm. de grosor. Contacto inferior plano. Nivel formado por arenas de tamaño fino y limos sin ningún tipo de estructura interna.

Evolución:

La sola existencia de varios estadios de sedimentación reflejados en la diversidad morfológica de los mismos y en su posterior reexcavación, permite suponer unos cambios en las aportaciones de aguas epigeas. El nivel A podría representar un transporte donde flotan los cantos más grandes inmersos en una matriz de grano medio en la base del nivel. En la parte superior y debido a la pérdida de energía se ha ido granuloclasificando.

El nivel B parece haber sido depositado por una corriente con bastante menos energía que la anterior. A este estadio podía haber seguido una etapa erosiva, base del nivel C, el cual es similar al A aunque con una más definida granuloclasificación y unos cantos de mayor tamaño que lógicamente parecen necesitar de una mayor energía para su transporte.

El último nivel, el D lo hemos considerado como formado en un medio fluvio-lacustre con deposición de los materiales en suspensión. Esto parece confirmarse por la existencia de diversos niveles de inundación, alguno observable a muy poca distancia de la entrada, siendo más claros y frecuentes en los tramos finales donde la potencia de este nivel es bastante mayor, como mínimo superior a 1 m. y que ha sido observado en la excavación artificial efectuada en el final de la cueva.

La etapa actual es de excavación, formando un lecho ligeramente meandriforme, aunque sólo sea en la primera mitad de la cavidad, no descartando que en el resto se sigan depositando materiales finos.

Entre los niveles no se observan niveles de oxidación a pesar de ser un curso intermitente y pasar, por tanto, largas temporadas de exposición subaérea.

A pesar de que en el punto donde se describen los niveles no se han observado, en otros lugares han sido localizados "courrent ripples". También en diversos puntos de la galería han sido observados "mud cracks", algunos desarrollados sobre arena de tamaño fino y otros sobre limos y arcillas.

SOBRE LA PRESENCIA DE CONCRECIONES DE ORIGEN EXOGENO

Las concreciones de origen exógeno que se hallan localizadas en algunas cavidades volcánicas, han sido analizadas en diversas ocasiones (4) (6). La localización en la Cueva del Llano, de nuevos depósitos de similares características que los estudiados hasta la fecha, viene a corroborar la idea de que la formación de estos se ve favorecida en zonas de clima cálido.

El depósito en estudio se hallaba formado por una serie de concreciones cristalinas localizadas en varios puntos de la cavidad y de extensión reducida, coincidiendo su presencia con la existencia de grietas u oquedades más o menos importantes situadas en el techo.

Para su identificación se ha procedido a efectuar un análisis término diferencial (ATD), obteniéndose como resultado que se trata de depósitos de yeso, ya que el diagrama de dicho análisis presenta los característicos máximos endotérmicos situados a 150° y 195° C, y un máximo exotérmico localizado a 385° C (6).

AGRADECIMIENTO

Al Dr. Angel Cuevas Diarte por la realización e interpretación del análisis térmico diferencial (ATD).

BIBLIOGRAFIA

1. ABDEL-MONEN, A. *et. al.* (1971). Potassium-Argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera. Ann. J. Sci. 271 pp. 490-521.
2. FUSTER, J. M. y AGUILAR, M. J. (1965). Nota previa sobre la geología del macizo de Betancuria (Islas Canarias). Estudios geológicos 21 pp. 181-197.
3. GRUNAU, H. R. *et al.* (1975). New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands), and Sao Tome (Gulf of Guinea). Progress in Geodinamics. Royal Netherlands Academy of Arts and Science.
4. MONTORIOL-POUS, J. (1969). Estudio morfogénico de las cavidades volcánicas desarrolladas en el Malpaís de La Corona (Isla de Lanzarote, Canarias). Geo y Bio Karst 6, pp3 (543) 23 (563).
5. MONTORIOL-POUS, J. (1973). Sobre la tipologia vulcanoespeleològica. Comunicacions III Symp. Espel. Mataró pp. 268-272.
6. MONTORIOL-POUS, J. y MIER J. DE (1974). Estudio vulcanoespeleológico de la Cueva del Viento (Icod de los Vinos, Isla de Tenerife, Canarias). *Speleon* 21, pp. 5-24.
7. MONTORIOL-POUS, J. (1977). Contribución al conocimiento vulcanoespeleológico de la Isla de Santa Cruz (Galápagos, Ecuador). *Speleon* 23, pp. 75-91.
8. MONTORIOL-POUS, J., ROMERO, M. y MONTSERRAT, A. (1979). Estudio vulcanoespeleológico de la Cueva de Don Justo (Isla del Hierro, Canarias). *Speleon*, 25.
9. MONTSERRAT, A. (1977). Vulcanoespeleologia a les Illes Canàries. *Muntanya*, núm-698, Vol. 86, pp. 369-370.
10. MONTSERRAT, A. (1977). Contribución al conocimiento vulcanoespeleológico de la Isla de Tenerife (Islas Canarias). La Cueva de San Marcos. *Speleon* 23, pp. 93-102.
11. MONTSERRAT, A. (1978). La Cueva del Hielo (Tenerife-Illes Canàries). *Espeleòleg*, núm. 26-27, pp. 437-442.
12. MONTSERRAT, A. (1979). Operació «Cascade Range 79». *Espeleòleg*, núm. 29, pp. 623-629.

Speleon	25	Págs. 99-105	1980

NOTICIARI

PARADISE ICE CAVE

Campaña espeleológica "Cascade Range-79

por MONTSERRAT UBACH I TARRÉS

INTRODUCCION

La Paradise Ice Cave, la cueva glaciar mayor del mundo (13.600 m. topografiados), ha representado el objetivo principal de la campaña "Cascade Range-79" en Estados Unidos, llevada a cabo por miembros del E.R.E. del C.E.C. de Barcelona.[1]

El nombre que se ha dado a esta campaña proviene de la "Cascade Range" o Cordillera de las Montañas Cascadas, que se extiende desde el sur de Canadá hasta el norte de California, atravesando los estados de Washington y Oregón.

Fue a lo largo de toda esta cordillera donde dirigimos nuestras actividades, explorando —además de la Paradise, que se abre en el Mt. Rainier, y de la Big Four, otra cavidad glaciar de 1 km. de recorrido, también en el estado de Washington— una serie de interesantes cavidades volcánicas, como continuación de los trabajos iniciados en Canarias y Rwanda por uno de los componentes del equipo.

Entre estas cuevas destaca la Ape Cave (Mt. St. Helens, Washington) que con sus 4 km. de recorrido y 220 m. de desnivel, es el tubo volcánico más largo del área continental de los Estados Unidos. En la misma colada de lava, la Lake Cave (1.300 m.) fue centro de nuestra atención, así como la Ice Cave (250 m.) en el Mt. Adams (Washington), y siguiendo la Cascade Range hacia el sur, la Skeleton Cave (1.100 m.) en "The Bend Area" (Oregón) y la Catacombe Cave (2.200 m.) en el Lava Beds National Monument (Siskiyou County-California). Fuera ya de la Cascade Range, en una extensión de la campaña, se visitaron en el estado de Arizona y cerca del Gran Cañón del Colorado, las Grand Canyon Caverns (5 km.) excavadas en terreno calcáreo.

Los centenares de volcanes que se alzan en la Cascade Range forman parte del cinturón de fuego del Pacífico y pertenecen al mismo sistema volcánico que el Fujiyama en el Japón, el "Valle de los 10.000 humos" en Alaska, el Popocatepelt en México o el Cotopaxi en el Ecuador, por ejemplo.

A pesar de que en años recientes ha habido más acción volcánica en Alaska o México que en la sección que compone la columna vertebral de Washington, Oregón y California, los geólogos no descartan la posibilidad de que se produzca en las Cascade Range alguna nueva erupción.

---

1. Alfred Montserrat, Toni Nubiola y Montserrat Ubach.

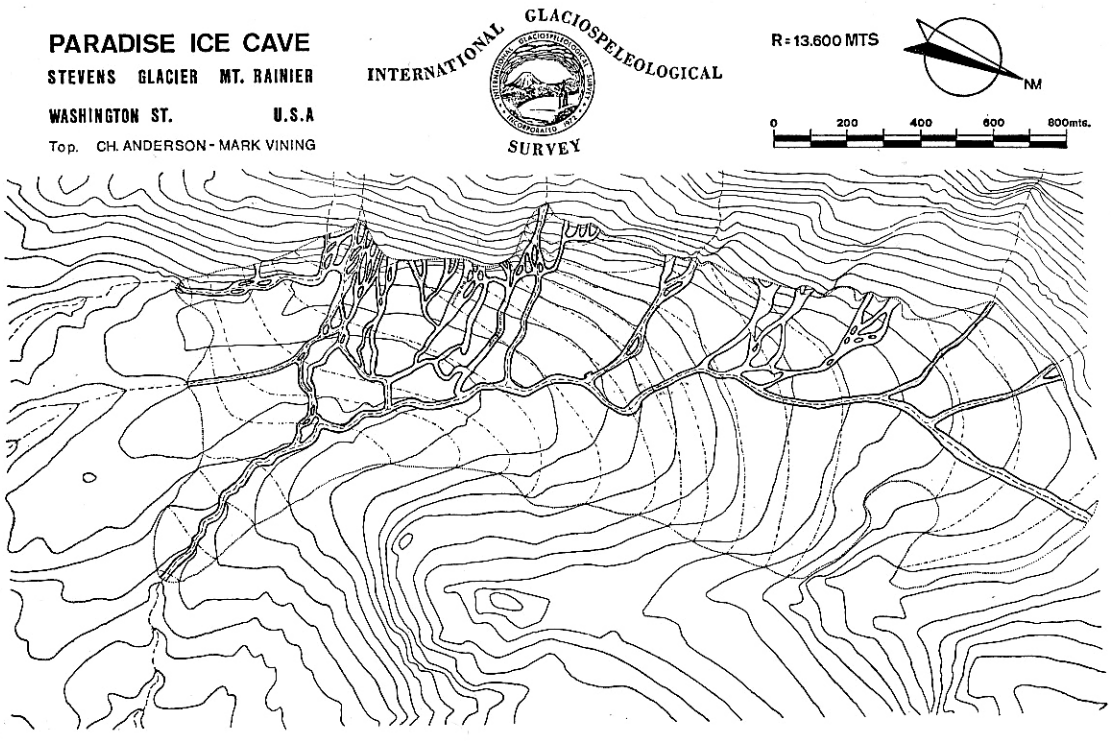
Debido a su altura, esta cordillera constituye una barrera climática formidable: siguiendo paralelamente la costa del Pacífico en eje norte-sur, intercepta los vientos que se desplazan de este a oeste. Enfriados bruscamente, se condensan y producen una serie de precipitaciones en forma de nieve y lluvia, que convierte el oeste de la Cascade en una zona abundantemente regada, con lo cual la vegetación se muestra extraordinariamente exhuberante, principalmente en el estado de Washington (que recibe por este motivo el nombre de "Evergreen").

Al este de las crestas de la cordillera, el paisaje y la vegetación cambian bruscamente. Nos encontramos ante un desierto basáltico formado en un amplio período de vulcanismo iniciado hace más de 15 millones de años, antes del levantamiento de las Cascade Range.

En el Mioceno y Plioceno, enormes corrientes de lava se extendieron al este de Washington, Oregón, parte de Idaho y California, ocupando un área de unos 650.000 km.^{2}, y originando con ello la segunda formación de este tipo más grande del mundo, comparable sólo con la gran meseta del Decán, en la India.

El río Columbia, que ya existía antes de que en el Plioceno se originara la Cascade Range, corta de este a oeste, en gran parte de su recorrido de más de 1.000 km., la única brecha de esta cordillera, proporcionando con sus gargantas una ventana geológica de cara a la investigación de la génesis de la cordillera: en su paso hacia el Pacífico, excavando las capas basálticas, nos descubre una serie de plegamientos en los que se puede observar cómo fuertes presiones causaron un importante cabalgamiento que posteriormente erosionado por los agentes externos, se transformaría en la Cascade Range.

Entre los picos volcánicos más importantes de la cordillera destaca por su altura y majestuosidad el Mt. Rainier (4.400 m.), visible desde Canadá a Oregón hasta el Pacífico.



El Mt. Rainier combina perfectamente el vulcanismo con los glaciares activos. Si tenemos presente que en una sola estación de invierno cayeron unos 27 m. de nieve, podremos comprender que, junto con algún caso excepcional en Alaska, es el volcán que soporta uno de los sistemas glaciares más grandes de los EE.UU., al tiempo que en su cima dos jóvenes cráteres se muestran aún lo suficientemente activos como para guardar sus contornos libres de hielo y manifestarse con evidentes señales de corrientes de vapor y fumarolas.

Aunque, como cualquier otro volcán de la Cascade Range —siete de los cuales han permanecido activos durante los últimos 150 años—, el Mt. Rainier entró en erupción en varias ocasiones en el siglo pasado y se cree que algunos aludes de roca, barro y hielo que se han producido en sus laderas han sido provocados por esta actividad térmica continua.

Nuestra ascensión al M. Rainier hasta la Paradise Ice Cave, se efectuó en compañía de Charles H. Anderson, uno de sus primeros exploradores, que junto con el Dr. William R. Halliday —nuestro anfitrión, a quien agradecemos desde aquí su gran hospitalidad y ayuda—, ha dedicado a lo largo de los años un sinfín de trabajos y exploraciones a la cavidad.

Constrastando con las cuevas glaciares que visitamos en Alaska en el 77, de escaso recorrido (poco más de 500 metros), la Paradise sorprende principalmente por su grandiosidad.

La generosidad de Charles H. Anderson y de los compañeros del Glaciospeleological Survey de la N.S.S., autores de la actual topografía, inédita hasta la fecha, nos ha dado la oportunidad de publicar por primera vez estos 13.600 metros de galerías topografiados, que constituyen gran parte del espectacular sistema subglaciar de la Paradise Ice Cave.

SITUACION - LOCALIZACION

La Paradise Ice Cave se halla situada al SE del Mt. Rainier (Washington, NW de Estados Unidos) a una altura de unos 2.000 metros, en el glaciar Stevens.

El nombre de Paradise deriva de su antigua localización en el glaciar Paradise, puesto que al adoptarse este nombre por primera vez, los glaciares Paradise y Stevens eran considerados distintas entidades con un frente común.

Sin embargo, a principios del siglo xx y debido a la fase de regresión a que están sometidos actualmente la mayoría de los glaciares, el Paradise Glacier retrocedió rápidamente, reduciéndose de tal forma (2.500 m. de longitud x 800 de anchura máxima), que en la actualidad ha llegado a ser considerado como una extensión del glaciar Stevens. La Paradise Ice Cave se encuentra, pues, en el lóbulo SW del Stevens Glacier, hecho que en ocasiones ha producido cierta inevitable confusión en su nombre.

El acceso a la cueva puede efectuarse partiendo del "Visitor Center" del "Paradise Valley", de donde sale un camino, excelente en verano, hacia el este, que nos llevará a través de unos 800 metros a las cataratas Myrtle. De allí, el camino del cerro Mazama continúa a través del río Paradise justo por debajo de las cataratas Sluiskin hasta el cruce con el camino que va al Skyline, a unos 2 kms y medio de la "Ranger Station". Al llegar a este punto, seguiremos hacia la izquierda durante unos 800 metros más, hasta que una señal rústica (Ice Caves) nos indica la dirección a tomar a la derecha. Al poco rato, el sendero se vuelve cada vez más accidentado. A principios de verano se colocan señales en la nieve para indicar la ruta.

En invierno se requiere un permiso especial para llegar a la Paradise, y es preciso firmar la salida y llegada en la "Ranger Station". De esta forma los Rangers disponen de la información necesaria para un buen control a fin de facilitar los trabajos de salvamento en caso de accidente.

La ruta que se escoge generalmente en esta época del año es más directa

que la de verano, pero también mucho más empinada. Se atraviesa el camino del Skyline, vía "Golden Gate", sobre las cataratas Myrtle, y después se baja por la inclinada ladera del "Paradise Canyon" durante unos centenares de metros.

HISTORIA

La Paradise Ice Cave es conocida desde antiguo por espeleólogos, montañeros y turistas de la zona, pero parece que nadie penetró más allá del sector de penumbra hasta finales de 1967.

Durante la temporada veraniega, un torrente llena en casi toda su amplitud la mayor parte de la galería principal, obstaculizando la progresión. Por otro lado, se tenía una opinión muy equivocada acerca de lo que realmente han resultado ser este tipo de cavidades subglaciares.

La creencia de que se trataba de tubos de desagüe de las aguas de fusión del glaciar, que se cerraban de nuevo cada fin de temporada estival debido al movimiento glaciar, no alentaba el interés de los espeleólogos hacia la Paradise Ice Cave, a pesar de que el 20 de agosto de 1961, miembros del Cascade Grotto habían efectuado una visita oficial a la cueva, internándose por la galería del río, a pleno caudal, a lo largo de unos 30 metros.

No fue hasta otoño de 1967, a raíz del descubrimiento de una nueva entrada más al SW, como resultado de un reconocimiento del glaciar, que los espeleólogos del Cascade Grotto se dieron cuenta de la grandiosidad de aquel sistema subglaciar.

Se topografiaron de inmediato las galerías más accesibles de esta zona, incluyendo el "Pillar Passage" y la "Big Room", teniendo poco después que rehacer el plano debido a la segmentación de la cueva a causa de derrumbamientos locales.

La cueva llegó a convertirse en un verdadero desafío. Además, las proporciones inesperadas del sistema, así como su peculiar belleza, animaron a los espeleólogos locales a recorrer una y otra vez en aquel invierno los 5 km de camino desde el final de la carretera del "Visitor Center" del "Paradise Valley", lo que llevaría al descubrimiento de nuevos pasajes subglaciares.

Ascender al Mt. Rainier en esta época del año hasta una altura de 2.000 m, siempre con nieve y en la mayoría de las ocasiones en medio de la niebla y la ventisca, ha supuesto el fracaso de la mitad de las expediciones que han pretendido llegar a la Paradise.

Sin embargo, a pesar del grave contratiempo que supone en invierno la marcha de aproximación, es sin duda la época más favorable para la exploración de este tipo de cavidades: el caudal de agua es mucho menor, y el grave peligro que suponen en verano los habituales derrumbamientos de la bóveda producidos por el deshielo, desaparece casi por completo.

Sin duda, las exploraciones de invierno han supuesto la clave de las progresiones en la cavidad. El descubrimiento año tras año de nuevos pasajes subglaciares ha convertido a la Paradise Ice Cave en el sistema subglaciar de mayor recorrido del mundo.

DESCRIPCION

La Paradise Ice Cave está formada por un conducto principal que sigue la dirección N-S, y que representa el cauce activo de las aguas de deshielo que provienen en gran parte del sector superior del glaciar Stevens.

De esta forma, las aguas de fusión de la propia masa de hielo que contiene el sistema, así como de los afluentes laterales, acumulados en un curso hídrico de por sí ya notable, se han visto acrecentadas por el aporte de un considerable caudal de origen externo, lo que ha generado las importantes secciones de este conducto principal activo de la Paradise.

Las aguas acumuladas en esta galería, siguiendo por gravitación la zona más baja del valle, atraviesan subglacialmente en sentido longitudinal todo este lóbulo SW del glaciar Stevens, a

lo largo de 3.000 metros, originando el nacimiento del Stevens Creek.[2]

De todas formas, el carácter básicamente dentrítico que presenta el sistema, así como su espectacular recorrido, se deben fundamentalmente a una característica muy peculiar:

Una serie de pequeños torrentes resultantes de las aguas de fusión de los hielos de las zonas superiores del Stevens Glacier, descienden por la ladera rocosa W del valle, que actúa a modo de contención de estas zonas altas del glaciar. Al llegar al contacto con la masa de hielo que contiene a la Paradise, se introducen en el glaciar, profundizando y excavando sendas galerías, para ir a verterse la mayoría de ellas en el curso activo del sistema.

Sin embargo, parte de las aguas procedentes de estos aportes laterales no llegan a confluir con el caudal principal, debido a la desviación que experimentan en su camino a causa básicamente de la topografía del terreno.

Por este hecho encontramos en el sistema Paradise dos canales secundarios de desagüe cuyos cursos hídricos se unirán, tras varios centenares de metros de recorrido por el exterior, para originar el Paradise River y seguir embravecidas hacia el Sluiskin Falls.

Así, pues, podemos observar en el plano topográfico de la Paradise, cómo curiosamente, toda esta red de galerías que le confieren su disposición dentrítica y su gran desarrollo, se localizan exclusivamente en el margen derecho del conducto principal del sistema.

En total, en el curso de nuestra exploración se detectaron 33 sumideros, algunos de ellos franqueables, 3 surgencias y 3 bocas de hundimiento.

Antiguas topografías de la Paradise nos muestran cómo en los últimos años, y a causa del retroceso que ha experimentado el frente del glaciar (unos 500 metros), las tres galerías de la Paradise que actúan de surgencia se han visto considerablemente reducidas disminuyendo con ello el recorrido conocido del sistema, que sin embargo, tiende cada vez más a ampliarse en su conjunto, debido al descubrimiento de nuevas galerías.

En algunas zonas, la brillante belleza de sus galerías y salas se ve coronada por altas columnas de hielo deslumbrante.

Muchas de estas formaciones permanecen heladas durante el verano, si bien en esta época las estalactitas tubulares y las helictitas, así como curiosas colgaduras en forma de cintas observadas en invierno, han desaparecido por completo.

Las columnas de hielo de mayores proporciones suelen localizarse generalmente debajo de los "moulins" (fenómeno observado en algunas cuevas de Alaska en el 77, principalmente en la Lake Linda Cave en el glaciar Lemon), estructuras redondeadas en forma de chimenea de unos 0,3 a 3 m. de diámetro, que sirven de sumidero a las corrientes de agua superficiales del glaciar.

Grandes salas, galerías de notables proporciones, pasajes bajos con gateras, conductos entrelazados, laminadores, zonas caóticas, ríos, cascadas, sectores bellísimos donde la luz del día se filtra a través de las paredes más delgadas, ofreciendo unas extraordinarias tonalidades azules..., todo cabe en este espectacular fenómeno subglaciar de 13.600 metros.

ESPELEOGENESIS

La Paradise Ice Cave es una típica cueva de ablación. A diferencia de las cuevas de obstrucción que, formadas como resultado de la interrupción del deslizamiento del glaciar debido al lecho rocoso y otras protuberancias glaciares (G. D. Mckenzie, 1972), suelen ser de reducidas dimensiones, las cuevas de ablación pueden llegar a alcan-

---

2. En la actual exploración se apreció en esta surgencia principal, en el punto de salida de aguas a la superficie, un caudal de 1 m.³/seg.
La temperatura del aire en el interior de la cueva oscilaba entre 0° y 2° C., aumentando en 1° o 2° la temperatura del agua.

zar grandes recorridos, siempre y cuando el grado de estancamiento del glaciar que las contenga sea considerablemente alto.

La formación y supervivencia de este tipo de cavidades está profundamente vinculada a los frecuentes y rápidos cambios geomorfológicos a que está sometido el glaciar, cambios resultantes de dos efectos contrarios: los aportes de hielo a nivel del frente, por una parte, y de la ablación de este hielo por otra.

Los resultados de los estudios sobre deslizamientos, señalan como dos las series de factores que intervienen en este proceso: climáticos (relación alimentación - ablación) y topográficos (configuración general del lecho y pendiente longitudinal del glaciar, y grado de canalización de la corriente glaciar) son indisociables, a la vez que afectan naturalmente la dinámica de las cavidades subglaciares.

Dos factores básicos intervienen en la génesis de estas cuevas de ablación: el agua y las corrientes de aire.

Las aguas subglaciares, perceptibles ya desde las zonas más altas del glaciar, están alimentadas por la fusión del hielo y de la nieve, y por las precipitaciones de agua de lluvia, que van profundizando desde la superficie aprovechando al máximo las grietas, canales o capas de hielo más cálidas y por tanto más permeables.

Las aguas subglaciares, cargadas con materiales de arrastre, poseen un gran poder erosivo que facilita la ampliación de los conductos subglaciares, propiciando con ello el inicio de una posible cueva.

La hidrología subglaciar se caracteriza también por la existencia más o menos frecuente de capas freáticas desarrolladas predominantemente en los glaciares de valle.

La capa freática glaciar, alimentada por aguas de fusión (internas y externas), es de tipo kárstico, por lo que el agua acumulada no siempre llena todas las cavidades que puedan aparecer sobre el lecho rocoso o en la masa de hielo.

La presencia de la capa freática puede originar una serie de fenómenos que repercutirán también directamente en la dinámica del glaciar y con ello en el posible sistema subglaciar existente. En el aspecto hidrológico, podrá asegurar al caudal de base del régimen del glaciar (por sus efectos de sifonamiento en período de aguas bajas), un valor mucho mayor y permanente que el registrado en torrentes glaciares sin capa freática; en los aspectos glaciológico y morfológico, podrá proporcionar un aumento de la superficie de contacto del agua con el lecho rocoso, facilitando el deslizamiento de la masa de hielo y con ello, aparte del aumento de los efectos de abrasión, una tendencia a la destrucción o cierre de las cavidades formadas en el glaciar.

Las dos fuerzas que habrán de compensar sin duda esta tendencia destructiva debido al deslizamiento, serán la acción de caudal y la circulación de aire cálido, factores ya mencionados.

Efectivamente, los torrentes subglaciares que acabarán por salir a la superficie, originarán con sus conductos, una serie de corrientes de aire cálido entre las zonas de absorción-expulsión de aguas, que acelerarán notablemente la formación de las redes subglaciares y mantendrán en lo posible este equilibrio de compensación. Solamente donde la deformación plástica sea inferior a la ablación por aire y agua, se podrá originar una cueva y permanecer abierta (G. D. McKenzie, 1972).

Estos procesos alcanzarán su punto máximo en verano, cuando los aumentos de temperatura y de caudales originarán una más activa y cálida circulación de aire y una mayor erosión mecánica, al tiempo que tendrán lugar frecuentes e importantes derrumbamientos, que ayudarán en parte al engrandecimiento de los canales subglaciares, conjunto de efectos que se manifestarán con todo su apogeo por la tarde y a principios de la noche.

La morfología global del sistema de la Paradise Ice Cave es dentrítica, con algún trenzado de las galerías como resultado de la topografía local.

Su gran desarrollo —desproporcionado para los actuales caudales de agua—, algunos conductos de escasa sección y los arcos que aparecen entre salas espaciosas, hicieron dudar en principio a los investigadores de que la génesis de esta cueva fuera producto de una acción de caudal (W. R. Halliday - Ch. Anderson 1970). No obstante, se llegó a la conclusión de que cada galería había sido originada por un curso hídrico independiente derivado de la propia fusión de la masa de hielo que contiene la cavidad, y en particular de las diversas aportaciones externas de agua que se introducen en el sistema. Este factor sería altamente reforzado por la intervención de la corriente de aire cálida temporal, que con su acción originaría un proceso de ablación, capaz de excavar gran parte del volumen actual del sistema de la Paradise.

Hallazgos de materiales de arrastre cerca del techo del Stream Passage, han hecho pensar en invasiones de aguas posteriores a la formación de estas galerías.

Huellas de corriente, mucho más grandes que las que suelen aparecer en las cuevas de caliza (a menudo superan el metro de anchura) se han observado en las paredes de las zonas aireadas de la cueva, desarrolladas a causa de procesos atmosféricos.

BIBLIOGRAFIA

ANDERSON, Ch. H. Jr., HALLIDAY, W. R. (1969). The Paradise Ice Caves, Washington. *Nat. Speleol. Soc. Butlletin* 31: 55-72.

CRANDEL, D. R., BISHOP, N. A. (1968). Ice Caves trail guide. Mt. Rainier. *Natural History Assn,* pamphlet.

HALLIDAY, W. R. (1963). Caves of Washington. Dep of Conservation Information. *Circular,* 40, Olympia, Washington.

HALLIDAY, W. R. (1971). There's trouble in Paradice. *Seattle Times Magazine,* Aug. 29, p. 5.

HALLIDAY, W. R., ANDERSON, Ch. H. (1969). The Paradise Ice Caves. *National Parks Mag.,* Vol. 43, núm. 265, pp. 13-14.

HALLIDAY, W. R., ANDERSON, Ch. H. (1970). Glacier caves. *Explorers Journal,* Vol. 48, núm. 2, June, pp. 131-135.

HALLIDAY, W. R., ANDERSON, Ch. H. (1979). Paradice Ice Caves. *Pacific Search.,* julio-agosto.

HARRIS, S. L. (1977). Fire and Ice. The Cascade Volcanoes. *The Mountaineers,* Pacific Search Press.

KIERNAN, K. (1978). Glaciospeleology I, II, III. Southern Caver 10:3-11, 13-18, 19-27.

KLINGENDRATH, T. (1978). Paradise Ice Caves.

MARTEL, E. A. (1900). La Speleologie. Chapter 9: La Speleologie Glaciare. Paris, Scientia, pp. 83-84.

MCKENZIE, G. D. (1970). Glacier Caves. *Western Speleological Survey Miscellaneous Series Bulletin* 13 (W.S.S. Serial, 43) 5 pp.

LLYBOUTRY. Traté de Glaciologie. Edit. Masson.

UBACH, TARRÉS, M. (1977). Cuevas glaciares. *Gazeta de Manresa,* pp. 15-17. 19 de diciembre.

UBACH TARRÉS, M. (1978). Glaciospeleologia a Alaska. *Vértex.* Marzo-abril, núm. 62.

UBACH TARRÉS, M. (1978). *Muntanya.*

UBACH TARRÉS, M. (1978). Speleologie glaciare en Alaska. *Spelunca,* 1978, núm. 2.

WILLIMS, J. H. (1911). The mountain that was «God». New York, G. P. *Puntnam's Sons.*

Speleon	25	Pág. 107-113	1980

Progresos en Papua-Nueva Guinea: 1978-1979

por R. Michael Bourke (1)
Traducido por Alfred Montserrat (2)

Durante los dos últimos años se han efectuado numerosos e interesantes descubrimientos en Papúa-Nueva Guinea (P.N.G.). Se han realizado expediciones desde Japón, España, Australia, Francia, Inglaterra y Suiza. Los espeleólogos locales, miembros del "Papua New Guinea Cave Exploration Group (P.N.G.C.E.G.)", han llevado a cabo actividades en los Highlands y en Bougainville, pero su efectividad ha estado limitada por la falta de elemento humano. La segunda mitad de 1978 constituyó un período particularmente productivo en cuanto a la exploración de grandes cavidades, largos pozos, grandes salas y cavidades situadas a mayor altitud. Todos los récords fueron superados, incluso en más de una ocasión. Este artículo es un resumen de los descubrimientos más importantes realizados durante 1978-79. Las distintas regiones están situadas de E a W (ver mapa).

ISLA DE BOUGAINVILLE

Un pequeño grupo de espeleólogos locales efectuó exploraciones cerca de Kieta, capital de la provincia. Toroku Nantaut es la cavidad más larga de las halladas; en ella se exploraron 1.900 m., alcanzándose una profundidad de 100 m.

NUEVA IRLANDA

El karst de la Meseta de Lelet se halla entre 1.200 y 1.400 m. s.n.m., y a no más de 10 Km. de distancia del océano, donde resurgen sus aguas subterráneas. A pesar de que su potencial espeleológico parece excelente, se han precisado dos expediciones de espeleólogos australianos y de P.N.G. (1975-76) para hallar cavidades de más de 100 m. de profundidad. Una de ellas, Lemeragamas, fue abandonada a —100 m. por la expedición de 1976 debido a la falta de tiempo y equipo.

En julio de 1979, miembros de una expedición suiza llegaron al fondo de esta cavidad, situado a —203 m., con un recorrido de 1.250 m. El mismo equipo exploró la resurgencia Dalum, que drena parte de la Meseta de Lelet.

MONTAÑAS NAKANAI, NUEVA BRETAÑA

En Nueva Bretaña se localizan tres áreas kársticas importantes: Whiteman, Montañas Nakanai y Cordillera Raulei.

En las Montañas Nakanai se conocen cuatro grandes dolinas, asociadas a sendas corrientes hídricas en su interior, donde se han realizado las más importantes exploraciones de Nueva Bretaña. Una de ellas, Minye, fue localizada en 1968 por dos espeleólogos locales y otra, Ora, fue visitada en

---

(1) Papua-New Guinea Cave Exploration Group.

(2) Equip de Recerques Espeleològiques C. E. Catalunya.

1972-73 por una expedición australo-P.N.G.

MINYE fue visitada en 1978 por una expedición francesa. Se trata de una dolina-sima que presenta un diámetro de 450 m. en la boca y de 250 en el fondo. Su desnivel es de 355 m. por su vertiente más baja y de 410 por la más alta, con un volumen total de 26 x 10^6 $m.^3$, lo que la convierte en el pozo más grande del mundo. En el fondo de la dolina, un caudaloso río (15-20 $m.^3/sg.$) emerge de una surgencia lateral desapareciendo por una amplia cueva en el lado opuesto. La fuerte corriente impidió la exploración de esta cavidad, lo cual se hizo posible siguiendo otra galería en un recorrido de 2.350 m. En ella se encuentra una enorme sala, con un volumen de 1.9 x 10^6 $m.^3$ El desarrollo total de la cavidad es de 3 Km. y su profundidad de 366 m.

NARE es otra gran dolina-sima, explorada por los franceses en 1978. Presenta un diámetro de 200 x 100 m. en la boca, y 260 m. de profundidad (310 metros por su vertiente más alta, y un volumen de 4.7 x 10^6 $m.^3$). Para su descenso se emplean 217 m. de cuerda. El río que se halla en su interior (8-10 $m.^3/sg.$) emerge de una cueva en el fondo de la dolina penetrando en otra cavidad situada en el extremo opuesto. Debido a la fuerza del agua, el río sólo se pudo seguir durante un corto recorrido.

KAVA KUNA. Otra gran dolina-sima de esta área se halla cerca de Pomio y fue explorada por la expedición suiza de 1979. La dolina tiene 300 m. de diámetro en la boca y 320 de profundidad, pero sus paredes no son completamente verticales (volumen de 7 x 10^6 $m.^3$). Los suizos exploraron 600 m. de río aguas arriba, siendo finalmente detenidos por el agua. Uno de los espeleólogos pereció ahogado durante esta exploración.

CORDILLERA SARUWAGED

Durante mucho tiempo, las montañas de la Península de Huon han fascinado a los espeleólogos. Finisterre, la Cordillera Saruwaged y las Montañas Cromwell forman la espina dorsal de dicha península, y muchos de estos relieves son calcáreos. Las calizas ocupan desde una altitud superior a los 4.000 m. hasta el nivel del mar. A finales de 1977, dos espeleólogos de P.N.G. realizaron un reconocimiento de las Montañas Cromwell, pero no hallaron cavidades, aunque todo el drenaje es subterráneo y las resurgencias se hallan a nivel del mar.

Los franceses prospeccionaron las áreas kársticas que se encuentran alrededor del Monte Bangeta (4.121 m.), en la Cordillera Saruwaged, hallando varias pequeñas cavidades. La más profunda, situada a 3.800 m s.n.m., alcanza sólo —19 m.

DISTRITO DE KAINANTU, EASTERN HIGHLANDS

En este distrito y entre los 1.000 y 2.000 m s.n.m. se encuentran varias zonas kársticas, donde espeleólogos locales han efectuado actividades durante 1978-79. Miembros de la expedición francesa visitaron Kainantu y colaboraron con miembros de la expedición inglesa y espeleólogos locales.

ORAVANANA fue totalmente explorada, en sus 190 m de profundidad y 1.100 de recorrido. En la cavidad próxima de Yunamare y que forma parte del mismo sistema, se alcanzaron —156 m llegándose a fondo. La exploración de otro río subterráneo de la zona, Barananomba, finalizó en un sifón a —134 m y después de un recorrido de 1.050 m. Dos miembros de la expedición inglesa de 1978 exploraron Tuweiwu, de 1.525 m de recorrido.

PROVINCIA DE SIMBU

Esta provincia contiene áreas bastante accesibles y es una de las zonas más exploradas de P.N.G. Constituye un marco ideal para expediciones con tiempo y economía limitadas. En 1978, las zonas kársticas de Simbu fueron visitadas por expediciones provenientes de Japón, Francia y España, así como por los espeleólogos locales. Los re-

sultados de la expedición japonesa todavía no nos han sido comunicados.

POROL ESCARPMENT, relieve montañoso donde se encuentran varias cavidades conocidas, entre ellas Bibima, la más profunda de P.N.G. Darua Muru fue abandonada a —187 m en 1975, durante la visita realizada por espeleólogos locales y miembros de la expedición inglesa de este año. En 1978, la expedición española alcanzó —220 m. sin llegar a fondo. Berema fue explorada hasta —120 m sin llegar a fondo, por espeleólogos locales y dos franceses.

UPPER SIMBU. Hasta hace poco se había prestado poca atención a esta parte de la provincia. En 1978, la expedición española concentró parte de sus esfuerzos en ella. La entrada de Kege Mur se halla a 3.530 m s.n.m. y su profundidad máxima, alcanzada por los españoles, es de 182 m, con un pozo de entrada de 168 de vertical absoluta. En Maig Mur (Mebile), donde se habían señalado 160 m de profundidad, la expedición española alcanzó el fondo a —132 m.

CHUAVE-ELIMBARI. Esta parte de la provinca está dominada por el Monte Elimbari, espectacular pico de 2.850 m con un cantil de 900. El sistema Lombila es potencialmente extenso, profundo y peligroso, debido a los diversos cursos hídricos de su interior, que han sido explorados por miembros del P.N.G.C.E.G. Durante la Pascua de 1978 se efectuaron varias exploraciones por encima de los 1.000 m s.n.m. esperando una anunciada "estación seca".

CORDILLERA MULLER

La tercera expedición australiana a esta cordillera se llevó a cabo durante julio y agosto de 1978. La componían 50 espeleólogos de Australia, Nueva Zelanda, P.N.G., Inglaterra, y participantes de EE.UU. Las exploraciones fueron importantes y se llevó a cabo un ambicioso programa científico. Entre otras cosas, se recogieron varias especies nuevas de insectos y se hallaron las primeras evidencias de la ocupación humana del Mamo Plateau. Se ha facilitado un informe preliminar al Caving International Magazine (núm. 2, 7-12, 23-25) donde se resumen los principales resultados de la expedición.

Su principal objetivo, Atea Kanada, fue explorado lográndose un recorrido de 30,5 Km y una profundidad de 300 m. Esto la convierte en la cavidad de mayor longitud explorada fuera de Estados Unidos y Europa. En Hadia Yaneabogairi se exploraron 8,5 Km de galerías y se alcanzaron 176 m de profundidad. Uli Eta Riya fue abandonada a —200 m por falta de tiempo. El pozo conocido como Uli Mundi fue descendido hasta 85 m, estimándose su profundidad en 160 m.

Miembros de esta expedición realizaron un reconocimiento en el Lavani Valley, más conocido como "Shangrila" o Valle Perdido de los años cincuenta. El área parece ser muy prometedora.

CORDILLERA HINDENBURG

Cinco ingleses, miembros de la expedición a la Cordillera Muller de 1978, permanecieron otros cinco meses en Hindenburg y otras zonas, operando en el sur de la larga región explorada por la ambiciosa expedición inglesa de 1975. Los resultados fueron desalentadores, habida cuenta del tiempo y medios empleados. Su principal descubrimiento fue Aren Tem, sistema de —334 m. Askenbu Tem fue abandonada a —120 m. Gebemi Tem cuenta con un pozo de 84 m que desmboca en una sala con un volumen de 1×10^6 m.^{3}

DISCUSION

Para todos los interesados en records y cifras:

Se conocen 38 cavidades en P.N.G. de 100 o más metros de profundidad. La más profunda, Bibima, con —494 m, fue explorada en 1972 por miembros del P.N.G.C.E.G. 17 cavidades con más de 1.000 m de recorrido han sido exploradas. Las más largas son Atea Kanada, con 30,5 Km, y Selminum

Tem, con 20,5. Se conocen 25 pozos de más de 60 m. Los más profundos alcanzan 270, 217, 168, 153 y 123 m. Este último es el más profundo de los que no desembocan directamente a la superficie. Se conocen 6 cuevas con la entrada situada por encima de los 3.500 m s.n.m. Hay varios grandes cursos hídricos subterráneos; cinco de ellos sobrepasan los 8 $m.^3/sg$. Hay 7 dolinas-simas y salas subterráneas con un volumen superior a 1×10^6 $m.^3$ También, varias enormes dolinas con vertientes suaves. La mayor de éstas es Ora (29×10^6 $m.^3$), en Nueva Bretaña.

Varios de estos sistemas son significativos a escala global. P.N.G. alberga los ríos subterráneos más grandes del mundo (Tobio, con un caudal entre 85 y 113 $m.^3/sg$). La dolina-sima de Minye cuenta con un volumen de 26×10^6 $m.^3$, mayor que los grandes pozos de Venezuela y México. La gran sala que se encuentra en una cavidad de la isla de Bougainville cuenta con un volumen de $2,9 \times 10^6$ $m.^3$ Courbon (1973) sitúa esta sala como la que ocupa el cuarto lugar mundial en cuanto a sus dimensiones.

Todas estas exploraciones y trabajos se han realizado en los últimos ocho años. A principios de 1972, la única cavidad importante de la que se tenían noticias, era el gran Sistema de Bougainville. Muchos de estos datos han sido obtenidos por las expediciones extranjeras, asistidas por espeleólogos de P.N.G., que vinieron especialmente para explorar sistemas profundos. La ironía es que en el transcurso de expediciones extranjeras no se ha encontrado ninguna cavidad más profunda que Bibima, la cual no significa nada a escala global.

Estos datos no muestran que P.N.G. posea varios y fascinantes atractivos para los espeleólogos, al margen de las cavidades desconocidas, de gran potencial espeleológico. Hay importantes zonas kársticas vírgenes, de accidentada topografía, aspectos científicos desconocidos, etc., pero quizá lo más interesante de todo sea la variedad de sus habitantes, que han pasado de la edad de piedra a pleno siglo xx en pocas décadas.

¿Y cuál es el futuro? Los espeleólogos locales continúan sus actividades en los "highlands" de Nueva Guinea y en Boungainville. Una gran expedición francesa volverá a las Montañas Nakanai en enero del 80. Si consiguen sus objetivos, los resultados pueden ser muy interesantes. Se rumorea la organización de una expedición polaca para 1981. Los australianos regresarán con nuevas fuerzas para realizar otra expedición en Muller Range en 1982. Dos cosas son ciertas: sólo una ínfima parte de las cavidades de P.N.G. han sido exploradas, y las perspectivas para futuras expediciones son excelentes.

APENDICE. NOTAS SOBRE VARIAS DE LAS MAYORES AREAS KARSTICAS

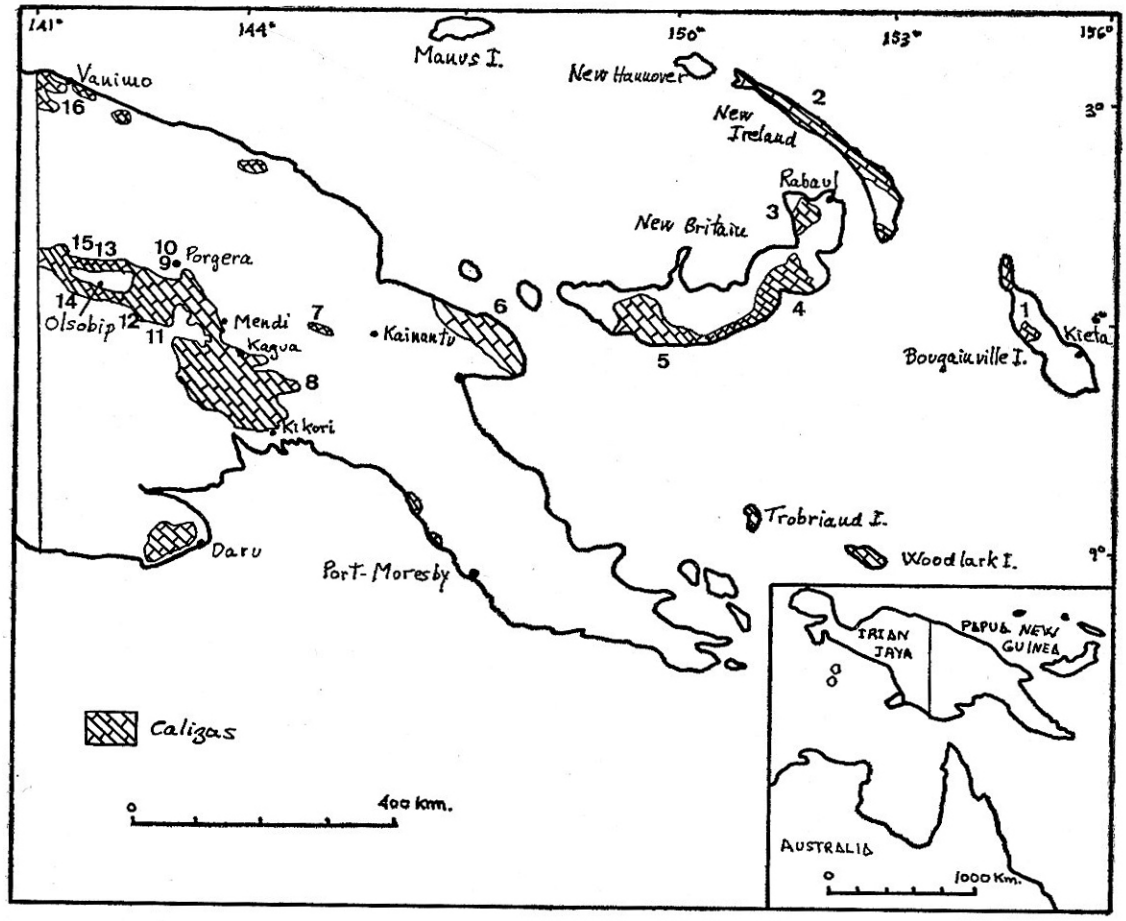
A continuación se indican breves datos sobre las mayores áreas kársticas. Existen otras menores que no se mencionan aquí, a pesar de que a veces contienen cavidades importantes. Estos datos intentan ser una guía general sobre dichas regiones, que se ordenan en esta lista de E a W (ver mapa).

1. Meseta de Keriaka, Isla de Bougainville

Se trata de una altiplanicie kárstica en la costa W de la isla, visitada únicamente en 1963 por espeleólogos locales, quienes se informaron acerca de una cavidad con una gran sala. La serie calcárea alcanza una potencia de 1.000 m.

2. Nueva Irlanda

La mayor parte de esta isla está constituida por calizas. Es una buena alternativa para expediciones con poco elemento humano y limitados recursos económicos. Una carretera que corre a lo largo de la costa NE permite un fácil acceso a todas las áreas. La potencia de las calizas en el Lelet Plateau es de 1.200 a 1.400 m. Este altiplano ha sido visitado por tres expediciones, pero la cavidad más profunda



conocida alcanza sólo 200 m de profundidad.

3. Cordillera Raulei. Nueva Bretaña

Aparte de los viajes de reconocimiento llevados a cabo por el autor, este macizo no ha sido visitado por espeleólogos. El acceso desde Rabaul es bastante bueno. La potencia de calizas es de casi 1.000 m.

4. Montañas Nakanai. Nueva Bretaña

Han sido exploradas cuatro grandes dolinas-simas asociadas a cursos hídricos subterráneos, por australianos, P.N.G., franceses y suizos. La potencia es de 800 m. Las Montañas Nakanai y Whiteman tienen su estación más lluviosa en mayo - agosto, aunque este término es relativo en regiones que se encuentran por encima de los 6.000 mm anuales de precipitaciones. La experiencia ha demostrado que la estación más seca en la mayoría de áreas kársticas es en los meses de julio a septiembre. El que la mejor época para las expediciones deba coincidir con la estación seca no puede ser generalizado.

Puede obtenerse más amplia información a través de Niugini Caver, la publicación del P.N.G.C.E.G. La suscripción para el extranjero por correo de superficie es de 5.00 K por año (aprox. 6.80 $ U.S.A.) y puede obtenerse de los editores Malcom y Alison Pound, P. O. Box 3824, Port-Moresby, P.N.G. En el Vol. 6, núm. 3 y 4 se encuentran notas sobre P.N.G. para espeleólogos extranjeros. Los contactos en P.N.G. pueden realizarse a través de los Pound o de mí mismo (P. O. Box 384. Kainantu. E.H.P. P.N.G.).

5. Montañas Whiteman. Nueva Bretaña

Nunca visitadas por espeleólogos, excepto la exploración de unas pocas cavidades cerca de la costa. La potencia es de 1.500 m. Los australianos están interesados en esta zona.

6. Montañas Cromwell, Cordilleras Saruwaged y Finisterre

La potencia teórica de estas cordilleras de la Península de Huon es enorme, pero en dos viajes de reconocimiento realizados por espeleólogos de P.N.G. y franceses se hallaron solamente pequeñas cavidades. En la Cordillera Cromwell, las áreas kársticas que ofrecen mejores posibilidades son el Valle del Kwane y el río Mongi. Esta amplia región no puede ser ignorada.

7. Provincia de Simbu

En Porol Escarpment, Upper Simbu y Chuave-Elimbari se conocen varias cavidades, cinco de ellas parcialmente exploradas, ofreciendo buenas perspectivas cara a nuevos sistemas. Las máximas potencias son entre 600 y 900 m, dependiendo de la localidad. Los accesos a esta zona, unida a la costa mediante una carretera, son buenos.

8. Karst entre Mendi y Kikori

La vasta área kárstica que se encuentra entre ambas zonas ha sido visitada muy esporádicamente por algunos espeleólogos. Dentro de ella pueden distinguirse varias pequeñas áreas kársticas, como por ejemplo, Kagua y Erave, en los Southern Highlands, accesibles mediante carretera. El potencial de las calizas no es tan importante como en otras regiones.

9. Monte Kaijende. Provincia de Enga

Este macizo kárstico, al E. de Porgera, es famoso por su extraordinariamente abrupta topografía. En breves viajes de reconocimiento efectuados por espeleólogos de P.N.G. y españoles se han localizado distintas cavidades que no han sido exploradas. El potencial kárstico oscila entre 500 y 600 m.

10. Monte Kumbivera

Esta área, situada al W de Porgera, no ha sido prospeccionada. Su potencia calcárea es probablemente similar a la del Mt. Kaijende, pero su acceso más dificultoso.

11. Cordillera Karius y Anticlinal Mananda

La primera de estas áreas está situada al SW de Tari y la segunda al S. Ninguna de las dos ha sido prospeccionada por espeleólogos. La potencia es del orden de los 1.500 m.

12. Cordillera Muller

Su potencia máxima es de 2.500 m. Tres expediciones compuestas por espeleólogos de Australia, P.N.G. y Nueva Zelanda han explorado parte de la cordillera, hallando la cueva más larga fuera de EE.UU. y Europa (Atea Kanada, con 30.5 Km). La región es amplia y queda mucho por explorar.

13. Cordillera Victor Emanuel

Se extiende entre Telefomin y Oksapmin. La expedición inglesa de 1975 exploró parte de ella, y en 1978, dos espeleólogos australianos exploraron brevemente los poljes cercanos a Oksapmin, pero gran parte de la cordillera no ha sido visitada. Las altiplanicies de Tekin, por ejemplo, ofrecen grandes posibilidades.

14. Emuk. Cordillera Kaban

Estas zonas, al S de Olsobip-Bolivip, fueron visitadas en parte por la expedición inglesa de 1978. Miembros de este grupo calcularon una potencia de 1.500 a 1.900 m a la Cordillera Kaban, proponiéndola para una futura expedición.

15. Cordillera Hindenburg

Esta vasta región, que contiene ya importantes cavidades, sigue ofreciendo interesantes posibilidades. Varios miembros de la expedición inglesa de 1975 consideraron que la "fault controlled valley", al S de Telefomin, ofrece las mejores perspectivas para próximas expediciones.

16. Montañas Bewani, Cordillera Denake

Las calizas afloran en las cordilleras y colinas que forman la frontera de P.N.G. con Irian Jaya (Nueva Guinea Indonésica), al S de Vanimo. Se conoce la existencia de varias cavidades, pero ninguna ha sido visitada por espeleólogos. La potencia no es muy importante. Como otras regiones de P.N.G., su exploración sería interesante debido a su apartada situación. Aunque en esta zona pueden haber problemas con las patrullas fronterizas, dadas las actividades de los guerrilleros del Free Papua.

BIBLIOGRAFIA

Courbon, P. (1979). Atlas des Grands Goufres du Monde. Jeanne Laffitte. Marseille.

Spoleon	25	Pág. 115-116	1980

Reunión Internacional de la "Comisión de Físico-Química e Hidrogeología del Karst"

(Ladek Zdroj, Polonia, 12-13 Febrero 1979)

Traducido por DOLORES ROMERO

El pasado mes de febrero se celebró en Polonia la tercera reunión intercional de la "Comisión de Físico-Química e Hidrogeología del Karst", grupo de trabajo de la "Unión Internacional de Espeleología". El presidente de la Comisión, Dr. Adolfo Eraso, ha tenido la amabilidad de informarnos de los temas tratados, cuyo resumen incluimos a continuación.*

El orden del día constaba de tres grandes apartados: Investigaciones llevadas a cabo en los distintos países, y Objetivos y Programa de Trabajo de la Comisión.

Estuvieron representados los siguientes países: Bulgaria, Cuba, España, Francia, Hungría, Polonia, Rumania y Checoslovaquia.

En el primer apartado se resumen, dentro de cada uno de los países asistentes, los trabajos de investigación kárstica que se realizan con una cierta garantía de continuidad así como las instituciones en las que estos trabajos se llevan a cabo.

En el segundo apartado se trató sobre la conveniencia de una colaboración efectiva entre todos los miembros de la Comisión y de la necesidad de definir el karst como entidad física, de manera simple y precisa, completando su estudio morfológico con un estudio cuantitativo.

"Por ello, el karst ha sido definido a partir de sus particularidades físicas. El karst es considerado como un medio en el que la escorrentía se organiza para constituir un drenaje importante que conduce a las aguas hacia un número reducido de exutorios. A la organización de la escorrentía corresponde una organización de los "vacíos", lo cual demuestra que el karst responde a una definición a la vez morfológica e hidrológica. Este segundo punto permite introducir los parámetros cuantitativos que caracterizan el karst; permite igualmente una visión termodinámica. El "sistema kárstico" que por relación a esta definición representa una unidad de drenaje, se revela como una entidad interesante para servir de base a los distintos estudios: hidrogeológicos, geomorfológicos, físico-químicos, etc.

La karstificación es el conjunto de procesos que conducen a la formación de un karst, y a nivel de los cuales intervienen diferentes mecanismos. Esta visión nos permite situar los diversos procesos que intervienen en la instau-

---

* Las actas de la III Reunión Internacional de la «Comisión de Físico-Química e Hidrogeología del Karst» serán publicadas íntegramente en el «International Journal of Speleology», y en un volumen especial de «Kras i Speleologia».

ración de un karst, de mostrar sus inter-relaciones, de distinguir fácilmente los procesos —la karstificación— del resultado de estos procesos —el karst— y cuantificar los distintos parámetros. Por otra parte, se evidencian un cierto número de puntos fundamentales: 1. — El estudio del karst debe de realizarse en equipos pluridisciplinarios. 2. — Es preciso obtener un gran número de datos y observaciones, lo cual es importante en el caso de una lógica reductiva. 3. — Es conveniente poder determinar la representatividad de estas observaciones y datos."

En el tercer apartado se traza el programa de trabajo de la Comisión, definiéndose temas específicos a tratar, así como los científicos responsables de cada uno de ellos. Dichos temas son los siguientes: Estudio de la infiltración, Geoquímica de las aguas kársticas, Geoquímica de las cavidades, Climatología subterránea, Geofísica del karst, Problemas en la explotación de acuíferos kársticos, Incidencia del karst en los problemas de presas y de ingeniería, Incidencia de las aguas kársticas en las minas, Coordinación en el dominio de la formación de especialistas.

La memoria de donde se ha extraído el presente resumen fue elaborada conjuntamente por los miembros de la Comisión presentes en la Reunión, y aprobada unánimemente.

Symposium sur l'érosion Karstique

per Dolors Romero i Rectoret

Del 10 al 14 de setembre passat es va celebrar, a Aix-Marsella-Nîmes, el "Symposium sur l'erosion karstique", organitzat per la "Commission de l'érosion du karst" de la "U.I.S.", baix la presidència del Dr. Nicod, de la Facultat de Geografia d'Aix-en-Provence.

Les sessions de treball i presentació de comunicacions s'efectuaren a l'Institut de Geografia d'Aix, Institut de Ciències del Mar de Luminy i Museu de Ciències Naturals de Nimes.

Les comunicacions, darrera cada una de les quals s'establia una activa i didàctica discussió, s'agruparen segons les següents temàtiques: Factors de l'erosió càrstica; Mesures experimentals de l'ablació càrstica, Sedimentació a les cavitats i Problemes de l'espeleogènesi; Corrosió litoral i geoquímica; i Erosió càrstica i formes superficials del carst.

Es completaven les presentacions de treballs amb sortides de camp dirigides i presentades per cada un dels especialistes que havien treballat la zona a visitar.

L'assistència fou molt nombrosa i estigueren representats gran part dels països europeus.

Les Actes, al preu de 110 F.F. en el moment de la celebració del Simposi, es poden encarregar a:

Association Française de Karstologie
Muséum d'Histoire Naturelle
13 Bd Amiral Courbet
30.000 Nîmes
France

Speleon	25	Pág. 119	1980

Coloquio Internacional sobre la Evolución de los Coleópteros cavernícolas y endogeos

por Marina Blas

Organizado por el Equipo de Biología Subterránea del Laboratorio Subterráneo del C.N.R.S. de Moulis, se celebró en Moulis durante los días 10 al 14 de septiembre de 1979, un coloquio sobre la Evolución de los Coleópteros cavernícolas y endogeos. Participaron alrededor de sesenta especialistas de los diversos campos de la Bioespeleología, de ellos la mitad franceses y el resto alemanes, españoles, italianos, rumanos y yugoslavos, siendo los idiomas oficiales francés, inglés, alemán, italiano y castellano.

La sesión inaugural corrió a cargo del Prof. V. Sbordoni, de la Universidad de Roma, que dio una interesante conferencia sobre "El estado actual de los conocimientos sobre la variabilidad genética de los cavernícolas".

En las sesiones de trabajo se presentaron numerosas ponencias y comunicaciones agrupadas por temas, que abordaban los diferentes aspectos de la Biología Subterránea, tales como: Poblamiento de dominio hipogeo, Biogeografía y Faunística, Biología y Fisiología, Especiación y Organos sensoriales de los carvernícolas. También se realizaron varias mesas redondas sobre aspectos interesantes del medio y de los organismos cavernícolas; en ellas se habló del medio y del ecosistema subterráneo, de genética de poblaciones subterráneas y especiación, de técnicas de estudio y problemática y de los órganos sensoriales de los organismos cavernícolas.

Las comunicaciones y ponencias presentadas serán publicadas en la Revista "Mémoires de Biospéologie" nouvelle série, editada en Moulis por el Laboratorio Subterráneo del C.N.R.S.

Como complemento de las sesiones de trabajo, se realizaron dos excursiones, una con el fin de visitar la región y varias cuevas prehistóricas y otra con el de recolectar material, sobre todo Coleópteros, de la subfamilia *Bathysciinae*.

Es interesante indicar que en el marco del Coloquio se celebró la primera reunión de la recién creada Sociedad Francesa de Bioespeleología en la que se elaboraron los Estatutos y se eligió al presidente, el Prof. C. Juberthie, a la Junta Directiva y a los corresponsales extranjeros. La sede de esta Sociedad está en Moulis.

En estos momentos se está organizando la segunda reunión de la indicada Sociedad que se celebrará los días 28 y 29 de junio de 1980 en la Chapelle en Vercors (Drôme, Francia), sien- el tema de trabajo propuesto para estas jornadas la "Entrada y Transferencia de Energía en el Ecosistema Subterráneo".