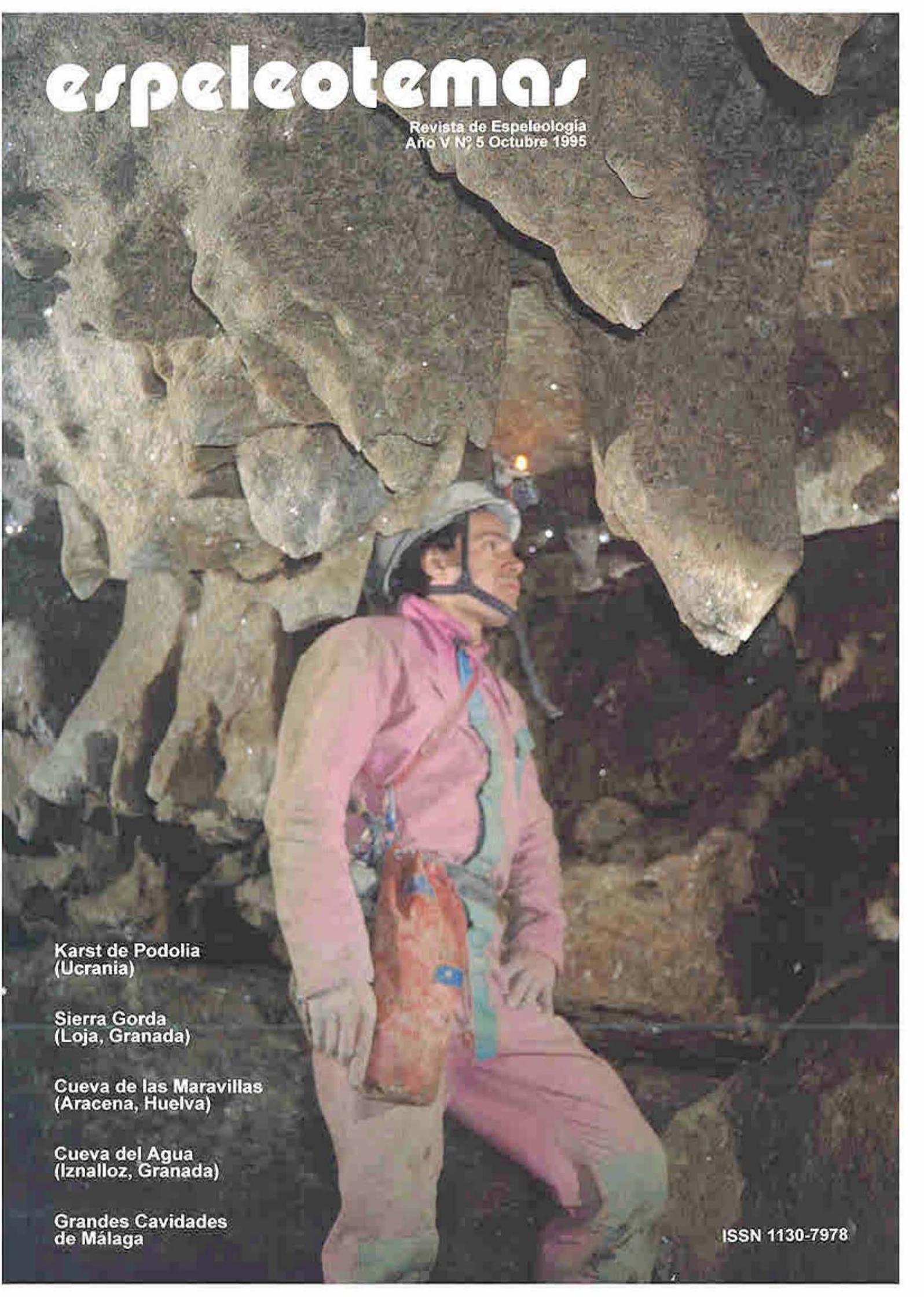


espeleotemas

Revista de Espeleología
Año V Nº 5 Octubre 1995



**Karst de Podolia
(Ucrania)**

**Sierra Gorda
(Loja, Granada)**

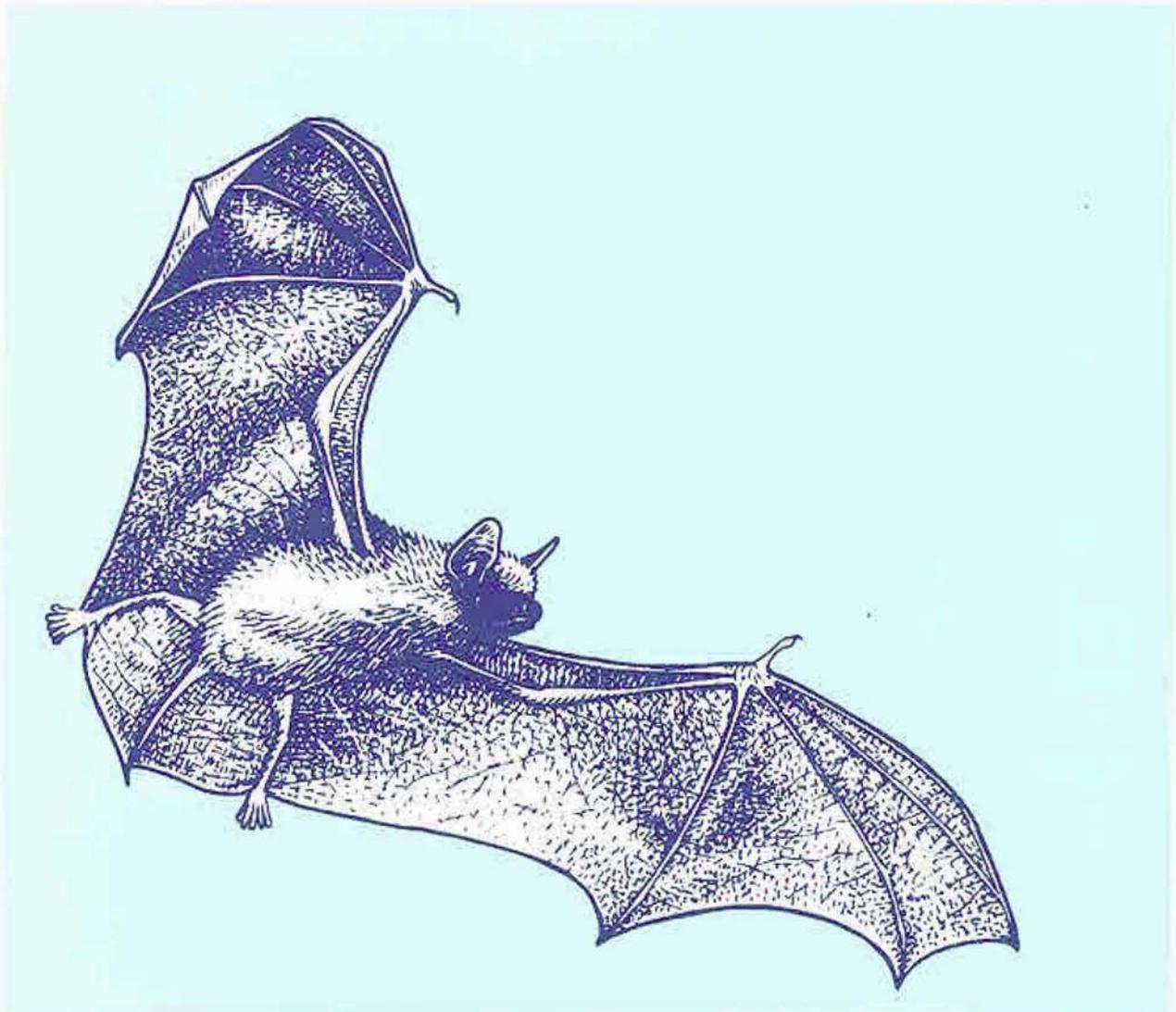
**Cueva de las Maravillas
(Aracena, Huelva)**

**Cueva del Agua
(Iznalloz, Granada)**

**Grandes Cavidades
de Málaga**

ISSN 1130-7978

el murciélago



un animal beneficioso

Asociación Española de la Nueva República de España

JUNTA DE ANDALUCÍA

ESPELEO-CLUB ALMERÍA

Redacción
C/ Santa Bárbara, 67
04009 Almería

Director
José María Calaforra

Coordinación
Francisco Sánchez Martos
Comité de Redacción
Inmaculada Ayuso Campos
José Benavente Hernández
Ángel López González
Ángel Torres Palenzuela

Intercambio
Juan Amate Salmerón

Suscripciones
José Ramón Alonso Lara
Aurelio López Miralles

Traducciones
Alain Thibault

Imprenta y fotomecánica
T.G. ARTE, Juberías & Cía S.A.
Maracena, Granada

Depósito legal
AL-68-1991

ISSN
1130-7978

ORGANISMOS COLABORADORES

Vicerrectorado de
Extensión Universitaria
Universidad de Almería

Delegación de Medio Ambiente
de Almería

Federación Andaluza de
Espeleología

Departamento de Hidrogeología
y Química Analítica
Universidad de Almería



**ESPELEO CLUB
ALMERÍA**

espeleotemas

Revista de Espeleología

Año V, Nº 5 Octubre 1995

ÍNDICE

<i>Klimchouk A.B., Andrejchouk V.N., Turchinov I.I. Structural pre-requisites of speleogenesis in gypsum in the Western Ukraine</i>	3
<i>López-Chicano M. El paisaje kárstico de Sierra Gorda. Formas y evolución geodinámica reciente</i>	31
<i>Martín-Rosales W., López-Chicano M., Rodríguez C.M., Pulido-Bosch A. Morfología, espeleotemas y climatología de la gruta de las Maravillas (Aracena, Huelva)</i>	51
<i>Sánchez-Martos F., Calaforra J.M., Aguilera P.A. Estudios ambientales en la Cueva del Agua (Iznalloz, Granada): 1.- Control hidroquímico y control ambiental</i>	63
<i>Ramírez-Trillo F. Grandes Cavidades en la Provincia de Málaga</i>	71
<hr/>	
<i>AA.VV. V Campamento Provincial de Espeleología. Olula del Río '94</i>	95
<i>Ayuso I. Encuentro espeleológico Almería-Ucrania '95 (karst en yeso de Sorbas - karst en yeso de Podolia)</i>	97
<i>Benavente J. Catálogo. Cavidades inéditas de Almería: La Cueva del Castillico (Córdoba)</i>	98
ACTIVIDADES	100
NOTICIAS	101

Sólo los autores son responsables de las ideas vertidas en sus artículos. Está permitida la reproducción parcial o total de los artículos contenidos en esta revista, siempre que se cite su procedencia. "Espeleotemas" es una revista de temática espeleológica. No existe interés lucrativo.

Portada: Pendants en el "Buco dei Buoi" (karst en yeso de Bolonia, Italia)
Foto: Ángel Torres Palenzuela

Editorial

Desde este número de Espeleotemas queremos dar las gracias a todos nuestros suscriptores y colaboradores que han hecho posible, con su interés, que esta revista de espeleología a la que nosotros dedicamos nuestro trabajo pueda editarse una vez más. En este número tenemos mucho que celebrar. Celebramos el segundo encuentro Almería - Ucrania, en el cual hemos podido disfrutar con los espeleólogos de Kiev y Ternopol que este año nos han visitado para conocer el karst de Sorbas; precisamente este año en el que el Espeleo Club Almería, fundado en 1985, cumple diez años. Diez años de espeleología a través de los cuales, el club ha dedicado sus mejores esfuerzos al estudio de las cavidades desarrolladas en yeso en el fascinante entorno del karst de Sorbas. Este año, en conmemoración de nuestro X Aniversario hemos realizado un encuentro en el Karst de Sorbas, en el cual se ha pretendido dar a conocer el Sistema de la Cueva del Agua, la cavidad con mayor desarrollo de toda Andalucía, realizándose los recorridos integrales de los subsistemas más representativos. Gracias a todos los que habéis colaborado en él.

Espeleo-Club Almería

NORMAS PARA LOS AUTORES

La revista ESPELEOTEMAS publicada por el ESPELEO CLUB ALMERIA recibirá todos los trabajos sobre investigación espeleológica, siempre y cuando reúnan unas condiciones mínimas de calidad.

Los trabajos estarán escritos en castellano, inglés, francés o italiano y deberán estar precedidos por un resumen en inglés. En el caso de que el trabajo original no esté escrito en castellano, el Comité de Redacción elaborará un resumen en castellano lo más próximo al texto original que, por otra parte será transcrito íntegramente en la lengua original.

Los trabajos serán inéditos, salvo en el caso de que a petición del autor, el Comité de Redacción considere oportuno su nueva publicación dado el alto interés del trabajo.

Los artículos se presentarán mecanografiados a doble espacio en formato DIN A-4 y acompañados, siempre que sea posible, por un diskette (MSDOS) con el texto en cualquier procesador comercial o formato ASCII-8bits.

La bibliografía se reseñará al final del artículo. En el texto aparecerán referencias a la misma del modo: AUTOR (AÑO) y al final: Autor P. (AÑO): Artículo.-Revista, número: primera pág-última pág.

Las figuras tendrán un tamaño máximo A-3 e irán reproducidas en tinta china sobre papel blanco o vegetal. El tamaño final de la reproducción lo determinará el Comité de Redacción. El texto a pie de figura se remitirá en hoja aparte, situando en el artículo su posición aproximada.

Las fotografías publicadas deberán remitirse en formato diapositiva 35 mm o papel. El texto a pie de foto se remitirá en hoja aparte, situando en el artículo su posición aproximada. El tamaño y número de las fotografías lo determinará el Comité de Redacción de acuerdo con las necesidades de la edición.

El autor recibirá cinco separatas de su artículo.

Los autores son los únicos responsables de las ideas vertidas en los artículos aquí publicados.

Bibliografía:

Escribir al final del artículo las referencias bibliográficas de acuerdo con el formato:

BÖGLI, A. (1964). *Mischungskorrosion; ein Beitrag zum Verkarstungsproblem*. Erdkunde 18(2): 83-92

PUBLISHING RULES

The magazine ESPELEOTEMAS published by ESPELEO CLUB ALMERIA will receive all the works about speleological research always collecting minimum of quality conditions. The articles/reports must be written/typed in English, Spanish, Italian or French and will have to be preceded by an abstract in English. In the case that original article had not been written/typed in Spanish, the redaction committee would make an abstract in Spanish as close possible to the original one and also transcribing the complete original text. The report must be unpublished previously except in the case the redaction committee considers appropriately to include an article which has already been published in any other review and with a previous solicitude of the author.

The articles must be typed to double space in the size DIN A-4 and if it possible with a diskette (MS DOS) with the text in any commercial program or in ASCII-8 bits format.

The references will be written up at the end of the report. References like author, year will appear in the text. The figures must have a maximum size of A-3 and will have to be reproduced in Indian ink on white or vegetable paper. The final size of the reproduction will be determined by redaction committee. The text below figures/photograph must be sent in a different sheet, placing in the article the approximate position. The published photography will be sent in slide format 35 mm or paper copy.

The author will receive five copies of the article. The authors are the only ones responsible for the ideas appearing in the published articles.

References:

Write the references in the format of the example:

BÖGLI, A. (1964). *Mischungskorrosion; ein Beitrag zum Verkarstungsproblem*. Erdkunde 18(2): 83-92

Structural prerequisites of speleogenesis in gypsum in the Western Ukraine

Prerrequisitos estructurales en la espeleogénesis de los yesos de Ucrania del Oeste

Klimchouk A.B.; Andrejchouk V.N.; Turchinov I.I.

Ukrainian Speleological Association

Traducción de figuras por J.M. Calaforra (con permiso de los autores)

Resumen

En este artículo se caracterizan las condiciones geológicas, en especial prerrequisitos estructurales, de la espeleogénesis en los yesos miocenos del Oeste de Ucrania. Se presta especial atención a las irregularidades estructurales y texturales del estrato de yeso y su papel en la configuración de la fracturación. Se caracteriza en detalle la fracturación en el yeso, la estructura de los sistemas laberínticos de las cavidades y la morfología de las galerías. Se demuestra que las fracturas del estrato de yeso relacionadas con el inicio de la espeleogénesis son de tipo litogénico y constituyen grandes redes independientes distribuidas en niveles, estando cada nivel confinado en su ubicación a determinadas zonas estructurales/texturales del estrato de yeso. Este hecho determina la estructura en multi-niveles de las cavidades de la región. Se considera también el problema de la formación de grandes estructuras yesíferas en domo debidas a la recristalización del yeso durante una etapa temprana de la diagénesis, así como el problema de la génesis de la fracturación. La espeleogénesis, dados estos prerrequisitos estructurales, ocurrió en unas condiciones de un sistema acuífero artésiano con distintos niveles, debida a una recarga vertical ascendente a partir del acuífero infrayacente al estrato yesífero.

Palabras clave: karst en yeso, fracturación, control estructural, domos yesíferos; espeleogénesis, acuífero artésiano.

Abstract

In this paper geological conditions are characterized, structural prerequisites in particular, of speleogenesis in the Miocene gypsum in the Western Ukraine. Special attention is paid to consideration of structural and textural irregularities of the gypsum stratum and their role in the formation of jointing. Jointing in the gypsum, structure of unique maze cave systems and morphology of passages are characterized in detail. It is shown that speleo-initiating joints in the gypsum strata fall in lithogenetic type and form largely independent multi-storey networks with each storey being confined within certain vertical structural/textural zones of the stratum. This determines the multi-storey structure of caves in the region.

The problem is considered of the formation of giant dome structures by way of gypsum recrystallization during the early diagenesis stage, as well the problem of jointing genesis is discussed. Speleoge-

netic realization of existing structural prerequisites occurred under conditions of multi-storey artesian aquifer system, due to upward recharge of cave systems from the under-gypsum aquifer.

Key words: gypsum karst, joints, structural control, gypsum domes, speleogenesis, artesian aquifer, Ukraine

INTRODUCTION

The territory of the western districts of Ukraine (Lvovsky, Ternopol'sky, Ivano-Frankovsky, Tchernovitsky) is characterized by extensive development of sulfate karst in the gypsum/angydrite strata of Middle Miocene. Numerous scientific and practical problems of re-

gional geology, hydrogeology, engineering geology, geochemistry and environment protection are related to the sulfate karst of the Western Ukraine. The unique feature of the gypsum karst in the region is an extensive development of maze cave systems. In the region five largest gypsum caves in the World are located (Optimisticheskaya - 189 .000 km, Ozemaya - 111 km, Zolushka - 89 km, Mlynki - 24 km, Kristal'naya - 22 km), with their total length compatible with that of all other known gypsum caves in the World. Being the core of the karst subject as a whole, the problem of cave genesis was controversial one during long period for the Western Ukrainian region and is resolved sufficiently just recently.

Karst development in general, and speleogenesis particularly, is controlled by numerous factors, among which the structural and hydrogeological ones are most important. Structural factors are those determining a structure of initial permeability of karstifiable rocks, jointing first of all. Besides tectonic prerequisites, lithological and textural peculiarities of the Miocene gypsum stratum have played a great role in development of jointing in it. The study of the role of the above factors and prerequisites in speleogenesis is the main subject of the present work. This is considered here using examples of many

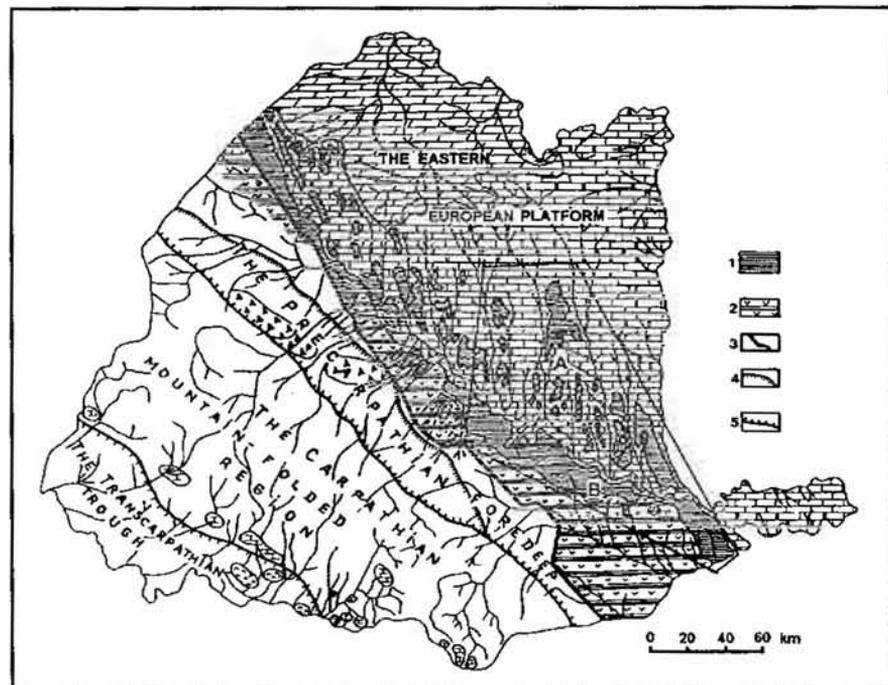


Figure 1. Gypsum karst areas and main tectonic structures in the Western Ukraine: 1- areas with surface karst manifestations; 2- areas without surface karst manifestations; 3- platform/foredeep boundary; 4- boundary between inner and outer foredeep zones; 5- structural boundaries of the Carpathians. A- Podolia region; B- Bukovinsky region

Figura 1. Áreas de karstificación en yesos y principales estructuras tectónicas en el Oeste de Ucrania: 1- áreas con manifestaciones kársticas superficiales; 2- áreas sin manifestaciones kársticas superficiales; 3- límite plataforma/fosa tectónica; 4- límite entre las zonas de fosa interna y externa; 5- límites estructurales de los Cárpatos. A- Región de Podolia; B- Región de Bukovinsky

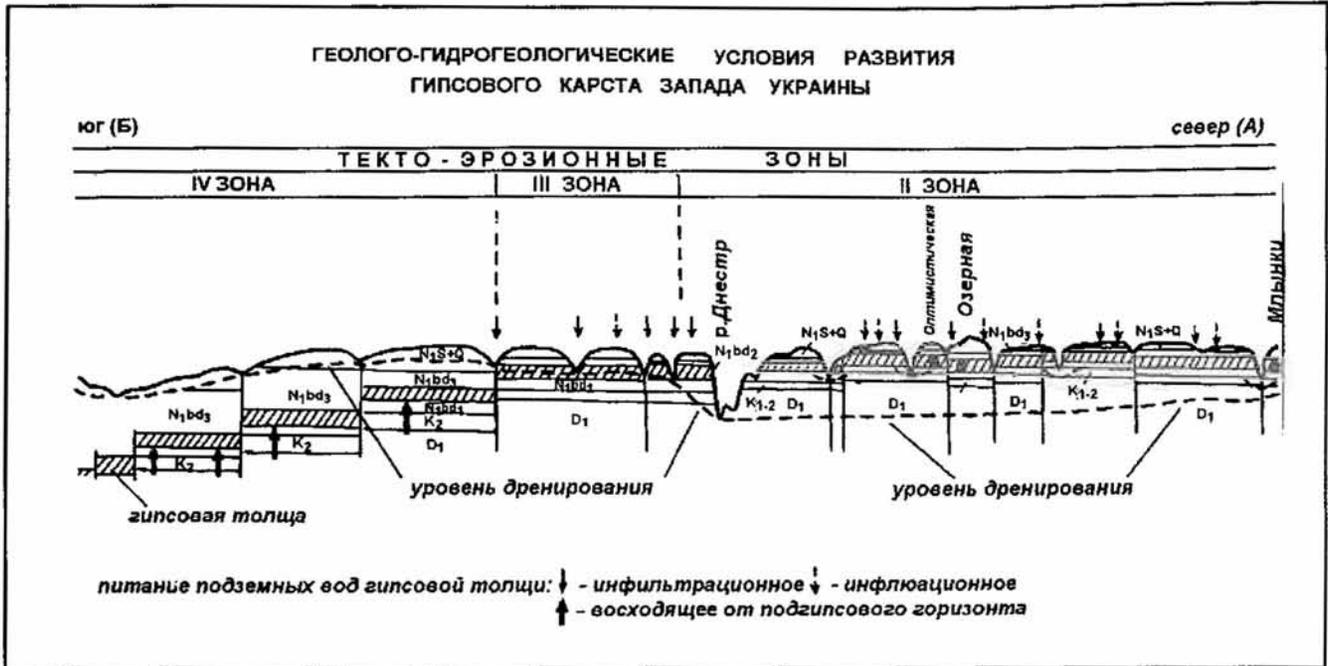


Figure 2. Alteration of geological and hydrogeological conditions of the gypsum karst development in the direction from the internals of the platform outskirts towards the pre-Carpathian foredeep (from right to the left)

Figura 2. Alteración de las condiciones geológicas e hidrogeológicas en el desarrollo del karst en yeso desde la plataforma interna hasta la fosa pre-Carpática (de derecha a izquierda)

large caves of the region, but with special reference to the largest gypsum cave in the World - Optimisticheskaya Cave, where the linkage between jointing and morphology, and lithological and textural peculiarities of the gypsum stratum is most prominent.

The authors are grateful to leaders and members of the speleological clubs of Lvov, Ternopol', Chernovtsy and Kiev, especially to M.Savtchin, A.Medvedev, N.Ostyanova, J.Zimel's, S.Epifanov, V.Korzhih, B.Ridush, as well as to former staff members of the Karst and Speleological Department, the Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences, S.D.Aksem, V.Ja.Rogozhnikov and M.L.Tchurubrova for their assistance in collection of data and in pursuance of underground researches. Twenty years of this Department activity were full of many challenging projects and underground adventures, and this period will be forever remembered by the first of present authors as the most instructive and enjoyable one.

GEOLOGICAL AND HYDROGEOLOGICAL SETTINGS OF CAVE DEVELOPMENT

The gypsum strata of Miocene age is widely spread in the southwestern fringes of the Eastern European platform, in the transitional zone between the platform and the pre-Carpathian foredeep, where the strata stretches from

southeast to northwest for 300 km by the belt of several to 40-80 km wide. The total area of Miocene sulfate formation within the platform outskirt amounts up to 20 thousands km². Two major cave subregions, Podolsky and Bukovinsky, both are situated in the southeastern section of the gypsum/anhydride belt (fig.1).

Precambrian crystalline basement is submerged here to the depth of 1000-1200 m and more. The sedimentary cover is represented with formations of Paleozoic (Hercynian structural stage), Mesozoic and Cenozoic (Alpine structural stage). In the valleys of Dniester and its left tributaries Lower Devonian, Cretaceous and Miocene sediments are exposed, and only Miocene sediments outcrop in the Bukovinsky subregion.

The Miocene sequence lies on the eroded surface of Cretaceous rocks. The Cretaceous succession is represented here by terrigenous and carbonate sediments, most often by sands, sandstones and detrital limestones belonging to Albian and Senomanian. Thickness of the Cretaceous succession ranges from 5 to 20 m, and it increases towards south and west.

The Miocene succession is composed by Badenian and Sarmatian deposits, and lies on the eroded surface of Cretaceous. Badenian is divided into three units. Lower Badenian (thickness 5-30 m) is represented by quartz sands, sandstones, and bioherm detrital limestones; these sediments replace each

other frequently. In the upper part of the unit detritic limestones of 0.3 to 1.0 m in thickness normally occur, which immediately underlie the gypsum strata.

The overlying Tyrassky Formation (Middle Badenian) is represented by the sulfate and carbonate facies. The Gypsum stratum has a thickness of 15 to 25 m in the Podolsky subregion, and up to 40 m in the Bukovinsky one. Toward the foredeep the content of anhydrite increases in the stratum. Horizontal occurrence of the gypsum stratum between the low-karstifiable rocks and almost universal spread of clay coverbeds protecting the strata from vertical percolation of meteoric water are the main factors caused largely lateral development of the cave systems in the gypsum strata, conservation of the stratum and caves within it during prolonged period (Klimchouk, Andrejchouk, 1986, 1988). The detailed consideration of lithological and textural peculiarities of the gypsum stratum is given in the following chapter.

The carbonate facies of the Tyrassky Formation is represented with pelitomorphic chemogeneous limestone, locally named "Ratynsky", 0.2 to 8 m in thickness. Normally it overlies the gypsum stratum; in this case it's thickness does not exceed 1.5 m. In places this limestone replace the gypsum in the cross section attaining it's maximum thickness.

The Upper Badenian unit lies on the Tyrassky Formation, and begins with argillaceous and marly limestones with

concretions of lithotamnium (the Ter-nopol' beds, thickness 1.5 to 3 m). Above, the thickness of clays and marls occurs, the lower part of which is placed to Upper Badenian (Kosovsky Formation), and the upper part belongs to Lower Sarmatian. The total thickness of these sediments attains 40-45 m in the Podolsky subregion, and increases towards the foredeep. On the upland areas pebble-beds of the old Dniester terraces remained from erosion; they are placed to Upper Pliocene.

Quaternary sediments are universally spread over the studied region and are represented by the eluvial cover of watersheds (clay, loams), deluvial sediments of valley slopes (loams with pebbles and debris), and alluvium of terraces (sands, pebble-beds). Their thickness attains 20-25 m.

Rocks of Paleozoic and Meso- Cenozoic structural storeys are broken by faults of different ages and orders into numerous tectonic blocks. Predominant orientation of faults in the territory are: 15-30°, 50-70°, 290-300°, and 350-0°; dislocation amplitudes along such faults normally do not exceed 15 m. The block structure is of great significance, as it controls development and appearance of karst processes in the Western Ukraine. In the direction from the platform internals toward the foredeep, the gypsum stratum plunge by steps; such plunging is compensated by increasing thickness of clay coverbeds; the depth of erosional entrenchment

concurrently decreases (fig.2). This causes a regular zoned alteration of hydrogeological settings of karst development in the above direction (Klimchouk et al., 1983, 1985; Andrejchouk, 1984, 1988; Klimchouk, Andrejchouk, 1986, 1988).

Of hydrogeological concern the study area corresponds to the south-west part of the Volyno-Podol'sky artesian basin of the platform type, to the Podolsky and Bukovinsky drainage basins of the first order (Shestopalov, 1981; Vo-dooobmen..., 1989). There are aquifers in Paleozoic, Cretaceous, Miocene, and Quaternary deposits. As a result of intense neotectonic uplifts and deep erosional entrenchment in the Podolsky subregion during Pleistocene, the aquifers in Miocene and Cretaceous deposits had lost their artesian confinement, and became wholly or partially drained. Under the modern conditions, the Miocene aquifer receive localized point recharge from the surface via swallow holes. The aquifer occurs mainly within the under-gypsum unit of Lower Badenian, but toward the internals of intervalley massifs the water table arises into the lower part of the gypsum stratum. The table of the Miocene aquifer is accessible in Ozernaya and Optimisticheskaya caves as cave lakes. Discharge occurs in bottoms and slopes of ravines and river valleys in form of springs with flow rates ranging between 0.5 to 15 l s⁻¹ (most frequently 0.8 to 2.0 l s⁻¹). Water is characterized by

SO₄-Ca or HCO₃-SO₄-Ca composition, with TDS content of 0.8-2.7 g l⁻¹.

In the Bukovinsky region, as the foredeep is approaching, the thickness of clay coverbeds increases, and the depth of erosional entrenchment decreases, so that the conditions of the fully drained gypsum stratum change to the water table conditions within the gypsum stratum, and then - to the conditions of an artesian aquifer. In the area of Prut river the conditions of an artesian aquifer prevail; only in some most uplifted blocks water table is positioned several meters below the top of the gypsum stratum (the blocks of Zolushka and Bukovinka caves).

LITHOLOGICAL AND TEXTURAL PECULIARITIES OF THE GYPSUM STRATUM

In the Podolsky subregion, the gypsum stratum 10 to 22 m in thickness is characterized by clear vertical structural and textural differentiation. It is expressed most clearly and complete in the southern part of the Seret-Nichlava intervalley massif. This differentiation proved to be the most important prerequisite for the formation of jointing peculiarities, and eventually, for the formation of the cave system structures: their storey occurrence, plan patterns, etc. (Klimchouk, 1986; Klimchouk, Andrejchouk, 1988). This is why the topic is worst of special consideration. The



Figure 3. Structural and textural differentiation of the gypsum strata in the Podolsky region
Figura 3. Diferenciación estructural y textural del estrato yesífero en la región de Podolia

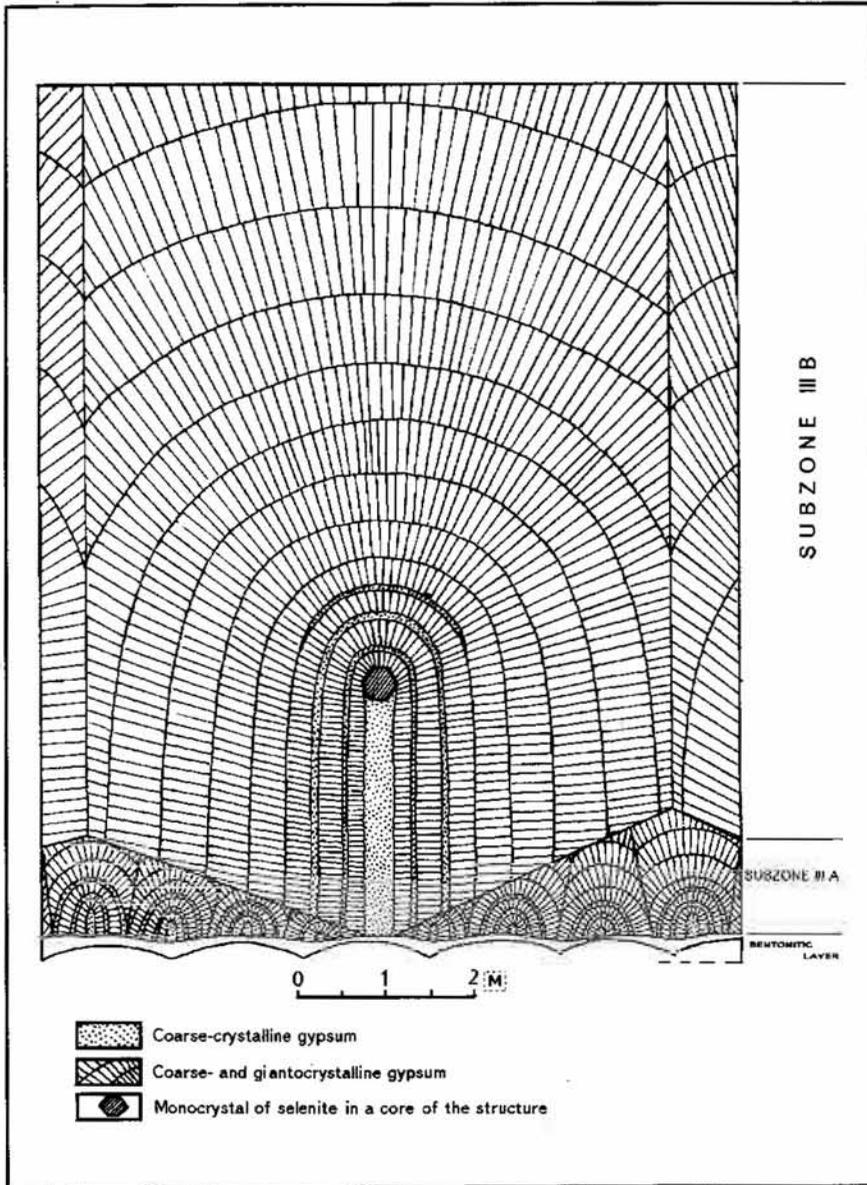


Figure 4. The dome structure of the upper part of the gypsum strata
 Figura 4. Estructura en domo en la parte superior del estrato yesífero

below characteristic of structures and textures of gypsum rocks immediately represents the area of Optimisticheskaya cave, but it can be applied to most of other caves of the Podolsky subregion with minor corrections.

In general, the sizes of gypsum crystals increase from the bottom upward across the stratum. Transitions between structural/textural varieties are rather sharp. This allows to divide the gypsum stratum into three parts (zones): the lower, middle, and upper ones (zones I, II, and III on the fig.3). There is certain differentiation of rock by structure and texture within the zones, which allows to distinguish between sub-zones.

The lower part of the gypsum stratum (the zone I), of 6 to 8 m in thickness, is composed mainly by microcrystalline varieties of gypsum. In the

bottom of the stratum rock is represented by homogeneous crypto- and microcrystalline mass of white or light-brown color. It is composed with gypsum grains of 0.1 to 0.4 mm in size, of isometric shape, with irregular or tooth-like contours. The rock texture is equigranular, granoblastic. As impurities, clay particles and grains of carbonates, celestite and barite occur. Frequently, gypsum have the banded structure caused by presence of thin clay films separating thin gypsum layers. Crypto- and microcrystalline gypsum with massive, banded and bedded structures, lying in the bottom of the stratum, have the thickness of 1.5 to 2 m and compose the sub-zone Ia.

Upward in the cross section the sub-zone Ib is located (2-3 m), which is characterized by an enlargement of gypsum grains up to 0.4-0.8 mm. On the

micrograined background, inclusions of larger crystals occur (up to 2.0 mm), so that gypsum attains porphyroid texture. Thin layers of gypsum are deformed by recrystallization processes, and banded structure turns to plicated one.

In the lower part of the gypsum stratum, within the sub-zones Ia and Ib, lenses of argilo-sulfate rythmite occur; the rock is formed by alternating thin (up to 2 mm) beds of gypsum and clay, which had not been encompassed by recrystallization processes.

The top of the zone I, which is distinguished as the sub-zone Ic, has the thickness of 2-3 m and is characterized by presence of light-brown and dark-brown gypsum crystals up to 3-4 cm in size occurring in the white microcrystalline mass. Waved and fan-like structures are distinguished by distribution of these crystals. The length of such "waves" do not exceeds 0.3-0.5 m.

Besides the above varieties of gypsum, macrocrystalline gypsum occurs in the lower part of the gypsum stratum, in zones of old pre-speleogenic jointing. It is represented by tabular and parallel-columnar crystals of brown color, up to 5-10 cm sized, forming veins up to 20 cm in thickness along paleo-joints. Their genesis is related to movement of saturated solutions through such joints. In some cases the gypsum is recrystallized to the state of selenite gypsum.

The transition from the lower part of the gypsum stratum (the zone I) to the middle one (the zone II) is rather sharp. It is underlined by the layer of microcrystalline gypsum up to 10 cm in thickness. The contact between the zones is irregular and waved.

The zone II, 2 to 3 m thick, is characterized by concentric occurrence of micro- and macrocrystalline gypsum, forming dome-like structures of 0.5-3 m in diameter (normally - 1 to 1.5 m). These structures are concentric-zoned. Cores are usually isometric in shape and composed with microcrystalline gypsum. They are covered by concentric layers of 1 to 15 cm in thickness, composed by alternating micro- and macrocrystalline gypsum. The thickness of macrocrystalline layers increases from a core toward peripheries. The microcrystalline gypsum varieties are represented by grains of isometric shape, 0.5 to 1.0 mm in size. Macrocrystalline gypsum is composed with crystals of tabular habitus, brown in color, 10 to 15 cm in size.

Dome structures of the zone II are often complicated by deformation and corrugation of concentric layers. Some largest structures have formed as a results of intergrowth of two or three small

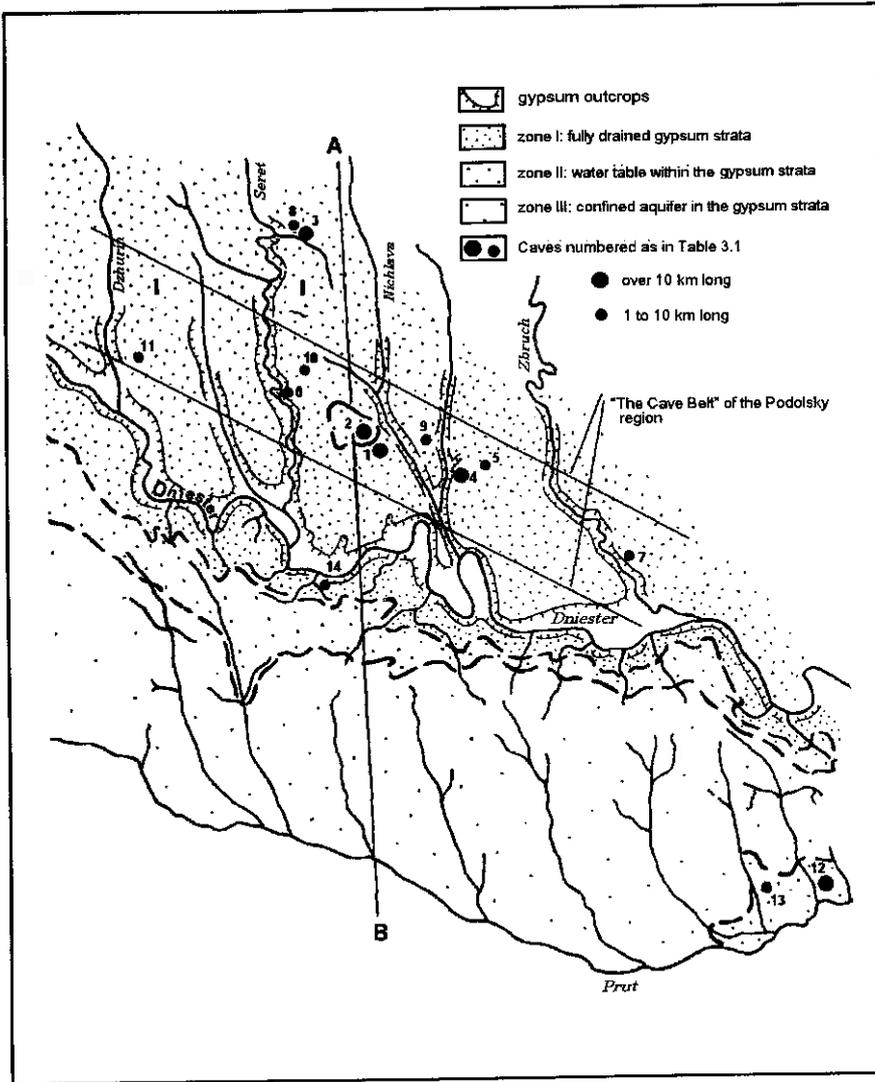


Figure 5. Zonation of development conditions and the location of the main caves of Podolsky and Bukovinsky regions. Numbers of caves correspond to the table 1
 Figura 5. Zonación de las condiciones de desarrollo y localización de las principales cavidades de las regiones de Podolia y Bukovina. La numeración corresponde a la reflejada en la tabla 1

structures. Dividing boundaries between structures of the zone II usually are not clearly expressed.

The upper part of the gypsum stratum is separated from the middle part by minor layer of bentonitic clay (1 to 30 cm in thickness, normally 5 to 10 cm). This layer is universally spread through the areas of Optimisticheskaya and Ozernaya caves, and is less expressed and developed in the areas of other caves of Podolsky sub-region. Pinches and swells of the layer are caused by its deformation in the process of development of underlying dome structures of the zone II.

Bentonitic clays are the result of bentonitization of volcanic ash. This is indicated by frequently occurring relicts of ash in the lower part of swells of the layer. According to thermic analysis bentonitic clays are represented by montmorillonite, with impurities of vermiculite and hydromica.

It is likely that bentonitic layer had played an important role in the process of recrystallization of gypsum and growth of dome structures. It determines, to some extent, the morphology of cave passages in the middle part of the gypsum stratum, developed immediately beneath the layer. Being universally spread within some cave areas (Optimisticheskaya and Ozernaya caves), and occurring in the areas of some other caves, this layer prove to be the important marking bed, allowing to control an occurrence of the gypsum stratum and its dislocation in zones of faults, as well as to control and correlate a position of cave passages (networks) in the stratum cross section between distant regions of the mazes. The latter is particularly important if considering difficulties of instrumental control of passages altitudes through long distances.

The most distinctive feature of the

upper part of the gypsum stratum (the zone III) is an occurrence of brown-colored macro- and giant-crystalline varieties of gypsum, forming giant dome structures sized up to 8 to 10 m in the transverse dimension. In the average, the transverse dimension of the dome structures (the cross dimension of a polyedral figure formed in the plan view by boundaries dividing structures) is 4-6 m.

The lower part of the zone III (the sub-zone IIIa) is characterized by a presence of rather small dome structures of 0.2 to 2 m in diameter. These structures have a core composed with micro-crystalline gypsum. Concenters alter each other from a core toward periphery, having the thickness of 1 to 15 cm and being composed with micro- and macro-crystalline varieties of gypsum.

The sub-zone IIIb is located above, composed with giant dome structures, which growth is determined by the law of geometric selection (Grigorjev, 1961). According to this law, those aggregates grow predominantly which centers are located higher than that of others. Lower aggregates are suppressed in their growth due to the lack of a free space. Growing concurrently, dome structures are getting in touch with each other, forming dividing boundaries, which create a polygonal network in the plan view. Dividing boundaries are normally vertical, if centers of growth of the neighboring structures are located in the same level, or they are inclined if centers of growth are located in different levels.

Dome structures of the zone III (fig.4), in contrast to structures of the zone II, are not regular half-spheres but instead they have the shape elongated in the vertical direction. This is, likely, conditioned by vertical upward movement of saturated solutions in the process of structures growth, which caused recrystallization of gypsum.

Within dome structures of the sub-zone IIIb the core, the near-core and peripheral parts are distinguished. The core part has the shape elongated in the vertical direction. The transverse size is normally of 10-50 cm, and the height is of 2-3 m (in the area of Kristal'naya cave - up to 4-5 m). The core part is composed with microcrystalline gypsum, with grain size of 0.5 to 3 mm. Such gypsum is, perhaps, a relict of primary non-recrystallized or low-recrystallized gypsum. In the very top of the core of the structures a monocrystal of transparent selenite gypsum usually occurs, light-brown in color. Selenite monocrystals in the sub-zone IIIb occur not only in the

№ №	Cave name	Parameters of caves					Parameters of cave fields						
		Develop- ment, m	Ampli- tude, m	Area, thsd. m ²	Volume, thsd. m ³	Specific volume (midel) m ² m ³	Area, thsd. m ²	Volume of block, thsd. m ³	Coefficients of karstification				
											Density of passages, km km ⁻²	Of the area	Of the volume
<i>Podolsky region</i>													
1	Optimisticheskaya	188000	18	240	495	2.6	630	11340	298	0.38	0.04		
2	Ozernaya	111000	18	330	665	6	640	11520	173	0.51	0.06		
3	Mlynki	24000	12	47	80	3.3	195	2340	123	0.24	0.03		
4	Kristalnaya	22000	12	38	110	5	137	1640	161	0.28	0.07		
5	Slavka	9100	15	19	34	3.8	77	1155	118	0.24	0.03		
6	Verteba	7820	10	23	47	6	38	380	206	0.61	0.12		
7	Atlantida	2525	19	4.5	11.4	4.5	15	285	168	0.3	0.04		
8	Ugryn	2120	10	4	8	3.8	11	110	193	0.36	0.07		
9	Jubilejnaja	1500	20	2	3.5	2.3	5.4	81	277	0.37	0.04		
10	Komsomolskaya	1244	10	1.7	2.6	2.1	10	100	124	0.17	0.03		
11	Dzhurinskaya	1135	15	1.6	2.7	2.3	9	117	126	0.18	0.02		
<i>Bukovinsky region</i>													
12	Zolushka	89500	30	305	712	8	430	12900	208	0.71	0.06		
13	Bukovinka	2408	12	4.3	6	2.5	7.5	135	321	0.57	0.04		
14	Gostry Govdy	2000	10	1.3	3.3	1.6	7.4	74	272	0.27	0.04		
Totals		464352	-	1021.4	2180.5	-	-	-	-	-	-		
Averages		-	-	-	-	3.84	-	-	198	0.37	0.05		

Table 1. Parameters of large caves and cave fields

Tabla 1. Parámetros relativos a las grandes cavidades y la superficie y volumen ocupados

cores of the structures, but also along the boundaries which divide structures. In other zones pockets and veins of selenite are usually related to old (pre-speleogenic) fissures or tectonic faults. The near-core part of dome structures has the diameter of 1.5 to 2 m and is represented by alternating concentricers of 1 to 15 cm in thickness, composed with micro- and macrocrystalline gypsum. In the parts immediately adjoining the structure core, a corrugation of some thin concentricers occurs. In the macrocrystalline concentricers uncomplete recrystallization of gypsum is exhibited; large tabular crystals are "cemented" by microcrystalline mass. Towards periphery, the microcrystalline concentricers disappear, and in the macrocrystalline concentricers a share of microcrystalline mass diminishes.

The peripheral part of a structure is also concentric. Concentricers are composed here with giant, often curved, sabre-like and feather-like crystals of brown-colored gypsum, with the length of individual crystals ranging from 0.2 to 1.5 m. There is a tendency of increasing crystals size from the core of the structures toward their periphery.

As primary gypsum containing clay impurities recrystallizes clay is squeezing out into the zones of structures junction, as well as into inter-concentricers space and space between ta-

bular and sabre-like crystals. This is expressed most clearly in the east section of Optimisticheskaya cave. As this take place, clear and sharp dividing boundaries form. Argilo-carbonate mass squeezed out into the inter-concentricers space, restricts the growth of gypsum crystals, so that their size (and the thickness of concentricers) does not exceed 20-30 cm. In case of recrystallization of pure gypsum, dividing boundaries are not clearly expressed, as gypsum crystals of neighboring structures intergrow. In the upper parts of dome structures, where concentricers are of greatest diameter and lie almost horizontally, dividing boundaries are not clearly expressed too. In recrystallized pure gypsum crystals are not restricted in their growth, so that the thickness of concentricers reaches its maximum values (up to 1.5 m).

The above lithological and textural differentiation of the gypsum stratum is distinct in most of the territory of the Podolsky sub-region. In some areas differences between the lower and middle parts of the stratum are not so clearly expressed, so that one can speak about two-units construction of the stratum, with crypto- and microcrystalline varieties in the lower part, and macro- and giantocrystalline gypsum in the upper part.

In the eastern part of the Podolsky

sub-region, in the area of Atlantida cave, the gypsum stratum has different composition. In its lower part bedded microcrystalline gypsum prevails, with inclusions of macrocrystalline varieties and argilo-carbonate material. The upper part of the stratum is composed with massive crypto- and microcrystalline rock.

The construction of the gypsum stratum changes also in the south-southwest direction, toward the pre-Carpathian foredeep. In this direction the stratum becomes more and more homogenous, transitions between the zones become more and more gradual. In the area near Prut river the three-units construction of the stratum is not expressed at all; in the areas of Zolushka and Bukovinka caves the whole stratum is composed mainly with crypto- and microcrystalline gypsum. In the middle part of the stratum bedding is characteristic; in the upper part pockets of large selenite monocystals occur.

GENERAL CHARACTERISTIC OF THE LARGE GYPSUM CAVES OF THE WESTERN UKRAINE

Of 14 known large caves of the region (those caves having development exceeding 1 km), 11 are located north of the Dniester valley, within the Podol-

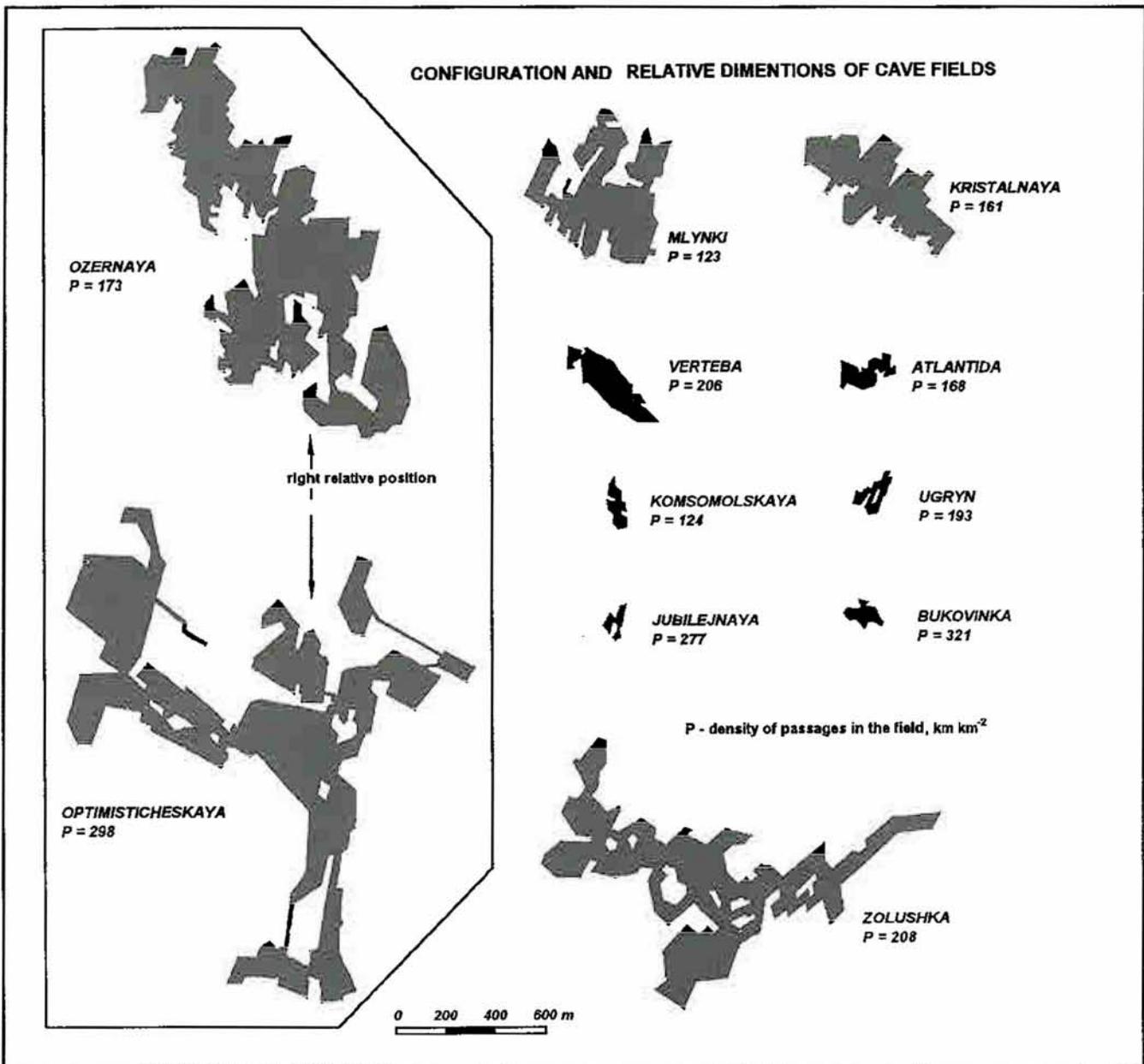


Figure 6. Configurations and relative dimensions of some cave fields. All contours are pictured in the same scale.

The right relative position of Optimisticheskaya and Ozernaya caves is saved

Figura 6. Configuración y dimensiones relativas de algunos sectores de cavidades. Todos los contornos se han dibujado a la misma escala. La posición realtiva de las cavidades Optimisticheskaya y Ozernaya se ha conservado

sky sub-region. Of them 9 caves are located within the narrow belt stretching sub-parallel to the Dniester valley (fig.5). Two caves (Mlynki and Ugryn') drop out of this belt, and are located some 15-20 km to the north. All these caves are situated now under conditions of the fully drained gypsum stratum, as well as one more cave, Gostry Govdy, recently discovered on the right bank of Dniester. Two other large caves, Zolushka and Bukovinka, are situated in the Bukovinsky subregion, near Prut river, in the area of artesian flow in the Miocene aquifer, but within the azonal area of the most uplifted blocks, where the upper part of the gypsum stratum is entrenched and drained by the valley (see the block 47 on

the fig.7). Because of this, the water table conditions in the gypsum stratum occur in this area.

All the large gypsum caves in the region are mazes developed along networks of vertical and steeply inclined joints. Aggregating passages form lateral two to four storey systems which occupy areas of up to 0.7 km².

From data of cave surveys various morphometric parameters are derived, giving quantitative characteristic of a whole cave, or it's certain regions. The main morphometric parameters for the large gypsum caves of the region are given in the table 1. This table also contains some parameters of the cave fields and of their karstification.

The area of a cave field is the area of

a polygon which includes contours of mapped passages networks, with the exception of integral internal non-karstified areas, if present. The volume of a cave block is determined by the area of a cave field multiplied to an average thickness of the gypsum stratum, because of cave systems develop through whole vertical dimension of the stratum.

The absolute parameters of cave systems and their fields are subjects of change, depending on exploration efforts; they constantly grow in the course of speleological explorations. The length of the aggregated systems of passages in the study region amounts tens and first hundreds of km, and the area of the cave fields reaches tens and

hundreds (up to 640) of thousands of m².

Specific parameters are more informative. Specific volume (midel) of a cave characterizes "largeness" of cave passages in a certain cave system. For the caves of the region this feature range from 1.6 (Gostry Govdy cave) to 8.0 (Zolushka cave) m³ per linear meter; in the average for the region specific volume is of 3.84 m³/m. No regularities in variations of this parameter through the region are found; it is controlled by local conditions of speleogenesis.

It is convenient to characterize the density of passages networks by the ratio of a cave length to an area unit of a cave field (km/km²). This parameter varies for the region from 118 (Slavka cave) to 321 (Bukovinka cave) km/km², with the average value of 198 km/km². The density of passages networks does not display regional trends too. It is shown in the chapter 4 that the density of passages networks is determined by the density of speleo-initiating jointing.

The coefficient of area karstification of the gypsum stratum vary from 17% (Komso-mol'skaya cave) to 7496 (Zolushka cave). High values are inherent in the fields of Verteba cave (6196),

Bukovinka cave (5796), Ozernaya cave (5196). The average value is of 37%. The coefficient of volume karstification vary from 3% (caves Mlynki, Slavka, Komso-mol'skaya cave) to 12% (Verteba cave) whilst the average value is of 5%.

Figure 6 shows relative sizes and configuration of the cave fields. It is evident that cave networks often form elongated figures. Elongated elements correspond rather clearly to directions inherent in the regional tectonic: northwest, northeast, and meridional.

STRUCTURAL PREREQUISITES OF SPELEOGENESIS AND THEIR REALIZATION

Tectonic faults, block and microblock structures

The Neogene succession within the platform outskirts is broken into blocks by numerous faults of different orders. In the interiors of the platform outskirts (the Podolsky sub-region) faults of northwest, northeast and meridional orientation separate numerous blocks of various shapes, with cross-dimen-

sions of 2 to 6 km, and with displacements between adjoining blocks varying from 5 to 15 m (Klimchouk et al., 1983, 1985). Towards the foredeep, the block mosaic construction alters to the block-step plunging of the gypsum stratum; as this takes place, amplitude of displacements and thickness of clay cover increases (Andrejchouk, Kunitsa, 1985; Andrejchouk, 1984, 1988; see also fig. 7).

Within cave fields the gypsum stratum is divided by lesser tectonic faults into some microblocks, usually without displacement, or with displacements within first meters. Such faults can be mapped and are indicated in caves by zones of destruction, brecciation or recrystallization, linear zones of breakdowns and injections of overlying rocks, or by large joints dissecting the whole gypsum stratum. Slickensides are observed sometimes. Carbonate flowstones and chalcedoni mineralization often occurs in the zones of faults.

Hydro-levelling of the marking bentonitic layer through the field of Optimisticheskaya cave in different directions has allowed to reveal the structure of the gypsum stratum within the tectonic block, amplitude of the stratum dis-

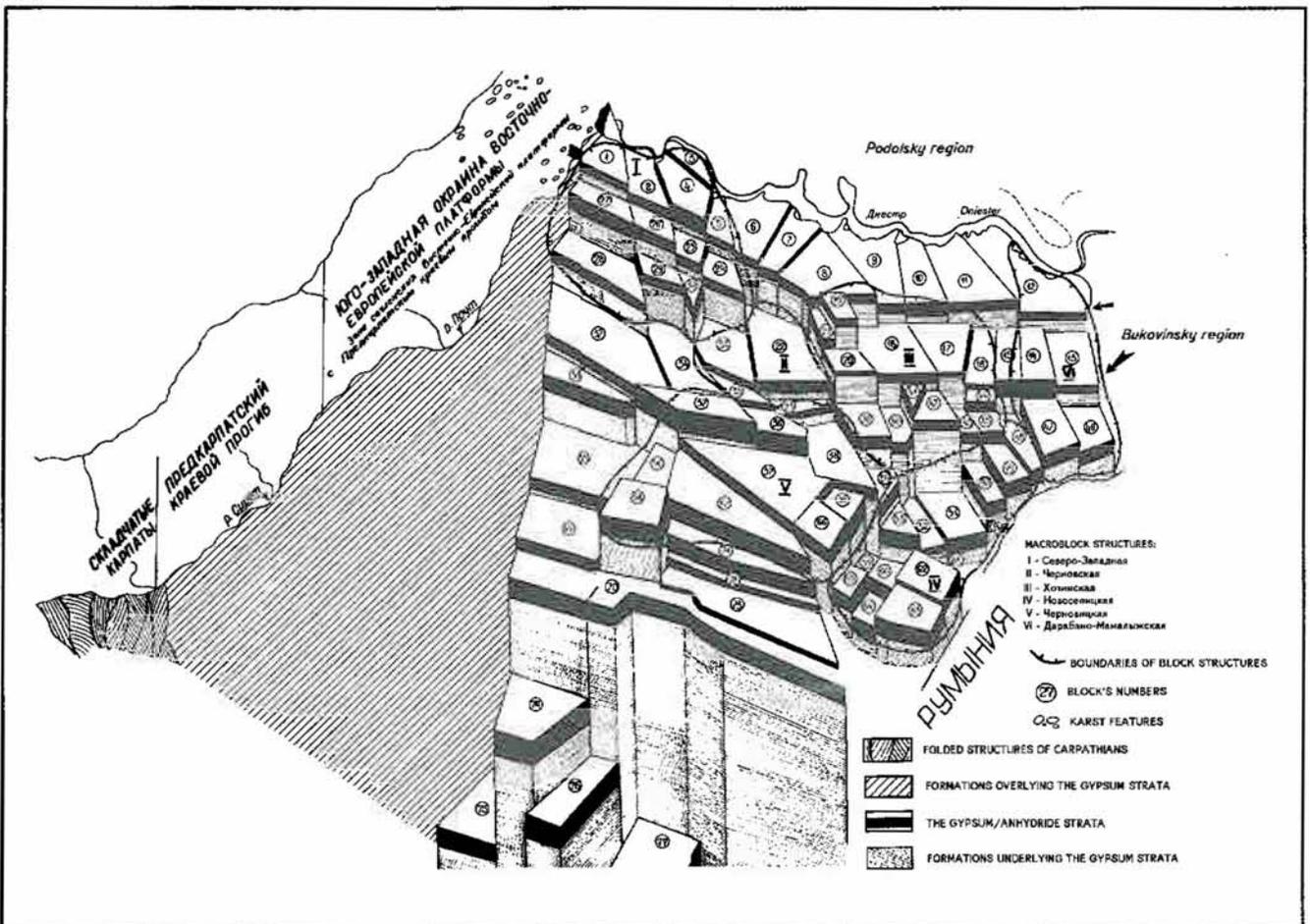


Figure 7. Block structures in the Bukovinsky region (Andrejchouk, 1988)

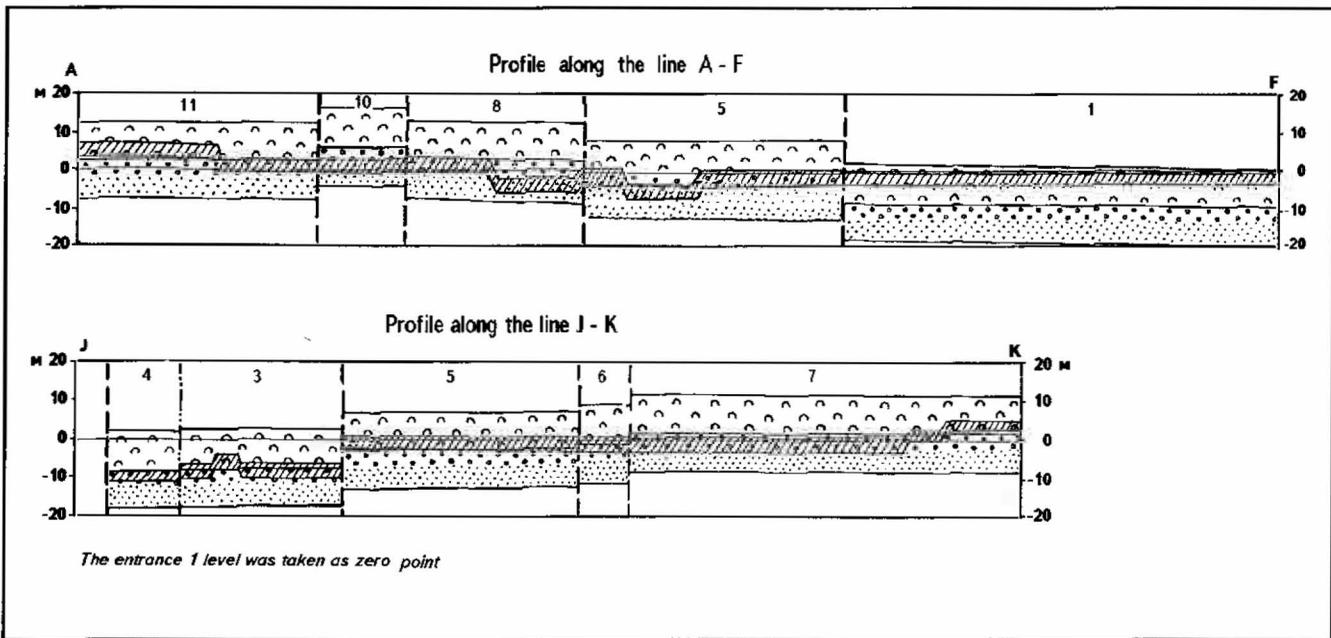


Figure 8. The profile of the gypsum stratum across the field of Optimisticheskaya. For key and position lines see fig. 14
 Figura 8. Perfil del estrato yesífero a lo largo del área de la cavidad Optimisticheskaya. Para la leyenda y posición de los perfiles véase la figura 14

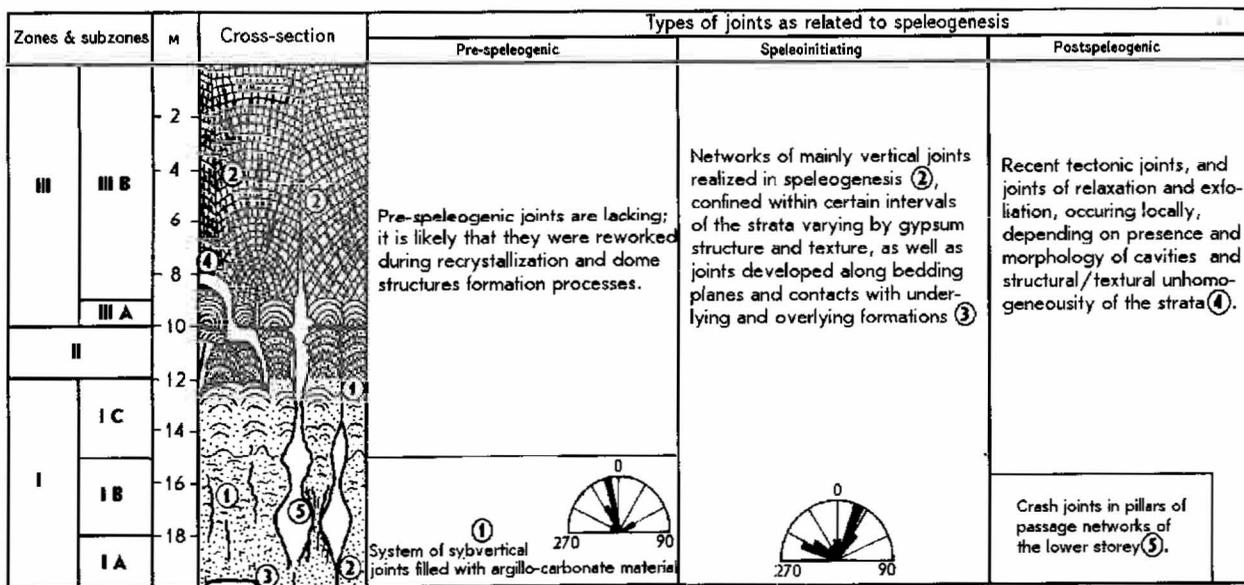


Figure 9. Types of joints as related to speleogenesis (on the example of Optimisticheskaya cave)
 Figura 9. Tipos de fracturas y su relación con la espeleogénesis de la cavidad Optimisticheskaya

placement in the zones of faults (fig.8). The largest displacement is found between microblocks Ozerny and Zaozerny, Tsentral'ny and Svezhaya Voda (4-6 m). Displacements along other faults do not exceed of 1-2 m. Generally, there is a tendency to submerging of the gypsum stratum from the south to the north, and from the west to the east.

Tectonic faults are of different ages. In the Optimisticheskaya cave the oldest fault is, likely, the one bordering the Svezhaya Voda region to the southwest. It is represented by the zone of destruction composed with boulder

breccia, cemented with argillo-carbonate material. Boulders are sized up to 1 m and represented by macrocrystalline gypsum. This fault had formed prior to the formation of speleo-initiating jointing, which is indicated by passages crossing this fault zone. Besides the above paleo-fault of 50° orientation, in some places of the cave the zones of minor old faults are found, expressed by veins of recrystallized gypsum. Their orientation is 70°, 315°, 350°. Other microblock faults had been forming during the period of active formation of speleo-initiating jointing. They are

oriented 20-30° and 120-130°, less frequently 90°-100°.

Microblocks are usually of quadrangular shape, with length of sides of 300 to 500 m. Each of them contains the region of the cave with peculiar orientation and morphology of speleoforms developed on each of storeys present (if the above characteristics are compared between cavities of the corresponding storey that are developed in different regions; distinctions between cavities of different storeys are always essential, even within the same region). Within a cave region the distribu-

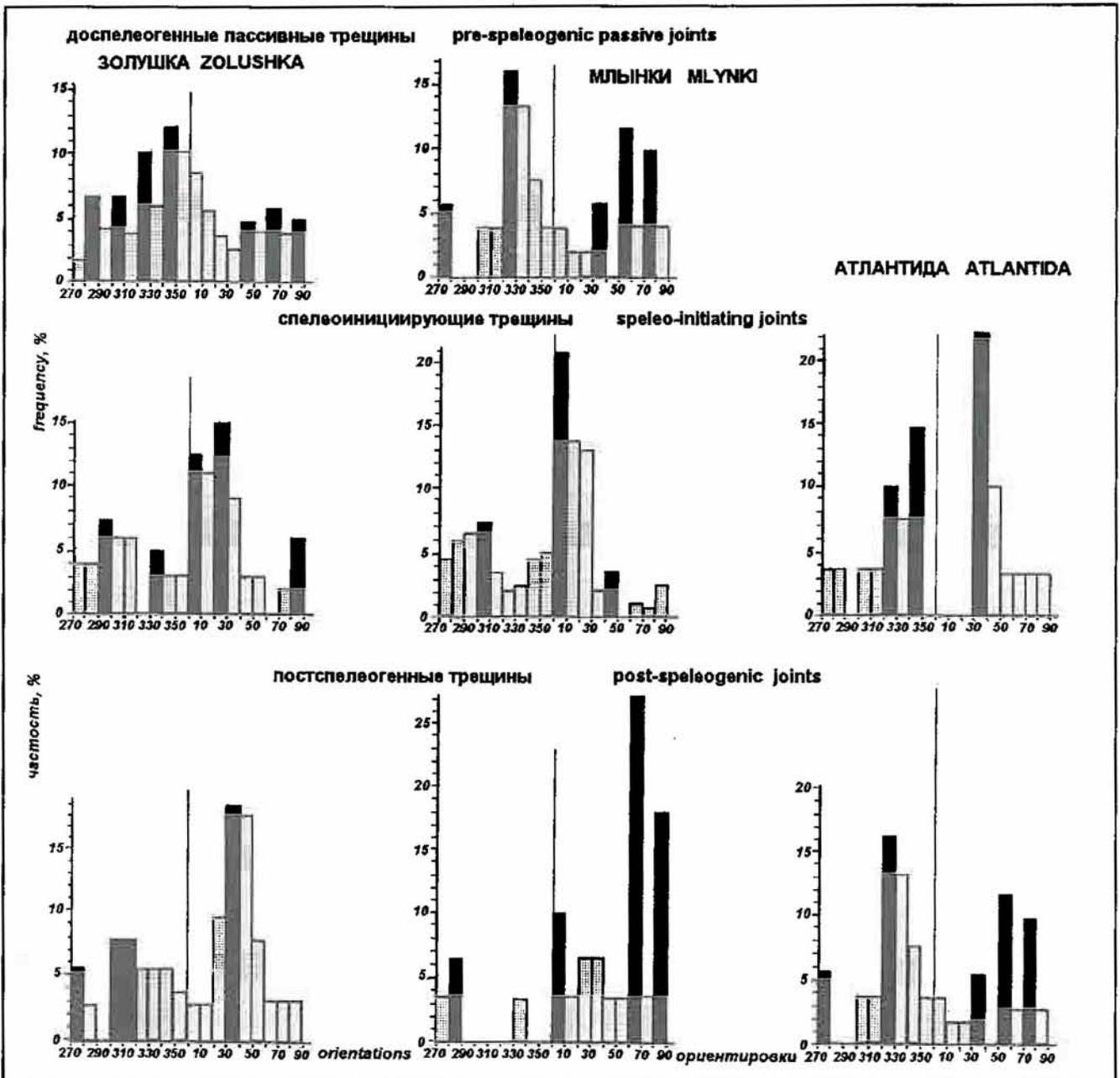


Figure 10. Orientations diagrams of joints of different generations in some cave blocks
 Figura 10. Diagramas de orientación de fracturas de distintas generaciones en algunas cavidades

tion of passages (joints) is rather homogenous, and parameters of networks of each storey are quite stable in the lateral direction.

Diversity of age of joints in the gypsum stratum

Jointing within microblocks is one of the main factor controlling speleogenesis. It is important to underline that networks of joints in the gypsum are composed with elements of diverse ages. For the purposes of speleogenetic analysis, three main generations can be distinguished among joints occurring in the gypsum (Klimchouk, Rogozhnikov, 1982a; 1982b):

1) Pre-speleogenic passive joints:

those formed prior to the period of speleogenesis, and by that time yet filled with lithified argilo-carbonate material. Such joints did not show hydrogeological activity later on; they are indicated by "ribs" and partitions projecting from the walls of passages.

2) Speleo-initiating joints: those hydrogeologically active during the main phase of speleogenesis, and reworked into passages due to dissolution action of moving waters. Markings of such joints are always can be seen along the axis of speleoforms, and in blind ends of passages. The networks of speleo-initiating joints are "displayed" by the maps of the maze caves of the region.

3) Post-speleogenic joints: those formed after the end of the main phase of

speleogenesis; they are indicated by sharp "recent" edges at the points of their intersections with dissolution surfaces. Such joints are usually gaping, with openings up to 10-15 cm. Post-speleogenic joints are often novels, but it is not rare that they inherit speleo-initiating joints, which become gaping at this.

The mapping of jointing in the gypsum stratum using this classification, performed in some caves of the region (Atlantida, Dzhurinskaya, Zolushka, Mlynki, Ozemaya, Optimisticheskaya), as well as analysis of the structure of cave systems in the plan and vertical views, allows to consider in details features of joints of different generations, and to reveal their role in speleogenesis (fig.9). Below, pre-speleogenic and

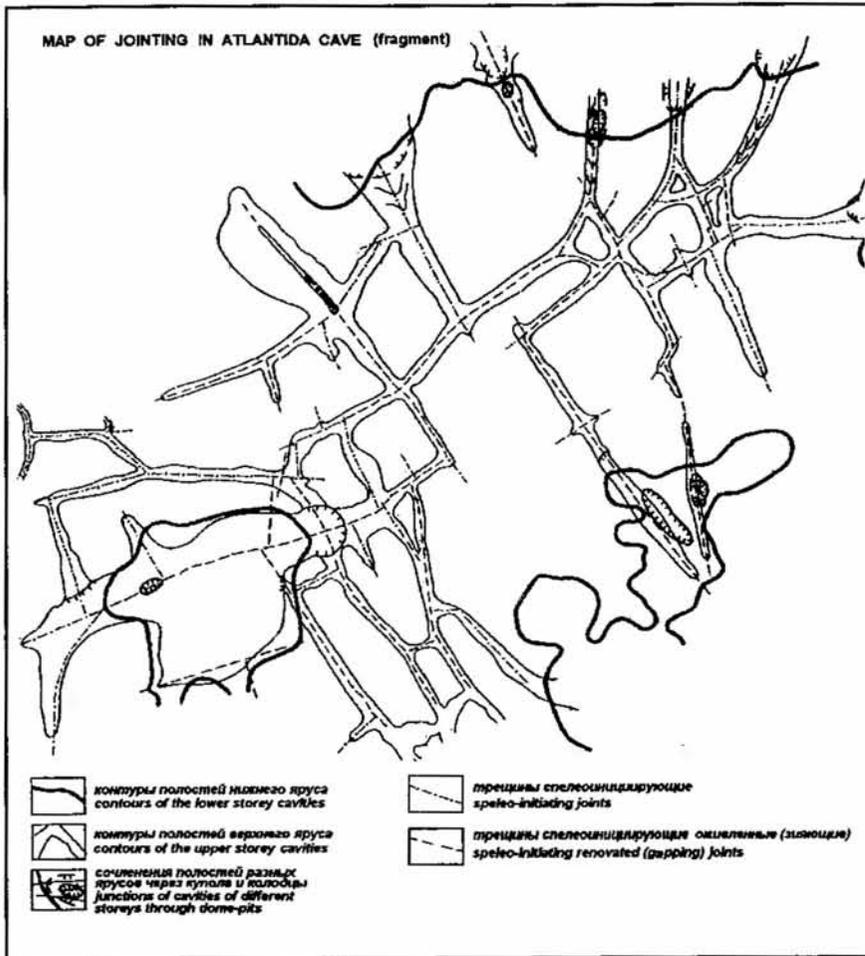


Figure 11. Jointing control upon occurrence of passages of the upper storey in Atlantida Cave

Figura 11. Control de la fracturación sobre la localización de galerías en el nivel superior de la cueva Atlantida

post-speleogenic jointing is characterized briefly; a consideration of speleo-initiating jointing, immediately controlling the structure of cave systems, is given in the next section.

Pre-speleogenic passive joints are found in many caves of the Podolsky sub-region (Atlantida, Mlynki, Ozernaya, Optimisticheskaya, Slavka, and others) where they form "ribs" of lithified filling, projected from the walls of passages into cavities. They are most clearly expressed in the Bukovinsky sub-region (Zolushka cave), where such "ribs" are abundant and large, often completely partitioning off passages (so called "wings").

Pre-speleogenic jointing in the caves of Podolia occurs predominantly in the lower part of the stratum (the sub-zones Ia and Ib). The surface of the walls of joints is irregular. The openings are normally 0,5 to 5 cm wide, but swells are frequent. This is interpreted either as a result of dissolution action during hypothetical old phase of karstification, or as a result of deformations due to recrystallization of gypsum.

Orientations distribution of the of

pre-speleogenic joints networks has been studied in Atlantida, Mlynki and Zolushka caves. The diagrams show polymodal distribution (fig.10), which differs considerably from that of joints of later generations. Similar peaks of orientations of pre-speleogenic joints ($340-350^\circ$ and $70-80^\circ$) are inherent in for Optimisticheskaya cave as well.

Pre-speleogenic joints constitute the earliest generation of jointing in the gypsum stratum, which had been formed, likely, during Late Badenian. During Kosovsky and Early Sarmatian time these joints were filled with argilo-carbonaceous material, and were not hydrogeologically active later on. However, it is likely that pre-speleogenic joints have played an important role controlling the processes of recrystallization of gypsum, being preferential paths for migration of interstitial water, pressed out from the rock.

The predominance of joints of NW and NNW orientation among pre-speleogenic joints is in agreement with their old age and indicates an activity of faults of northwest orientation during Late Badenian - Early Sarmatian. This is

also supported by the fact that quantity and width of pre-speleogenic joints increases considerably from the caves of Podolsky sub-region to the caves of Bukovina, so - from the platform internals toward the foredeep.

Post-speleogenic ("recent") joints are spread in all the caves of the region. They practically have not been touched by dissolution processes. The study of their relations with dissolution surfaces and secondary deposits in the caves has allowed to state that post-speleogenic joints have diverse age, yet within post-speleogenic period (Klimchouk, Rogozhnikov, 1982a, 1982b). These joints differ also by their genesis: they can be resulted by the late neotectonic activity, or be of gravitational genesis (joints of relaxation, crush joints, etc.). Neotectonic joints, formed due to tectonic stresses after Middle Pleistocene (after the ending of the period of active speleogenesis), are common in Mlynki and Atlantida caves, but they are rare in Optimisticheskaya cave. Orientations diagrams of such joints show polymodal distribution. Some peaks are inherited from the earlier generations, but the novel peaks appear at the directions poorly represented, or absent at all, on the diagrams of joints of older generations. It is characteristic, that in the caves of the Podolsky sub-region the orientations diagrams of post-speleogenic joints show rather clearly the sub-latitudinal and sub-meridional directions, while these directions are poorly represented in the earlier generations.

Gravitational joints are present in all caves, but they tend to focus on certain areas. In the Optimistic cave, for instance, relaxation joints are developed predominantly in the lower part of the stratum. In the upper part they form mainly along the inter-concenters surfaces of dome structures. Crush joints are characteristic in the pillars between passages of the lower storey. Pressure of above-situated rock cause deformation of the thin pillars, their crashing and destruction. The phenomena of the pillars crashing is observed in the lower part of the stratum only (in the zone of homogenous microcrystalline gypsum).

Speleo-initiating jointing and the structure of cave systems

Speleo-initiating jointing is of particular interest, as it determines development of cave systems and their patterns. In the region, the spatial structure of cave systems is fully controlled with the structure of speleo-initiating jointing of the gypsum stratum. As it

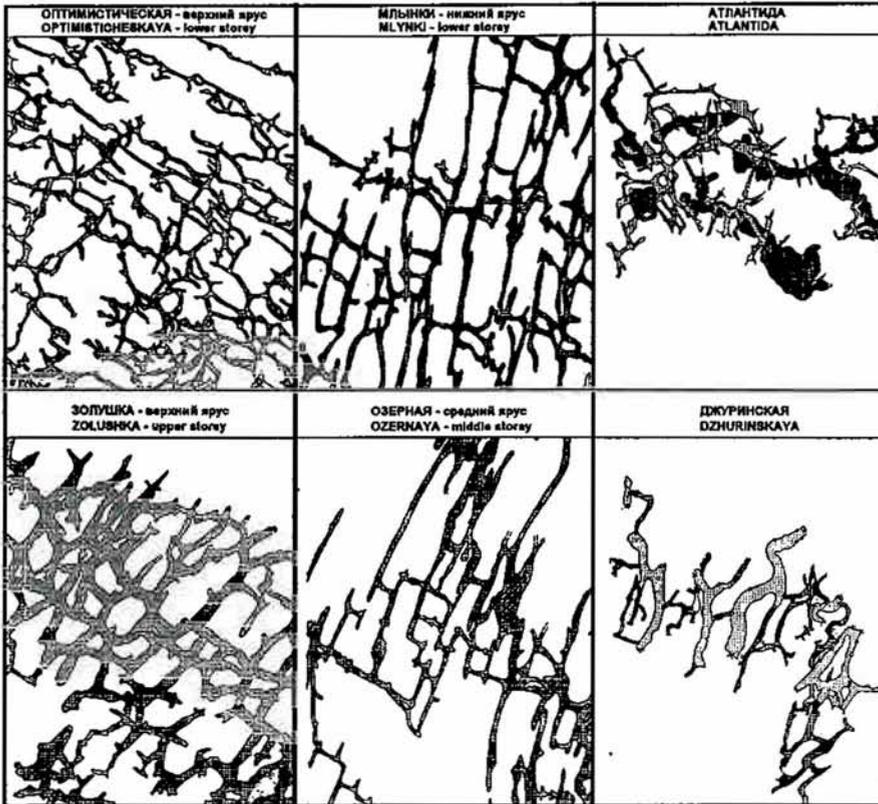


Figure 12. Different patterns of passage networks in caves of the Western Ukraine. All maps are pictures in the same scale
 Figura 12. Diferentes modelos de redes de galerías en las cavidades de Ucrania del Oeste. Todos los mapas se han dibujado a la misma escala

was noted above, the joints networks are "displayed" by the cave maps, so that it is proper using the cave maps for studying speleo-initiating jointing. In order to assess a correctness of such a substitution of the objects, the jointing survey has been performed on the large-scale (1:100 - 1:200) maps of the certain caves. Analysis of the maps (fig.11) has shown, that parameters of passages and passage networks obtained from cave maps, such as passages lengths, distances between passages in the set (or, the frequency of passages of the same orientation), orientation, the shape of between-joints polygons, the type of networks, the network connectivity, the number of beams in the joints intersection, in general characterize adequately the corresponding properties of speleo-initiating joints and their networks. However, a consistency between speleoforms and joints is complicated in large rooms and galleries with considerable gravitational reworking of the morphology: such speleoforms are usually a combination of several passages. When using cave maps to obtain jointing parameters, such areas are to be excluded from the analysis. Some other uncertainties and inconsistencies resulting from the above substitution of the objects will be noticed below. To avoid repeating, in further consideration we will mean spe-

leo-initiating joints when using the term "joints", unless otherwise specified.

Even the brief consideration of the maps of the caves of the region demonstrates the diversity of types of passage (joint) networks and their characteristics (fig.12). In the works by V.N. Dubljansky et al. (1969, 1980) and I.D. Gofshain (1979) the distinctions in the characteristics of passage networks between certain large caves were interpreted as the sign of their occurrence in different tectonic blocks. Later on, further exploration has considerably enlarged the areas of the cave fields, and it became evident that significant diversity exist of characteristics of passage networks between regions (areas) of a single large cave systems which occur within a single block.

It has proved to be the most important point for understanding of distinctions in the networks characteristics the recognition of the fact that the joint networks and the cave storeys are confined to the certain constant intervals within the gypsum stratum, corresponding to the different lithological/textural horizons (Klimchouk, Rogozhnikov, 1982; Klimchouk, 1986; Klimchouk, Andrejchouk, 1988). At this, joints (passages) of the certain storeys form largely independent networks with quite distinct parameters. The storey differentiation of the passages (joints) networks

of different types, and that of corresponding areas of the large cave systems, is expressed more or less in all the caves of the region; this is considered in details in the next section.

Vertical (storey) differentiation of joint and passage networks

Multy-storey structure of cave systems

It is found that in the most cases joints in the gypsum do not dissect the whole vertical thickness of the stratum, but are confined within certain intervals corresponding to certain lithological/textural horizons (zones). This is the main cause of the storey structure of the cave systems (Klimchouk, 1986, 1992; Klimchouk & Andrejchouk, 1988).

One of the authors has conducted special inspection of jointing on the areas of the cave fields where passages of different storeys are superimposed, and where a survey is available precise enough to enable identification of the points of passages superposition. At the places of passages superposition no trace can be normally found of speleo-initiating joint which control an occurrence of the contiguous storey. Only in rare cases passages of contiguous storeys are controlled by the same single joint propagating through several lithological/textural zones. The exceptions are also the cases where speleo-initiating joints experienced a post-speleogenic revival, or novel post-speleogenic joints were formed.

The recognition of storey differentiation of cave regions and areas in the most of the large caves has allowed to interpret obvious differences in morphology and characteristics of passages (joints) networks as the result of their development in the different lithological/textural horizons of the gypsum stratum.

In the comparatively small caves, for which the high-grade surveys and altitudes of passages floor and ceiling are available, the storey structure can be easily revealed from the cave maps (Atlantida, Dzhurinskaya). In the large cave systems with extensive lateral development, usual cave maps do not allow identifying storeys of passages in different parts of a system. Obvious morphological differences between passages developed on different storeys were previously interpreted as between-regions differences (Dubljansky, Lomaev, 1980; Savchin, Gunjovsky,

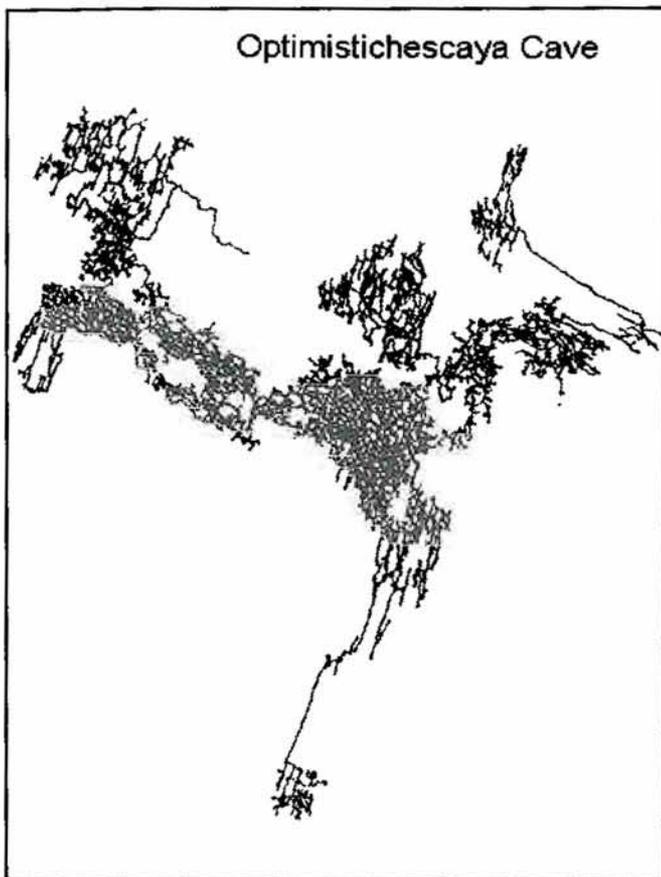


Figure 13. Optimisticheskaya cave. Survey was provided in 1966-1990 by the Lvov Speleo-Club. Some regions explored in 1990-1994 are lacking in the plane

Figura 13. Cavidad Optimisticheskaya. La exploración se realizó entre 1966 y 1990 por el Espeleo-Club de Lvov. Algunas zonas exploradas durante 1990-1994 no aparecen en el mapa

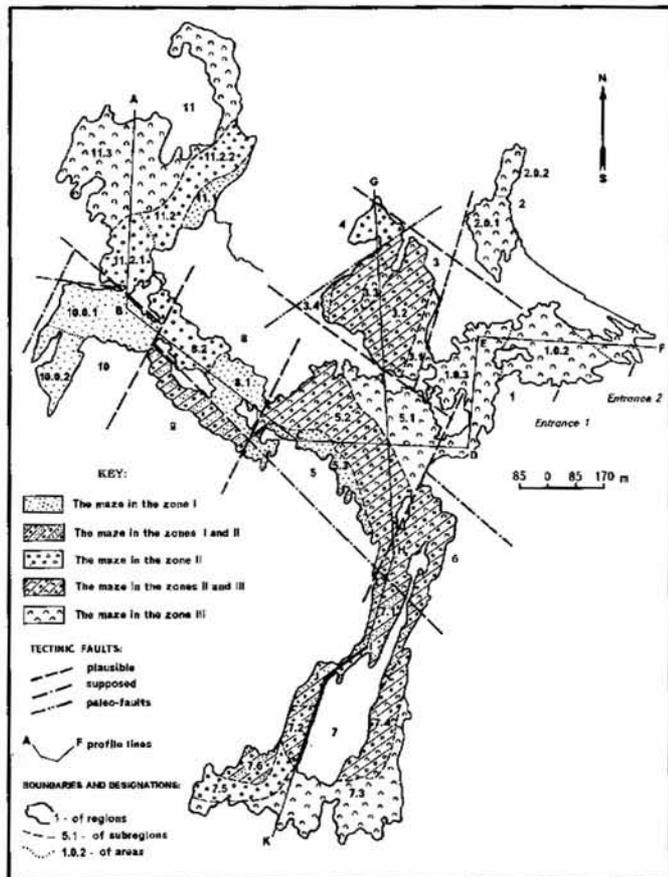


Figure 14. Scheme of microblock/storey differentiation and morphological regionalization of Optimisticheskaya cave
Figura 14. Esquema de diferenciación en microbloques/niveles y regionalización morfológica de la cavidad Optimisticheskaya

1970; Savchin, Kachkovsky, 1971, and others).

In order to reveal vertical differentiation of passages networks in the large and complicated cave system, the high-grade hydro-levelling have been performed in Optimisticheskaya cave, during which the altitudes of passages and contacts between different lithological/textural horizons of the gypsum stratum were carefully controlled. Particular attention have been paid to the bentonitic layer of 1 to 10 cm in thickness, which divides the middle and upper parts of the gypsum stratum. This layer is universally spread within the cave field and can be identified as the marking layer (see chapter 2). The profiles have been made through the whole cave field, from the east to the west, and from the north to the south.

It was found that the marking layer and boundaries between the lithological/textural horizons of the gypsum stratum are quite steady within tectonic microblocks; vertical range within 1 m is related to post-sedimentation deformations during recrystallization of the gypsum stratum. The passages storeys are steady as well, and strictly confined within certain lithological/textural hori-

zons of the stratum. Thus, it has proved to be appropriate using the lithological/textural criterion and the marking layer for the storey identification during morphogenetic survey, even without continuous levelling of passages. Such an opportunity is especially valuable in case of extensive cave systems.

The morphogenetic survey, performed in some caves continuously (Atlantida, Dzhurinskaya, Optimisticheskaya) or in parts (Ozernaya, Mlynki, Zolushka) has clearly demonstrated the storey differentiation of the passages networks.

Cavities occurring on a certain storey, can form networks well connected laterally on their own storey through a considerable area, but can remain isolated having no lateral connection with each other. In some cases two or even three storeys of cavities are developed through the same area, resulting a superposition of networks, but more frequently they are developed on the adjoining areas, being laterally connected along the common contour. This is inherent in the large cave systems of the Podolsky region (Optimisticheskaya, Ozernaya, Mlynki).

Let us consider in details variants of

relationship of passages of different storeys.

Optimisticheskaya cave (fig.13). In this largest and most complicated cave system three main storeys of passages are distinguished, each confined to different lithological/textural horizon, or zone, of the gypsum stratum. Figure 14 demonstrates the scheme of the storey differentiation of passages networks for the whole cave field. Most frequently passages of only one storey are developed within the certain area, and at this, networks of the adjacent storeys (so, of the adjacent areas) are connected along the common contour in a plan view. However, there are areas where networks of two adjacent storeys are developed together, being superimposed. Networks of the each storey are largely independent, being connected with each other in some, but far from every points of superposition of linear speleofoms in a plan view. There are considerable distinctions in the structures of passages networks developed on different storeys, as well as distinctions in morphology of cavities.

Ozernaya cave (fig.15). The gypsum stratum here is also consist of three units, that is most typical for the Podol-

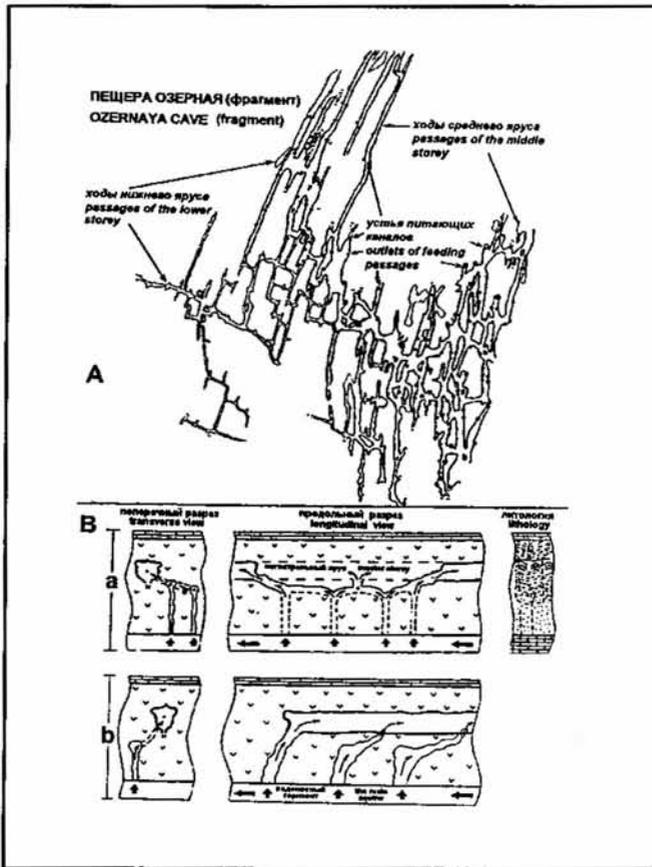


Figure 15. Ozernaya cave. Survey was provided in 1968-1988 by the Ternopol' Speleo-Club
 Figura 15. Cueva Ozernaya. La exploración se realizó entre 1968 y 1988 por el Espeleo-Club de Ternopol



Figure 16. A- The part of morphogenetic map of Ozernaya cave; B- the model of formation of the cave; a) the case of interconnected local network of the lower storey, feeding master network; b) the case of separate feeding cavities of the lower storey. (Klimchouk, 1992)
 Figura 16. A- Mapa morfogenético parcial de la cavidad Ozernaya; B- modelo de formación de la cavidad; a) en el caso de redes locales interconectadas del nivel inferior, alimentando la red principal; b) en el caso de alimentación de cavidades separadas del nivel inferior

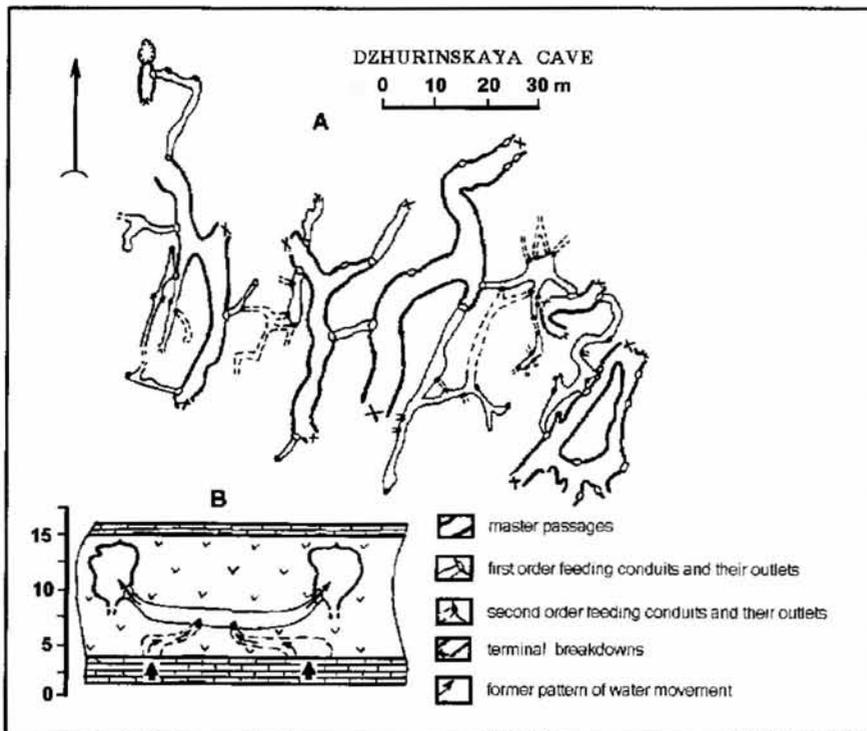


Figure 17. Dzhurinskaya cave. A- plan; B- schematic profile showing the relationship between cavities of the different storeys
 Figura 17. Cueva Dzhurinskaya. A- planta, B- perfil esquemático mostrando las relaciones entre cavidades de disitintos niveles

sky region. The overwhelming majority of passages in the cave is developed in the middle part of the gypsum stratum, immediately beneath the marking clay layer, forming extensive regions of the maze. Such regions are separated whether by tectonic faults, being connected by single passages on the same level, or by local passages networks of the lower storey.

Cavities of the lower storey are represented whether by separated conduits of an "ascending" morphology, or by local networks of narrow passages. In the first case, separated conduits may be inclined or pit-shaped forms, ascending from the bottom of the stratum and attached to the side or to the end of an above situated master passage (fig.16-B-b). Such conduits are often filled with clay sediments, same as those filling the lower section of master passages, but they can be easily recognized by presence of characteristic outlets in form of a shell or mini-crater, at the points of conduits connections with master passages. Morphogenetic mapping has shown that there are thousands of such outlets distributed

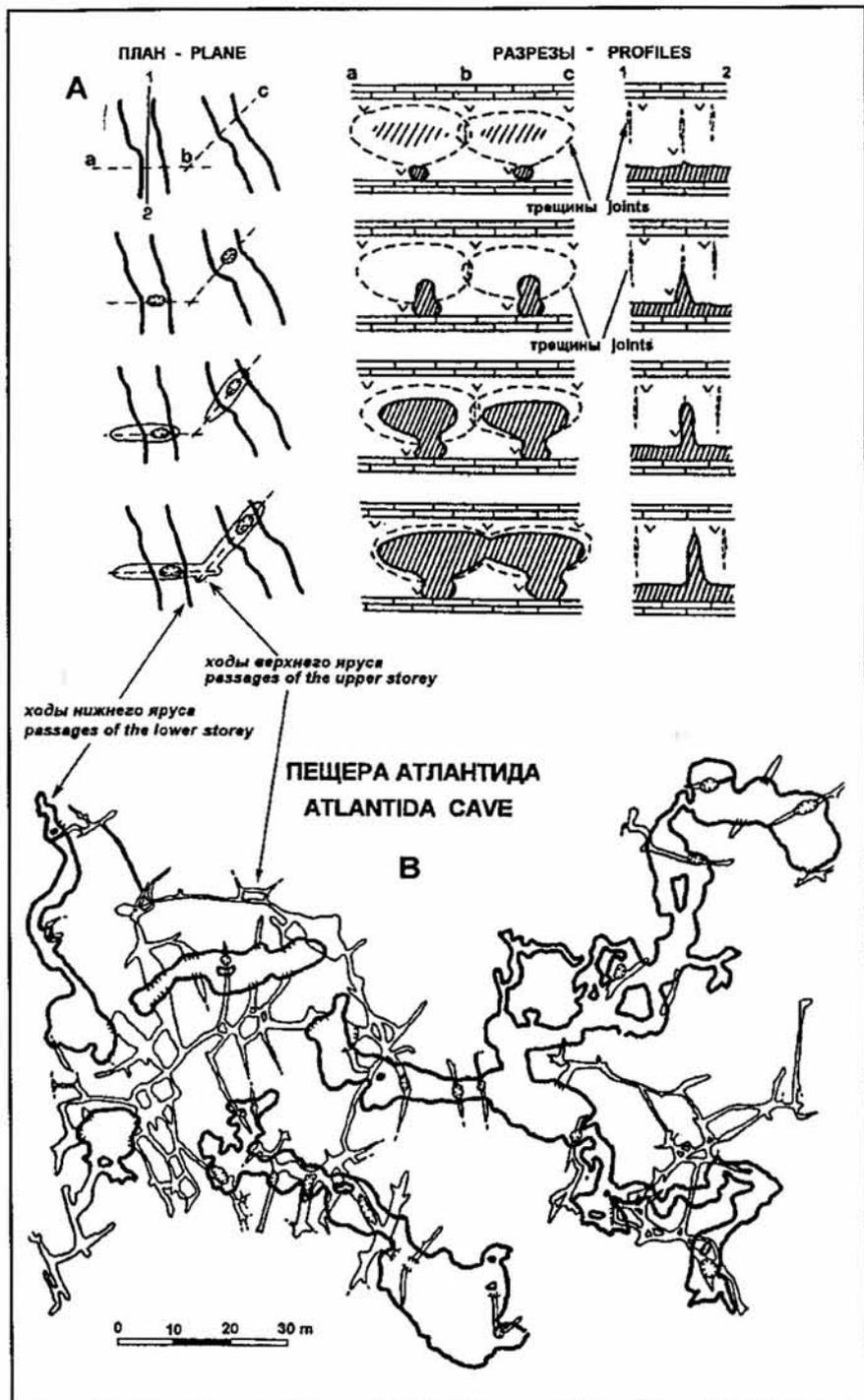


Figure 18. Atlantida cave and the model of development of the upper storey networks (after Klimchouk and Rogozhnikov, 1982)
 Figura 18. La cueva de la Atlantida y el modelo de desarrollo de la red del nivel superior. (Klimchouk and Rogozhnikov, 1982)

rather uniformly along the master passages network (fig.16-A).

In the second case, passages of the lower storey form local networks connecting different regions of master passages developed in the middle storey: the "Transitional" region is good example, the part of which can be seen in the southwest corner of the map in figure 16-A.

Passages in the upper storey are poorly developed in the cave, rarely forming small networks. Their morpholo-

gy indicates confined flow (domes, blind ends, etc.), and some passages reach the bottom of the overlying formation.

Dzhuvinskaya cave (fig.17). The gypsum stratum of 12-15 m in thickness has the two-units composition in this area, with crypto- and microcrystalline gypsum in the lower part, and macro- and giantcrystalline gypsum in the upper part. The explored section of the cave represents the part of a large cave system, limited by breakdowns (fig.17).

In the upper storey large sub-parallel master passages are developed. Conduits of two subordinated lower storeys are situated between master passages and connect them. Outlets of lower conduits have the characteristic view of a shell at points of their connection with master passages. Subordination of conduits of different storeys is clearly expressed (see profile on the fig.17B).

Atlantida cave. In the area of Atlantida cave the gypsum stratum also has the two-units composition. In its lower part bedded microcrystalline gypsum prevail, but with frequent inclusions of macrocrystalline gypsum and argilo-carbonate material. Unlike the most of the Podolian territory, the upper part of the stratum is composed here with homogenous crypto- and microcrystalline rock. Transitions between the lower and upper parts of the stratum are gradual.

In the structure of the cave system two storeys are clearly expressed (fig.18). The lower storey is represented by large master passages developed along the lower contact of the stratum, as well as by small systems of low winding passages with complex shapes adjoining to master passages. Conduits of the lower storey were developed as a system of local lateral flow in which larger master passages stand out as result of hydraulic competition (Klimchouk, Rogozhnikov, 1982). Caves of the upper ("transitional") storey have fissure-like of rounded cross sections and clear smooth morphology. They have no continuous connectivity on their own level, and are often represented with isolated conduits, developed laterally in both sides from dome-pit in the ceiling of master passages, being blind ended. In the areas where master passages lie close to each other, passages of the upper storey form small networks between them providing for passing from one master passage to another.

The morphogenetic analysis provided for Atlantida cave, has allowed, for the first time for the region, to reject the conventional theory of the evolutionary "descending" storey formation, and to suggest the model of the "ascending" formation of the upper storey passages from master galleries (Klimchouk, Rogozhnikov, 1982; fig.18, A). At the points where growing master passages intersected the joints of the next higher level, blind cupolas begun to develop upward along these joints (the case 1 on the fig.19). Within the interval of maximum opening of the upper level joints speleofoms received lateral development in both sides from a dome-

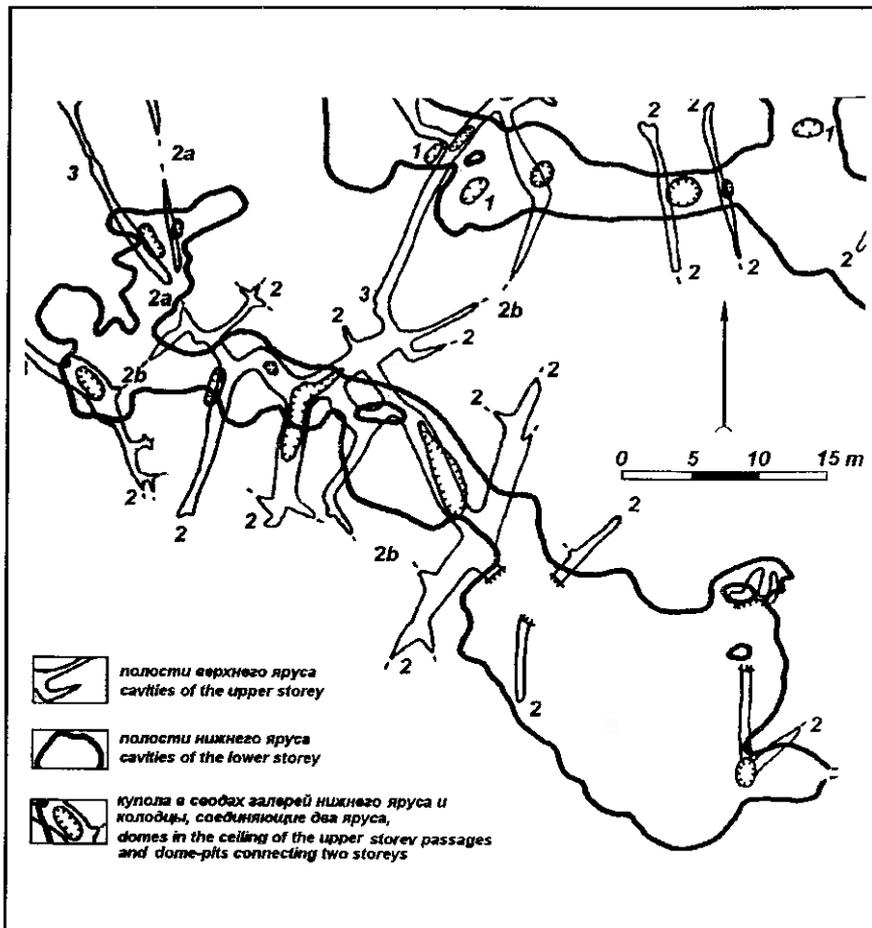


Figure 19. Development of passages and networks of the upper storey in Atlantida cave. Numbers indicate: 1- domes in the ceiling of the upper storey passages; 2- blind ends in the upper storey passages developed to meet each other along the same joint; 2a- blind ends developed along two crossing joints; 3- connected upper storey passages developed from different master passages of the lower storey

Figura 19. Desarrollo de la red de galerías del nivel superior en la cavidad de la Atlantida. Los números indican: 1- cúpulas de techo en las galerías del nivel superior; 2- terminaciones de galerías en el nivel superior desarrolladas de forma que se encuentran unas a otras a lo largo de la misma fractura; 2a- terminaciones de galerías desarrolladas a lo largo de dos fracturas que se cruzan; 3- galerías del nivel superior conectadas entre sí, desarrolladas a partir de las galerías principales del nivel inferior.

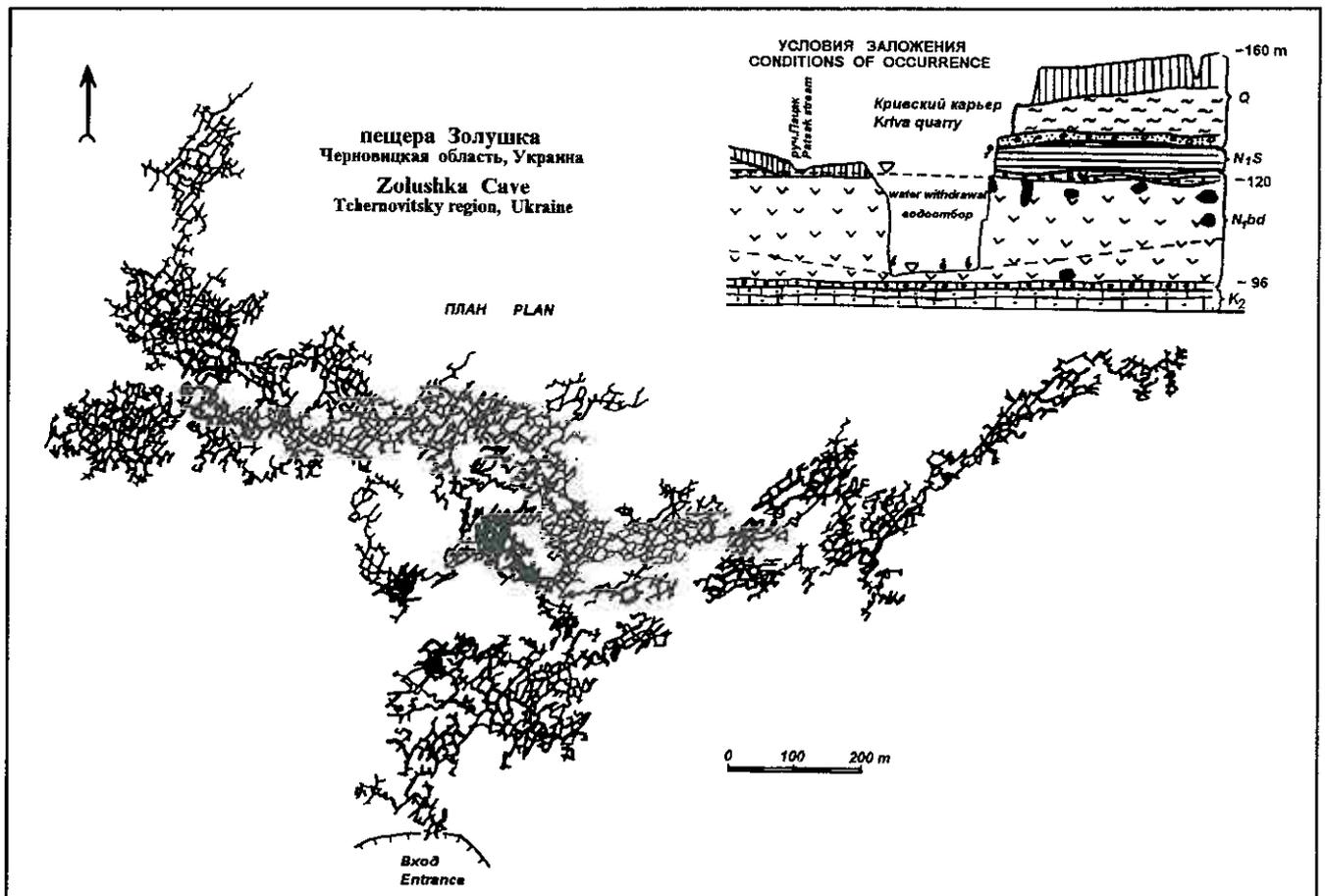


Figure 20. Zolushka cave: plan and schematic profile. Survey: Speleo-Club of Tchernovitsy
 Figura 20. La cavidad Zolushka: planta y perfil esquemático. Exploración: Espelo-Club de Tchernovitsy

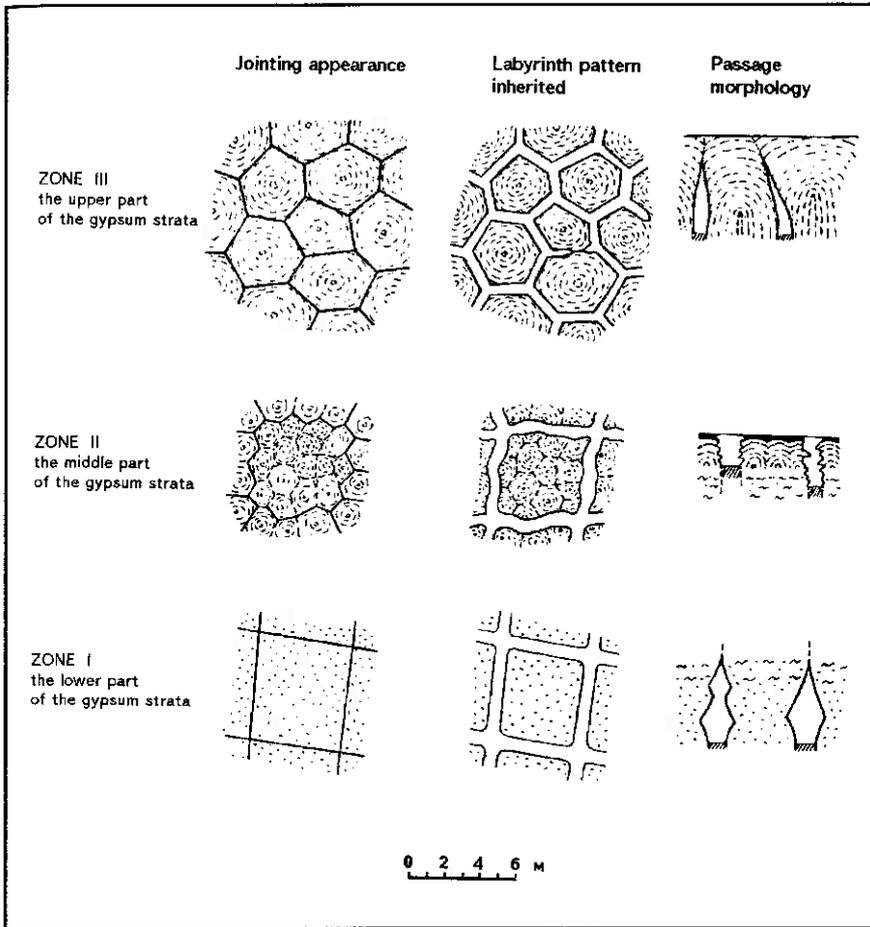


Figure 21. Peculiarities of jointing, occurrence and morphology of passages in different intervals (zones) of the gypsum stratum in Optimisticheskaya cave.
 Figura 21. Peculiaridades de la fracturación, situación y morfología de las galerías en diferentes intervalos (zonas) del estrato de yeso en la cavidad Optimisticheskaya

pit, being blind ended (the case 2). In the areas where master passages lie close to each other, some upper storey passages got connected (the cases 2a, 2b), forming small networks. Conduits of the upper storey do not form an independent flow subsystem here. Where a local networks of conduits had formed in the upper storey between neighboring master passages (fig.19), they provided for inter-flow between master passages.

In the known cave only one place have been found, where cavities of the upper storey reached the bottom of the overlying formation. It is likely, that via such areas an upward discharge occurred of waters in the gypsum to the above-gypsum aquifer.

Zolushka cave (fig.20). The gypsum stratum here has a thickness of up to 28 m. The lithological/textural differentiation is not clearly expressed. Whilst general predominance of microcrystalline varieties of gypsum, the grains size increase from below upward; in the middle part of the stratum bedding is evident. In the structure of the cave system two storeys are distinguished (fig.20). The most part of the maze is developed in the upper storey. Besides of passages, completely isolated in the cross section of the stratum, there are considerable amount of passages, progressing down, to the middle part of the gypsum, and, likely, to the bottom of the

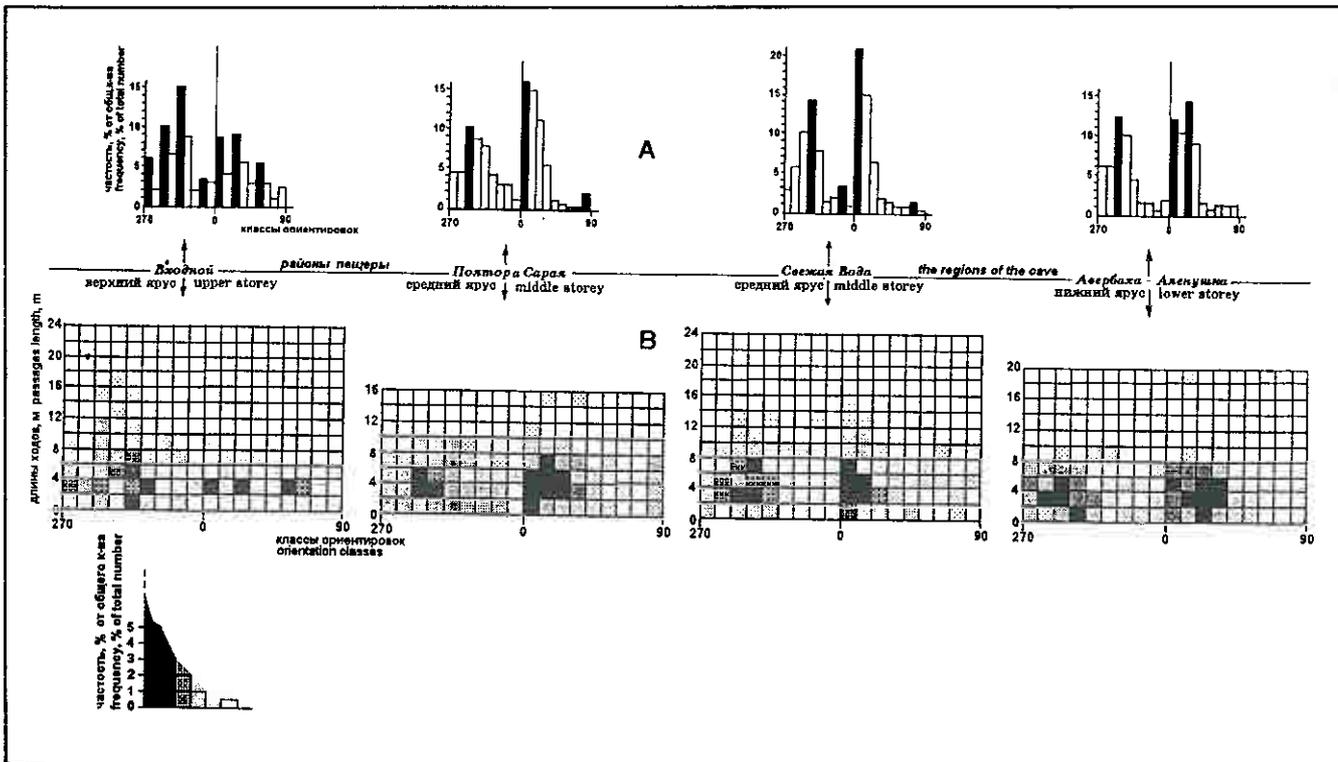


Figure 22. Distribution of orientations (A) and distances between passages (B) in networks developed in different storeys in Optimisticheskaya cave.
 Figura 22. Distribución de las orientaciones (A) y distancias entre galerías (B) en las redes de galerías desarrolladas en diferentes niveles en la cavidad Optimisticheskaya

stratum. Uncertainty is due to universally spread clay filling which hide the lower part of the cross section. In some regions, where clay filling is washed out, the middle canjon-like part of the cross section is exposed, with corrugated walls.

It is inherent in Zolushka cave the presence of vertical pits of 3 to 8 m in diameter, and 10 to 23 m in depth, connecting local networks of the lower storey with the maze of the upper storey. If the bottom of such pits is not filled with clay, then windows of the water table is accessible. Above such pits smooth cupolas are usually present, indicating an upward flow from pits. There are about 38 pits within the explored part of the maze.

Cavities of the lower storey are indicated by drilling data, observations in the quarry, by a presence of subsidences in clay filling in the floor of the upper storey passages, and from direct observations. Diving in the pit in the north east section of the cave has revealed a presence of the small network of passages in the lower storey extending for 50-60 m from the base of the pit. It is likely that networks of the lower storey have no continuous development and lateral connectivity on the own level, but they developed isolated, being connected with master passages of the upper storey via pits.

Distinctions in structure of networks of joints and passages developed on different storeys

In the comparatively small caves (Atlantida, Dzhurinskaya) differences in the plan structures of cavities occurring in different storeys are obvious (see fig.17 and 18-B). In the large cave system, where extensive networks are developed in different storeys, distinctions in the networks structure are evidenced in such networks parameters as distribution of orientations, passages length, distances between passages in a set, etc. Apparently, such distinctions are conditioned by peculiarities of the structure of speleo-initiating jointing developed in corresponding intervals of the gypsum stratum. These peculiarities, in turn, are pre-determined by the lithological/textural differentiation of gypsum within the stratum cross section (see chapter 2). Most clearly, the relation between jointing and lithological/textural peculiarities of the stratum are expressed in Optimisticheskaya cave (fig.21). The diagrams on the figure 22 demonstrate distinctions in parameters of passages networks develop-

ped in different storeys in Optimisticheskaya cave.

The Vkhodnoy region is developed at the upper storey (zone III), the Svezhaya Voda region consists of two storeys developed in the upper and middle parts of the stratum (zones III and II), the Poltora Saraya region represents the networks of the middle storey (zone II), and the Averbakha and Aljonuska regions represent the networks of the lower storey (zone I). The diagrams demonstrate clear distinctions in the azimuths structure of the networks: in amount of the modal orientations (sets), in orientation of prevailing sets, in distribution of passages by length and orientations. Generally for the whole cave, passages of 2 to 4 m long prevail, but in the lower storey networks their maximum corresponds to the direction of 290-300°, but in the upper storey networks - to the direction of 0-10°.

Within the lower part of the stratum (zone I) the joint network is characterized by rather distinct anisotropy of orientations (with 2 main and 1-2 minor peaks on the diagram), a predominance of 4-beams intersections of passages, quadrangular shape of polygons. Joints are rectilinear, their walls is even (fig. 21).

Within the zone II a character of speleo-initiating jointing is quite different. Under influence of both internal (lithogenetic) and external (tectonic) stresses a rock to splits along the planes, which divide small dome structures occurring here, so that joints formed attain zigzag-like configuration. In fact, such joints consist of several single joints sequentially connected to each other, but 2-beams connections are topologically indistinguishable from joints turns. When taking parameters from cave maps, an orientation of such joints is approximated by a straight line corresponding to the axis of a passage. In this case 4-beams connections of a map usually corresponds to two 3-beams connections of joints. In networks of the middle storey orientations anisotropy is also evident, but yet in lesser extent than that in the zone I.

In the upper part of the gypsum stratum (zone III) composed with giant dome structures, joints form predominantly along the planes that divide structures. The formation of joints is eased by a presence of argilo-carbonate material, pressed out in the process of gypsum recrystallization. In case of firm intergrowth of dome structures, rock can split not necessarily along the dividing planes, but often across the

structure. Sometimes, the structures are split from the center to periphery.

When joints develops along the plains dividing dome structures, a joints network forms for which following features are characteristic: 5-6-angular shape of polygons, predominance of 3-beams connections, an absence of clearly expressed main orientations (prominent peaks on diagrams, - fig.21). Such features are inherent in networks of lithogenetic joints.

Type of a joints (passages) network is the most general characteristic (Rats, Tchernyshev, 1970; Tchernyshev, 1983). Analysis of cave maps and the description of networks given above shows that studied networks fall into the intervening type between two classes: of systematic and polygonal networks. In Optimisticheskaya cave prominent sets are most clearly expressed in networks of the lower storey, in lesser extent but still rather clear - in networks of the middle storey. Expressed systematic networks (those with few prominent sets of orientations) are characteristic of neighboring Ozernaya cave, where they are developed in the middle storey (zone II). Two sets are sharply predominant here. Verteba cave and those regions of Optimisticheskaya cave that are developed in the upper storey (in the zone III), are examples of polygonal networks. In many other cases networks have an intervening character well corresponding to the special type of "systematic polygonal networks" distinguished by M.V.Ratz and S.N.Tchernyshev (1970).

Morphology of cavities of different storeys

Jointing of the gypsum, spatial distribution of joints, and lithological/textural peculiarities of the rock pre-determine not only the structure of cave systems, but features of meso-morphology of cavities as well (Demedjuk, 1982; Klimchouk, Rogozhnikov, 1982; Klimchouk, 1986; Demedjuk et al., 1988; Klimchouk, Andrejchouk, 1988). Peculiarities of occurrence of cavities and of their morphology are characterized below with the example of Optimisticheskaya cave, where influence of lithological/textural factor is most prominent (fig.23).

In the upper part of the gypsum stratum (sub-zone IIIb), which is composed with giant dome structures, cavities most commonly occur along joints following the planes dividing the structures. Such passages usually have fissure-like and triangular (7, 15)2 section, less

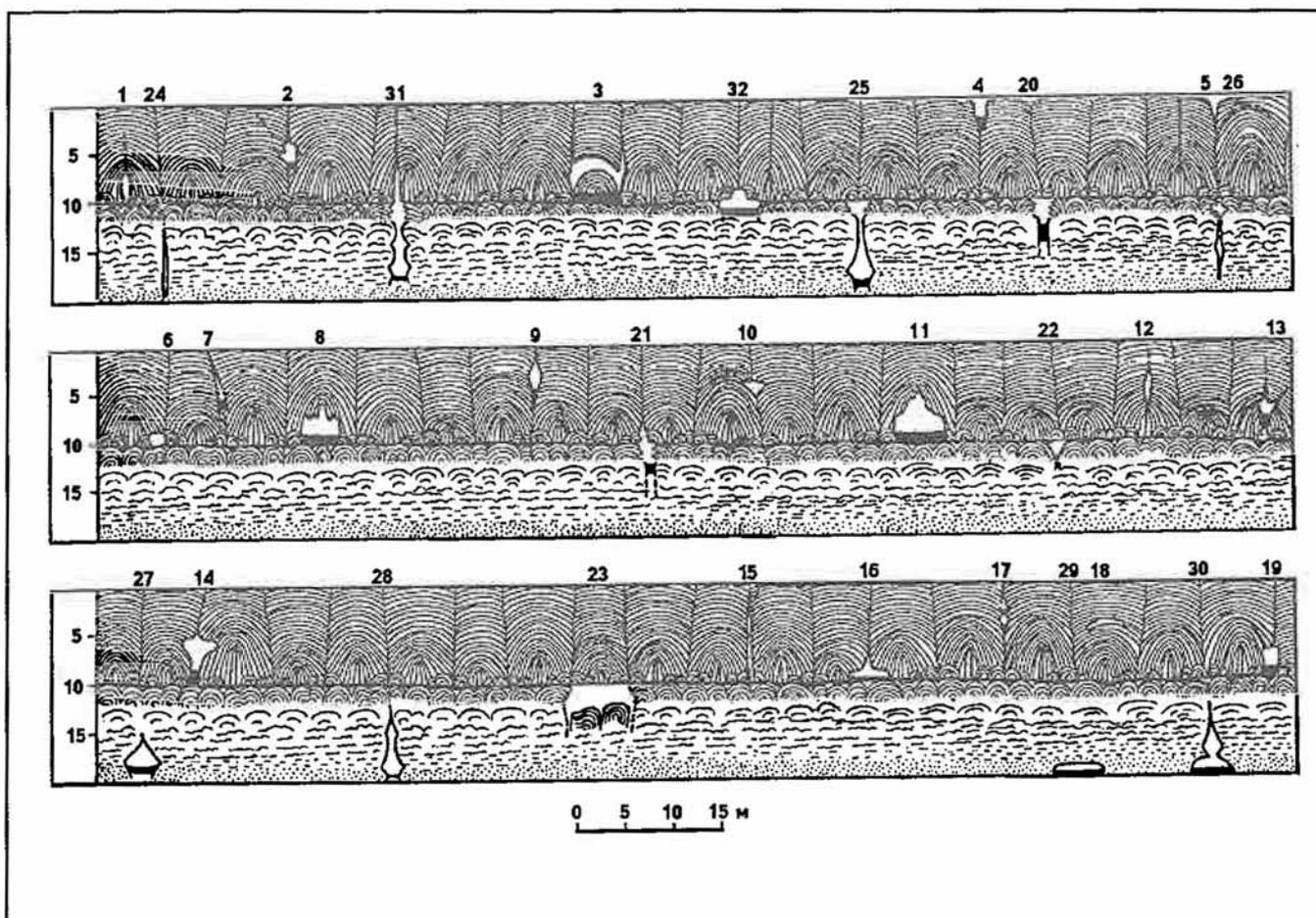


Figure 23. Occurrence in the gypsum stratum and morphology of passages of different storeys in Optimisticheskaya cave. Numbers are referred to in the text.

Figura 23. Posición en el estrato de yeso y morfología de las galerías de los distintos niveles en la cavidad Optimisticheskaya. Véase el texto para el significado de la numeración

frequently - rhomb-like (9) or rectangular (19) sections. In some places pinches occur in the central part of a cross section (17), sometimes dividing a passage into two sub-storeys. Passages occurring near the bottom of the overlying limestones, have a plan ceiling (4, 5) composed with the above rocks. Morphology of cavities in the sub-zone IIIb is often complicated by small niches, shelves and ridges (2). The axis of passages here are normally vertical, less frequently - inclined (7).

Sometimes cavities occur along joints radially splitting dome structures (1, 12, 13). There are also cavities developed along surfaces dividing concentric surfaces of the structures (18) or, less frequently - along intersections between vertical joints and inter-concentric surfaces (10).

In the upper part of the gypsum stratum some large galleries and chambers occur, which formation is controlled by tectonic, hydraulic and lithological/textural factors. Simple cases are represented by Tsyklop, Jubilejnaya, Vecho Junykh galleries (14) which have rounded and oval sections complicated by fissure-like extension on the bottom.

More complex cases are characteristic of the Zaozerny and Anakonda regions (8, 11). The presence of cupolas in the ceiling is common, formed by dissolution of the core and near-core parts of dome structures. Cupolas are of 5 to 6 m in diameter. In the top of cupolas selenite monocrystals often occur, exposed in the process of dissolution of surrounding rocks. In the Anakonda region cupolas are complicated with vertical tooth and ridges (8) formed as a result of selective dissolution of concentric surfaces, composed by microcrystalline gypsum, or by dissolution along inter-concentric surfaces. This phenomena is common for Kristal'naya cave as well.

A peculiar kind of cavities forms when blocks of gypsum detach along the surfaces between concentric surfaces in dome structures (3). At this, large spheroid boulders form ("stone balls", or "globes"). The ceiling shape follows contours of such boulders.

Within the sub-zone IIIa low (up to 1-1.5 m) passages of rounded shapes are developed (6), often complicated with speleofoms of lower order. Along the contact between the zones II and III

wide (5-6 m and wider) and low (1-1.5 m) cavities are developed.

Cavities of quadrangular shape are common for the zone II; a ceiling is controlled by the bottom of the zone III (20). Such cavities form along joints occurring within the zone II and ending in the bentonitic layer. Some of such passages have narrow and deep fissures in the bottom. Passages crossing the central parts of dome structures of the zone II have a peculiar section. Their ceiling is in 15 to 30 cm below the bentonitic layer. Sometimes cavities occur with a section in form of triangular taken upside down (22).

Walls of cavities of the zone II are characterized by complex micro-relief, with numerous ridges and cornices. They are formed due to selective dissolution of microcrystalline concentric surfaces of dome structures. Prominent forms are composed with less soluble macrocrystalline gypsum.

Cavities in the lower part of the gypsum stratum (zone I) normally have rhomb-like cross sections (27). Combinations of two rhombus occur frequently (28). Such sections form due to episodes of prolonged stay of a water

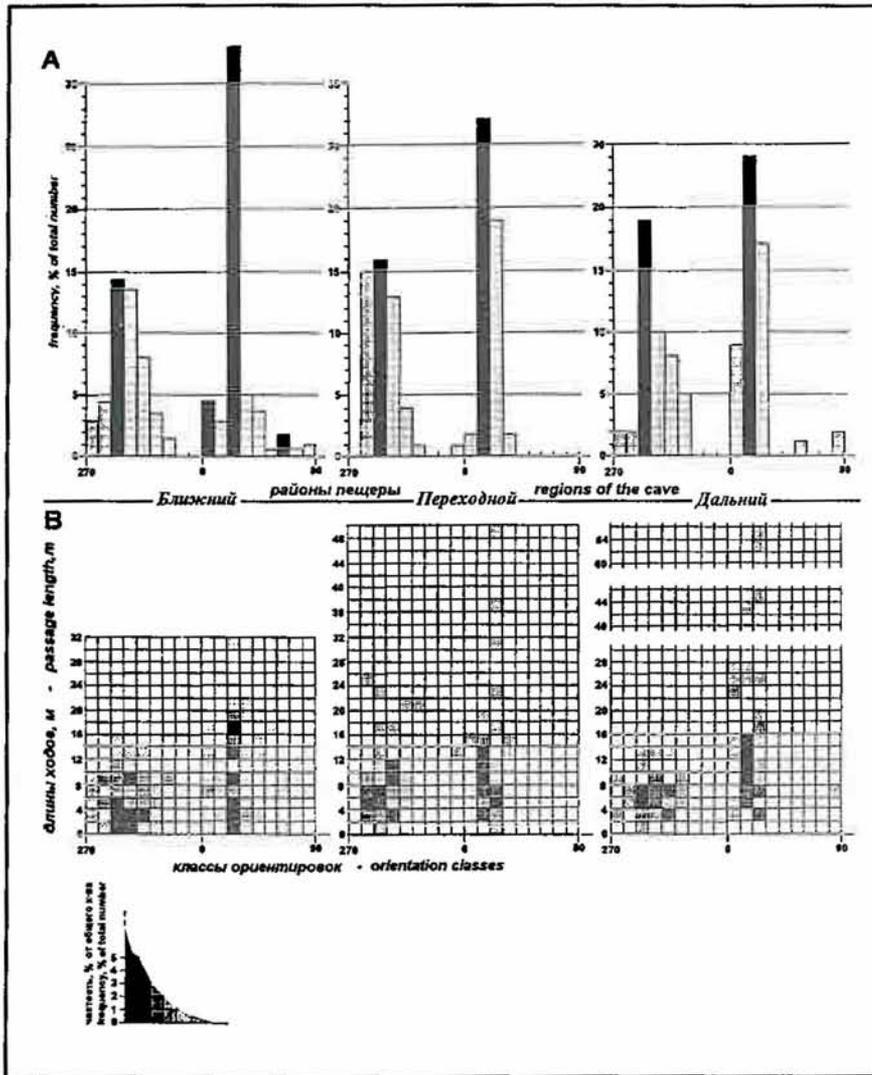


Figure 24. Distribution of orientations (A) and distances between passages (B) in networks developed in the same storey but in different microblocks (regions) of Ozernaya cave.

Figura 24. Distribución de las orientaciones (A) y distancias entre galerías (B) desarrolladas en el mismo nivel pero en diferentes microbloques (regiones) en la cavidad Ozernaya

table at certain position, within the stage of dewatering of the gypsum stratum. Fissure-like passages (24, 26) are less frequent here. Wide and low passages with plane ceiling occur along the contact of the gypsum stratum with the underlying formation (29). Internal surfaces of cavities in the zone I are smooth, moderately complicated by microforms: "ribs" of pre-speleogenic joints and isolated large gypsum crystals. Within maze networks developed in the lower part of the stratum (Averbakha. Aljonushka, Ozerny regions, etc.) vertical conduits are widely spread, ascending from the bottom of the stratum and having outlets that widens upwards. Such conduits are interpreted as points of upward recharge of the maze from the under-gypsum aquifer (Klimchouk, 1990; 1992; Klimchouk, Shestopalov, 1990; Klimchouk, 1992;).

Cavities which occur along joints dissecting the whole gypsum stratum,

or most of it's thickness, have most complicated morphology. Such passages (21, 25, 30, 31) represent combination of several speleofoms described above, characteristic of a certain part of the gypsum stratum.

Lateral variability of the cave systems structure and passage morphology

General regularities

As it was shown above, the differences in the structure of networks and morphology of passages between different areas of the cave system are caused chiefly by their occurrence in the different vertical intervals (lithological/textural zones) of the stratum that have their inherent characteristics of speleo-initiating jointing.

Networks occurring in the same interval but through different areas of a cave system show a similarity in the most essential features of the structure and morphology of passages (network type, distribution of orientations, cross sections shape) but may have some distinctions. The structural distinctions are expressed, chiefly, in networks density, distance between sub-parallel passages in systematic networks, distribution of passages by length and orientation (fig.24). Such aerial distinctions between networks of the same storey are determined by their occurrence in different microblocks, which tectonic identity is not essential however. The structural distinctions may be enhanced if networks are compared developed in different tectonic blocks; for instance, the same storey networks of Optimisticheskaya and Ozernaya caves. Between-area distinctions in morphology of passages of the same storey can be also induced by hydraulic factors, such as a degree of flow focusing, or flow rate that depends from initial opening of joints, position of a network in a hydrologic system and a degree of network's connectivity with zones of recharge and discharge; the two latter factors determine a local hydraulic gradient.

It is important question how uniform is jointing and distribution of passages in the lateral direction. Analysis of cave maps allows to bring some light to this question but one must have in mind that contours of fields of mapped passages and networks of passages within are not exhaustive complete. However, consideration of cave maps clearly shows that jointing is quite uniformly distributed in lateral direction, with some characteristic density, within a certain cave area. Such areas, defined above as microblocks, are normally restricted (separated) by large joints or faults that stretch for rather long distances, dissect the whole gypsum stratum and are of obvious tectonic origin. A jointing network within an area (within a microblock) is characterized by quite steady density that do not vary from periphery toward the center.

Differences in the jointing structure between microblocks are expressed also by the fact that a network of a certain storey can be not expanding into the adjacent microblock at the same storey; in this another microblock a network of joints (passages) at another storey can be developed and laterally connected through the area. Some cave maps also demonstrate a presence of not karstified ("blank") areas surrounded by passage networks, or se-

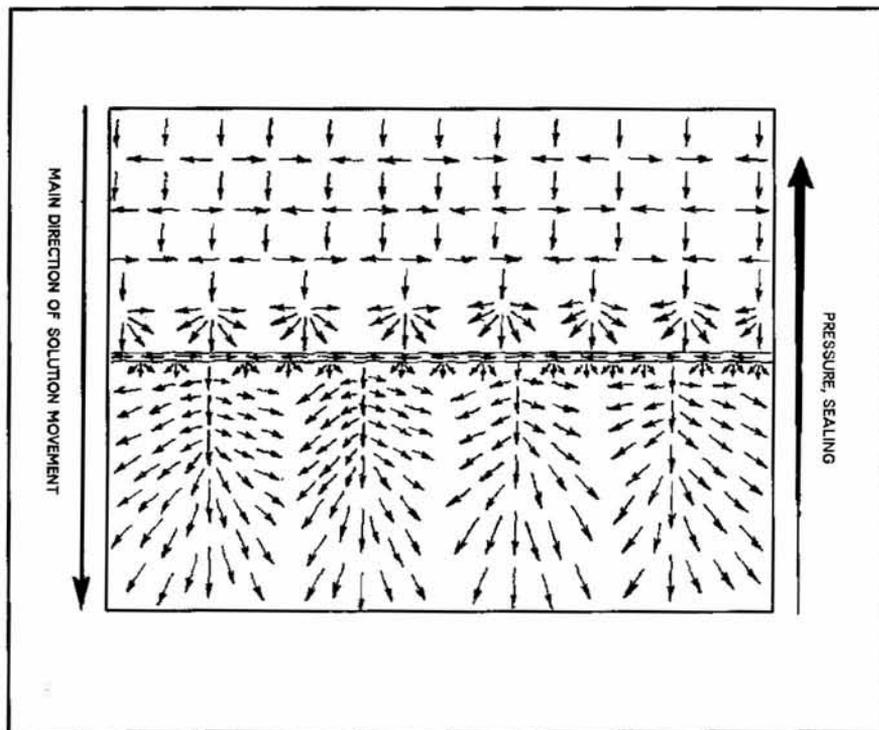


Figure 25. Scheme of interstitial waters movement in the course of early diagenetic transformations of gypsum stratum.

Figura 25. Esquema del movimiento del agua intersticial en la etapa diagenética temprana de transformación del estrato de yeso

parating adjacent cave areas. In the scale of the order of hundreds meters or first kilometers (the most important scale in a practice of hydrogeology and engineering geology) the distribution of jointing at a certain storey can not be treated as homogenous: karstified areas (microblocks) alternate with those that are not karstified at all. However, strictly speaking, area irregularity of karstification does not immediately indicates that jointing is not homogeneously distributed; it may just indicate that speleogenic realization of jointing networks is not uniform that can be conditioned by hydraulic factors.

Regionalization of large cave systems

Continuous mapping of area and storey differentiation of passage morphology and networks performed in Optimisticheskaya cave, has allowed to provide for morphological regionalization of this largest cave system. Morphological region of the cave is defined as a part of the cave that occurred within a certain tectonic microblock, with peculiar orientation and morphology of speleofoms developed on each of storeys present. Boundaries between regions follow tectonic joints or faults. Within a region sub-regions and areas can be distinguished; the former are defined as parts of regions with the same set of storeys, and the latter are

consolidated parts of regions or subregions with passages developed in one of storeys, with steady passage morphology characteristics.

Totally, 11 regions, 18 subregions and 9 areas are distinguished in Optimisticheskaya cave (see fig.14). Peculiarities of structure and morphology of networks and passages are described in details in Russian text.

SOME CONTROVERSIAL TOPICS

Among problems, related to the above considered structural prerequisites of speleogenesis, following ones are most interesting: 1) causes and mechanisms of vertical structural/textural differentiation of the gypsum stratum and of formation of unique giant dome structures; 2) genesis of jointing in the gypsum stratum; and 3) hydrogeological conditions of realization of the structural prerequisites of speleogenesis.

Diagenesis of sulfate sediment and genesis of the dome structures

Lithological and structural peculiarities of the gypsum of the Western Ukraine attracted attention of various investigators. Some of them (Gofshtain, 1979; Dubljansky & Lomaev, 1980; Dubljansky & Smolnikov, 1969) treated

the dome structures as hydration folds, the result of rock deformation during transformation of anhydrite to gypsum. Other workers (Korzhenevsky & Rogozhnikov, 1978) considered these structures as the result of diagenesis of mud with colloid structure.

The dome structures are known also in the middle part of the Miocene gypsum in the Southern Poland, where the sulfate belt of the Western Ukraine stretches to. Views of Polish investigators on the genesis of the structures are contradictory (Babel, 1986). A. Malicki (1947) thought that the formation of the dome structures is the result of deformations induced by hydration of anhydrite. J. Flish (1954) treated them as pingo forms, frost hummocks with an ice core. K. Witwalski (1976) considers the dome structures as primary phenomena formed in result of parallel crystallization of successive layers on bulges of the lagoon bottom. The view about the primary nature of the discussed structures is shared by M. Babel (1986) who noted that macrocrystalline and giantcrystalline (sabre-like) crystals grow outside from the chaotically arranged core reaching radial orientation, that is exceptional feature of the sabre-like gypsum and regarded by Babel as an evidence of the primary nature of the structures. However, Babel admits that the primary nature of the dome structures was not proved.

The discussed dome structures can not be formed as a result of hydration of anhydrite. It is proven (Koltun et al, 1972; Kropacheva, 1981; Kudrin, 1966; Petrichenko et al, 1988) that in the studied region gypsum was primary deposited mineral but not anhydrite. Thickness and pressure of the overburden in the platform outskirts never was high enough to allow further dehydration of primary gypsum. This is also evidenced by the presence of gypsum with remaining primary structures (bedded gypsum, argilo-sulfate rythmits, etc.) that would be inevitably destroyed during the dehydration/hydration cycle.

The hypothesis about formation of the dome structures in the result of diagenesis of mud with colloidal structure. It is known that newly deposited evaporate minerals do not form colloidal mixture, and that primary gypsum sediment form friable mass of 10 to 50% porosity impregnated with water (Sonnenfeld, 1988; Strakhov, 1962), rather than many meters thick mud suspension of colloidal structure. Besides that, crystallization of colloid would be complete and homogenous, and dividing surfaces between adjacent domes would be even, without intergrowth of

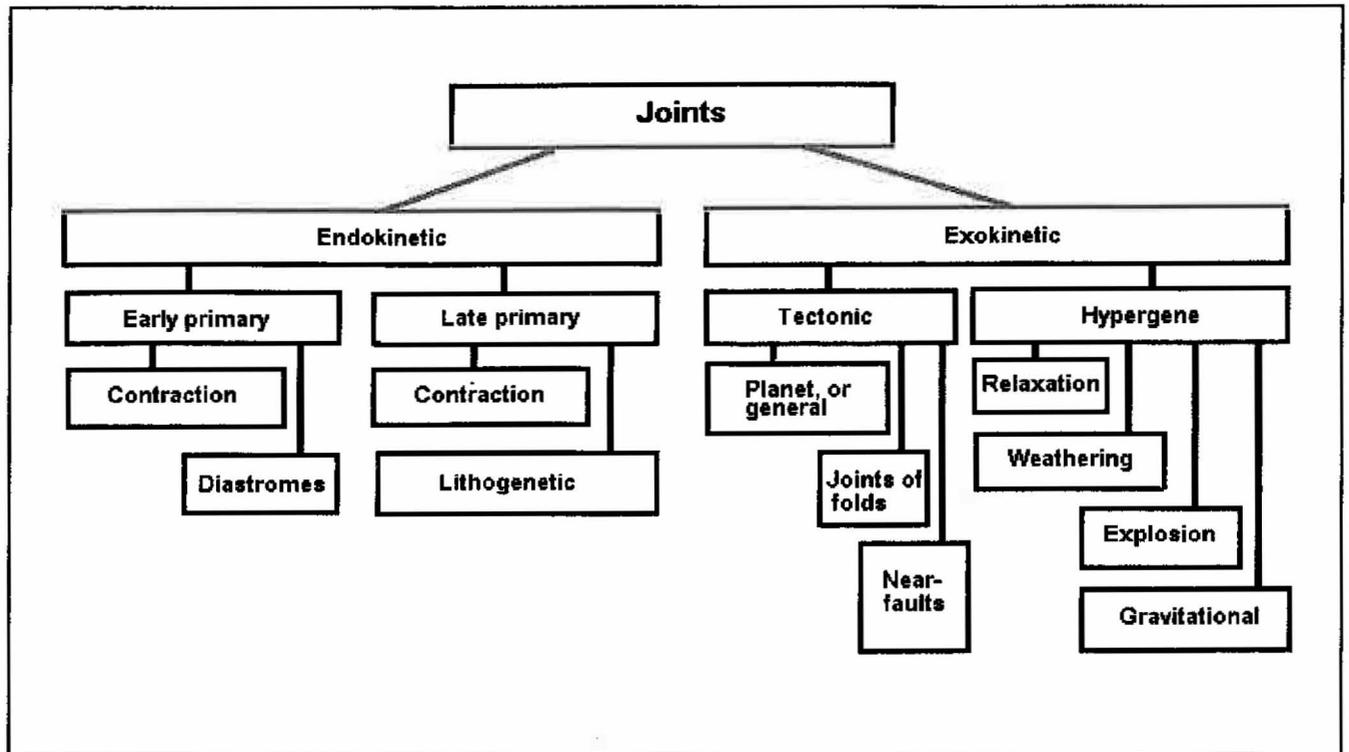


Figure 26. Genetic classification of joints (after Tchernyshev, 1983)
 Figura 26. Clasificación genética de fracturas (Tchernyshev, 1983)

crystals of the adjacent structures (Lebedev, 1965). In our case crystallization of gypsum within the structures is unhomogenous and intergrowth of crystals between the structures is common; this supports that growth of the dome structures did not occur in the colloidal media.

We believe that structural/textural differentiation of the gypsum strata in the Western Ukraine is the result of recrystallization of primary cryptocrystalline gypsum sediment on the stage of late diagenesis. This is supported by the following facts: a presence of cryptocrystalline gypsum in the core parts of the dome structures, a presence of concentrers composed with cryptocrystalline gypsum, uncomplete recrystallization of gypsum in the near-core parts of the structures, etc. Mechanism of recrystallization of primary gypsum is not well understood, as well as factors that caused recrystallization. It is clear only that recrystallization of gypsum occurred under conditions of ascending movement of saturated interstitial waters.

The mechanism of late diagenetic transformation of the gypsum stratum can be assumed as follows. Gravitational sealing of gypsum rock led to squeezing out of interstitial waters into the upper, less closely packed, beds of the stratum (fig.25). In the lower, more closely packed part of the stratum interstitial waters moved in both vertical and lateral (along bedding planes) di-

rections. At this growth of macrocrystals of gypsum occurred along bedding planes, that was accompanied by formation of porphyreous, plicated and undulatory structures. In the middle part of the gypsum stratum, near the contact with the bentonitic layer, interstitial waters moved upward. At this, the dome structures of the zone II were forming.

When interstitial waters were penetrating through the bentonitic layer, their local redistribution occurred, with further upward movement into the upper part of the gypsum stratum. Vertically oriented channels at the intersections of primary joints could serve as preferential paths for this upward movement. This can explain anomalous vertical elongation of the dome structures of the zone III. Such primary jointing was destroyed later on during recrystallization.

Upward movement of interstitial waters along vertical channels was rather fast, so that gypsum in this sub-zone was poorly recrystallized. Above, where the rock was lithified at lesser extent and joints were poorly expressed in it, water movement was retarded. Here an intense recrystallization occurred, up to the stage of selenite gypsum. From this area interstitial waters moved in different directions from the center to periphery, under conditions of homogenous media and low gradient pressure, so that concentric-zoned and radiated-fibrous texture was formed in

the periphery parts of the dome structures. At the outer parts of the dome structures the water movement was most slow, recrystallization of the rock was also slow and prolonged, so that forming crystals attained a considerable size.

Slow movement of waters in lateral and vertical directions could occur under conditions of growing pressure resulted from deposition of overlying clay thickness (the formation of an artesian basin). Sonnenfeld (1988) has pointed out a possibility of diagenetic transformation of evaporate rocks under the conditions of artesian uplift of brines.

Diagenetic transformations of the gypsum stratum began immediately after precipitation of sulfate sediment, and continued after the overlying formations had been deposited. This is evidenced by the presence of veinlets of fibrous gypsum developed along joints and bedding planes in the Upper Badenian clays. Such veinlets were formed in resulted of penetration of saturated waters from the gypsum stratum into the overlying formations.

The problem of the late diagenesis and recrystallization of gypsum has many poorly understood aspects. It can not be ruled out that recrystallization processes continue also on the katagenesis stage. For instance, in the Lower Permian gypsum and anhydrides in the Gor'kovsko-Alatyrsky uplift area the upper 30 m thick part of the stratum is recrystallized with recrystallization pro-

Characteristic of intersections of joints of different genesis, and cave passage intersections

Types of joints	Number of beams at an intersection						4-beam/3-beam intersections ratio
	3	4	5	6	7	8	
Primary joints (Tchernyshev, 1983):							
Glaze	78	21.6	0.4	0	0	0	0.28
Lava sheet	73.4	24.3	2.2	0	0	0	0.33
Desiccation cracks in mud:							
1	84.4	15	0	0.6	0	0	0.17
2	91.5	8.5	0	0	0	0	0.09
3	90	8.8	1.2	0	0	0	0.1
4	80.9	10.1	0	0	0	0	0.12
Speleo-initiating joints in the gypsum in the Western Ukraine:							
Atlantida Cave, the upper storey	83	16	1	0	0	0	0.19
Dzurinskaya Cave	92.4	7.6	0	0	0	0	0.08
Mlynki Cave, the Western Series	82.3	16.6	1.1	0	0	0	0.2
Optimisticheskaya Cave, Entr.Sr.	79	20.7	0.3	0	0	0	0.26
Zolushka Cave	71.6	28.4	0	0	0	0	0.4
Tectonic joints (near Nurek, C. Asia)	20	80	0	0	0	0	4

Note: For Atlantida and Dzhurinskaya caves the maps of joints have been used in analysis, for other caves - maps of cave passages.

Table 2. Characteristics of intersections of joints of different genesis, and cave passage intersections.
Tabla 2. Características de las intersecciones de fracturas de distintas génesis e intersecciones de galerías en cavidades

cesses have occurred in post-Paleogene time (Parfenov, 1966). It is not yet clear the cause of alteration of crypto- and macrocrystalline centers in the dome structures. Perhaps, it is caused by progressive recrystallization that accompany the interstitial waters movement. It is poorly understood the genesis of giant sabre-like and feather-like gypsum crystals. M.Babel (1986) considers these as a primary formations, but this view is not proven. Lastly, it is not well studied the regularities of regional distribution of the gypsum with the dome structures and with other types of structures. To resolve the above mentioned and other relevant problems further study of paleogeographic conditions of the gypsum deposition and transformations in the region is needed. It is obvious that speleological methods offer unique opportunities for paleogeographic and lithological/petrographical investigations.

Genesis of joints in the gypsum strata

The problem of genesis of joints in the gypsum is crucial for an adequate understanding of regularities of secondary porosity of the strata. The vast majority of researchers treated speleo-initiating jointing as of tectonic origin, referring to the prevalence of two or three sets in orientation diagrams. It has been demonstrated above that anisotropy of orientations is expressed in different extent and not in all cases in the caves of the region. It was the work by A.B.Korzhenevsky & V.Ya.Rogozhikov (1978) where the possibility of another interpretation of the genesis of jointing in the gypsum was mentioned for the first time. Further studies resulted in much data that allowed the more detailed consideration of this topic.

From materials presented in the chapter 4 the following summary can

be given of speleo-initiating jointing in the gypsum strata in the region:

1) All joints in the gypsum are tension joints. The vast majority of them are vertical. They do not dissect the whole stratum in vertical direction but are restricted within certain intervals (storeys) that correspond to specific structural/textural horizons (zones).

2) Parameters of joint networks demonstrate the storey and area differentiation, but are quite steady within a single geological position (within a certain storey and area).

3) Distribution of joints within micro-blocks is quazi-uniform and does not display any trends in direction from tectonic faults (boundaries of micro-blocks) toward internals of micro-blocks.

4) By the general structure joint networks most frequently fall into the intervening category between systematic and polygonal networks. In the extre-

me cases networks can be with well expressed two or three prevailing sets of joints (anisotropic networks) or be purely polygonal without prominent sets at all.

First of all, it should be noted that in general the problem of jointing genesis is very complicated and far from sufficient resolution. There is no well accepted genetic classification of jointing in rocks, but there are some rather established concepts about joints genesis (Tchernyshev, 1979, 1983). One of the complicating factor is inherited development of joints in different stages of geologic history of a rock (stages of lithogenesis, tectonic deformations, hypergenesis). Therefore, considering conventional genetic classifications of joints one must take into account that they refer only to novice joints formed during corresponding stages. Having in mind the existence of some steady geometric types (patterns) of natural joints networks one can also consider the genesis of networks. In the context of the present work we are interested, first of all, in the genesis of networks of speleo-initiating joints in the gypsum stratum.

We regard as the most representative the general scheme of genetic classification of joints published by S.Tchernyshev in 1983 (fig.26). At the first level joints are classified according to genesis and source of energy that form joints. Two main classes are distinguished: 1) endokinetic joints, formed in the course of petrogenesis processes at the expense of energy stored by a rock; and 2) exokinetic joints, formed at the expense of external energy impact on a rock. At the next level further division is made on the basis of stages which generation of joints is confined to. In the earlier version of this classification (Tchernyshev, 1979) the sub-types of "purely lithogenetic joints" and of "lithogenetic joints formed with influence of the outer field of stresses" had been distinguished within the type of primary joints.

The above given characteristic of joints networks in the gypsum of the Western Ukraine obviously corresponds to properties of lithogenetic jointing. One more typical sign of lithogenetic jointing can be revealed when examining topologic peculiarities of networks - the ways how joints are conjugated in nodes). It was shown in the above works of Tchernyshev that nodes to which three joints converge are predominant in networks of lithogenetic joints. Amounts of nodes with larger numbers of joints diminishes drastically. In a contrast, it is typical for networks of tectonic joints that 4-beam junctions

sharply predominate in which one joint crosses another. This feature indicates that joints are formed under main influence of outer field of stresses which is homogenous in all blocks of a given massif.

The results of this kind of examination of topology of cave passages networks are given in the table 2 where the data of M.V.Ratz & S.M.Tchernyshev (1970) are also included characterizing joints networks of knowingly lithogenetic and tectonic genesis. At this, the ends of joints (one beam) were excluded from the analysis because the "blind" appearance of element in our cave maps does not necessarily means that there is no junction in reality, and 2-beam nodes were excluded as well because they topologically can not be separated from a turn.

The analysis of the table demonstrates that amount of 3-beam junctions in networks of speleo-initiating joints sharply predominate (vary from 71.6 to 92.4%; the average value 81.7%) and closely corresponds to the amount of such nodes in networks of knowingly lithogenetic joints (vary from 73.4 to 91.5%; the average 83.0%). The ratio between amounts of 3-beam and 4-beam junctions vary from 0.09 to 0.33 for lithogenetic joints networks and from 0.08 to 0.39 for speleo-initiating joints networks in the gypsum. These features differ sharply from that of tectonic jointing (see the table).

Empirically revealed peculiarities of lithogenetic joints networks, such as their polygonal pattern, restriction to a lithologically homogenous horizons and other properties, have a theoretic explanation derived from energy and geomechanics consideration (Ratz & Tchernyshev, 1970; Tchernyshev, 1983). The prevalence of 3-beam junctions is interpreted within the concept of the autonomic development of each area of the network: if the main source of stresses is confined within the polygon then the induced joint does not extend beyond the earlier formed joint - the boundary of the polygon. The development of joints proceeds in the other way if the outer source of stresses is present. The outer force creates rather homogenous field of stresses in each block of a massif so that joints extend from one block to another, that is resulted in the formation of 4-beam junctions in networks. One should note that superposition of outer fields of stresses onto the field of contraction stresses lead to the same results, therefore forming networks can attain well expressed anisotropy.

The above consideration strongly

supports the lithogenetic nature of the studied joints networks in the gypsum stratum of the region. However, when distinguishing the type of lithogenetic jointing one usually imply it's primary origin and formation during the period of lithification of sediment. In our case the age of jointing is knowingly more recent than the early diagenesis period. As it has been shown, speleo-initiating jointing present at least the second, after the pre-speleogenic jointing, generation of joints that had been formed yet in the lithified sediment. Thus, one can place studied networks into the lithogenetic category only if the extended interpretation of a formation time and a nature of the lithogenetic jointing is implied, namely: that it can be formed also on the stage of the late diagenesis (katagenesis), in relation with the continuing into a solid rock processes of squeezing out and redistribution of interstitial waters and of recrystallization.

The fact that anisotropy is more or less expressed in network patterns does not contradict to the placing the studied jointing into the lithogenetic category, but it just indicates an influence of the field of outer, tectonic stresses. It was shown in the above cited works of Ratz & Tchernyshev that the character of the primary jointing can be influenced by the stress state and dynamic conditions in adjoining formations (the effect of a "mobile frame"). Lithogenetic tension joints in a consolidated rock, experiencing vertical compression due to it's occurrence at a certain considerable depth, can not be formed without influence of the "frame", stresses transmitted to the gypsum stratum from the adjoining formations. Thus, in the polygonal joints network those directions may become more expressed that corresponds to the distribution of the main normal stresses in the massif, so that anisotropy of the network forms. This situation corresponds well to the intervening type of systematic polygonal networks distinguished by Tchernyshev in his geometric classification, and to the sub-type of "lithogenetic joints formed with influence of the outer field of stresses" in the genetic classification.

It is shown in the that differentiation of the networks parameters by areas (microblocks) is inherited in speleo-initiating jointing, while these parameters remain steady within an area. Regions boundaries are outlined by large extended joints or small faults of the clear tectonic nature, that divide the gypsum stratum into microblocks. The microblock structure of a cave field has been demonstrated by V.N.Andrejchouk (1988) for Zolushka cave, and can be

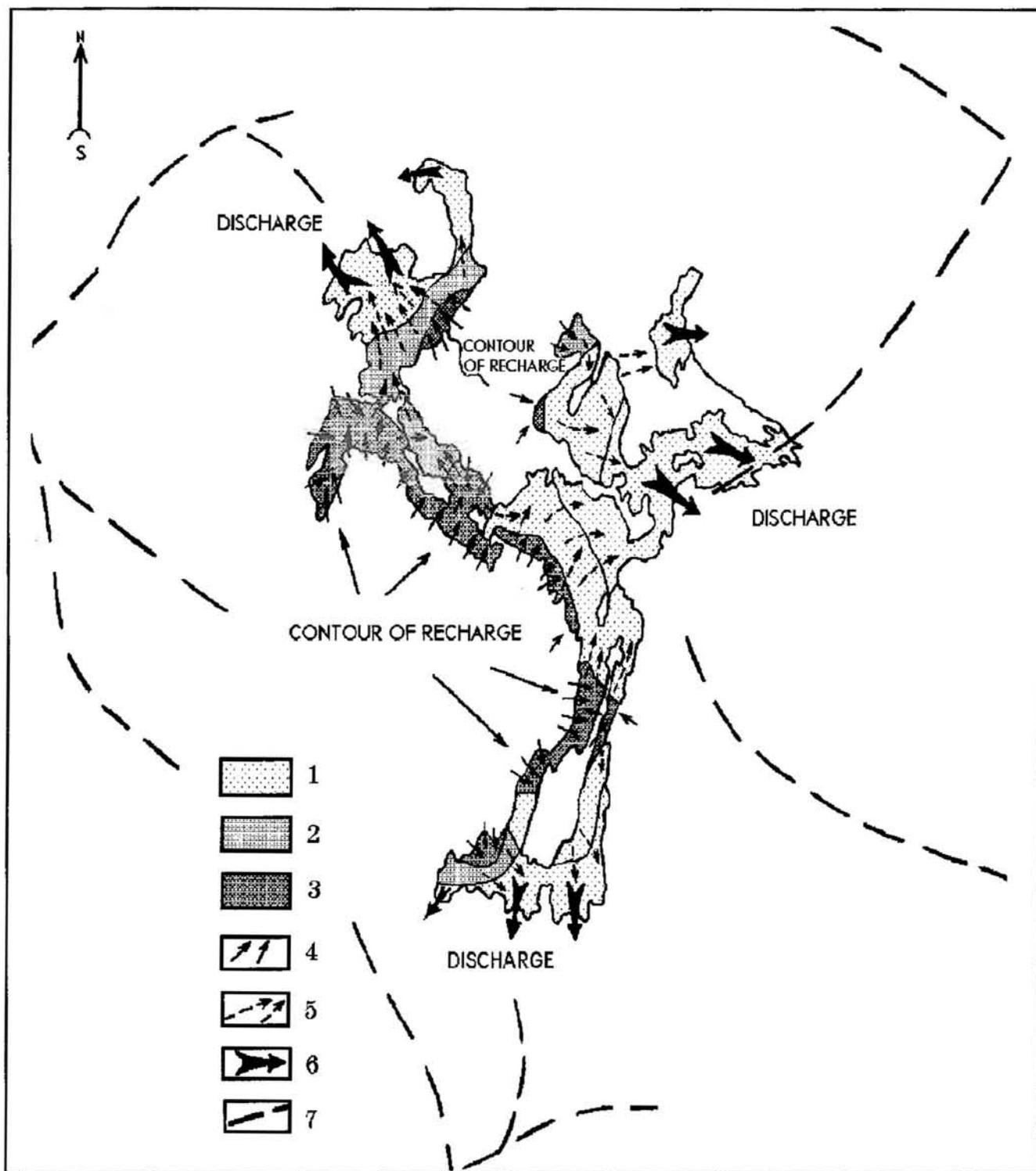


Figure 27. Areas of recharge, transit and discharge of underground waters of the gypsum at the period of the formation of Optimisticheskaya cave. Areas of passage development in different storeys: 1- upper, 2- middle, 3- lower. Movement of underground water: 4- upward recharge from the under-gypsum aquifer, 5- transit between and within storeys, 6- discharge into the overlying aquifer and to valley bottoms. See profile on figure 28.

Figura 27. Áreas de recarga, circulación y descarga de las aguas subterráneas relacionadas con el acuífero yesífero durante el periodo de formación de la cavidad Optimisticheskaya. Áreas de desarrollo de galerías en diferentes niveles: 1- superior, 2- intermedio, 3- inferior. Movimiento del agua subterránea: 4- recarga hacia arriba desde el acuífero yesífero inferior, 5- circulación entre los distintos niveles, 6- descarga al acuífero suprayacente y al fondo de los valles. Véase perfil en la figura 28

easily recognized in all of the large caves of the region. In the light of the above discussed it becomes quite clear the cause of the microblock differentiation of parameters of the joints networks: the resulting effect of the "frame" stresses and the field of the internal stresses can be individualized to a cer-

tain extent in the elementary tectonic units - microblocks, whereas within the block a quasi-uniform network forms with steady parameters. However, this resulting effect is differentiated even more by vertical structural/textural zones of the gypsum stratum (storeys) that evidences that the internal fields of

stresses, which have a different configuration in the each of the structural/textural horizons, do play the leading role in a network formation.

It is interesting to note that the given above characteristics of joints networks in the gypsum are very close to those of jointing distinguished as the

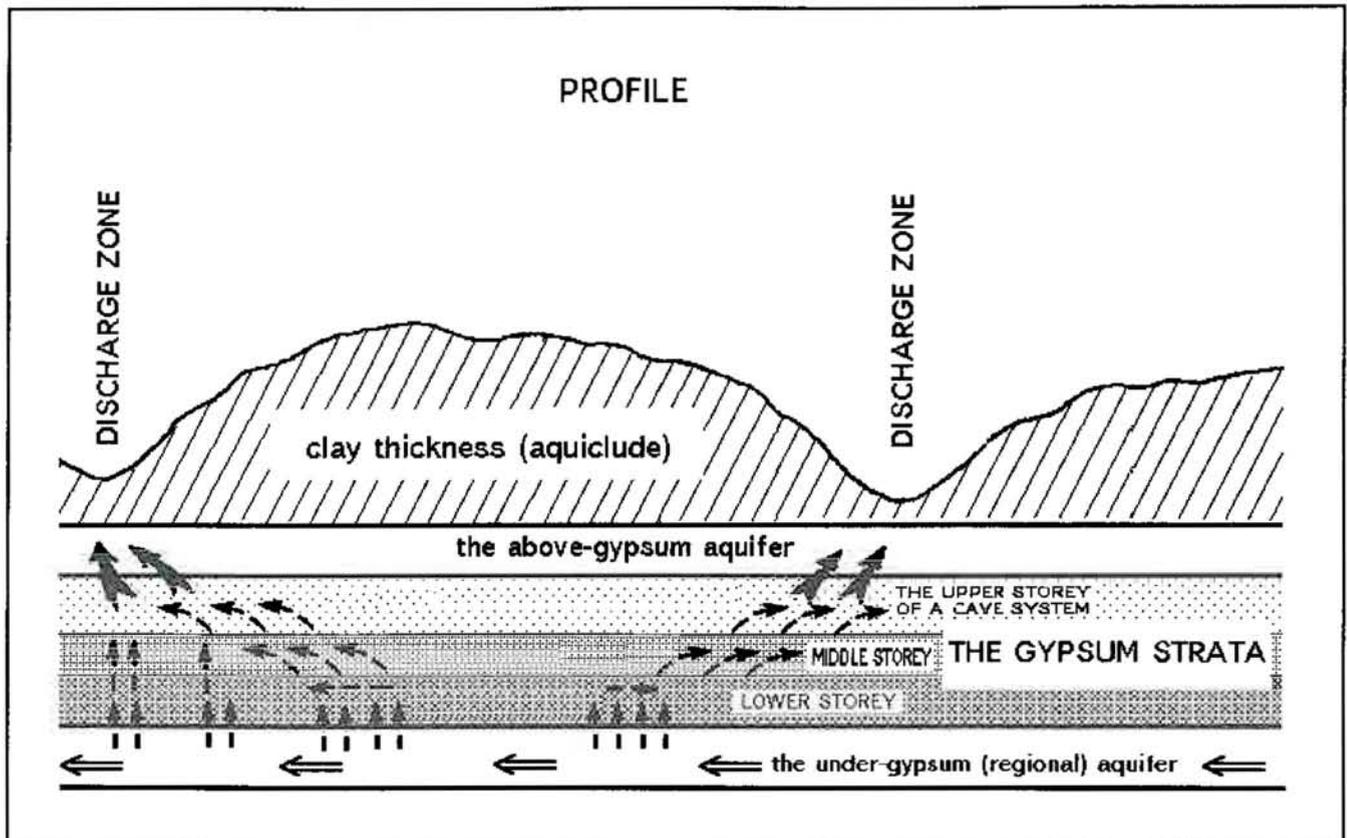


Figure 28. Scheme of recharge, transit and discharge in a storey artesian karst system (the case of Optimisticheskaya cave)
 Figura 28. Esquema de recarga, circulación y descarga en un sistema kárstico artiesiano con distintos niveles (en el caso de la cavidad Optimisticheskaya)

genetic type of the "general" (systematic) jointing. Jointing of this type form, along with the primary one, a background of jointing in platforms. The "general" jointing is usually placed to the category of the tectonic jointing (Belousov, 1962; Ratz & Tchernyshev, 1970; Tchernyshev, 1983), although a mystery of its genesis is underlined. Joints of this type are extremely widely spread through platforms, group into two sets, usually of NE and NW orientations, are perpendicular to the bedding and, as a rule, do not extend beyond the limits of a single bed. It is thought that the general joints differ from lithogenetic ones by expressed anisotropy and larger length. In the light of the above consideration it seems proper the opinion expressed by V.A. Velikanov & V.S. Zaika-Novatsky (1971) on the basis of study of jointing of Upper Proterozoic formations in the Eastern Podolsky region, that the "general" jointing is not related to tectonics but is formed due to processes of the late diagenesis, so that it can be placed into the category of lithogenetic jointing.

Thus, the problem of the nature of speleo-initiating jointing in the gypsum of the Western Ukraine still can not be resolved in a single way, at least within the present day genetic classifications and concepts. Perhaps, it would be co-

rect to talk about the complicated process of the formation of jointing in the course of lithogenesis (katagenesis) of the gypsum stratum, under simultaneous impact of lithogenetic and tectonic stresses and strong control of structural/textural irregularity of the rock on joints occurrence (Klimchouk, 1986; Klimchouk & Andrejchouk, 1988).

And, lastly, it is worst to touch the topic about retention of joints in the gypsum stratum. The materials presented above support the view about the prolonged process of formation of present jointing in the gypsum and their different ages. The prolonged retention of joints contradicts to the widely accepted opinion about the self-healing of jointing in gypsum due to gypsum plasticity and flowage. Because of this, gypsum massifs are often regarded as monolithic and of low permeability for fluids. This view is true in part in case of thick massifs or sequences of sulfate rocks that are not clamped rigidly between adjoining formations. One of the authors was able to see this situation in the gypsum areas of Northern Italy, Sicily, Southern Spain and New Mexico. However, the peculiarity of tectonic position of the Western Ukrainian gypsum is that the stratum is spread through considerable area in the form of the rather thin bed clamped between ad-

joining rigid formations. Perhaps, this is the main cause of prolonged retention of quazi-uniform jointing in the gypsum, that prove to be the most important structural prerequisite of the formation of the immense maze cave systems. This feature determines a uniqueness of the gypsum karst of the region in comparison with other gypsum karsts in the world.

5.3. Hydrogeological conditions of realization of the structural prerequisites of speleogenesis

Although the main objectives of the present work are restricted to the consideration of the structural prerequisites of speleogenesis, it is reasonable to go briefly through the problem of hydrogeological conditions of their realization. The resolution of the issue implies revealing of the time of the cave formation, the type of the aquifer (aquifers system) on the main stage of speleogenesis, recharge/discharge conditions in this stage, the nature of dissolving capability of underground waters. The comprehensive consideration of these issues is supposed to be done in the separate work; below only some main aspects are touched, discussion of which is stimulated by the above presented materials.

Not going deeply into consideration of the development of ideas regarding

speleogenesis in the gypsum in the Western Ukraine, we should only mention the recent radical change of an approach to the problem. During long time the genesis of the caves in the region had been interpreted within the "point recharge - through flow" theory suggested by V.N. Dubljansky (Dubljansky & Smolnikov, 1969; Dubljansky & Lomaev, 1980). According to this theory, caves were formed during Early and Middle Pleistocene due to sinking of perennial and intermittent surface streams into the gypsum stratum. Development of caves occurred under shallow phreatic and water table conditions. Underground lateral flow between sub-parallel river valleys was assumed to occur through the gypsum stratum. A multi-storey structure of cave patterns was assumed to result from cycles of uplift and stability, river valley entrenchment, and corresponding lowering of the karst water table (Dubljansky & Smolnikov, 1969; Dubljansky & Lomaev, 1980).

In the last decade one of the present authors has suggested and developed the new artesian theory of speleogenesis in the gypsum of the region (Klimchouk, 1986, 1992; Klimchouk, 1990, 1992; Klimchouk, Shestopalov, 1990). The formation of caves occurred in the confined conditions of the multi-storey shallow artesian system due to vertical water exchange between aquifers through the gypsum. Maze caves were formed due to dispersed upward recharge from the under-gypsum aquifer, that enabled uniform solution widening of all available speleo-initiating joints. Cave systems were developed in zones of piezometric lows, where the cupping aquitard became thin due to an entrenchment of erosional valleys and (or) tectonically weakened. In such zones conditions for upward discharge of the Miocene aquifer system established; this was accompanied by intense upward flow through the gypsum strata. Because of further uplifts of the territory and entrenchment of erosional valleys the aquifers system became unconfined, and the gypsum strata became drained, with inversion of the recharge/discharge scheme and further transformation of cave systems to the relict state.

The peculiarities of the structure of the cave systems considered above, strongly support the artesian theory of speleogenesis.

The multi-storey structure of the caves in the region is preconditioned by the storey occurrence of speleo-initiating joints, that in turn is determined by the structural/textural differentiation of

the stratum and by lithogenetic nature of jointing. On the general background of an upward water flow in the system in zones of piezometric lows, the flow received a considerable lateral component within those intervals of the gypsum strata where network had well developed lateral connectivity. In general, the multi-storey structure of cave systems and considerable lateral development of speleofoms in certain horizons is conditioned by incompatibility between the structures of primary permeability of the different structural/textural horizons of the gypsum stratum.

All the caves have some structural elements in the lower part of the gypsum stratum, that provided for upward recharge of cave systems from the bottom of the strata (from the under-gypsum aquifer). In most of cases joints near the bottom of the stratum do not form extensive connected networks, so that recharge of continuous networks at the next upper storey occurs through single joints or local networks (caves Ozernaya, Slavka, Dzhurinskaya, Zolushka, some areas of Optimisticheskaya cave). Such feeding cavities are uniformly distributed through areas of the master storey; this provides for dispersed inflow of aggressive water into cavities of the master storey and for possibility of relatively uniform solutional widening of all available joints in a network. In some other cases (Atlantida cave) lateral flow occurred chiefly along the bottom of the gypsum, but cavities of the upper storey developed locally providing just for water exchange between adjoining master passages.

Optimisticheskaya cave have the most complicated storey structure. There are areas of continuous spread of passage networks in the lower storey adjoining along the common contour with areas where the middle storey networks are developed. These later areas, in turn, border with areas where networks of the upper storey are developed (fig.27). At this, areas of the lower storey tend to surround non-karstified areas forming "contours of recharge". Such regular transition of the labyrinth from lower storeys to upper ones in certain directions become understandable when one superimpose the contour of the cave system and it's regions on the scheme of the surface erosional valleys which served as focuses of an upward discharge from the system. Upward flow occurred through the gypsum stratum from recharge areas to discharge areas step by step, attaining considerable lateral component on the each step, according to the structure of networks of speleo-initia-

ting joints at the each horizon and peculiarities of connectivity between networks of different storeys (fig.28).

Distribution of karstified areas in the plan view, contours of cave fields, particularly contours of the lower storey passages areas are determined not only by distribution of jointing in the gypsum strata and relative position of recharge and discharge areas but also by the plan configuration of zones of enhanced permeability in the under-gypsum aquifer. One can assume that characteristic elongated contours of the cave fields indicate in general a position of zones of enhanced permeability in the Lower Badenian aquifer. This issue is of a great significance for prediction of karstification in the gypsum and needs in further studies.

Thus, the field data about structure of the large cave systems in the region fit well to the artesian model of speleogenesis. It is easy to show that within other conventional models, for instance - within the criticized model of "point recharge - through flow" in the gypsum, the speleogenetic realization of the present structural prerequisites would be completely different.

Conclusions

1. The gypsum stratum of the Tyrassky formation of Middle Badenian, that normally have the thickness of 15-30 m, is characterized by clear vertical structural/textural irregularity. Size of gypsum crystals usually increase from the bottom toward the top of the stratum. For the most of the Podolsky region the three-unit construction of the gypsum strata is inherited in. The uppermost part is characterized by development of giant (up to 8-10 m in diameter) concentric/zoned and radiated/fibrous dome structures of macro- and giantocrystalline gypsum.

2. The structural/textural differentiation of the gypsum stratum was formed, likely, at the stage of late diagenesis, as a result of recrystallization of primary cryptocrystalline gypsum sediment. Recrystallization occurred under conditions of upward movement of saturated interstitial waters.

3. Vertical structural/textural differentiation of the gypsum strata have preconditioned spatial position of networks of speleo-initiating jointing. Most of joints do not dissect the stratum for the whole thickness but occur by storeys within certain intervals (structural/textural horizons), forming largely independent networks with rather different parameters. Speleo-initiating

joints in the gypsum stratum and their networks display properties characteristic for the genetic types of lithogenetic and "general" jointing.

4. The structure of the cave systems in the region is determined by the structure of speleo-initiating jointing. All the large caves demonstrate two or three storey structure. Network parameters and morphology of passages considerably differs from storey to storey and, to the lesser extent, from area to area between microblocks, but these parameters are quite steady within a single geological position (within a certain storey and microblock).

5. The field data about structure of the large cave systems in the region fit well to the artesian model of speleogenesis. Cave systems were formed due to upward water exchange through the gypsum between aquifers of the multi-storey artesian system in the areas of upward discharge through the capping aquitard (in zones of piezometric lows). The multi-storey structure of cave systems and their considerable lateral development is determined by incompatibility between structures of primary permeability of the different structural/ textural horizons of the gypsum stratum.

References

- Andrejchouk V.N., (1984). *The regularities of karst development in the southeast of the zone of junction between the Russian platform and pre-Carpathian fore-deep*. Thesis of cand. of sci. dissertation. Perm
- Andrejchouk V.N. (1988). *Tectonic factor in the karst development of Bukovina*. Sverdlovsk: preprint of the URO AN SSSR. 68
- Andrejchouk V.N. & Kunitza M.N., (1985). *The role of tectonic factor in the karst development in the Mamalyzhsky karst area*. Physical geography and geomorphology, vol.32: 50-57
- Andrejchouk V.N. & Turchinov I.I., (1992). *Deformation of gypsum pillars in Optimisticheskaya cave, Western Ukraine*. Study of Ural caves: Abstracts of papers, Perm: 130-132
- Belousov V.V., (1962). *The principal topics of geotectonics*. Moscow: Gosgeoltechizdat: 607
- Velikanov V.A. & Zaika-Novatsky V.S., (1971). *Genetic types of jointing of Upper Proterozoic rocks of the Pridnestrovje*. Collectoin of scient.papers, Kiev University, 7: 14-18
- Gorbunova K.A. & Andrejchouk V.N., (1985). *Hypergene structures of gypsum and gypsum hummocks*. Modern problems of geography. Abstracts of papers, Perm.: 101 (russ)
- Gofshain I.D. (1979). *Neotectonics of the Western Volyno-Podolia*. Kiev: Naukova dumka.: 156
- Grigorjev D.P., (1961). *Ontogeny of minerals*. Lvov: Izd. Lvovskogo universiteta: 284
- Demedjuk Yu.N., (1982). *Relationship between morphology of passages of Optimisticheskaya cave with lithology of karstified rocks*. Physical geography and geomorphology, vol.32: 130-135
- Demedjuk Yu.N., (1988). *Genesis and stages of development of Optimisticheskaya cave*. Peschery (Caves), Perm: 31-36
- Dubljansky V.N. & Lomaev A.A. (1980). *Karst caves of the Ukraine*. Kiev: Naukova dumka: 180
- Dubljansky V.N. & Smol'nikov B.M. (1969). *Karstological and geophysical prospectings of karst cavities of Pridnestrovsky Podolia and Pokut'e*. Kiev: Naukova dumka: 151
- Ivanov B.N., (1961). *Karst phenomena in the territory of Ukraine and their economic significance*. Trudy 1-go gidrogeol.sovesch., Kiev: 53-62
- Klimchouk A.B. (1990). *Artesian genesis of the large maze caves in the Miocene gypsum of the Western Ukraine*. Doklady Akademii Nauk Ukrainskoj SSR, ser. B, 7: 28-32
- Klimchouk A.B. (1992). *Speleogenesis under artesian conditions*. Svet (The Light, the Newsletter of the Kiev Karst and Speleological Center), 3(5): 7-13
- Klimchouk A.B., Aksem S.D., Shestopalov V.M. & Lisichenko G.V. (1985). *Geological and hydrogeological conditions of karst development of Pridnestrovsky Podolia*. Fizycheskaja Geographija i Geomorphologija. Vol. 32. Kiev. Vyshcha Shkola: 47-54
- Klimchouk A.B. & Andrejchouk V.N. (1988). *Geological and hydrogeological conditions of the development of large gypsum caves in the Western Ukraine and their genesis*. Peshchery (Caves). Perm. Perm University: 12-25ç
- Klimchouk et al., (1983). *The study of recharge, flow and discharge of underground waters of the karstified block in the intervalley massif of Seret-Nichlava intended for setting up of a karst stationary lab*. Scientific report. Kiev. Institute of Geol.Sciences, vol.1 & 2: 114-161.
- Klimchouk A.B. & Rogozhnikov V.Ya. (1982). *Diversity of age of joints in the gypsum of Podolia and speleogenesis*. Sostojanie i zadachi izuchenija glubinnogo karsta SSSR. Abstracts of papers. Moscow.
- Klimchouk A.B. & Rogozhnikov V.Ya. (1982). *Conjugate analysis of a development history of large cave system (on example of Atlantida Cave)*. Kiev: Inst.of Geol.Sci., 58
- Klimchouk A.B. & Shestopalov V.M., (1990). *The large caves in the gypsum of the Western Ukraine: speleogenesis in artesian conditions*. Geol.Jum., 5: 93-104
- Korzhenevsky B.N. & Rogozhnikov V.Ya., (1978). *About significance of contraction jointing in the formation of karst maze caves in the gypsum of Podolia*. Voprosy genezisa, dinamiki, formirovanija podzemnykh. Kiev: Naukova dumka: 147-152
- Kropacheva S.K., (1981). *A comparative analysis of structure of sulfur-bearing galogenous formations*. Moscow. Nedra, 120
- Kudrin L.N., (1966). *Stratigraphy, facies and ecological analysis of fauna of Paleogene and Neogene sediments of the Pre-Carpathian region*. Lvov. Izd. Lvovsk. univers. 126
- Lebedev L.M., (1965). *Metacolloids in endogenous deposits*. Moscow: Nauka. 119
- Petrichenko O.I. et al., (1988). *Genetic peculiarities of sulfur-bearing sulfate-carbonate sediments of evaporate formations*. Lvov. preprint IGGI AN Uk.SSR. 45
- Ratz M.V. & Tchernyshev S.N. (1970). *Fissuring and properties of fissured rocks*. Moscow. Nedra. 160
- Savtchin M.P. & Gunjobsky I.M. (1970). *Optimisticheskaya cave in Podolia. Physical geography and geomorphology*. Kiev University, vol. 4: 60-64
- Savtchin M.P. & Kachkovsky I.V. (1971). *Optimisticheskaya cave*. Peschery (Caves), Perm: 84-89
- Savtchin M.P. & Ostyanova N.M. (1972). *Optimisticheskaya cave - one of the longest cave in the world*. Peschery (Caves), vol.12-13: 197
- Sonnenfeld P. (1988). *Brines and evaporates*. Moscow: Mir: 478
- Strakhov N.M. (1962). *Basics of the theory of lithogenesis*. Vol.3. Moscow: izdatelstvo AN SSSR: 549
- Srebrodolsky B.I. (1987). *Mysteries of mineralogy*. 160p
- Tchernyshev S.N. (1979). *Water movement in joint networks*. Moscow. Nedra: 141
- Tchernyshev S.N., (1983). *Joints of rocks*. Moscow. Nauka: 240
- Shestopalov V.M. (1981). *Natural resources of underground water of platform artesian basins of the Ukraine*. Kiev. Naukova Dumka:195
- Babel M. (1986). *Growth of crystals and sedimentary structures in the sabre-like gypsum (Miocene, Southern Poland)*. Pregled Geologicny, Warszawa, 34(4): 204-208.
- Flis J. (1954). *Kras gipsowy Niecki Nidzianskiej*. Pr.Geogr. nr.1.
- Klimchouk A.B. (1986). *Genesis and development hystory of the large gypsum caves in the Western Ukraine*. La Grotte d'Italia, (4), XIII, Bologna: 51-71.
- Klimchouk A.B. (1992). *Large Gypsum Caves in the Western Ukraine and their Genesis*. Cave Science, vol.19, No.1: 3-11.
- Malicki A. (1947). *Zabytki przyrody nieożywionej na obszarach gipsowych dorzecza Nidy*. Chronmy Przyrode Ojezysta, nr.7/9.
- Wytrwalski K. (1976). *Przebieg i prognozowanie procesow egzogenicznych na obszarze plateau gipsowego Busko-Wislica w aspekcie ochrony srodowiska geologicznego*. Praca magist. Archiwum IGP UW. ■

El paisaje kárstico de Sierra Gorda Formas y Evolución Geodinámica Reciente

The karstic landscape of Sierra Gorda. Forms and recent geodynamic evolution

López Chicano, M.

Departamento de Geodinámica (Univ. Granada)
Grupo Alpino Espeleológico Lucentino (GAEL, Lucena, Córdoba)

Resumen

Sierra Gorda constituye uno de los macizos kársticos más extensos y característicos del sur de España. Tras pasar revista al rico catálogo de formas kársticas externas y a los principales tipos morfogenéticos de cavidades, se presenta un esquema de la evolución geodinámica reciente del macizo, integrado en un contexto neotectónico de gran actividad.

Palabras clave: Karst, formas karsticas, poljes, dolinas, aplanamientos kársticos, cavidades, Cordillera Bética.

Abstract

Sierra Gorda constitutes one of the largest and characteristic karstic massifs of the southern Spain. After passing review to the rich catalogue of karstic landforms and to the main morphogenetic types of cavities, a model of the recent geodynamic evolution of the massif -integrated in a neotectonic context of great activity- is shown.

Key words: Karst, karstic landforms, poljes, dolines, sinkholes, corrosion plains, caves, Betic Cordillera.

Situación, límites y características generales

Sierra Gorda constituye un gran macizo carbonatado, relativamente bien individualizado, que se alza en el extremo occidental de la provincia de Granada y se adentra ligeramente en el noreste de la provincia de Málaga (figura 1). Se sitúa aproximadamente a 45 km de Granada capital, delimitando por el suroeste la depresión del mismo nombre. Sus afloramientos carbonatados (calizas y dolomías jurásicas) ocupan una extensión de casi 300 km², comprendidos entre las coordenadas geográficas siguientes: 3° 58' - 4° 15' de longitud oeste (meridiano de Greenwich) y 36° 56' - 37° 11' de latitud norte. Desde el punto de vista geográfico coincide con la Sierra de Loja, Sierra Gorda (*s. str.*) y la parte centro-oriental de la Sierra de Alhama. Las dos primeras sierras aparecen escasamente individualizadas, mientras que la Sierra de

Alhama se independiza de aquéllas por los denominados Llanos del Puerto y, esencialmente, por el Llano de Zafarraya; este último constituye un magnífico ejemplo de depresión kárstica funcional.

Esta región montañosa está limitada al norte por el río Genil a su paso por el corredor de Loja; al este por el arroyo o barranco del Salar y las Tierras de Alhama, que dan paso a la Depresión de Granada; al sur por la gran mole de Sierra Tejada y el sector de la Axarquía perteneciente a la Hoya de Vélez-Málaga; al oeste por el Valle de Alfarate, el Puerto de los Alazores, las alineaciones montañosas de la cadena de los Torcales (sierras de Gibalto, San Jorge, Tres Mogotes y Gallo-Vilo), las dehesas de Fuente Camacho y el valle del arroyo de las Mozas y del río Frío. Las áreas más deprimidas están ocupadas por materiales esencialmente detríticos o margosos, de edad Triásico y Cretácico a Mioceno medio cuando son preorogénicos, y de Mioceno superior a Cuaternario los postorogénicos.

Sierra Gorda se reparte mayoritariamente entre los términos municipales

de Loja, Alhama de Granada y Zafarraya, y en menor medida entre los de Periana, Salar, Alfarate y Alcaucín, por ese orden. Los principales núcleos de población se distribuyen por la periferia del macizo, a excepción de los situados en el Llano de Zafarraya. Esta disposición es una clara consecuencia de la situación de las tierras cultivables y de la facilidad de acceso a los recursos hídricos. Las partes altas del interior de Sierra Gorda y Sierra de Loja constituyen casi un desierto humano, incluyendo varios cortijos y apriscos que albergan algunas familias ganaderas, pero que no son habitados de forma permanente.

El conjunto orográfico de Sierra Gorda se eleva de forma aparentemente suave si se observa a cierta distancia, exceptuando la aguda cresta marcada por los picos de la Torca (1500 m s.n.m.) y la Umbría (1352 m) que se sitúan en el extremo sureste (Sierra de Alhama). En realidad, la fisonomía del relieve de Sierra Gorda es la de un gran macizo de planta elíptica (figura 2), alargado en dirección NNO-SSE, con flancos muy pendientes y bien delimitado por profundos valles en sus extremos occidental (río Frío), septentrional (río Genil) y oriental (arroyo del Salar). Por contra, la parte alta muestra una topografía notablemente aplanada, caracterizada por frecuentes áreas endorreicas, crestas y picos relictos y aislados, y un paisaje austero, casi lunar. Su altitud media, según Pezzi (1977 a), es de unos 1300 m sobre el nivel del mar.

En esta gran mole de tonos blanco-grisáceos destaca una alineación de picos con orientación casi submeridiana, definida por los vértices Semilla (1481

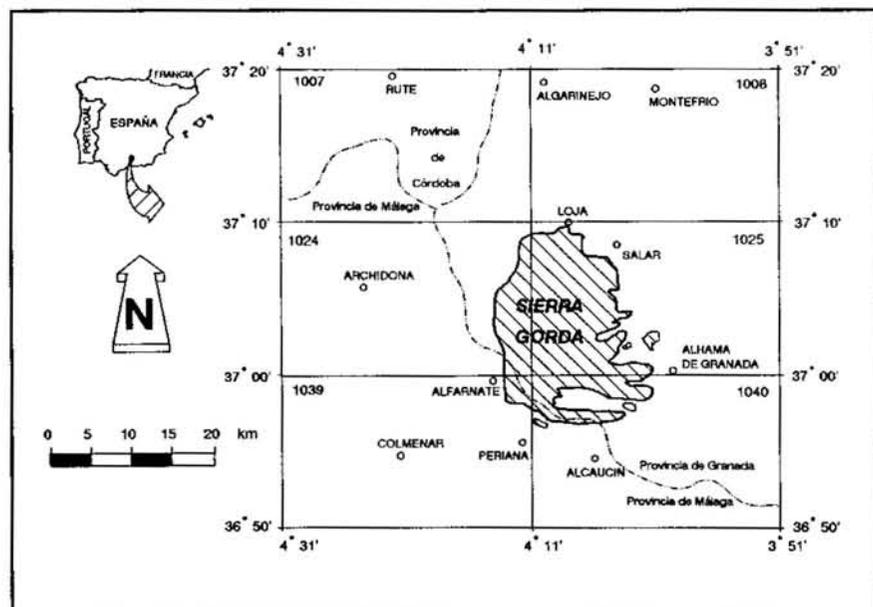


Figura 1. Localización geográfica y cartográfica (numeración de hojas según el IGN) de Sierra Gorda

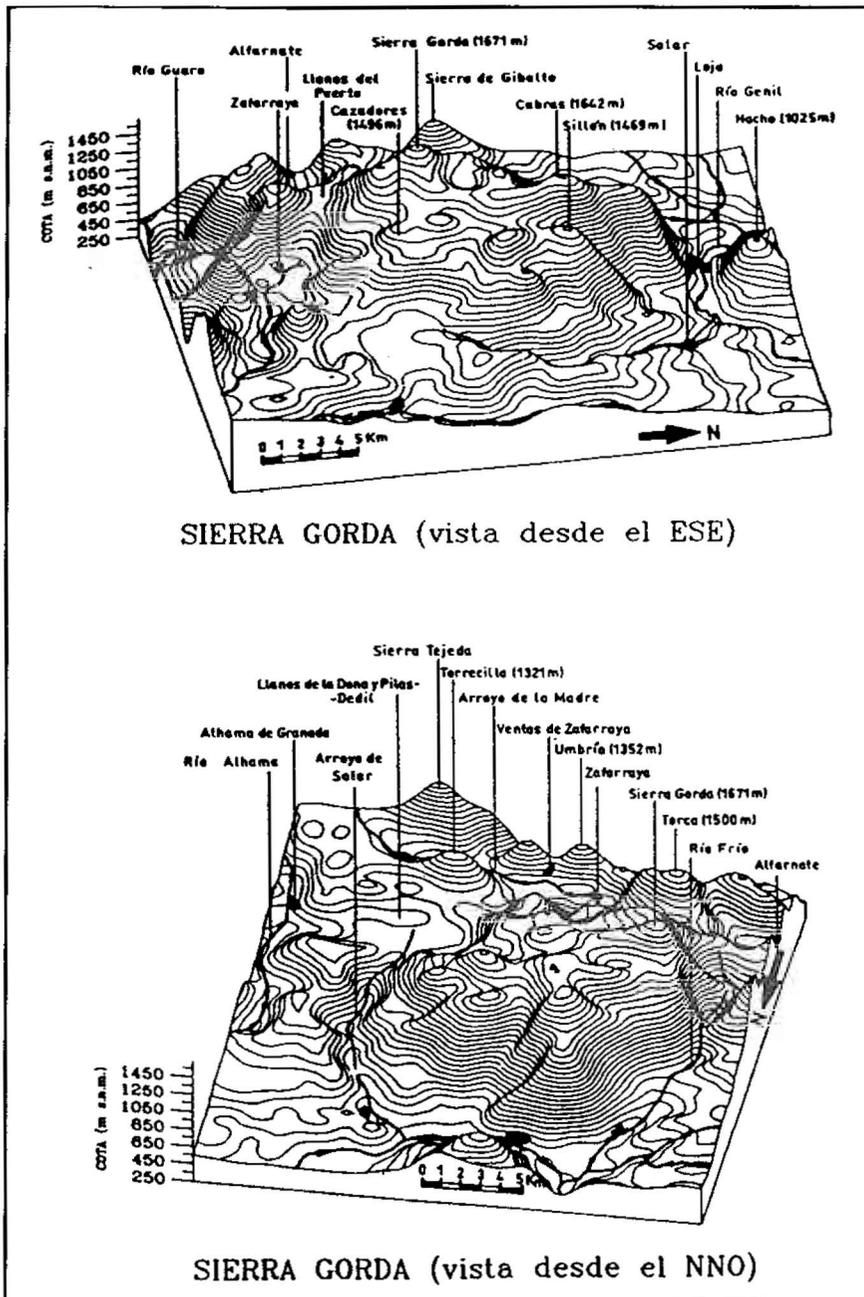


Figura 2. Bloques diagrama esquemáticos de Sierra Gorda. La escala vertical es cinco veces mayor que la horizontal

m), Cabras (1642 m), Vóboras (1571 m), Montoso (1588 m), Cazadores (1496 m), Mina (1203 m) y Toril (1183 m), asociada a un importante accidente tectónico. De forma transversal o marginal a esta espina dorsal se disponen el pico Monjas (1022 m), Sillón (1469 m), Sierra Blanquilla (1422 m) y el Cerro de Santa Lucía con el vértice Sierra Gorda (1671 m), el cual constituye la máxima elevación del macizo (figura 2). Las cotas más bajas (460 m) se localizan al norte, junto al río Genil y en las proximidades del pueblo de Loja; en este punto el río Genil discurre muy encajado entre los relieves de Sierra Gorda -al sur- y la prominencia del Hacho de Loja (1025 m) situada en el sector septentrional.

La gran depresión interna de Zafarraya, se extiende en dirección ESE-ONO a lo largo de 10 km. Su anchura es de 3,5 km en el sector centro-occidental, disminuyendo sensiblemente hacia el ESE. La altitud de la llanura oscila entre 1000 m y algo menos de 900 m sobre el nivel del mar (887 m en los sumideros del arroyo de la Madre). Dos pasos naturales comunican esta depresión con el valle del río Guaro o Vélez hacia el sur: el Boquete de Zafarraya y el Puerto de Azafranera.

Al SE de Sierra Gorda, en las proximidades de Alhama de Granada, aparecen varias incisiones planas en el mismo que dan paso a la depresión de Granada y Tierras de Alhama. Se trata de sur a norte- de los Llanos de Júrtiga,

de la Dona y de Pilas Dedil, aislados del polje de Zafarraya por los relieves de la Torrecilla (1321 m) y el Alto de los Morrillos. Estas "depresiones" periféricas, de origen tectono-kárstico, se encuentran escalonadas entre los 960 m y 930 m s.n.m., y están capturadas hidrológicamente por el arroyo del Salar, cuya salida de ese área se produce a favor de una profunda entalladura (Tajo de Espantaperros) practicada en un apéndice del macizo de Sierra Gorda. El Llano de Pilas Dedil presenta una marcada orientación NE-SO, al igual que el umbral calizo que lo separa del Llano de la Dona (Almendral, 1043 m). Los Llanos de la Dona y de Júrtiga muestran una morfología más irregular y compleja que aquél.

El macizo de Sierra Gorda se encuentra a caballo entre las cuencas hidrográficas mayores del río Guadalquivir y la Cuenca Sur (incluida en ésta, de forma administrativa, la cuenca cerrada de Zafarraya), no obstante, y debido a la frecuencia de sectores endorreicos en las partes altas de la sierra, el trazado de divisorias hidrográficas es muy impreciso.

Por sus límites altitudinales (entre 500 y 1700 m s.n.m.), el macizo de Sierra Gorda encaja bien en el piso bioclimático mesomediterráneo, cuyo rasgo principal es la presencia de un bosque de hoja dura (esclerófila) y perenne, como el encinar. En su estado original e inalterado, la vegetación de Sierra Gorda se caracteriza por la presencia de densos bosques de encinas (*Quercus rotundifolia*) -que guardan bien la humedad del suelo- y matorral, generalmente espinoso. La estructura foliar de estas plantas se adapta muy bien para minimizar las fuertes pérdidas por transpiración en los meses estivales. Coexistiendo con el encinar aparecen ejemplares de hoja caduca, como el quejigo (*Quercus faginea*), aunque se encuentran en clara recesión. En las partes más altas de la sierra, por encima de 1400 m de cota, aparece disperso un matorral espinoso correspondiente al piso bioclimático superior, cuya forma almohadillada refleja su adaptación al ambiente más frío de altitud.

Sin embargo, debido a los cambios climáticos durante el Cuaternario (Pezzi, 1977 a), a la tala y al pastoreo, el macizo de Sierra Gorda aparece casi completamente desprovisto de su cubierta vegetal original. Las áreas con bosques de frondosas, con o sin matorral, apenas superan el 10 % de la superficie total de la sierra. También se pueden observar extensas áreas donde predomina una cobertera de matorral

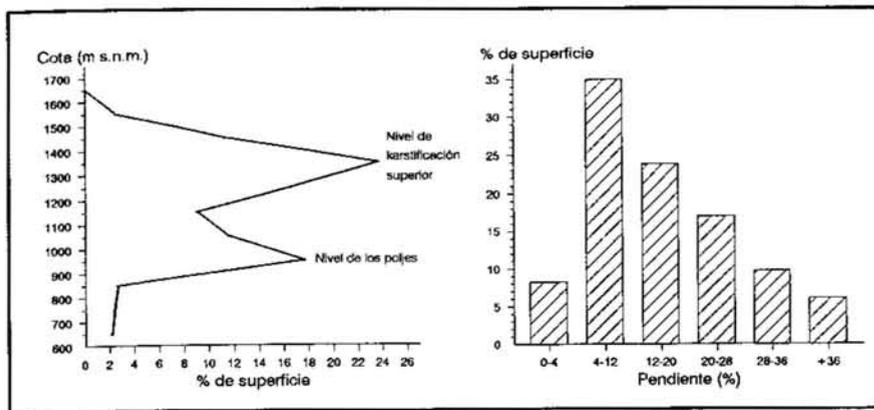


Figura 3. Curva de distribución altimétrica e histograma de pendientes



Foto 1. Vertiente parcialmente regulada, con cornisa residual, en el borde norte de Sierra Gorda. Foto: M. López Chicano

espinoso (aulagar), especialmente cuando el substrato lo forman rocas dolomíticas o calizas tableadas con sílex, como ocurre en las proximidades del vértice Torrecilla, al este y noreste de Los Alazores, en el pico Umbría y al oeste de Zafarraya.

En el caso del Llano de Zafarraya, su ancestral riqueza forestal se pone de manifiesto en las reseñas históricas recogidas por Moreno (1987) y Moreno Garzón (1972 y 1973). Estos autores recogen en sus trabajos los pleitos y luchas históricas que mantuvieron las comarcas adyacentes por poseer la antiagua y rica dehesa de Zafarraya, que desde la época musulmana venía siendo utilizada para el pastoreo (Zafarraya quiere decir *Campo de pastores*). La roturación de este sector se produjo a finales del siglo XVIII, y el aprovechamiento maderero dió lugar a una actividad económica conocida como *carbonero* (Moreno Garzón, op. cit.) en la que se obtiene carbón vegetal, hoy en día ya desaparecida.

A mediados del presente siglo se

llevaron a cabo repoblaciones forestales con pinos, que cubren un área de 554 ha al sur y suroeste de Zafarraya (Sierra de Alhama) y unas 120 ha al sur de Loja. Las áreas cultivadas se limitan a las partes más bajas, en los valles y depresiones, compuestas generalmente por rocas blandas, y coincidiendo con los núcleos de hábitat humano. Desde hace tiempo se viene intentando -en fase experimental- el cultivo de muchas de las dolinas con relleno arcilloso del macizo, mediante la implantación de nogales.

Al igual que ocurre con la vegetación, la cubierta edáfica en el macizo de Sierra Gorda es muy pobre. Sobre las calizas y dolomías apenas se desarrollan suelos poco profundos entre los afloramientos rocosos. Estos litosoles, de carácter básico, aparecen en bolsas aisladas en la roca madre, a veces asociados a complejos arcillo-regolíticos que rellenan las fisuras abiertas y el lapiaz, o a suelos rojos relictos de disolución de los carbonatos (*terra rossa*) que rellenan las depresiones kársticas,

como dolinas, etc. En las áreas más boscosas de encinar los litosoles se presentan asociados a suelos pardos y/o rojos calizos, moderadamente pedregosos y bien drenados. Estos suelos son también los dominantes en las grandes depresiones de Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil.

Aspectos generales del relieve kárstico

La gran masa caliza de Sierra Gorda representa una unidad morfoestructural definida, diferente o independiente de la mayoría de los terrenos que la delimitan (Lupiani y Soria, 1988), más bajos y de diferente litología (rocas no karstificables, en general), donde dominan procesos morfogenéticos bien distintos. En palabras de Pezzi (1977 a), Sierra Gorda posee el karst completo más característico y bien desarrollado del ámbito andaluz. Para Delgado Moya (1973) e Hidalgo (1974) se trataría de un magnífico ejemplo de *Holokarst*, en el sentido de Cvijic (1960), caracterizado por presentar todo tipo de formas kársticas; al menos es posible observar la mayoría de las formas típicas de los karsts mediterráneos de montaña media. La gran abundancia y diversidad de formas que presenta el karst de Sierra Gorda ha propiciado la existencia de un número relativamente alto de estudios geomorfológicos del macizo. Sin embargo, poco se ha dicho acerca del endokarst y su importancia en el esclarecimiento de la evolución geodinámica reciente del macizo.

Uno de los rasgos más relevantes es la existencia de superficies de aplanamiento kárstico, que, como indica Lhenaff (1977), son bastante evidentes en Sierra Gorda. El relieve marcadamente aplanado del conjunto puede ser matizado mediante el análisis altimétrico y de pendientes llevado a cabo por Pezzi (1977 a). En la figura 3 A se representa la curva de distribución altimétrica obtenida por ese autor para el macizo de Sierra Gorda (unos 250 km² de superficie analizada), descontados la Sierra de Alhama y el polje de Zafarraya. Se observan claramente dos modas en la distribución que corresponden a los intervalos de cota 900-1000 m (17,7 % de superficie) y 1300-1400 m (23,7 %) sobre el nivel del mar. El máximo inferior corresponde, según Pezzi (op. cit.) al nivel de los poljes de la Dona y de Pilas Dedil y a netas superficies de arrasamiento kárstico que rodean estas depresiones por el oeste (Llano de los Morrillos). El máximo de mayor cota es denominado por este autor *nivel de*

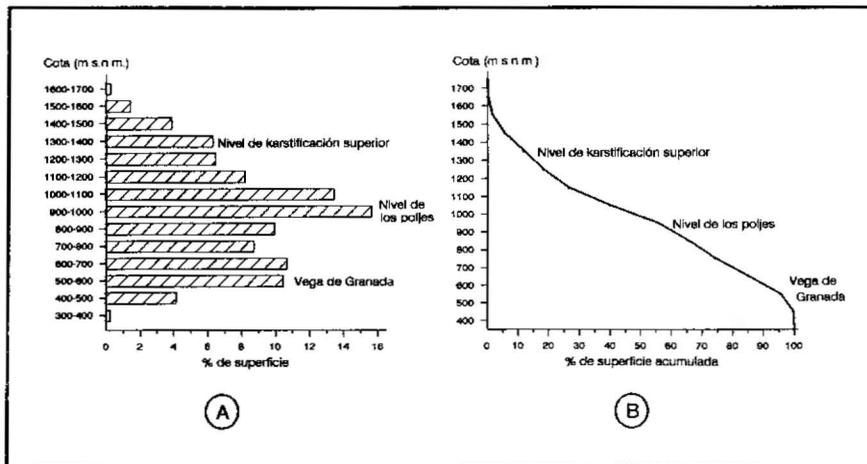


Figura 4. Análisis hipsométrico de Sierra Gorda y su entorno más inmediato. A, histograma de distribución altimétrica; B, curva hipsométrica

karstificación superior, correspondiendo a un área de suaves pendientes, fuertemente karstificada, situada *grosso modo* alrededor de la parte central y más alta del macizo.

La figura 3 B muestra un histograma de pendientes, confeccionado a partir de datos de Pezzi (1977 a). El intervalo de pendientes dominante corresponde a 4-12 %, valores bajos adecuados para la implantación de formas kársticas y bien representados en el sector central de Sierra Gorda. Las pendientes más altas -superiores al 20 %- se distribuyen por los bordes del macizo, especialmente en sus caras septentrional y nor-occidental, donde se observan vertientes reguladas (foto 1) construidas durante los periodos fríos del Pleistoceno.

Por mi parte, he llevado a cabo un análisis hipsométrico -mediante planimetrado entre curvas de nivel- de todo el macizo de Sierra Gorda y de los sectores más inmediatos al mismo (unos 800 km² de superficie, en total), cuyos principales resultados se recogen en la figura 4. En el histograma altimétrico (figura 4 A) se observa un máximo de superficie localizado entre 900 y 1100 m de altitud, que corresponde con claridad al *nivel de los poljes* observado por Pezzi (1977 a). Este nivel corresponde a los grandes poljes de Sierra Gorda (Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil) y a las superficies de arrasamiento asociadas; pero también involucra parte del sector suroccidental de la depresión de Granada, donde afloran calizas lacustres del Mioceno superior según superficies estructurales bien localizadas en ese intervalo de cotas. En la curva hipsométrica de la figura 4 B, este nivel se manifiesta claramente mediante un tramo de escasa pendiente, que indica la clara existencia de una superficie de aplanamiento.

Por el contrario, el *nivel de karstificación superior* de Sierra Gorda (Pezzi,

1977 a) aparece menos evidente en este análisis, ya que se ha considerado una gran cantidad de superficie externa al macizo; no obstante, todavía es posible reconocerlo, coincidiendo plenamente con el intervalo altimétrico establecido por dicho autor.

Entre las cotas 500 y 700 m sobre el nivel del mar se pone de manifiesto un máximo secundario de superficie que puede ser atribuido sin problemas a las terrazas y llanura de inundación actual del río Genil (Vega de Granada en el sector de Huétor Tájar). El intervalo 600-700 m comprende en buena parte superficies estructurales subhorizontales, establecidas en el techo de los materiales detríticos del Plioceno-Pleistoceno inferior y de las calizas lacustres del Mioceno Superior, basculadas hacia el norte en el sector comprendido entre Salar y Moraleda de Zafayona.

Por debajo de la cota 500 m se observa un escaso porcentaje de superficie representada, debido al encajamiento de la red de drenaje, tanto en el borde septentrional de Sierra Gorda (río Genil en Loja) como en el meridional (río Guaro y afluentes).

De acuerdo con Delgado Moya (1973) y Pezzi (1977 a y b), los principales factores responsables del desarrollado paisaje kárstico que presenta Sierra Gorda son los siguientes:

1) Uniformidad y gran pureza de las principales rocas carbonatadas que constituyen el macizo de Sierra Gorda, es decir, de las calizas blancas del Lías inferior y medio, tanto de la unidad de Sierra Gorda como de la de Zafarraya (López Chicano, 1989). No obstante, las dolomías y calizas dolomíticas de la base de ambas unidades, cuya extensión no es nada despreciable, también presentan un modelado kárstico importante, aunque con matices y peculiaridades distintas al de las calizas blancas. Ello viene determinado, en

gran medida, por el carácter brechificado que muestran estas rocas.

2) La estructura general en domo de Sierra Gorda, caracterizada por buzamientos suaves en gran parte del sector central del macizo, ha facilitado considerablemente el aplanamiento kárstico (Lhenaff, 1977).

3) La intensa fracturación y fisuración de las rocas calizas, que ha ordenado la disolución de las mismas. De hecho, se puede afirmar que la mayoría de las formas kársticas están fuertemente condicionadas por la tectónica frágil (López Chicano, 1992), siendo esto válido tanto para las formas externas (lapiaz, alineación de dolinas, poljes, etc.) como para las internas (orientación de galerías kársticas subterráneas).

3) La pluviometría media del macizo (840 mm/año), relativamente alta respecto las áreas más deprimidas, junto con las nevadas invernales, son factores que favorecen los procesos de karstificación actuales. No obstante, algunas formas de relieve, kársticas o no, parecen heredadas de periodos con rasgos climáticos bien distintos de los actuales. Los diversos episodios paleoclimáticos que ha soportado el macizo de Sierra Gorda desde su emersión parecen haber jugado un papel fundamental en el paisaje kárstico actual (Pezzi, 1977 a).

La ausencia actual de una cubierta vegetal y edáfica importantes constituye un factor negativo en el desarrollo del karst de Sierra Gorda, aunque ello no implica que la denudación kárstica actual sea despreciable. Estos factores, que juegan un gran papel en los procesos de disolución de los carbonatos, probablemente tuvieron mayor importancia en épocas pasadas, tal y como sugiere la existencia de ciertas formas cuyo desarrollo sólo es posible bajo un suelo que hoy no existe.

FORMAS EXOKÁRSTICAS

Las formas exokársticas o superficiales, a menudo descritas como formas de absorción (Llopis, 1970), se localizan con frecuencia en las áreas de infiltración preferencial de los macizos carbonatados. Delgado Moya y Fernández-Rubio (1975) establecen una relación aproximada de la altitud con las formas kársticas predominantes en el macizo de Sierra Gorda (tabla 1) concluyendo que el área de absorción principal se extiende a partir de los 900 m de altitud.

Ciertamente, la localización de las formas exokársticas más desarrolladas

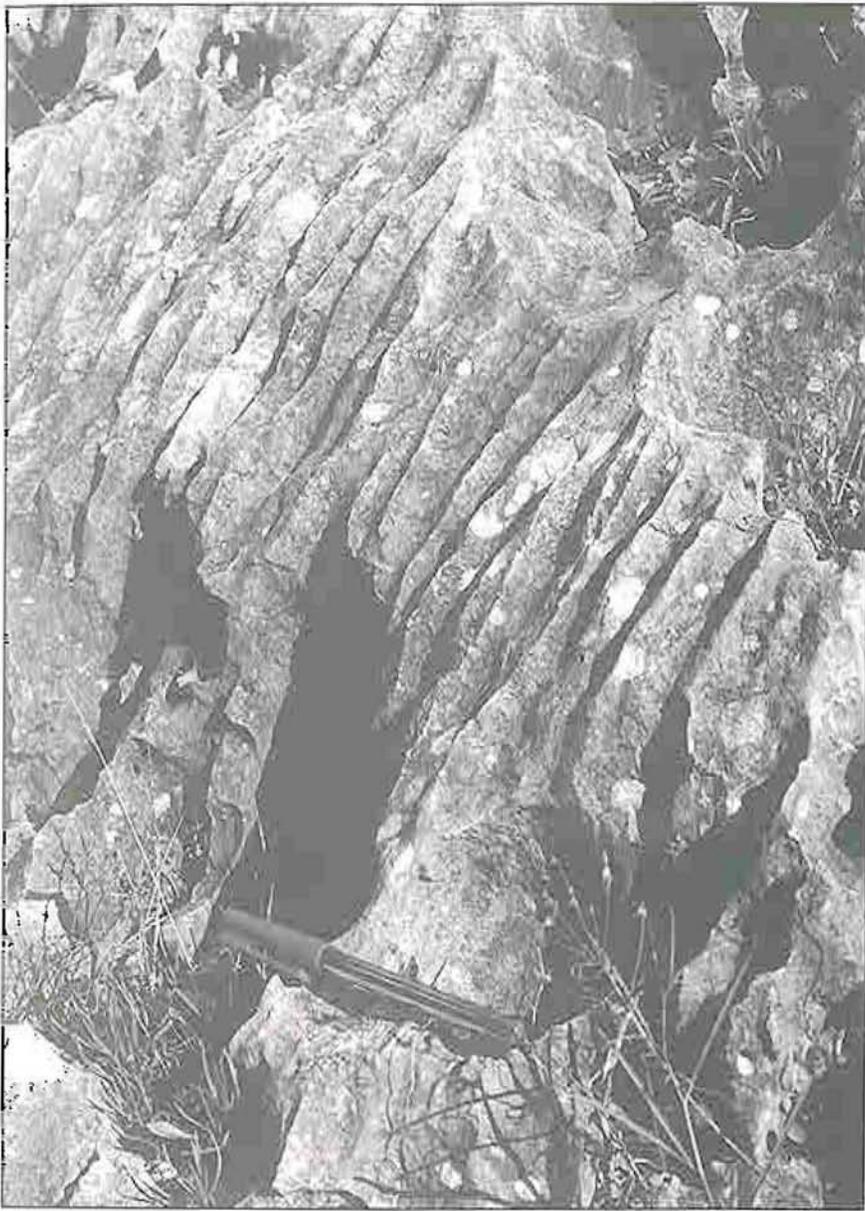


Foto 2. Rillenkarren en las proximidades de Riofrío. Foto: M. López Chicano

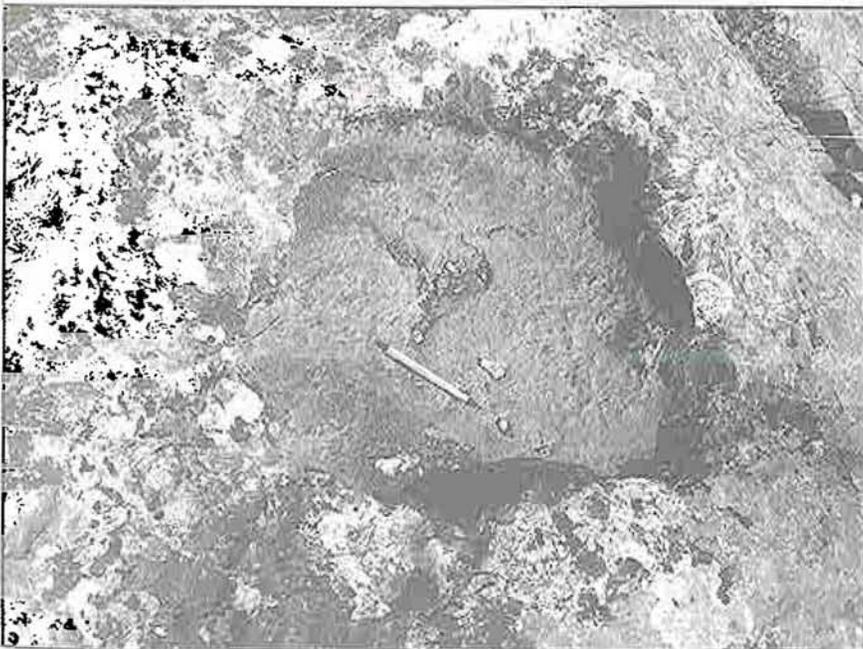


Foto 3. Kamenitza junto al cortijo del Cardador. Foto: M. López Chicano

ALTITUD (m.s.n.m.)	FENÓMENOS QUE SE OBSERVAN
400-600	Lapiaz incipiente, surgencias
600-800	Lapiaz desarrollado: paisaje ruiniforme
800-1000	Lapiaz, dolinas, poljes
>1000	Toda clase de aparatos kársticos

Tabla 1. Repartición altitudinal aproximada de las formas kársticas predominantes en Sierra Gorda (Delgado Moya y Fernández Rubio, 1975)

y diversificadas coincide *grosso modo* con la posición de las áreas más llanas de Sierra Gorda, mientras que éstas son de escaso desarrollo y gran simplicidad en los bordes del macizo, donde se observan las pendientes más altas.

A continuación paso a describir las principales formas exokársticas observadas, que por su variedad, cantidad y perfección hacen de Sierra Gorda un área de gran interés karstológico.

El lapiaz

El término genérico de lapiaz -o *karren*, según la terminología alemana- se aplica a un gran número de formas kársticas menores que tienen en común su origen por disolución de las rocas carbonatadas, independientemente de que, en la variedad de aspectos, intervengan otros factores como la fracturación, la litología, la cubierta edáfica y vegetal, etc. Estas formas de modelado superficial, presentes -con mayor o menor diversidad, y mayor o menor desarrollo- en la práctica totalidad de los macizos calizos, han sido objeto de numerosas clasificaciones (por ejemplo: genética, de Bögli, 1980; morfológica, de Ford y Williams, 1989), existiendo una cierta confusión a la hora de su utilización práctica.

Sí parece existir un acuerdo casi unánime entre los karstólogos, acerca de las netas diferencias que se observan en las formas resultantes de lapiaz, según que la disolución se lleve a cabo bajo cubierta edáfica (corrosión de la roca por el CO₂ contenido en el suelo más el procedente de la degradación de la materia orgánica) o sobre la roca desnuda (acción del agua de lluvia cargada de CO₂ atmosférico y ataque bioquímico de líquenes y algas). Así pues, como indica Garay (1983), una primera diferenciación clara debe hacerse entre lapiaz desnudo, cubierto y semicubierto.



Foto 4. Rinnenkarren en el Rincón de las Torcas. Foto: M. López Chicano

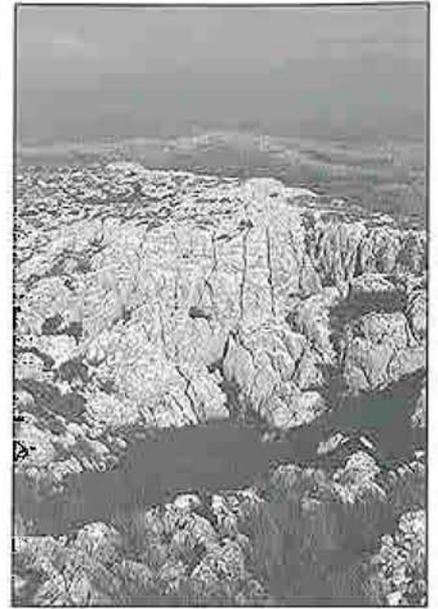


Foto 6. Kluftkarren en el Cerro de Santa Lucía. Foto: M. López Chicano



Foto 5. Lapiaz cavernoso muy evolucionado o lapiaz espumoso.



Foto 7. Campo de dolinas en el Cerro de Santa Lucía. Foto: CIECSA (El Geólogo, n° 24, 1987)

En líneas generales, el lapiaz que aflora en Sierra Gorda corresponde a un lapiaz discontinuo, en muchos casos semicubierto, caracterizado por cuerpos rocosos expuestos a la intemperie, y separados por rellenos de arcilla de descalcificación (*terra rossa*) en proceso de degradación.

Un primer grupo de formas de lapiaz reconocibles en el sector estudiado corresponde a microformas (en general, de escala inferior al metro) desarrolladas sobre superficies rocosas desnudas, y controladas esencialmente por la hidrodinámica; es decir, debidas a la acción erosiva y disolvente del agua de lluvia. Pese a que estas microformas se desarrollan a gran velocidad, en Sierra Gorda se observan raramente; tal vez debido a que la intensa fracturación que afecta al macizo no permite la existencia de superficies rocosas de gran continuidad, y quizás, también, porque la exhumación generalizada de los cuerpos rocosos ha sido relativamente reciente; en este sentido, a veces se observa que estas microformas retocan otras formas de lapiaz desarrolladas bajo suelo.

Dentro de este primer grupo se incluyen diversas formas de lapiaz de arroyada, de aristas finamente cinceladas, o lapiaz de acanaladuras a distintas escalas (*rillenkarren* y *rinnenkarren*), desarrolladas esencialmente sobre calizas de gran pureza (foto 2); así como el lapiaz de pared (*wall karren*), visible en algunos bordes abruptos de dolinas, escarpes verticales de fallas, etc. En superficies subhorizontales se observan frecuentes *kamenitzas* (foto 3), con formas redondeadas o elípticas, cerradas o no, de fondo plano y bordes

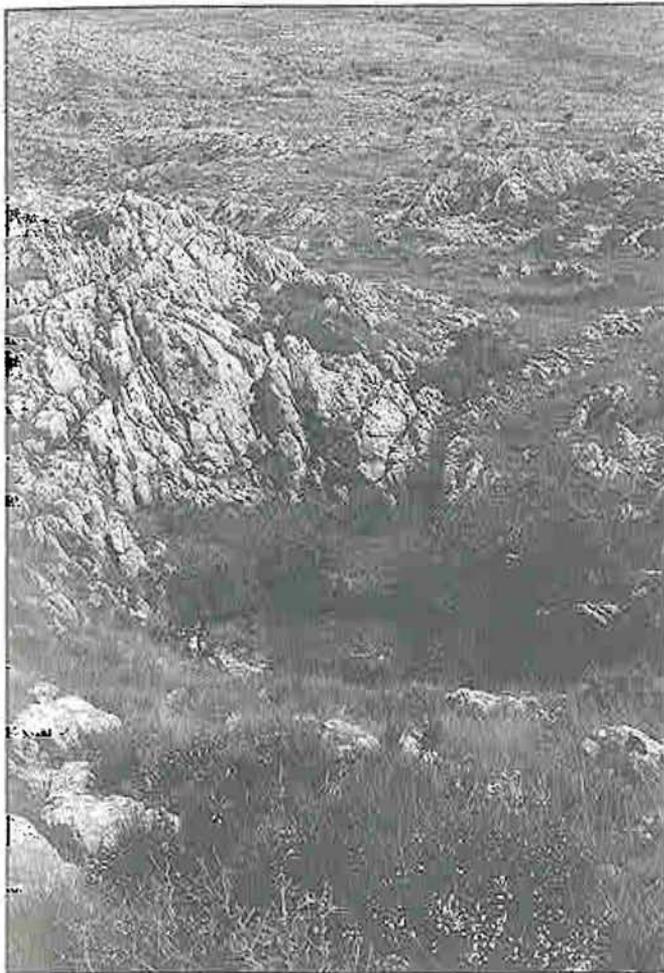


Foto 8. Dolina topográfica en el Cerro de Santa Lucía.
Foto: M. López Chicano



Foto 9. Dolina asimétrica por nivación (?), en el Cerro de Santa Lucía. Foto: M. López Chicano

abruptos, cuya profundidad no suele rebasar los 30 centímetros; la evolución de estas formas parece estar más relacionada con la existencia en su fondo de materia orgánica y algas que con la acción agresiva del CO₂ contenido en el agua de precipitación (cfr. Garay, 1983 y López Limia, 1987).

La mayor parte del lapiaz de Sierra Gorda deriva de morfologías generadas bajo suelo (*subsoil Karren*). Así, es frecuente observar muy redondeadas las crestas y bordes de los cuerpos rocosos paralelepípedos (foto 4), afectados de amplias acanaladuras subverticales de sección semicircular (*rundkarren* o *roundkarren*). Tampoco es raro observar perforaciones (*pits*), circulares o alargadas en planta según la dirección de la fracturación, simples o múltiples, alineadas o arrosariadas, tubulares o alveolares, subverticales o no, que constituyen un magnífico ejemplo de lapiaz cavernoso (Bögli, 1980). En la fase más avanzada de este tipo de formas se obtiene el lapiaz espumoso, tal y como lo describen Garay (1983) y López Limia (1987); la horadación de la roca es muy intensa (foto 5), observándose aristas y puntas, muy contorsionadas y afiladas, orientadas en cualquier

dirección del espacio. Los autores anteriores no descartan que estas formas hayan sufrido una cierta evolución en superficie, es decir, que hayan sido generadas en parte por la acción del agua de lluvia cargada de CO₂ atmosférico. Su presencia se constata, también, en los afloramientos de rocas dolomíticas de Sierra Gorda, aunque con un menor desarrollo.

Pese a lo comentado anteriormente, las formas de lapiaz más fáciles de reconocer en el macizo corresponden al lapiaz de diaclasas o fisuras (*kluftkarren*), también denominado por algunos autores lapiaz estructural, dado el control tectónico. Cuando existen dos o más sistemas de fracturas patentes (foto 6), se designa como lapiaz entrecruzado (Delgado Moya, 1973; Hidalgo 1974 y Pezzi, 1977 a).

El papel hidrológico del lapiaz de diaclasas es fundamental, ya que constituye una de las principales formas de absorción del agua de lluvia, facilitando la infiltración en profundidad. Su aspecto consiste en hendiduras subverticales (*grikes*; o *cutters*, cuando son amplias y se desarrollan bajo suelo), ensanchadas por disolución, y que delimitan cuerpos rocosos rectangula-

res o poligonales en planta. Estos cuerpos rocosos aislados pueden ser planos en superficie (*clints*) o escarpados (crestas, agujas o pináculos), pero siempre presentan los bordes o aristas muy redondeados, lo que, junto a la existencia de perforaciones, indica un desarrollo bajo suelo. El pequeño porte de las crestas y pináculos -si es que así puede llamárseles- sugiere la existencia anterior de un suelo no muy desarrollado, o al menos la ausencia de las condiciones de alteración y meteorización que caracterizan los karst tropicales. Estas formas más agudas derivan con frecuencia en *clints*, debido a la disolución en superficie y a la ruptura por gelifracción (las condiciones invernales de la parte más alta del macizo son algo duras), dando origen a extensos depósitos de bloques con cantos agudos diseminados en los campos de lapiaz (campos de piedras).

En los afloramientos de dolomías jurásicas intensamente brechificadas, es frecuente observar un lapiaz microestructural o de microfisuras, de escala centimétrica. Los corredores o bogaces, de escala decamétrica, son muy raros en Sierra Gorda. Estas formas de megalapiaz, controladas por la fractu-



Foto 10. Dolina en artesa, Las Lagunetas.
Foto: M. López Chicano



Foto 12. Dolinas y uvalas en las Hoyas del Amarguillo.
Foto: M. López Chicano



Foto 11. Dolina en embudo en la entrada de Sima Rica.
Foto: M. López Chicano

ración, sólo se observan a veces conectando dolinas, o bien como pasillos que preceden o que proceden de una simple dolina.

Dolinas y uvalas

El proceso de dolinización ocupa un papel destacado en la geomorfología de Sierra Gorda, siendo uno de los fenómenos kársticos más característicos y mejor desarrollados. Pezzi (1977 a) contabiliza y cartografía hasta 1692 formas simples, en una superficie de 214 km², lo que supone una densidad de 7,9 dolinas por km². No obstante, dado que los diámetros más frecuentes de estas formas oscilan entre 15 y 30 m (Delgado Moya, 1973), el número total de dolinas debe ser bastante mayor, ya que, por sus escasas dimensiones, éstas son difíciles de cartografiar a la escala 1:33.000, la usada por Pezzi (1977 a). En las áreas de máxima concentración la densidad de dolinización se aproxima a 40 dolinas por km², como sucede en el pico Santa Lucía (vértice Sierra Gorda, 1671 m); en estos lugares (foto 7), las depresiones ocupan todo el

espacio disponible, y sus divisorias forman en planta redes celulares, típicas de un karst poligonal (Ford y Williams, 1989).

Estos valores de densidad de dolinización en Sierra Gorda se aproximan a los de otros campos de dolinas de las zonas templada y tropical (cfr. Pezzi, 1977 a; López Limia, 1987 y Ford y Williams, 1989). La topografía de las áreas de mayor densidad adquieren una morfología en *caja de huevos*, no llegando a formar un verdadero *Cockpit* tropical, por dos razones: la profundidad media de las depresiones no alcanza los altos valores -en general superiores a 10 m- de las depresiones tropicales; el contorno de las dolinas de Sierra Gorda es casi siempre subcircular o subelíptico, mientras que en los *Cockpits* tropicales la forma en planta es estrellada (cfr. Ford y Williams, 1989). Actualmente se está llevando a cabo un profundo análisis morfométrico de los campos de dolinas de Sierra Gorda, a fin de disponer de más criterios cualitativos y cuantitativos que arrojen luz sobre la génesis de este paisaje kárstico.

En general, se puede decir que las depresiones se ubican en tres contex-

tos topográficos distintos: 1) adaptadas a la pendiente de los relieves cónicos residuales de la parte más alta del macizo (vértices Sierra Gorda, Víboras, etc.); 2) asociadas a las extensas superficies planas y corroidas, desprovistas de vegetación, localizadas por encima de los 1200 m (quedan excluidas las superficies de arrasamiento que bordean los poljes de La Dona y Pilas Dedil); 3) en el fondo de las grandes depresiones kársticas (paleopoljes) del interior de Sierra Gorda (Majada del Hollín, Majada del Quejigo, Los Pajonales, etc.). Aunque en todos estos entornos se pueden encontrar los mismos tipos morfológicos y genéticos de dolinas, en cada uno de ellos parece dominar una tipología concreta; bien entendido que el rasgo común y esencial de todas las formas de dolinas y uvalas es el control estructural que ejercen las fracturas (López Chicano, 1992).

En el primer contexto, las dolinas se muestran alargadas cuando la máxima pendiente coincide con la dirección del sistema de fracturas que las delimita, presentando una planta elíptica, con su eje mayor según el desarrollo de la fracturación. La forma generalizada es



Foto 13. Paleopolje de la Majada del Quejigo o del Hoyo Grande.
Foto M. López Chicano

la dolina en embudo, de fondo rocoso, con apariencia de reciente formación. Con frecuencia presentan asimetría de los flancos, adaptándose la vertiente de aguas arriba a la pendiente del relieve montañoso, y mostrando el flanco de aguas abajo un reborde más abrupto a modo de contrapendiente. Se trata de dolinas topográficas (foto 8), según Pezzi (1977 a), cuyo desarrollo escalonado hace que, en ocasiones, las dolinas más bajas coalezcan con las más altas y las capturen. En las áreas de menor pendiente, y cuando la disolución ha sido muy intensa, se observan formas simples alargadas, en artesa (profundidad mucho menor al diámetro), con un relleno de *terra rossa* de poco espesor en el fondo de la dolina.

En ocasiones se observan dolinas de flancos asimétricos, con fondo rocoso o de *terra rossa*, en las que el borde más abrupto se sitúa pendiente arriba. Aunque esta asimetría venga marcada en muchos casos por la presencia de una fractura, es posible que intervengan factores climáticos en el resultado final -permanencia de la nieve en la umbría de la dolina-, ya que en algunas depresiones del pico Santa Lucía he observado que el flanco más abrupto se orienta hacia el norte (foto 9). También es posible observar dolinas de colapso, de paredes subverticales, las cuales conectan frecuentemente con cavidades.

En las extensas superficies de arrasamiento kárstico, que forman parte del nivel de karstificación superior de Pezzi (1977 a), es posible observar amplios campos de dolinas con morfologías muy variadas. Predominan las formas originadas por disolución, especialmente dolinas en artesa con fondo

de *terra rossa* (foto 10). Les siguen en abundancia las dolinas en embudo (foto 11), la mayoría con fondo rocoso, frecuentemente conectadas con cavidades en profundidad (Sima Rica, Torcón del Hoyo Hondo, Hollín II, etc.). Estos tipos morfológicos presentan una planta elíptica o subcircular, a veces algo asimétrica cuando están limitados por una fractura clara; a menudo se disponen de forma arrosariada o alineada siguiendo juegos de fracturas. En varias ocasiones he podido observar incipientes depresiones circulares en los rellenos de *terra rossa*, a modo de pequeñas dolinas de subsidencia. Algo más raras son las dolinas de hundimiento o de colapso (dolinas en ventana según Hidalgo, 1974) de paredes subverticales, planta poligonal y delimitadas netamente por juegos de fracturas.

Los fondos de las áreas deprimidas en las partes más altas del macizo de Sierra Gorda se encuentran plagados de dolinas, principalmente en artesa, de planta irregular, bordes suaves y con rellenos importantes de *terra rossa* (foto 12). Estas depresiones constituyen un paisaje residual, formado a expensas de antiguos poljes de nivel de base o paleopoljes. Suelen ser de grandes dimensiones (prácticamente son uvalas, de dimensiones hectométricas), en ocasiones alargadas según sistemas de fracturas. Las dolinas de disolución en embudo y las dolinas de colapso son extremadamente raras en estos enclaves.

La mayor parte de las dolinas de Sierra Gorda se ha originado por procesos de disolución, probablemente relacionados con la actividad hídrica de la zona epikárstica, tal como sugieren

Ford y Williams (1989). Todas las formas se localizan sobre el nivel freático de Sierra Gorda, jugando un papel muy importante en la hidrodinámica de la franja de infiltración. Los rellenos detríticos, que muestran muchas de estas dolinas, actúan como elementos reguladores de la infiltración en el macizo; aunque, en ocasiones, pueden actuar como inhibidores de la misma, siendo frecuente observar charcas efímeras en los fondos de ciertas dolinas, tras un período de intensas lluvias.

Poljes y paleopoljes

Desde el punto de vista etimológico, la palabra *polje* es usada en las lenguas eslavas de manera equivalente a *llano* o *nava* en el Castellano, es decir, refiriéndose a un sector plano, normalmente cultivable (los llanos de fondo rocoso dedicados al pastoreo, son denominados *majadas* en Sierra Gorda), sin tener en cuenta el tipo específico de terreno, que no tiene que ser necesariamente kárstico. Sin embargo, el término *polje* ha adquirido un uso particularmente intenso en la literatura científica del karst, para referirse a depresiones kársticas de grandes dimensiones, especialmente desde los primeros trabajos de Cvijic (1893).

Los poljes, según Milanovic (1981), deben corresponder a depresiones kársticas de más de 1 km² de superficie para ser considerados como tales, lo que debe evitar su confusión con dolinas (de escala decamétrica) o con uvalas (de escala hectométrica). Las características comunes de la mayoría de éstas depresiones son: presentar un fondo plano (rocoso cuando están degradadas, o relleno de sedimentos aluviales y de descalcificación) ligeramente inclinado hacia los sectores de desagüe (sumideros, gargantas, cursos fluviales, etc.); estar rodeadas, al menos en su mayor parte, por crestas y barreras carbonatadas de pendientes relativamente fuertes; su forma en planta suele ser alargada, acorde con la orientación de los principales sistemas de fracturas.

El control tectónico de los poljes es, en general, de gran importancia (Milanovic, 1981); de hecho, la mayoría de los poljes del Karst Dinárico -lugar donde mejor se conocen sus características- corresponde a fosas tectónicas o poljes estructurales (Ford y Williams, 1989). Los procesos de disolución kárstica retocan los efectos de la tectónica y modifican la morfología de la depresión.

La importancia de los poljes en la



Foto 14. Polje de La Dona. En el área de encinar del fondo se marca claramente una superficie de aplanamiento kárstico. Foto: M. López Chicano



Foto 15. Polje de Pilas Dedil. Foto: M. López Chicano

hidrogeología de los macizos kársticos es esencial, ya que constituyen áreas de infiltración preferencial. Para Ford y Williams (1989) existe un factor hidrológico común en la historia de todos los poljes: su desarrollo se produce siempre próximo al nivel local del manto freático; ello favorece el aplanamiento lateral fluvial (corrosión de bordes) más que la incisión en valles profundos.

Según lo expuesto anteriormente, en Sierra Gorda existen al menos siete depresiones que pueden ser consideradas como poljes, si bien, todas ellas presentan netas diferencias entre sí. Para su descripción los he agrupado, al igual que hace Pezzi (1977 a), en poljes internos (Majada del Quejigo, Los Pajonales, Llano de los Morrillos y Llanos del Puerto) y poljes periféricos (Llano

de la Dona, Llano de Pilas Dedil y Llano de Zafarraya). Este último, el único polje funcional que cumple todos los requisitos de la definición clásica de Nicod (1972), no puede ser considerado estrictamente como periférico o marginal.

Los poljes internos constituyen depresiones abiertas en general, aunque con un drenaje exorreico aún difícil de realizarse. Son formas antiguas que en su día fueron fosilizadas por una cubierta de suelo, actualmente muy degradada. Se sitúan en el interior del macizo carbonatado, a cotas variables, aunque bastante coincidentes con las de las principales superficies de aplanamiento kárstico; de hecho, el fondo notablemente corroído de estas depresiones exhumadas, contribuye decisivamente en el establecimiento de los

máximos altimétricos anteriormente comentados. Se trata de paleopoljes o poljes actualmente no funcionales, muy desmantelados y desfigurados, que según Hidalgo (1974) pudieron formarse en una época en que el nivel freático estuvo localizado a una altitud casi constante y próxima al fondo de las depresiones (poljes de nivel de base, según Ford y Williams, 1989). Actualmente se encuentran colgados a cientos de metros del nivel freático, debido al levantamiento del macizo y al encajamiento de la red kárstica subterránea. La dispersión de las cotas a las que se encuentran pienso que puede ser debida a un basculamiento tectónico diferencial, aunque no se puede descartar que sea causada por la ocurrencia de distintas generaciones de poljes.

El paleopolje de Los Pajonales (referido como depresión de la Casa de los Muertos, por Pezzi 1977 a y b) se localiza al sur del pico Víboras, a cota 1380, presentando una planta muy irregular y delimitado por sistemas de fracturas de dirección NNO-SSE y E-O. Su fondo aparece cubierto de uvalas y dolinas en artesa, con importantes rellenos de arcillas de descalcificación, y de contornos muy irregulares. Esto último se observa igualmente en el paleopolje de la Majada del Quejigo (polje de Hoyo Grande según Delgado Moya, 1973; y Delgado Moya y Fernández Rubio, 1975), situado al sur del vértice Sillón, con una planta alargada según la dirección SO-NE, y con cotas variables desde 1340 a casi 1200 m s.n.m. Esta paleodepresión (foto 13) está limitada al norte por una falla de dirección N 30 E, y es recorrida por un cauce seco que se encaja bastante hacia la salida. Para Pezzi (1977 a), el hecho de que las dolinas situadas en la parte más alta del polje presenten morfología en artesa e importantes rellenos de *terra rossa*, mientras que las dolinas más bajas son más profundas, sugiere la captura del polje por erosión remontante desde el barranco del Salar, valle hacia el cual se abre actualmente la depresión.

Los dos restantes poljes internos que me parecen interesantes de comentar -Llano de los Morrillos y Llanos del Puerto- presentan características netamente distintas a los anteriores. Se trata de dos depresiones kársticas casi cerradas, alargadas según la dirección NO-SE, a favor de sistemas de fracturas de igual orientación. Ambas presentan un fondo con arcilla de descalcificación relativamente abundante, lo que hace que sean parcialmente cultivables. En estos casos, por tanto, no se aprecian las dolinas residuales de los dos poljes anteriores. El Llano de los



Foto 16. El polje de Zafarraya visto desde Sierra Tejeda. En la parte inferior derecha se observa el Puerto de Azafranera. Foto: M. López Chicano

Morrillos se localiza al N del Llano de Zafarraya, a cota 980 m (Delgado Moya y Fernández Rubio, 1975), con una extensión del relleno detrítico próxima a 1 km². Los Llanos del Puerto se sitúan a casi 1100 m de altitud, a medio camino entre Zafarraya y Los Alazores; la extensión de su relleno detrítico es sólo de 0,8 km², aunque el aplanamiento kárstico asociado al mismo nivel del relleno alcanza casi 2 km² de superficie.

Existen muchos más sectores kársticos deprimidos, con evidentes signos de exhumación, en el interior del macizo de Sierra Gorda, como la Majada del Charco del Negro (Delgado Moya, 1973; Delgado Moya y Fernández Rubio, 1975; Pezzi, 1977 a y b), Las Lagunetas, la Majada del Hollín, etc., gran número de los cuales aparecen cartografiados en Lupiani y Soria (1988). No obstante, los que he descrito representan los poljes internos más representativos y de mayor envergadura.

Los poljes periféricos de la Dona y Pilas Dedil son poljes abiertos, con un drenaje exorreico forzado por la captura llevada a cabo por el arroyo de Salar. El desagüe de todo el sector se produce a través de un espectacular cañón kárstico denominado Tajo de Espantaperros. Ambos poljes (o paleopoljes) presentan un relleno aluvial cuaternario muy rico en arcilla de descalcificación, pero de débil espesor, el cual tiende a desaparecer progresivamente a consecuencia de la erosión que marca el drenaje exorreico actual.

El polje de la Dona (foto 14) presenta una extensión próxima a 7 km², con un contorno muy irregular a consecuencia de las fracturas que lo delimitan, especialmente en su mitad occidental. Su cota media es próxima a 930 m, aunque presenta un fondo ligeramente on-

dulado (Pezzi, 1977 a) en el que afloran materiales neógenos postorogénicos, que se extienden al este dentro de la depresión de Granada; por esta razón, los límites del polje en su sector oriental no son netos. De hecho, esta depresión se puede considerar como un semipolje en el sentido de Bögli (1980). En el sector occidental, junto a la cortijada de Venta Dona, aparece un apéndice del substrato carbonatado, que en superficie muestra una marcada superficie de corrosión exhumada (banquetas de corrosión), situada al mismo nivel que el relleno detrítico del polje; más al norte de este punto se observan varios *hums* del substrato carbonatado, que emergen de un delgado relleno de *terra rossa*. El drenaje exorreico de esta depresión se produce a través de una incisión practicada por la escorrentía superficial en la barrera carbonatada dominada por el vértice Almendral, al otro lado de la cual se encuentra el polje de Pilas Dedil.

El polje de Pilas Dedil (foto 15) muestra una forma alargada en planta, según la dirección SO-NE, y está limitado por fracturas de igual orientación que configuran una auténtica fosa tectónica. De hecho tanto este polje como el de la Dona pueden ser clasificados como poljes estructurales, en el sentido de Ford y Williams (1989); presentan un relleno neógeno importante, mientras que el relleno cuaternario es muy delgado y se encuentra actualmente en fase de erosión. La extensión superficial del relleno es de unos 3 km².

Un estudio geofísico eléctrico llevado a cabo en los poljes de la Dona y Pilas Dedil (López Chicano, 1989 y 1992) revela claramente el carácter estructural de los mismos, con un substrato carbonatado que asciende y desciende a favor de sistemas de fracturas,

y con rellenos potentes de materiales miocénicos. El nivel freático regional del macizo se encuentra actualmente a varios cientos de metros bajo la superficie de estos poljes parcialmente exhumados (López Chicano y Pulido Bosch, 1989).

El Llano de Zafarraya (foto 16) constituye un polje kárstico de bella factura, siendo el de mayor dimensión de las Cordilleras Béticas (Díaz del Olmo y Delannoy, 1989) y uno de los más representativos y mejor conocidos de España (Delgado y Fernández Rubio, 1975; Pezzi, 1977 a). Consiste en una depresión cerrada, alargada según la dirección ONO-ESE, con 10 km de longitud y 3,5 km de anchura máxima (Hidalgo, 1974). El fondo de la depresión es muy plano, ligeramente inclinado hacia el oeste, con una pendiente media de 0,4 %. Está compuesto por abundantes materiales detríticos aluviales, depositados durante los desbordamientos del arroyo de la Madre, junto a arcillas de descalcificación predominantes hacia los bordes de la depresión, las cuales dan lugar a áreas permanentemente encharcadas (lagunas del Rico, del Concejo, etc.). Las cotas oscilan entre 1000 m al este y 900 m en el sector central y occidental. La superficie total del relleno detrítico cuaternario es de 22 km², aunque el área de cuenca vertiente se aproxima a 150 km².

El polje de Zafarraya sufre inundaciones periódicas, las cuales, junto a los aspectos hidrológicos más destacados, son comentadas en López Chicano (1992). El arroyo de la Madre, curso fluvial temporal con importantes variaciones en la descarga, atraviesa longitudinalmente el polje, desde su inicio en los manantiales de Parrilla (descarga de Sierra Tejeda) hasta terminar en los sumideros o ponors (foto 17) situados en el extremo noroccidental de la depresión (a cota 887 m s.n.m.). Existen otros ponors situados al suroeste de Zafarraya que recogen la escorrentía superficial generada en el extremo suroccidental del polje (sumidero del Calar, Rincón de la Reina, etc.).

Según los grupos básicos establecidos por Milanovic (1981), la mayoría de los sumideros visibles en el polje de Zafarraya corresponde a ponors aluviales, salvo el sumidero del Calar que responde más a un poner labrado en grandes bloques de roca y fisuras abiertas. Los sumideros del arroyo de la Madre corresponden a ponors aluviales, es decir, las rocas carbonatadas se encuentran bajo los depósitos aluviales cuaternarios no consolidados. Aunque en los ponors más activos aflora el



Foto 17. Sumideros del Arroyo de la Madre en funcionamiento. Al fondo se aprecia una nítida *banqueta* de corrosión. Foto: M. López Chicano

substrato carbonatado, es frecuente que en torno a éstos se produzcan pequeños colapsos en los materiales detríticos que dan lugar a formas en túnel, con profundidades que van desde algunos centímetros a varios metros. Milánovic (1981) explica la génesis de estas formas bajo la presencia esporádica de agua, la cual puede estar contenida en los carbonatos, en los materiales detríticos o en ambas litologías, cuando éstas se encuentran bajo una lámina de agua libre. Los cambios más espectaculares de estos sumideros (en forma, tamaño y localización) se producen tras momentos de inundación o de riada. En sus proximidades, las inundaciones han labrado nítidas *banquetas* corrosivas sobre los materiales carbonatados del borde del polje, permitiendo así su expansión lateral (Lhenaff, 1968).

El control tectónico del polje de Zafarraya se hace patente en su forma alargada, paralela a importantes juegos de fracturas que lo delimitan, pero también en la naturaleza del relleno. Bajo la cubierta aluvial cuaternaria existen potentes sedimentos de edad Mioceno superior (Hidalgo, 1974). El estudio geofísico eléctrico del polje (López Chicano, 1989 y 1992) desvela una compleja estructura interna de la fosa tectónica, tanto por la actuación de los sistemas de fracturas, como por la coexistencia de niveles arcilloso-margosos de distinto origen y difíciles de diferenciar. Se trata pues de un polje típicamente estructural, en el sentido de Ford y Williams (1989), de cuyo fondo emerge esporádicamente el substrato carbonatado (*hums* de Zafarraya, Los Crespo, Cerro de las Porras, etc.).

Valles secos y cañones kársticos

Estas formas fluvio-kársticas (según Bögli, 1980) suelen ir asociadas al levantamiento general de una región y a la consiguiente reprofundización del nivel de base del drenaje superficial de la misma. Existen notables diferencias genéticas entre ambos tipos de valles kársticos, aunque en ocasiones muestran aspectos muy semejantes. En la formación de los valles secos influyen más los procesos de disolución en profundidad que los procesos de erosión fluvial; de hecho, su trazado suele estar jalonado por numerosas formas de disolución (cavidades, dolinas, etc.) que se implantan en áreas densamente fracturadas (Parizek, 1976). Las gargantas o cañones kársticos constituyen valles fluviales encajados en los materiales carbonatados, con paredes subverticales; con frecuencia se originan cuando un curso fluvial alóctono -procedente de un área con importantes afloramientos de rocas poco permeables- atraviesa una barrera caliza (Bögli, 1980). Así, configuran una red de drenaje epigénica o sobreimpuesta, donde la erosión fluvial y la corrosión del lecho pasan a predominar sobre los procesos de karstificación.

En Sierra Gorda existen numerosos ejemplos de valles secos, entre los que cabe destacar el barranco del Zumbéon (sector noroccidental) y el barranco de las Marianas (sector nororiental). Ambos valles se desarrollan casi íntegramente en materiales carbonatados y salvan desniveles de casi 1000 metros. Sólo fluyen de manera secular, tras precipitaciones extrema-

damente intensas, y muestran en su recorrido numerosas cavidades o paleoconductos kársticos. Con frecuencia, los cauces secos de Sierra Gorda constituyen los desagües naturales de los paleopoljes interiores.

El cañón más espectacular de Sierra Gorda corresponde al Tajo de Espantaperros, ya comentado anteriormente. Constituye el desagüe natural del polje de Pilas Dedil, salvando un desnivel de más de 200 m en un recorrido de 2 km. Se encuentra asociado al arroyo de Salar, curso fluvial temporal que discurre a cotas mucho más altas que las del nivel freático del macizo. El lecho de este cañón está plagado de cascadas y marmitas (o pilancones), y sus paredes alcanzan desniveles de más de 100 m.

Otros cañones de gran belleza se sitúan en el arroyo de las Mozas, a la altura de la Venta del Rayo (foto 18) y en el río Alhama. En estos casos, ambos cursos fluviales son permanentes, y la proximidad del lecho fluvial a los niveles freáticos de los acuíferos permite la existencia de descargas de aguas subterráneas a lo largo del lecho.

Superficies de aplanamiento kárstico

En varias ocasiones, a lo largo del texto, me he referido a la existencia de amplias superficies subhorizontales de aplanamiento o arrasamiento kárstico en Sierra Gorda (*corrosional plains* en la terminología anglosajona y *Karstrandebene* en la germana). Este tipo de superficies es muy frecuente en el Karst Dinárico, así como en el borde de las regiones kársticas tropicales con relieves cónicos (Bögli, 1980). También han sido descritas en otras áreas de las Cordilleras Béticas, principalmente por Pezzi (1977 a), Lhenaff (1977), Delanoy (1987), etc.

En Sierra Gorda, podrían considerarse como superficies de aplanamiento kárstico los fondos de los grandes poljes periféricos (Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil), así como sus bordes aplanados por corrosión lateral. Sin embargo, puesto que el mecanismo de acreción lateral de un polje, por disolución bajo suelo o bajo lámina de agua, difícilmente puede alcanzar grandes extensiones (Bögli, 1980), he considerado como superficies de aplanamiento los fondos planos de los paleopoljes y poljes internos, así como las vastas superficies desnudas que se extienden en los sectores más altos del macizo (foto 19), y que no se circunscriben aparentemente a ninguna depresión kárstica.

Así definidos, los aplanamientos



Foto 18. Cañón calizo de La Tajea, junto a la Venta del Rayo. Aquí, el arroyo de las Mozas recibe una importante descarga de aguas subterráneas procedente de Sierra Gorda.
Foto: M. López Chicano



Foto 19. Superficie de aplanamiento kárstico en la parte alta de Sierra Gorda. Foto: M. López Chicano



Foto 20. Relieves cónicos relictos en la superficie de aplanamiento de Los Morrillos.
Foto: M. López Chicano

kársticos de Sierra Gorda deben haberse formado por corrosión acelerada en extensas áreas inundables –probablemente bajo una cubierta de suelo que suministraba gran cantidad de CO₂ biogénico al agua–, en momentos en que el nivel freático (o nivel de base) del macizo carbonatado se encontraba relativamente "más alto" y próximo a la superficie del terreno. Ford y Williams (1989) resaltan la necesidad de un periodo más o menos largo y estable, bajo condiciones de humedad suficiente, para permitir la denudación del relieve bajo la franja de oscilación del nivel de inundación. Para Bögli (1980), este tipo de aplanamiento puede extenderse incluso a rocas no karstificables. Así parece ocurrir en el sector de los Nevazos (borde oriental de Sierra Gorda), donde existe una depresión marginal abierta, situada a una cota relativamente constante (950 m), en cuyo fondo afloran, completamente exhumados, materiales carbonatados jurásicos y margas cretácicas.

Un levantamiento tectónico importante del macizo de Sierra Gorda pro-

dujo el basculamiento de esta antigua superficie o superficies, quedando colgadas a varios cientos de metros del nuevo nivel de base. El rejuvenecimiento del relieve provocó la reactivación de los procesos erosivos exógenos y de la disolución kárstica en profundidad, lo que ha ocasionado la exhumación de los antiguos poljes y ha permitido la instauración de extensos campos de dolinas.

Un rasgo frecuentemente asociado a las superficies de aplanamiento kárstico es la existencia de relieves cónicos residuales (*hums* exhumados) que han resistido a la corrosión. En Sierra Gorda, los relieves cónicos o piramidales relictos (foto 20) no son tan frecuentes como en los típicos karst tropicales, jalonados de conos o torres, aunque tampoco se puede decir que aquí sean anecdóticos. Bellos ejemplos de este tipo de relieve pueden observarse en el Alto de los Morrillos y al sur de los vértices Víboras y Cabras.

El principal problema de los aplanamientos de Sierra Gorda se plantea al observar la divergencia de las cotas a

que se sitúan las superficies llanas. Para Pezzi (1977 a) se trataría de una única superficie basculada por los movimientos tectónicos acaecidos en el tránsito del Mioceno al Plioceno. Lhenaff (1977) cartografía retazos de una superficie superior y de otra más baja (próxima a los poljes de Zafarraya, Pilas Dedil y La Dona), aunque deja abierta la posibilidad de que se trate de una única superficie fragmentada. Lupiani y Soria (1988) consideran la existencia de tres superficies en el sector meridional de Sierra Gorda: una a cota 1000-1050 m que afecta a parte de la divisoria entre los poljes de La Dona y Pilas Dedil; otra aproximadamente a 1300 m, de gran extensión, aunque basculada hasta cotas de 1200 m; y la más alta, con cotas entre 1320 y 1400 m, muy basculada.

Desde mi punto de vista, considero como hipótesis más verosímil la existencia de una única superficie de aplanamiento, más o menos compleja, que ha sido fragmentada y descendida a cotas variables por la actividad tectónica. Aunque en ocasiones es muy difícil

Sima de los Machos

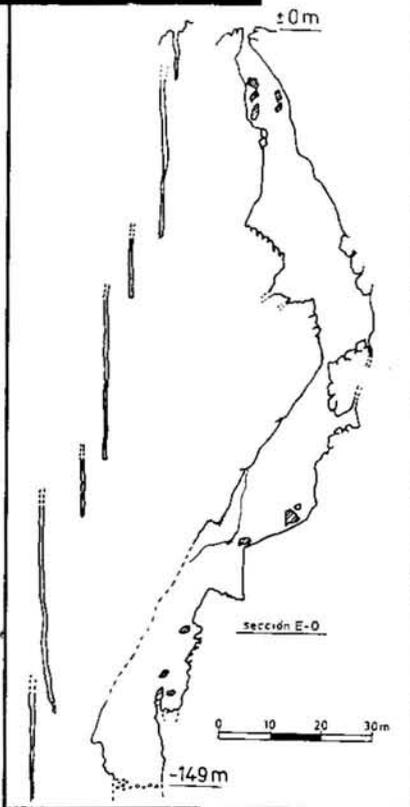


Figura 5. Alzado de la sima de los Machos (LJ-2), la cavidad más profunda penetrada hasta el momento en Sierra Gorda. Topografía: Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos, 1981 (González Ríos, 1992).



Foto 21. Galerías finales del Complejo Sima Rica-Redil. La leyenda de un tesoro escondido trajo consigo el ensanche artificial de algunos de los conductos de esta cavidad. Foto: J. Pérez Campos

delimitar los accidentes que han dado lugar a los saltos, esta hipótesis se plantea como la más sencilla, ya que las cotas actuales de las plataformas varían en un amplio rango (la mayoría se

Sumidero Porteño

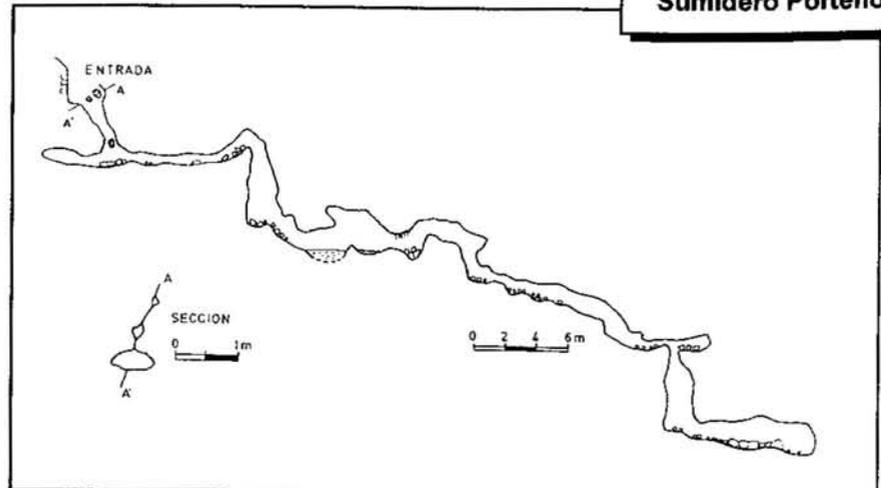


Figura 6. Alzado del sumidero del Porteño (ZA-1), el único ponor activo de Zafarraya penetrado por espeleólogos. Topografía: Grupo Espeleológico Ilíberis, 1982.

sitúan entre 1000 y 1500 m de altitud), lo que obligaría a admitir múltiples generaciones de aplanamientos en el macizo, difíciles de correlacionar con las secuencias estratigráficas de las cuencas sedimentarias neógenas adyacentes.

En general, la altitud de las diferentes plataformas desciende escalonadamente de norte a sur, especialmente hacia los poljes de Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil, áreas que, durante el Mioceno superior, se mostraron fuertemente subsidentes. Las superficies de aplanamiento cercanas a estas depresiones kársticas (a cotas 1000-1100 m) no muestran campos de dolinas tan desarrollados como los de las superficies más altas (las del intervalo altimétrico 1300-1400 m), lo que podría ser debido a su más reciente exhumación.

FORMAS ENDOKÁRSTICAS

El endokarst de Sierra Gorda constituye la parte más olvidada en los estudios geomorfológicos llevados a cabo sobre el macizo, pese a la gran información karstogenética que puede suministrar. El gran desarrollo que han experimentado recientemente las exploraciones espeleológicas de Sierra Gorda, con frecuencia impulsado por el interés arqueológico de algunos enclaves (Menjíbar *et al.*, 1981), permite disponer en la actualidad de casi un centenar de cavidades topografiadas. Ello supone una ardua labor de exploración y cartografía que ha sido protagonizada principalmente, por la Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos (González Ríos *et al.*, 1982 y 1983; Marín Maldonado *et al.*, 1983; Menjíbar *et al.*, 1989), aunque también existen contribuciones de la Sociedad Excursionista de

Málaga, del Grupo Espeleológico Ilíberis y del Departamento de Arqueología de la Excm. Diputación Provincial de Málaga (Medina Lara *et al.*, 1986). La mayor parte de la información que poseo sobre la red kárstica subterránea de Sierra Gorda procede de esas fuentes, si bien, he tenido ocasión de completar los datos con mis propias observaciones espeleológicas.

Pese al gran número de elementos penetrables, la red kárstica subterránea, conocida en Sierra Gorda, no presenta un desarrollo notable (López Chicano y Pulido Bosch, 1994). El análisis de las topografías disponibles revela una longitud total de galerías próxima a 3000 m, según los desarrollos en planta. La longitud media de los conductos es sólo de 30 m, lo que refleja un claro predominio de las cavidades subverticales (el 80 % corresponde a simas). La máxima profundidad alcanzada en las exploraciones es de -149 m, en la sima de los Machos (figura 5). El escaso desarrollo de la red kárstica penetrable (foto 21) puede ser debido a la dispersión extrema de los puntos de infiltración del agua de lluvia (Marín Maldonado *et al.*, 1983), de manera que las cavidades sólo son penetrables cuando concentran la escorrentía superficial (por ejemplo, en el fondo de una dolina), o bien, cuando la superficie topográfica evoluciona hasta recortar una cavidad profunda. En los ponors del polje de Zafarraya, las condiciones son más favorables para el progreso de la karstificación, pero los arrastres de sólidos son tan importantes que las galerías se colmatan con gran facilidad.

Los ponors de Zafarraya constituyen formas endokársticas de características bien definidas. Su aspecto externo ya ha sido comentado anteriormente. En su interior, los pasajes muestran sec-

LJ-17

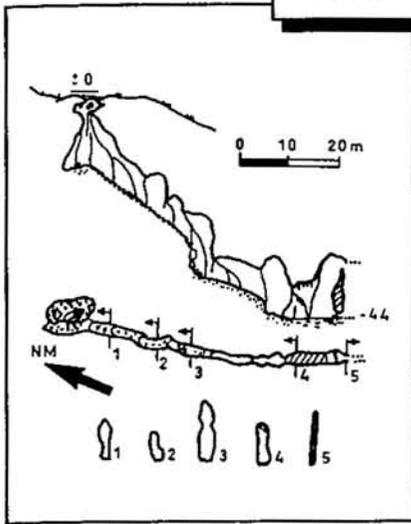


Figura 7.-Sima LJ-17, desarrollada a favor de una fractura. Topografía: Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos, 1980 (Marín Maldonado et al., 1983).



Foto 23. Una de las surgencias del sector de Riofrio. Aunque se ha intentado, ninguno de estos manantiales ni la red kárstica activa han podido ser penetrados hasta el momento por espeleólogos. Foto: M. López Chicano

Sima del Fuego

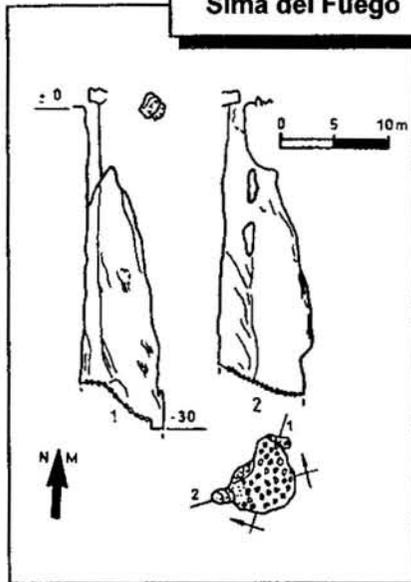


Figura 8. Sima del Fuego. Topografía: Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos, 1980 (Marín Maldonado et al., 1983).

ciones subcirculares, típicas de conductos "forzados" o freáticos que funcionan o han funcionado en el interior de la zona saturada. Las paredes de las galerías muestran acanaladuras y aristas muy vivas, producto de la corrosión y de la abrasión que ejercen las aguas cargadas de materiales sólidos en suspensión. El único ponor que ha podido ser penetrado por los espeleólogos es el sumidero del Porteño (figura 6). Escenario de la trágica muerte del espeleólogo Luis Avila; este sumidero presenta unos 70 m de galerías, y un desnivel total de unos 24 m. Contiene una galería inundada de al menos 50 m de longitud (sifón de Luis).

Buena parte de las simas de Sierra

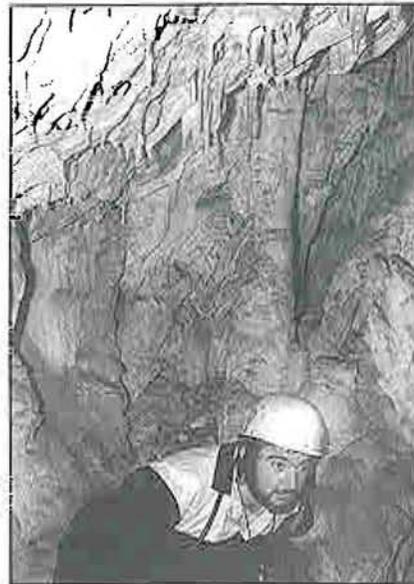


Foto 22. Formas de reconstrucción litoquímica. Los sedimentos clásticos, caos de bloques y espeleotemas son abundantes en las cavidades de Sierra Gorda. Foto: M. López Chicano

Gorda consiste en cavidades subverticales que actúan o han actuado como desagüe -a modo de sumideros- de las dolinas. En estos casos, la cavidad en sí puede presentarse de varias formas: como una fractura, más o menos neta, ensanchada por disolución (figura 7); como un pozo vertical, de sección subcircular, generado a favor de un cruce de fracturas, cuyo ejemplo más espectacular quizás lo constituya el Torcón del Hoyo Hondo (Menjíbar et al., 1989); o como un pozo que conecta con una gran sala, generalmente fusiforme (figura 8), formada por hundimiento del techo o por erosión inversa (Maucci, 1966).

Otra tipología abundante son las si-

mas desarrolladas a favor de una diaclasa o fractura distensiva, ensanchada por disolución no mucho más de un metro. La cavidad se muestra con frecuencia recortada por la evolución de la superficie del terreno. Puede alcanzar grandes profundidades -superiores al centenar de metros- sin solución de continuidad hasta el estrechamiento natural de la fractura, o bien mostrar rellanos y escalones originados por "tapones" de bloques encajados en las paredes. Un buen ejemplo de este tipo de cavidades lo constituye la sima de los Machos (figura 5).

El control tectónico de las cavidades verticales es muy patente, baste comprobar la forma en planta de muchas de ellas. Con frecuencia, las secciones de las galerías tienen un aspecto fusiforme o de medio huso (*joint passages*), alargado en el sentido de desarrollo de la fractura (figura 7). Probablemente se trate de conductos originados antiguamente bajo condiciones freáticas o vadosas, en el sentido de Bögli (1980). Los derrumbamientos de bloques de los techos y paredes, así como los rellenos clásticos o litoquímicos (foto 22), han modificado sustancialmente la morfología original de la red endokárstica penetrable. Ninguna de las simas alcanza el nivel freático actual del macizo kárstico (foto 23).

Queda comentar las cavidades subhorizontales -cuevas o cavernas- de las que también existen ejemplos en Sierra Gorda. Estos conductos kársticos (o mejor paleoconductos, ya que todos se encuentran sin actividad hídrica importante) suelen presentar secciones subcirculares (figura 9) típicas de conductos "forzados" en condiciones freá-

Cueva de las Cabras

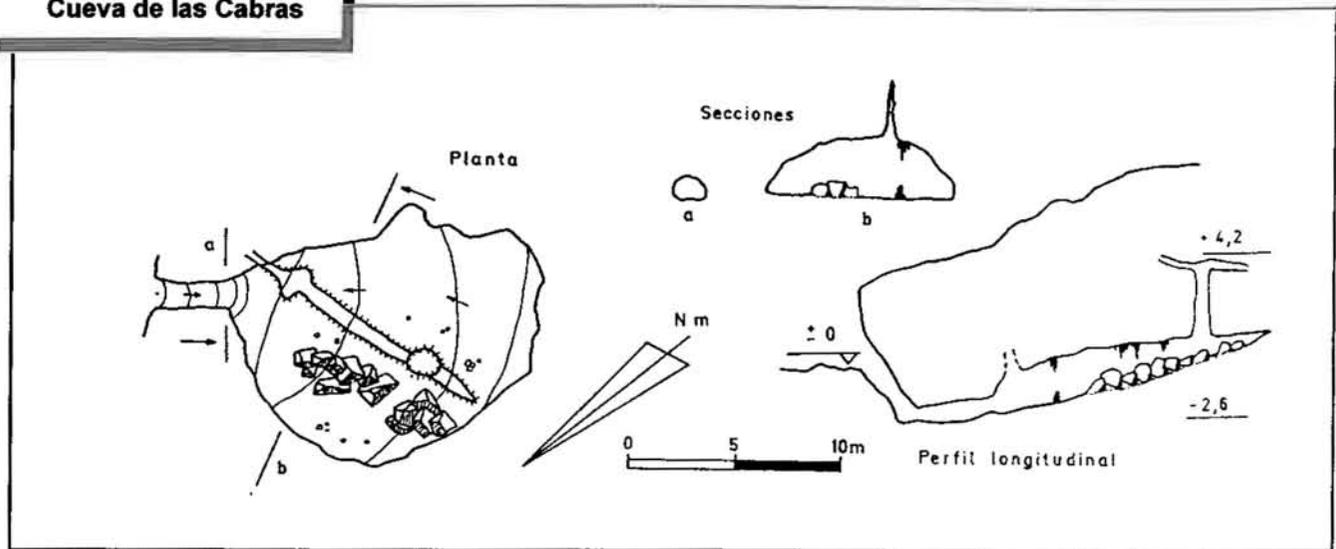


Figura 9. Cueva de las Cabras. Topografía: Sociedad Excursionista de Málaga, 1978



Foto 24. Paleoconductos kársticos situados a cota 700 m s.n.m. en el borde nororiental de Sierra Gorda. Foto: M. López Chicano

ticas, aunque "retocados" por los derumbamientos de bloques y las formas de reconstrucción más recientes. Este tipo de cavidades es frecuente en la vertiente norte de Sierra Gorda, a cotas comprendidas entre 800 y 1000 m de altitud, donde aparecen ligadas a abrigos excavados en las cornisas residuales de las vertientes reguladas. En la génesis de los abrigos parecen haber intervenido procesos de gelifracción y crioclastia durante los periodos fríos del Cuaternario. También son abundantes las cuevas en torno al borde occidental del pico Cabras (cotas 1400-1500), como reflejo quizás de un antiguo *nivel de base* que enrasaría con una superficie de aplanamiento, aunque la presencia de materiales cretácicos impermeables, bajo las calizas jurásicas en este sector de Sierra Gorda, podría explicar la existencia de una red

de drenaje kárstico colgada y local. Otras cuevas se localizan en la vertiente sur de la Sierra de Alhama (a cotas que oscilan entre 700 y 1100 m s.n.m.), desde la cortijada de la Marchamona hasta el Boquete de Zafarraya, y, con desarrollos incipientes, en el borde nororiental del macizo. En estas últimas, situadas a una cota bastante constante (700 m), se pueden observar rellenos detríticos con estructuras de corrientes, por lo que considero que se trata de paleosurgencias (están en el contacto calizas-margas) o al menos paleoconductos kársticos (foto 24).

La cota media a la que se sitúan las cavidades conocidas en Sierra Gorda es de 1325 m s.n.m. (desviación típica de 180 m). Esta cota coincide bien con la altitud de uno de los máximos altimétricos definidos anteriormente, así como con la posición más frecuente de

los aplanamientos kársticos. Este hecho, unido a la manifiesta inactividad hídrica que muestran los conductos penetrados (a excepción de los ponors de Zafarraya), parece sugerir una estrecha relación de esta red kárstica, relictica o fósil, con los paleopoljes interiores del sector somital del macizo de Sierra Gorda. La contemporaneidad de ambos fenómenos es una hipótesis muy plausible, y viene en parte reforzada por la evolución tectónica de la región (López Chicano, 1994).

Una prueba más de la existencia de una red kárstica fósil en buena parte del macizo de Sierra Gorda, consiste en los frecuentes afloramientos de *falsa ágata*, a modo de grandes bolsadas o fracturas abiertas totalmente colmatadas por crecimientos de calcita, que han sido exhumados por la erosión. Estos crecimientos calcíticos y brechas concrecionadas constituyen, al igual que en otros macizos kársticos próximos (Delannoy, 1987), testigos de la existencia de antiguas cavidades, actualmente desmanteladas.

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA EXTERNA

El análisis del paisaje kárstico de Sierra Gorda y del contexto geodinámico de la región revela una prolongada evolución geomorfológica de este macizo, de manera que no se puede entender su aspecto actual sin tener en cuenta los eventos geológicos y climatológicos acontecidos especialmente en los últimos 11 millones de años. El cuadro de la evolución geodinámica reciente del macizo puede ser completado con los datos neotectónicos y los análisis estadísticos de fracturación y de la red kárstica.



Foto 25. Paleocavidad y relleno marino pelágico mesozoico de un dique neptúnico en la Umbria de Cazadores. Foto: M. López Chicano

tica subterránea expuestos en López Chicano y Pulido Bosch (1994).

Los primeros procesos de karstificación que afectaron a los materiales carbonatados de Sierra Gorda parece que tuvieron lugar hace unos 180 millones de años, cuando aún no estaba definido el macizo como tal. La plataforma marina carbonatada del Jurásico inferior (Lías inferior y medio) llegó a emerger, parcialmente y de forma temporal, por encima del nivel del mar, coincidiendo con un descenso generalizado de éste, y a favor del basculamiento ocasionado por el funcionamiento de fracturas creadas en una etapa temprana de inestabilidad tectónica. Se produjo una fase de *rifting* intracontinental, coincidiendo con la apertura del Atlántico (García Hernández *et al.*, 1980), en la que un sistema de fallas listricas levantó algunos bloques (especialmente en el sector septentrional de lo que hoy es la unidad geológica de Sierra Gorda) que al emerger comenzaron a karstificarse. La karstificación progresó principalmente a favor de fracturas. Este fenómeno tuvo lugar en varias fases, desde el Carixiense hasta el Jurásico superior (García Hernández *et al.*, 1986-1987), en los que la fosilización y colmatación del relieve paleokárstico se produjo por sedimentación autóctona

en el interior de las cavidades creadas (diques neptúnicos) y por el reinicio de la sedimentación pelágica (foto 25), al elevarse de nuevo el nivel del mar.

Dejando al margen el posible episodio paleokárstico mesozoico, la evolución morfológico-kárstica de Sierra Gorda se inicia en el Mioceno superior. Tras la última fase compresiva fini-Serravalliense o intra-Tortonienense basal el macizo se encuentra emergido, desprovisto de la cubierta margosa cretácico-paleógena, y, probablemente, mostrando un volumen montañoso importante. Cabe la posibilidad de que la emersión se llevara a cabo durante alguna fase compresiva previa a las anteriormente citadas, aunque no existe clara evidencia de ello.

Durante la transgresión tortoniense, los conglomerados y calcarenitas marinas -que incluyen elementos procedentes de la erosión de Sierra Gorda y otros macizos carbonatados (González Donoso, 1967)- fosilizan un relieve desigual: algo aplanado en el sector de los Llanos de la Dona y Pilas Dedil; con un cierto vigor en el sector nororiental del macizo (escarpe de falla y acantilado marino fosilizado en la proximidad del cortijo Malos Tratos; Lhenaff, 1977) y en el entorno de los Baños de Alhama de Granada. Los afloramientos del Mioce-

no superior discordantes sobre las calizas de Sierra Gorda se sitúan actualmente a cota máxima de 1000 m s.n.m. Martín Algarra *et al.* (1989) reconocen la existencia de una fase de karstificación previa al depósito del Tortonienense inferior en Sierra Harana, macizo calizo situado en una posición geológica equivalente a la de Sierra Gorda. En el polje de la Dona, junto a la cortijada del mismo nombre, existe un pequeño afloramiento de calcarenitas tortonienses aislado sobre las calizas. Este afloramiento muestra una forma subelíptica en planta, que quizás pueda representar la fosilización de una paleodolina, vestigio de la karstificación tortoniense o pretortoniense en Sierra Gorda.

Aunque de momento resulta imposible realizar dataciones de la única superficie fundamental de aplanamiento, que he considerado existe en Sierra Gorda, parece muy probable que fuera en esta época cuando se formó. Lhenaff (1968) considera que durante la regresión del Mioceno superior el relieve de Sierra Gorda se atenuó progresivamente, por erosión, karstificación y peniplanización, coetáneas con el cambio de facies marinas a continentales del relleno de la depresión de Granada. Pezzi (1977 a y b) considera que la superficie de aplanamiento, situada por encima de los 1200 m de altitud, enrasaría con el techo de las calizas lacustres del Turoliense superior. Para este autor, el depósito de estas facies lacustres indica una intensa disolución kárstica en los relieves emergidos, que suministraría el volumen necesario de carbonato cálcico. El aplanamiento se formaría a expensas de un "nivel de base" de drenaje kárstico permanente, bajo un clima cálido y húmedo, asociado a relieves residuales, a poljes de nivel de base y a una red kárstica poco profunda (figura 10).

Los poljes de Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil no existían sino como meras fosas tectónicas, donde se depositaba la serie miocénica, a modo de brazo de mar prolongado desde la depresión de Granada, el cual, progresivamente pasa a recibir sedimentación continental. Entre Arenas del Rey y Zafarraya existió un área o eje de fuerte subsidencia, relacionado con fallas de dirección E-O que mantenían una gran actividad tectónica en esta etapa (Sanz de Galdeano, 1985).

Durante el Mioceno terminal, o tránsito Mioceno-Plioceno, se produce una pulsación tectónica que da origen a una importante etapa de creación de relieve (Lhenaff, 1968 y 1977). Según Sanz de Galdeano (1985), en esta fase

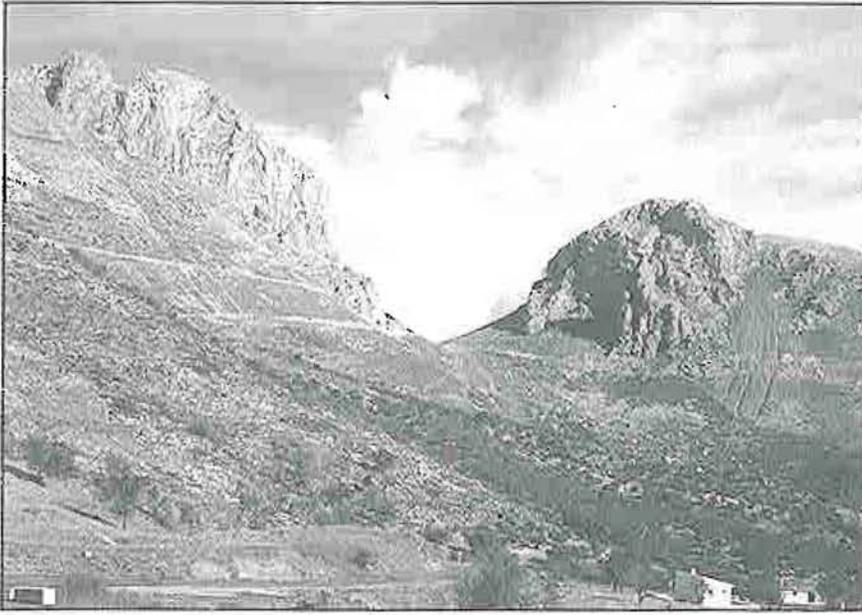


Foto 26. El Boquete de Zafarraya visto desde la vertiente malagueña. En el espolón de la izquierda se aprecia la entrada de la Cueva del Boquete, famosa por sus restos arqueológicos.
Foto: M. López Chicano

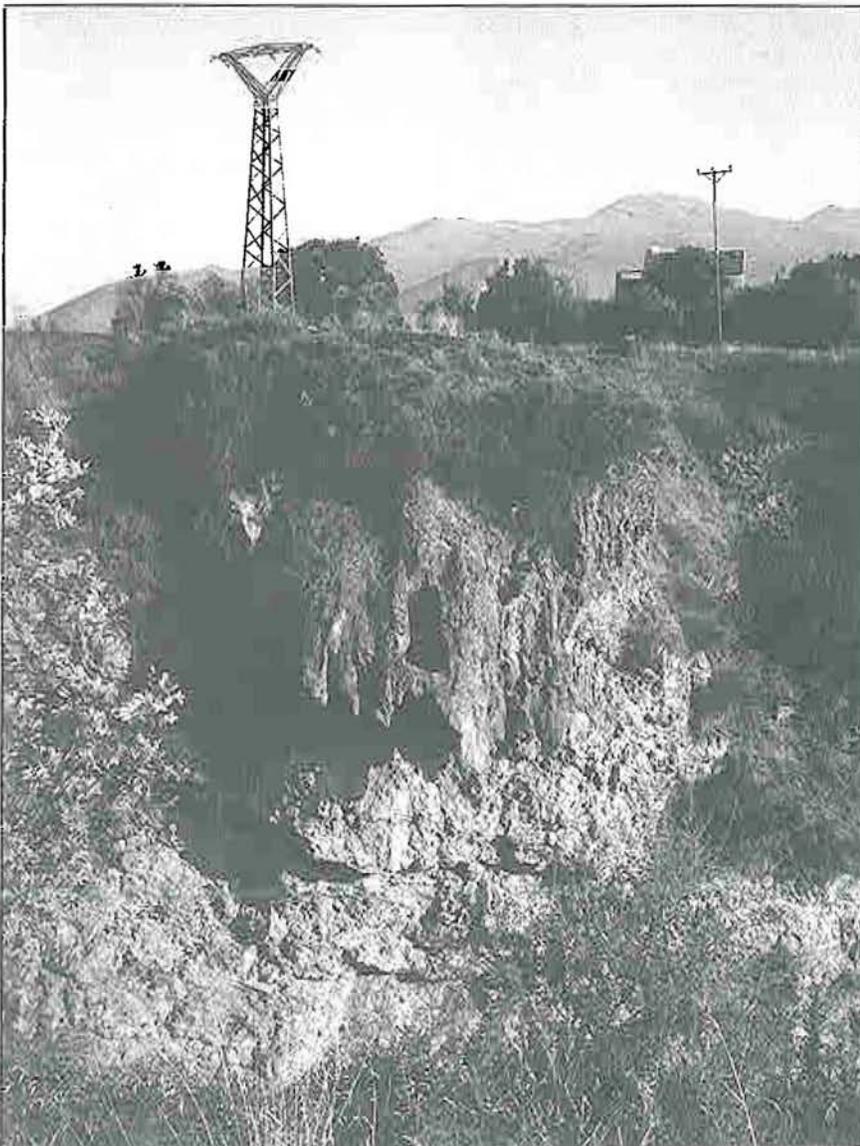


Foto 27. Depósitos travertínicos cuaternarios ligados a los manantiales del sector de Loja (Garganta de los Infernos). Foto: M. López Chicano

se pudieron producir desplazamientos verticales o saltos de más de 1000 m, a favor de la reactivación de fallas de dirección E-O y NNO-SSE. A tenor de ello, no es de extrañar las diferencias de cota entre los distintos sectores aplanados de Sierra Gorda, individualizados y basculados a raíz de esta inestabilidad tectónica. También se deshace la propia continuidad de los niveles estratigráficos depositados en las cuencas sedimentarias marginales.

A esta etapa de levantamiento le sigue un período de intensa erosión y karstificación del macizo de Sierra Gorda y de otros macizos próximos, coetáneo con el depósito de materiales esencialmente detríticos del Mioceno terminal-Pleistoceno inferior (Plioceno en sentido amplio). La red fluvial se encaja fuertemente. Las áreas más subsidentes se localizan en el borde norte de la depresión de Granada, según una línea de depocentros (con sedimentación fluvial y lacustre) coincidente con el trazado del accidente Cádiz-Alicante (Soria y Fernández, 1988). La red kárstica subterránea de Sierra Gorda también sufre un fuerte encajamiento, como acomodación al nuevo "nivel de base" establecido. Se produce, pues, un importante rejuvenecimiento de los procesos kársticos, uno de cuyos efectos es el depósito de masas travertínicas y calizas oncolíticas asociadas a la sedimentación detrítica pliocena (s.l.) en el sector septentrional del macizo de Sierra Gorda (sector Loja-Salar). Quizás el equivalente de estos depósitos en el borde sur de Sierra Gorda venga dado por los conglomerados y travertinos de la Mesa de Zalia.

En la parte somital de Sierra Gorda se produce pérdida de suelos, dándose inicio a la exhumación y apertura de los paleopoljes interiores. Sobre las superficies aplanadas más altas y los relieves relictos se instauran extensos campos de dolinas. La erosión afecta también a los materiales miocénicos depositados en las depresiones de Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil, cuyo drenaje es todavía exorreico. Es posible que en la depresión de Zafarraya las aguas busquen su salida a través de ciertas entalladuras (foto 26) practicadas en las barreras calcáreas (Boquete de Zafarraya y Azafranera, según Lhenaff, 1968 y 1986).

Aunque la inestabilidad tectónica no parece haber remitido en ningún momento, durante el Pleistoceno inferior ésta debió ser especialmente intensa, dando origen a la discordancia plio-pleistocena (s.l.). Tras esta fase tectónica se habría producido el cierre de los

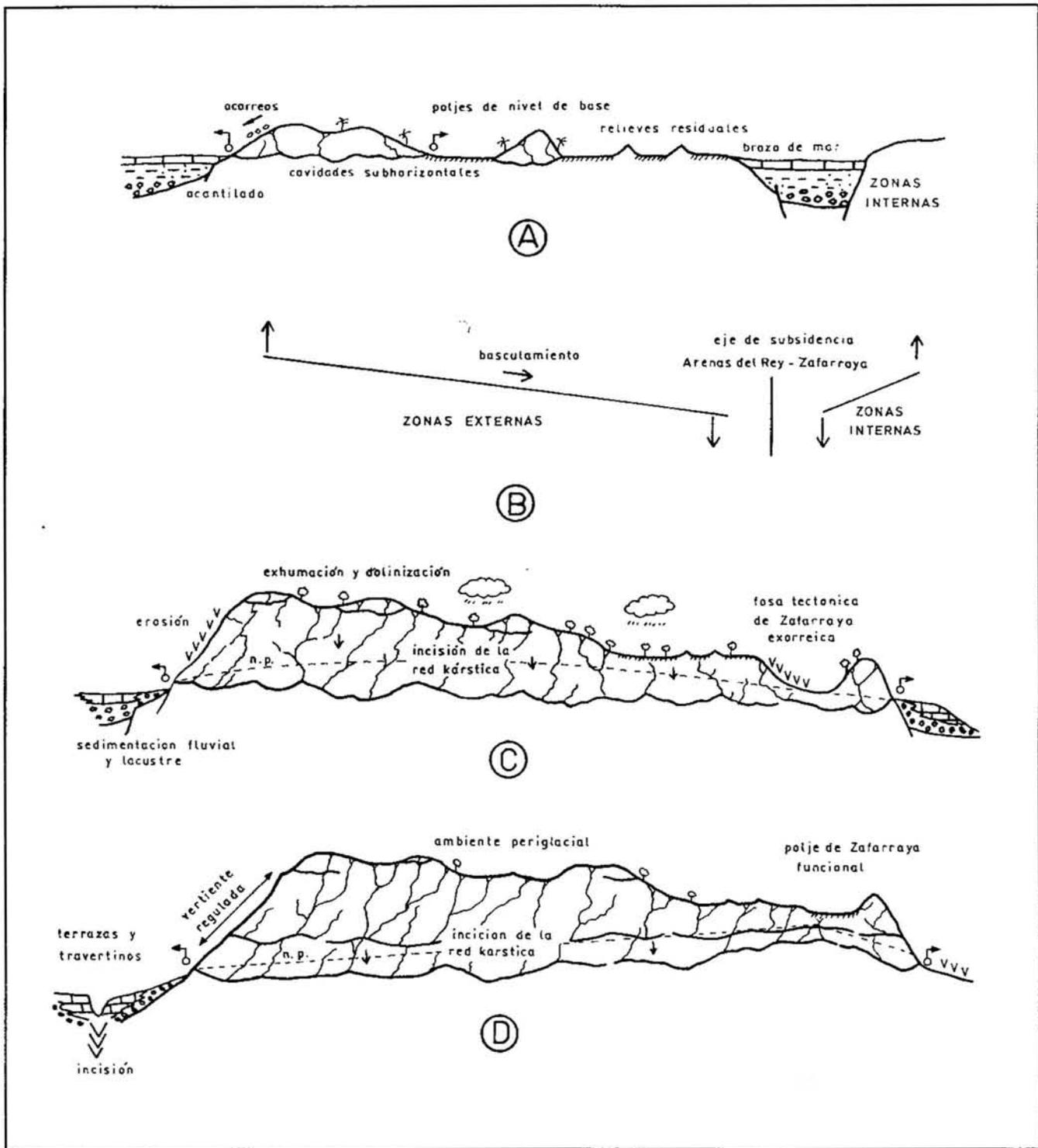


Figura 10. Principales etapas de la evolución morfológico-kárstica de Sierra Gorda: A, período Tortonense - Turoliense superior; B, fase tectónica finimiocena, levantamiento y basculamiento de las superficies de aplanamiento; C, etapa comprendida entre el Mioceno superior terminal y el Pleistoceno inferior (Plioceno, s.l.); D, etapas frías del Pleistoceno medio y superior, y Holoceno

poljes periféricos. Al menos en el polje de Zafarraya parece bastante seguro que fue en esta época cuando comenzó el drenaje claramente endorreico (Lhenaff, 1968). Hay una reactivación de los procesos erosivos, también impulsados por la crisis climática del Pleistoceno y la morfogénesis periglacial (vertientes reguladas, excavado de abrigos, rotura de crestas en los lapi-

ces exhumados, depósitos de brechas originadas por gelifracción, etc.).

La red fluvial sufre un nuevo encajamiento (formación de cañones kársticos) y el río Genil, que en la fase anterior desembocaba en un área lacustre con difícil drenaje, busca su salida de la depresión de Granada excavando un profundo cañón (los Infiernos de Loja); este encajamiento continúa actualmente.

La karstificación en Sierra Gorda no cesa en buena parte de este período. La red endokárstica ha tenido que excavar más profundo para adaptarse a un nuevo "nivel de base", ciertamente muy poco estable. Existen importantes depósitos de travertinos en Loja (foto 27), ligados a las surgencias principales del macizo. En la actualidad parece existir una cierta ralentización de los procesos kársticos (Lupiani y Soria,

1988), quizás debido a la pérdida de la cobertura vegetal del macizo por el frío (Pezzi, 1977 a) o por la presión antrópica (Díaz del Olmo y Delannoy, 1989). Ello no implica que la tasa de denudación kárstica actual sea poco importante, en comparación con otros macizos carbonatados de Andalucía (42 m³/km²/año, según Garay *et al.*, 1988).

Durante el Holoceno se ha producido la apertura de los poljes de la Dona y Pilas Dedil, por captura remontante del arroyo de Salar. Estos poljes tienden a desmantelarse, mientras que el polje de Zafarraya se ha preservado como forma cerrada gracias a las especiales condiciones hidrológicas e hidrogeológicas de que goza (Lhenaff, 1986).

Las principales etapas de la evolución morfológico-kárstica reciente del macizo de Sierra Gorda, desde el Mioceno a la actualidad, se recogen esquemáticamente en la figura 10.

REFERENCIAS

- BOGLI, A. (1980). *Karst hydrology and physical speleology*. Springer-Verlag, Berlin, 284 p.
- CVIJIC, J. (1893). *Das Karstphänomen*. Geogr. Abh.: 215-319.
- CVIJIC, J. (1960). *La géographie des terrains calcaires*. Acad. Serbe Sci. et Arts, Beograd, 341, 212 p.
- DELANNOY, J.J. (1987). *Reconocimiento biofísico de espacios naturales de Andalucía, Serranía de Grazalema y Sierra de las Nieves*. A.M.A. y Casa de Velazquez, 50 p.
- DELGADO MOYA, S. (1973). *Estudio Hidrogeológico del Karst de Sierra Gorda (Granada)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada: 99 p.
- DELGADO MOYA, S. y FERNANDEZ RUBIO, R. (1975). *Morfología Karstica de las Sierras de Loja y Alhama (Granada)*. Cuad. Geogr., Univ. Granada, s.m. 1: 109-119.
- DIAZ del OLMO, F. y DELANNOY, J.J. (1989). *El Karst en las Cordilleras Béticas. Subbético y zonas internas*. In: DURAN, J.J. y LOPEZ MARTINEZ, J. (Eds.). *El Karst en España*. Monografía 4, S.E.G., Madrid: 175-185.
- FORD, D. y WILLIAMS, P. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, London, 601 p.
- GARAY, P. (1983). *Estudio geomorfológico del macizo kárstico del Mondúver (Provincia de Valencia)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 110 p.
- GARAY, P.; OBARTI, F.J. y MORELL, I. (1988). *Dissolution-rates in Spanish Karst regions*. In: *Karst Hydrogeology and Karst Environments Protection*. I.A.H. 21 st Congress, Guilin, 1: 276-280.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ de GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980). *Mezozoico paleogeográfico evolution of the external zones of the Betic Cordillera*. Geol. Mignbouw, 59, 2: 155-168.
- GARCIA HERNANDEZ, M.; LUPIANI, E. y VERA, J.A. (1986-1987). *Discontinuidades estratigráficas en el jurásico de Sierra Gorda (Subbético Interno, provincia de Granada)*. Acta Geol. Hisp.,
- GONZALEZ DONOSO, J.M. (1967). *Estudio geológico de la depresión de Granada*. Tesis Doctoral, Univ. Granada,
- GONZALEZ RIOS, M.J. (1992). *Grandes cavidades de la provincia de Granada*. Espeleotemas, 2: 19-36.
- GONZALEZ RIOS, M.J.; CALVO RODRIGUEZ, M.; TORICES, S.M. y DIAZ, M. (1983). *Cavidades del sector -Alhama de Granada- (Complejo de Sierra Gorda)*. Spes, 3: 59-74.
- GONZALEZ RIOS, M.J.; MARIN, J.C.; CALVO, J.A. y CALVO, M. (1982). *Cavidades del sector de Sierra Blanquilla (Sierra Gorda), Granada*. Spes, 2: 58-76.
- HIDALGO, J. (1974). *Estudio hidrogeológico del Polje de Zafarraya y zonas adyacentes (provincias de Granada y Málaga)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 165 p.
- LHENAFF, R. (1968). *Le Poljé de Zafarraya (Province de Grenade)*. Mélanges de la Casa de Velazquez, 4: 5-25.
- LHENAFF, R. (1977). *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)*. Thèse Doct. d'Etat, Univ. de Lille III, 713 p.
- LHENAFF, R. (1978). *Poljés et structures charriées: quelques exemples dans les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)*. Rev. Geogr. Alpine: 299-307.
- LHENAFF, R. (1986). *Les grands poljés des Cordillères Bétiques andalouses et leurs rapports avec l'organisation endokarstique*. Karstologia, mémoires, 1: 101-112.
- LOPEZ CHICANO, M. (1989). *Geometría y estructura de un acuífero kárstico perimediterráneo: Sierra Gorda (Granada y Málaga)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 77 p.
- LOPEZ CHICANO, M. (1992). *Contribución al conocimiento del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda y su entorno (Granada y Málaga)*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 429 p.
- LOPEZ CHICANO, M. y PULIDO BOSCH, A. (1989). *Compartimentación y descenso de niveles piezométricos en un sector del sistema de Sierra Gorda (Granada y Málaga)*. In: *La sobreexplotación de acuíferos*. Temas Geológico-mineros, I.T.G.E., Almería, 10: 577-591.
- LOPEZ CHICANO, M. y PULIDO BOSCH, A. (1994). *Estudio comparativo entre fracturación y karstificación en Sierra Gorda (Granada y Málaga)*. Espeleotemas, 4: 3-14.
- LOPEZ LIMIA, B. (1987). *Geomorfología del Karst de Pinar Negro (Sierra de Segura - Jaén)*. Lapiaz, Monografía II: 5-55.
- LUPIANI, E. y SORIA, J. (1988). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1025 (Loja) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*. I.G.M.E.
- LLOPIS, N. (1970). *Fundamentos de hidrogeología kárstica*. Ed. Blume, Madrid, 269 p.
- MARIN MALDONADO, J.C.; TORICES, S. y CALVO, M. (1983). *Cavidades del sector de Santa Lucía (Sierra Gorda)*. Spes, 2: 77-87.
- MARTIN ALGARRA, A.; SORIA, J. y VERA, J.A. (1989). *Paleokarst mesozoicos y terciarios en la Cordillera Bética*. In: DURAN, J.J. y LOPEZ MARTINEZ, J. (Eds.). *El Karst en España*. Monografía 4, S.E.G., Madrid: 299-308.
- MAUCCI, W. (1966). *La hipótesis de la erosión inversa como contribución al estudio de la espeleogénesis*. Centro de Estudios Hidrográficos, 51, 49 p.
- MEDINA LARA, F.; BARROSO, C.; SANCHIDRIAN, J.L. y RUIZ BUSTOS, A. (1986). *Avance al estudio de los niveles musterienses de la Cueva del Boquete de Zafarraya, Alcaucín, Málaga (Excavaciones de 1981-83)*. Homenaje a Luis Siret, Sevilla: 94-105.
- MENJIBAR, J.L.; CASTRO, J.A. y MORENO, F. (1989). *El Torcón del Hoyo Hondo (Loja, Granada)*. Andalucía Subterránea, 9: 17-21.
- MENJIBAR, J.L.; MUÑOZ GARCIA-LIGERO, M.J. y GONZALEZ RIOS, M.J. (1981). *Nuevos hábitats neolíticos en el sector oriental de Sierra Gorda (Granada)*. Antropología y Paleoecología Humana, 2: 55-78.
- MORENO, J.A. (1987). *Zafarraya. El polje y su cultura*. Itmo. Ayuntamiento de Zafarraya: 151 p.
- MORENO GARZÓN, L. (1973). *Zafarraya y Ventas de Zafarraya*. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada: 175 p.
- MORENO GARZÓN, L. (1973). *Zafarraya y Ventas de Zafarraya. El polje y su repoblación*. Cuad. Geogr. Univ. Granada, 3: 77-116.
- MILANOVIC, P. (1981). *Karst Hydrogeology*. W. R. P., 434 p.
- NICOD, J. (1972). *Pays et paysages du Calcaire*. Presses Universitaires de France, Paris, 244 p.
- PARIZEK, R.R. (1976). *On the nature and significance of fracture traces and lineaments in carbonate and other terranes*. In: W.R.P. *Karst Hydrology and Water Resources*. U.S.-Yugoslavian Symp., Dubrovnik, 1: 47-108.
- PEZZI, M.C. (1977 a). *Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética*. Tesis Doctoral, Univ. Granada. Cuad. Geogr., Univ. Granada, s.m.-2, 289 p.
- PEZZI, M.C. (1977 b). *Un Karst caractéristique de montagne moyenne méditerranéenne: Sierra Gorda (Granada), Cordillères Bétiques*. St. Trentini Sci. Nat., 54: 37-54.
- SANZ de GALDEANO, C. (1985). *La fracturación del borde Sur de la Depresión de Granada (Discusión acerca del esarrollo del terremoto del 25-12-1884)*. Estudios geol., 41: 59-68.
- SORIA, J.M. y FERNANDEZ, J. (1988). *Evolución lacustre en la cuenca de Granada (Cordilleras Béticas)*. II Congreso Geológico de España, Simposios: 501-508. ■

Morfología, Espeleotemas y Climatología de la "Gruta de las Maravillas" (Aracena, Huelva)

Morphology, speleothems and climatology of the "Cave of the Wonders" (Aracena, Huelva)

Martín Rosales, W. (*) (**); López Chicano, M. (**) (***)
Rodríguez, C.M. (****); Pulido Bosch, A. (*) (**)

- (*) Grupo Espeleológico Ilberis (G.E.I., Granada)
- (**) Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada
- (***) Grupo Alpino Espeleológico Lucentino (G.A.E.L., Lucena, Córdoba)
- (****) Departamento de Mineralogía y Petrología, Univ. de Granada

Resumen

Se presentan los principales rasgos morfológicos de la "Gruta de las Maravillas" (Aracena, Huelva), cavidad actualmente acondicionada para visitas turísticas y con más de 2 km de longitud. La descripción se centra en los distintos depósitos observados, tanto autóctonos como autóctonos.

Asimismo se tratan aspectos relativos a la mineralogía asociada a la roca de caja, así como algunas características climáticas generales y su relación con la morfología de la cavidad.

Palabras clave: espeleomorfología, espeleotemas, climatología subterránea, cavidad turística.

Abstract

The main morphological features of the Cave of the Wonders (Aracena, Huelva) are presented here. The cavity is nowadays conditioned to touristic visits. It is more than 2 km long. The description is fixed on the different deposits observed, both autochthonous and allochthonous. In the same way, other aspects are treated concerning mineralogy associated with the marbles, as well as some general climatic characteristics and their relationship with the morphology of the cavity.

Key words: cave morphology, speleothems, cave climatology, show cave.

Resumé

On présente les principaux traits morphologiques de la Grotte des Merveilles (Aracena, Huelva), une cavité actuellement aménagée pour des visites touristiques. Elle est longue de plus que 2 km. La description se fait tourner des différents dépôts observés, tant autochtones qu'allochtones.

Pareillement, on traite des aspects concernant la minéralogie associée, ainsi que quelques caractéristiques climatiques générales et leur relation avec la morphologie de la cavité.

Mots clé: spéléomorphologie, concrétions souterraines, spéléoclimatologie, cavité touristique.

INTRODUCCIÓN

La Gruta de las Maravillas está situada en pleno casco urbano de la Ciudad de Aracena (foto 1), al noreste de la provincia de Huelva y a 98 Km de Sevilla. Unos 70 Km al Oeste se encuentra la frontera con Portugal (figura 1).

La cavidad está acondicionada para visitas turísticas desde comienzos del presente siglo, presentando un desarrollo total conocido de 2130 m (González Ríos y Ramírez Trillo, 1989). La exploración de los sectores no visitados y la topografía de todo el conjunto subterráneo fue llevada a cabo en el año 1987 por el G.E.S de la S.E.M. En el presente trabajo se lleva a cabo una revisión de las principales tipologías de depósitos observados hasta el momento en la Gruta de las Maravillas, siguiendo para ello la clasificación propuesta por Ford y Williams (1989). Dichos au-

tores sugieren una división general en depósitos alóctonos y autóctonos, correspondientes a aquéllos procedentes del exterior y los generados en el interior de la cavidad, respectivamente.

CONDICIONANTES GEOLÓGICOS Y ESTRUCTURALES

Desde un punto de vista geológico Aracena se enclava en la Zona de Ossa-Morena, concretamente en las proximidades del contacto entre ésta y la Zona Surportuguesa. Ambas constituyen los dominios más meridionales del Macizo Ibérico, y las diferencias entre ellos atienden a criterios petrográficos, litostratigráficos y estructurales.

La Zona de Ossa-Morena posee una gran variedad estratigráfica, con litologías que abarcan un período de edad comprendido entre el Precámbrico y el Carbonífero, mientras que no se conocen rocas más antiguas que el Devónico en la Zona Surportuguesa.

La Gruta de las Maravillas se desarrolla en un pequeño afloramiento de mármoles de edad Cámbrico Inferior (figura 2), afectados por un metamorfismo de facies de anfibolitas de alta temperatura, incluidos en el llamado Macizo de Aracena, que representa el borde meridional de Ossa-Morena según Crespo Blanc (1991).

El afloramiento carbonatado anteriormente citado está limitado al norte por gneises cuarzofeldespáticos y al sur por los denominados "Gneises de la Fuente del Oro" (Bard, 1969, in Crespo Blanc, 1991), unas tonalitas anatécicas con restitas de cuarcitas. El conjunto

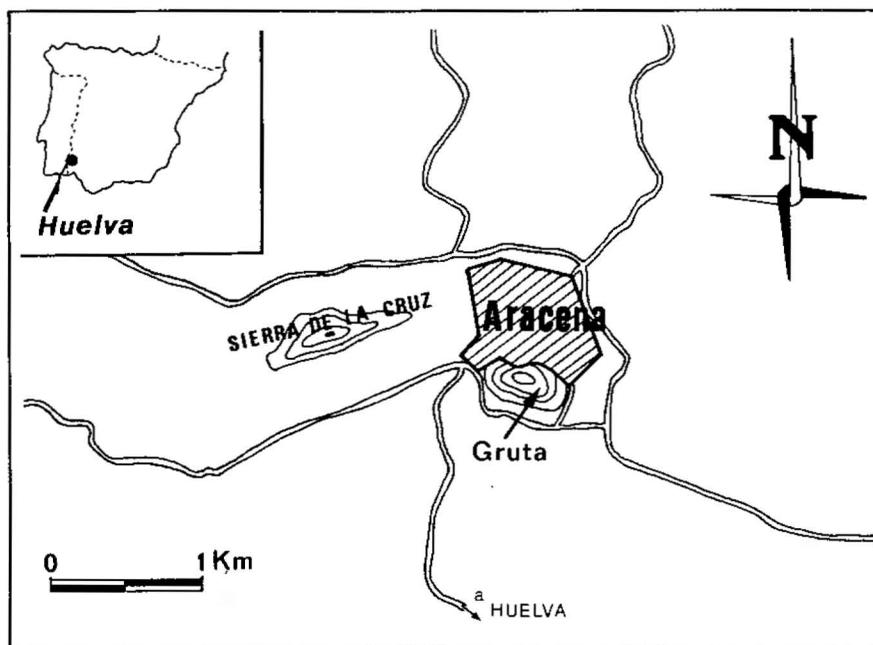


Figura 1. Localización geográfica de la Gruta de las Maravillas

Gruta de las Maravillas

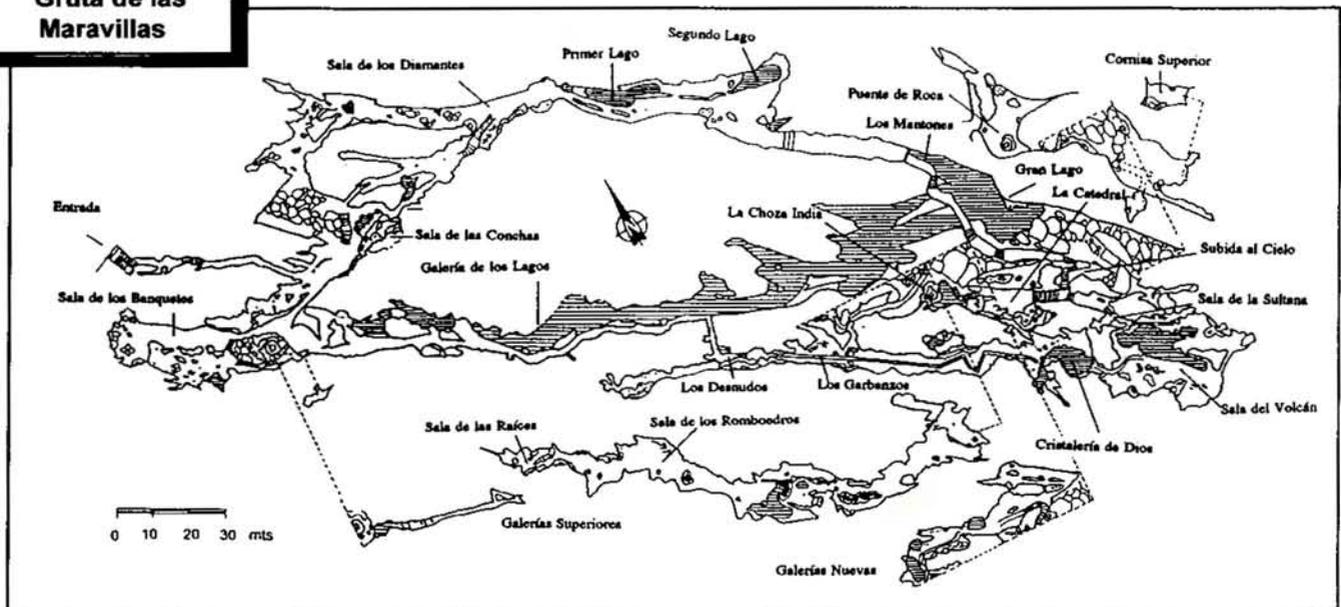


Figura 3. Topografía de la Gruta de las Maravillas, realizada en 1987 por el G.E.S. de la S.E.M. (Málaga). Las toponimias correspondientes a las Galerías Superiores han sido incluidas por los autores del presente artículo

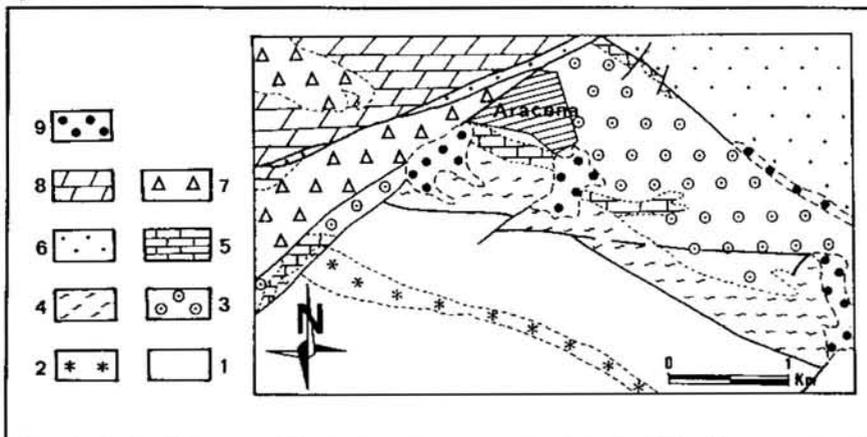


Figura 2. Esquema litológico del sector (IGME, 1979). 1: ofiolitas/anfibolitas de Beja-Acebuches; 2: formación cuarzoesquistosa; 3: gneises; 4: gneises de Fuente del Oro; 5: mármoles calizos; 6: serie de la Umbría; 7: serie vulcanosedimentaria; 8: dolomías de Arcena; 9: Cuaternario (gravas y arenas)



Foto 1. Panorámica del Cerro del Castillo, donde se aloja la Gruta, y vista parcial del casco urbano de Arcena. (foto: W. Martín Rosales)

descrito ha sido afectado por un metamorfismo regional de alta temperatura y baja presión.

Desde el punto de vista hidrogeológico, dicha formación de mármoles constituye un acuífero carbonatado con porosidad debida a procesos de fracturación y karstificación. En la actualidad se desconocen la geometría y los límites del sistema, aunque se sospecha la conexión hidráulica del afloramiento carbonatado con otro situado 400 m al este, siendo el eslabón acuífero un pequeño afloramiento de edad cuaternaria (figura 2). El nivel freático de dicho acuífero coincide con el del nivel de inundación de las galerías más bajas de la Gruta de las Maravillas. Existen además niveles de agua "colgados" como la Sala del Volcán y la Cristalería de Dios (figura 4), que corresponden al relleno de "macrogours", en la actualidad totalmente aislados del nivel freático.

Desde una perspectiva geomorfológica, el karst de Ossa Morena se caracteriza por la existencia de numerosos relieves residuales constituidos por formaciones de naturaleza carbonatada, fundamentalmente dolomías y mármoles, en posición morfoestructural de crestas monoclinales (Díaz del Olmo, 1982). Otros aspectos significativos de dicho karst son el modelado de mogotes kársticos, como es el caso del Cerro del Hierro (Sevilla), cuya génesis pudo estar relacionada con un clima de tipo tropical (Díaz del Olmo et al., 1989; Nicod et Salomon, 1990), o al menos con un clima más cálido y húmedo que el actual. Asimismo, vale la pena destacar la existencia de importantes edificios travertínicos en los sectores de Alájar y

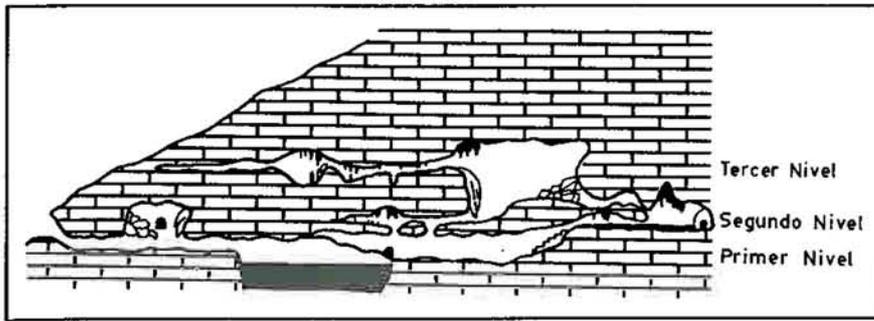


Figura 4. Alzado general esquemático del complejo kárstico (escala vertical exagerada)



Fotos 2 y 3. La extraordinaria abundancia de espeleotemas en el Nivel Superior impide a veces observar la morfología original de las galerías (foto: W. Martín Rosales)

Zufre (Díaz del Olmo et al., 1994), ambos asociados a manantiales y que incluyen más de una treintena de cavidades (GEOS, 1988).

En la superficie del relieve residual carbonatado en el que se aloja la *Gruta de las Maravillas* se observa un sistemático conjunto de diaclasas de dirección subperpendicular a la de la S_0 ,

siendo ésta última N120E, aproximadamente, y al parecer, la que controla las principales direcciones de karstificación (Del Val y Hernández, 1989). También se pueden observar diversas manifestaciones kársticas, principalmente formas de absorción, todas ellas de reducidas dimensiones. Generalmente se trata de pequeñas depresiones de

tamaño decimétrico con forma cónica y cilíndrica y paredes lisas, cuyo fondo frecuentemente se encuentra relleno de arcillas de descalcificación. En el sector meridional del cerro del Castillo existen restos del dismantelamiento de antiguas cavidades, consistentes en falsa ágata, brechas, espeleotemas y otros precipitados de calcita. Es característica además la presencia de mineralizaciones de óxidos y sulfuros de hierro asociadas al diaclasado y, en menor medida, a la dirección de la foliación.

BREVE DESCRIPCIÓN DE LA CAVIDAD

El complejo subterráneo *Gruta de las Maravillas* posee un desarrollo predominantemente horizontal, si bien en él se pueden distinguir al menos tres niveles de karstificación superpuestos (figura 4). No obstante se sospecha la existencia de, al menos un nivel más, aunque con un desarrollo sensiblemente inferior al resto. El primero de ellos está constituido por las áreas permanentemente inundadas en la actualidad, de cota baja, que incluirían el *Gran lago*, los lagos 1º y 2º y las galerías adyacentes. Topográficamente, a este nivel pertenecerían la *Sala de los Desnudos* y la *Galería de los Garbanzos* (figura 4), actualmente secas, las cuales tuvieron un desarrollo independiente del resto, como se demostrará más adelante. Las zonas inundadas o nivel de karstificación actual se caracterizan por la ausencia generalizada de espeleotemas, lo cual es lógico si pensamos que en estas zonas predomina la corrosión sobre la precipitación. Numerosas "muecas de corrosión" (*corrosion notches*) en diversas partes de las galerías, formas típicas de cavidades con niveles de agua muy estáticos, así como numerosas morfologías de disolución avalan esta hipótesis. La acción corrosiva de las aguas pudo verse incrementada por la abundancia de mineralizaciones de sulfuros, muy abundantes (pirita, sobre todo) en la roca de caja. Las galerías correspondientes a este nivel presentan, en general, morfologías mixtas entre freáticas o "forzadas" y vadosas. En efecto, la sección transversal de dichos corredores suele ser subredondeada o subelíptica en su parte superior y en trinchera o en "cañón" en la inferior, lo que sugiere una reconducción del flujo y el consiguiente paso de condiciones freáticas a vadosas. A veces esta morfología freática se ve enmascarada o es difícilmente observable debido a la heterogeneidad litológica (tamaño de



Foto 4. Contacto entre mármoles y materiales metapelíticos insolubles en el interior de la cavidad (foto: W. Martín Rosales)



Foto 5. Vista parcial del gran Lago y el Caos de Bloques (foto: W. Martín Rosales)

grano variable y presencia de restos insolubles en el seno de la masa carbonatada). Evidencias de una fase freática pueden observarse en la *Galería de los Lagos*, donde se aprecian espeleotemas subacuáticos bien desarrollados en el techo.

El segundo nivel, situado a 10-20 m por encima del anterior corresponde a las salas de *La Catedral*, *Cristalería de Dios* y las *Esmeraldas* o *El Volcán*, así como a las *Galerías Nuevas*, éstas últimas no accesibles al público en la actualidad. Dicho nivel tiene como característica esencial la extraordinaria abundancia de espeleotemas de muy diverso origen, constituyendo la parte más atractiva desde el punto de vista turístico. Las secciones de las galerías son difíciles de reconocer por la preci-

pitación de CO_2Ca , aunque cuando se observan, se muestran como conductos forzados o freáticos (acceso a *La Sultana*, por ejemplo)

El tercer nivel, el de menor desarrollo longitudinal, corresponde a la *Galería Superior*, sólo accesible mediante la utilización de técnica alpina. Está situado a unos 25 m del segundo nivel, y al igual que en el caso anterior, las formas de reconstrucción litoquímica son muy abundantes, tanto vadosas como epifreáticas. Es frecuente la existencia de gours de muy diversos tamaños. En el extremo final de la galería (*Sala de las Raíces*) son particularmente abundantes los espeleotemas afectados por antiguos procesos de corrosión, probablemente a consecuencia de una atmósfera muy rica en CO_2 coincidente

con la zona radicular de la antigua cobertura vegetal que cubría el Cerro del Castillo. Sobre estos espeleotemas corroídos se han depositado en los últimos tiempos otros de gran frescura y lustre. Al igual que en el nivel infrayacente, las secciones de estas galerías se observan difícilmente debido a la gran cantidad de precipitados que cubren las paredes y techo de las mismas (fotos 2 y 3).

En diversas zonas de la cavidad, distribuidos a lo largo de los tres niveles anteriormente descritos, la erosión química llega a disolver completamente el paquete carbonatado, interceptando los materiales metapelíticos insolubles (foto 4).

Tres son las características más representativas de la *Gruta de las Maravillas*: los depósitos reconstructivos litoquímicos, los depósitos clásticos o caos de bloques y las mineralizaciones asociadas al paquete carbonatado.

FORMAS Y PROCESOS ESPELEOGENÉTICOS

Depósitos alóctonos

Los depósitos alóctonos, aquéllos procedentes del exterior, son escasos en esta cavidad. Sólo cabe destacar la existencia de limos y arcillas procedentes del lavado y remoción en profundidad ("soutirage") desarrollados en superficie. Tales depósitos se encuentran probablemente mezclados con los restos arcillosos insolubles de los mármoles donde encaja la cavidad.

En la *Galería Superior* se observan también depósitos alóctonos orgánicos, correspondientes a restos vegetales (raíces) fosilizados por la precipitación de calcita, evidenciando así la proximidad de la cavidad a la superficie externa (*Sala de las Raíces*). Es precisamente en este sector donde abundan espeleotemas con morfologías derivadas de procesos de corrosión, afectando sobre todo a banderolas (espeleotemas de pequeño grosor) y estalactitas. Esta corrosión podría estar relacionada con la abundancia de mineralizaciones de sulfuros de Fe (piritas diseminadas en la roca de caja). Así lo demuestran los anómalos contenidos en SO_4^{2-} en las aguas muestreadas en diversas partes de la cavidad. No obstante la estrecha relación espacial entre las huellas de corrosión y los restos fósiles vegetales parece otorgar un papel determinante en tales procesos al CO_2 procedente de la actividad biológica antigua.

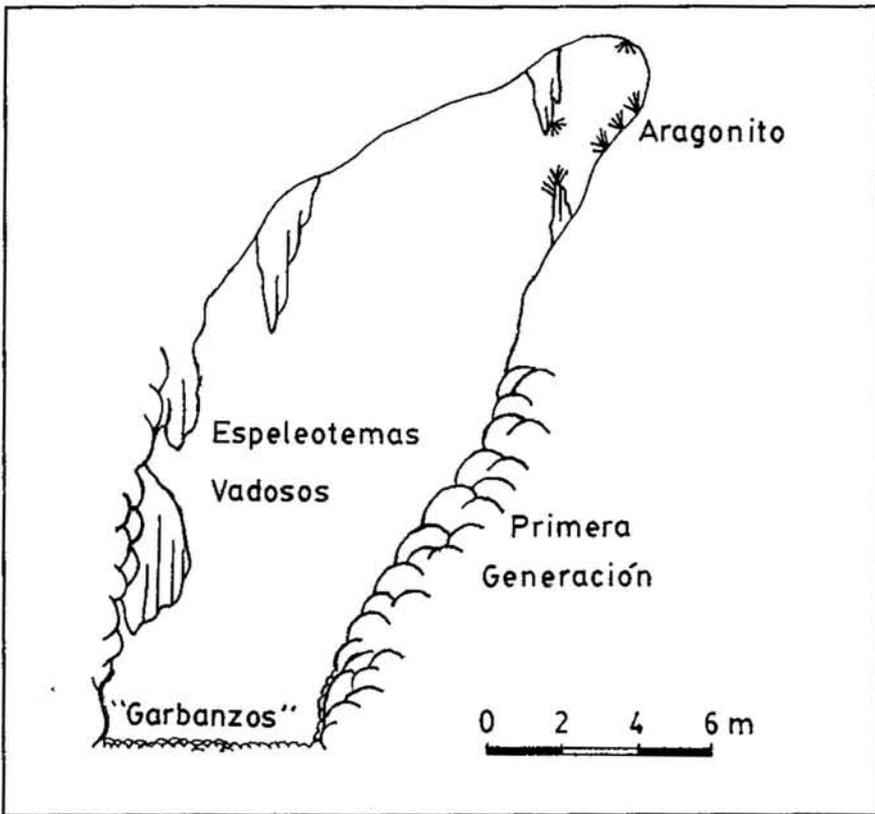


Figura 5. Esquema explicativo de la distribución de espeleotemas en la Sala de los Desnudos y Galería de los Garbanzos



Fotos 6 y 7. Formas secundarias parietales de la Gruta de las Maravillas (foto: W. Martín Rosales)

Depósitos autóctonos clásticos

Las superficies de ruptura bien definidas en paredes y techos de algunas salas, junto con la acumulación de grandes bloques angulosos, constituyen un aspecto muy característico en determinados sectores de la Gruta. Ello da lugar a unos depósitos autóctonos de carácter clástico denominados derrumbes, caos de bloques o desplomes, y son perfectamente reconocibles

en las dos mayores salas de todo el complejo: el *Gran Lago* y la *Sala de las Conchas*, ésta última próxima a la entrada. La primera de ellas es sin duda la más espectacular y posee una bóveda de forma parabólica que rebasa los 40 m de altura (foto 5). En su parte oriental existe un gran desplome constituido por bloques de gran tamaño que exceden del centenar de metros cúbicos de volumen y dispuestos de forma anárquica, lo que da una idea de la

violencia con la que se produjo el derrumbe. Tal episodio debió ocurrir hace al menos varios miles de años, habida cuenta de la abundancia y dimensiones de las concreciones (hasta un metro de altura) desarrolladas sobre los bloques desprendidos. El fuerte buzamiento de las capas, observable en toda la sala y galerías adyacentes, jugó sin duda un papel decisivo en el desplome de la bóveda original. Un puente de roca situado a unos 18 metros de altura quedó como testigo precario de aquel evento, el cual pudo haber obstruido una hipotética continuación de la cavidad hacia el SE.

La otra zona con predominio de los procesos graviclásticos es la correspondiente a la *Sala de las Conchas*. También adquiere notables dimensiones, aunque inferiores a la anterior, incluyendo asimismo bloques de gran tamaño. A diferencia del *Gran Lago*, el techo en la *Sala de las Conchas* es plano, y no se aprecian espeleotemas asociados a los cantos desprendidos. Esto último parecería indicar una menor antigüedad del desplome respecto del anterior. Hay que indicar que la potencia de mármoles en este sector de la cavidad es mínima, tal y como lo demuestra la existencia de raíces vivas en la zona septentrional de la sala. Una clara fisura de dirección N120E, coincidente con la dirección de estratificación, atraviesa longitudinalmente el techo de la sala.

La acción de aguas agresivas infiltradas a través de planos de estratificación casi verticales pudo traer consigo el debilitamiento por disolución y posterior derrumbe en los dos casos descritos. No se descarta la influencia de posibles movimientos sísmicos, a juzgar por la fuerte desviación respecto a la vertical de algunas estalagmitas en sectores como la *Catedral*.

Existen otros depósitos de este tipo distribuidos en otras partes de la Gruta, aunque de mucha menor importancia que los descritos anteriormente; tal es el caso de la *Sala de los Banquetes* (figura 3).

Tipología y descripción de espeleotemas

Sin duda, el aspecto más representativo de la cavidad, y lo que la hace especialmente atractiva desde el punto de vista turístico, es la abundancia de espeleotemas, ya sean de origen subaéreo o del medio acuoso. Así se pueden observar espeleotemas de carácter axial (estalactitas, estalagmitas, columnas), con diferentes formas y



Foto 8. Distintas generaciones de espeleotemas en la Sala de los Garbanzos (foto: W. Martín Rosales)



Foto 9. Desarrollo de espeleotemas en la Galería Superior (foto: W. Martín Rosales)

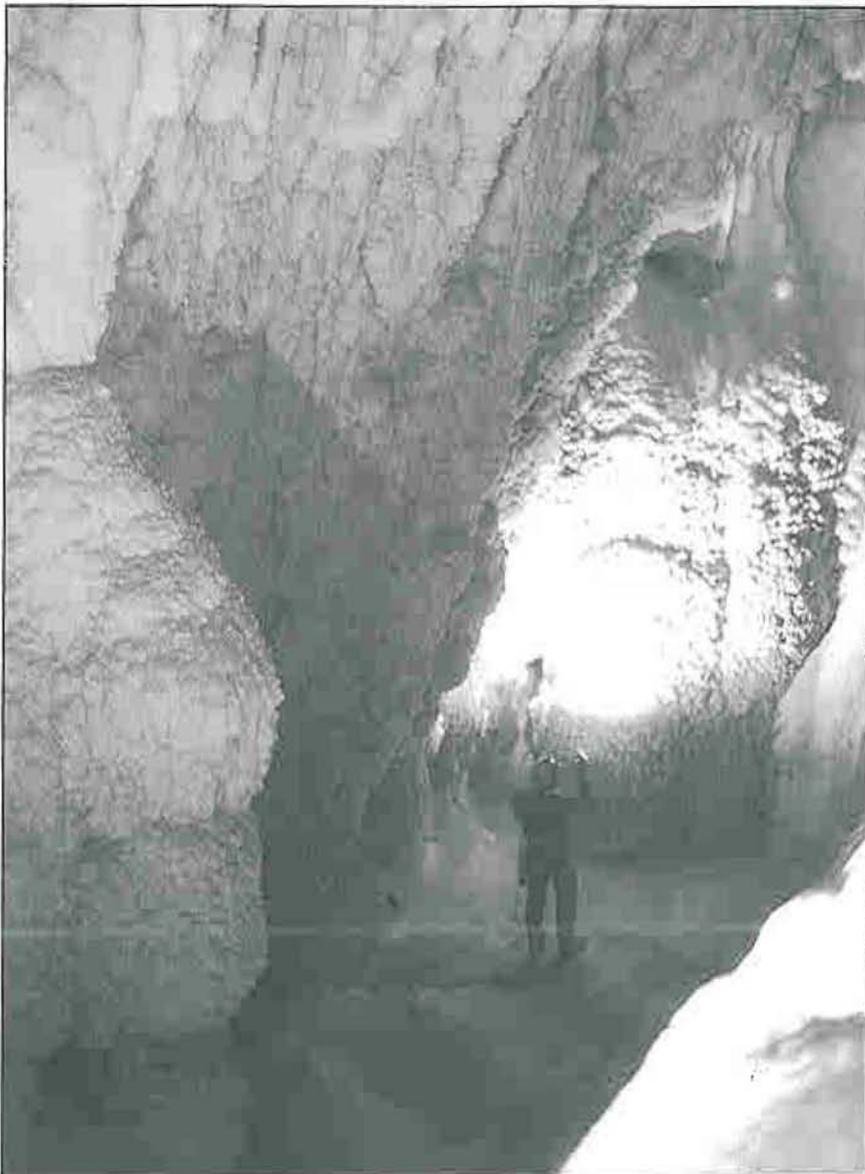


Foto 10. Sala de los Romboedros, en la Galería Superior (foto: W. Martín Rosales)

tamaños; formaciones secundarias parietales como coladas y banderolas (fotos 6 y 7), así como precipitados y formas pavimentarias (gours de muy diversos tamaños, pisolitos o perlas de las cavernas, etc.). También están ampliamente representadas y distribuidas las formaciones de calcita coraloide, excéntricas o helicíticas y el aragonito de texturas fibrosa y acicular. La composición mineralógica de los espeleotemas es, en general, calcítica en el nivel inferior y calcítica-aragonítica en los restantes.

En lo referente a formaciones secundarias freáticas y epifreáticas, diversas morfologías aparecen representadas en la Gruta de las Maravillas. En la Sala de los Desnudos y la Galería de los Garbanzos, ambas incluidas actualmente en el recorrido turístico, se encuentran magníficos ejemplos de espeleotemas subacuáticos. Con más de 95 m. de longitud, esta gran galería se encuentra profusamente adornada con varias generaciones de espeleotemas de distinta génesis y morfología (foto 8). En la figura 5 se muestra un esquema ilustrativo de las distintas generaciones de espeleotemas. Se puede observar una primera generación constituida por elementos de aspecto redondeado o botryoidal y correspondiendo a los mayores tamaños (hasta 60 cm de diámetro). La altura alcanzada en la galería por esta "formación" parietal puede llegar a los 10 m en algunos sectores, y constituye el precipitado de aguas saturadas en CaCO_3 en el interior de un macrogour actualmente desfondado.

Sobre ésta se desarrollan formacio-

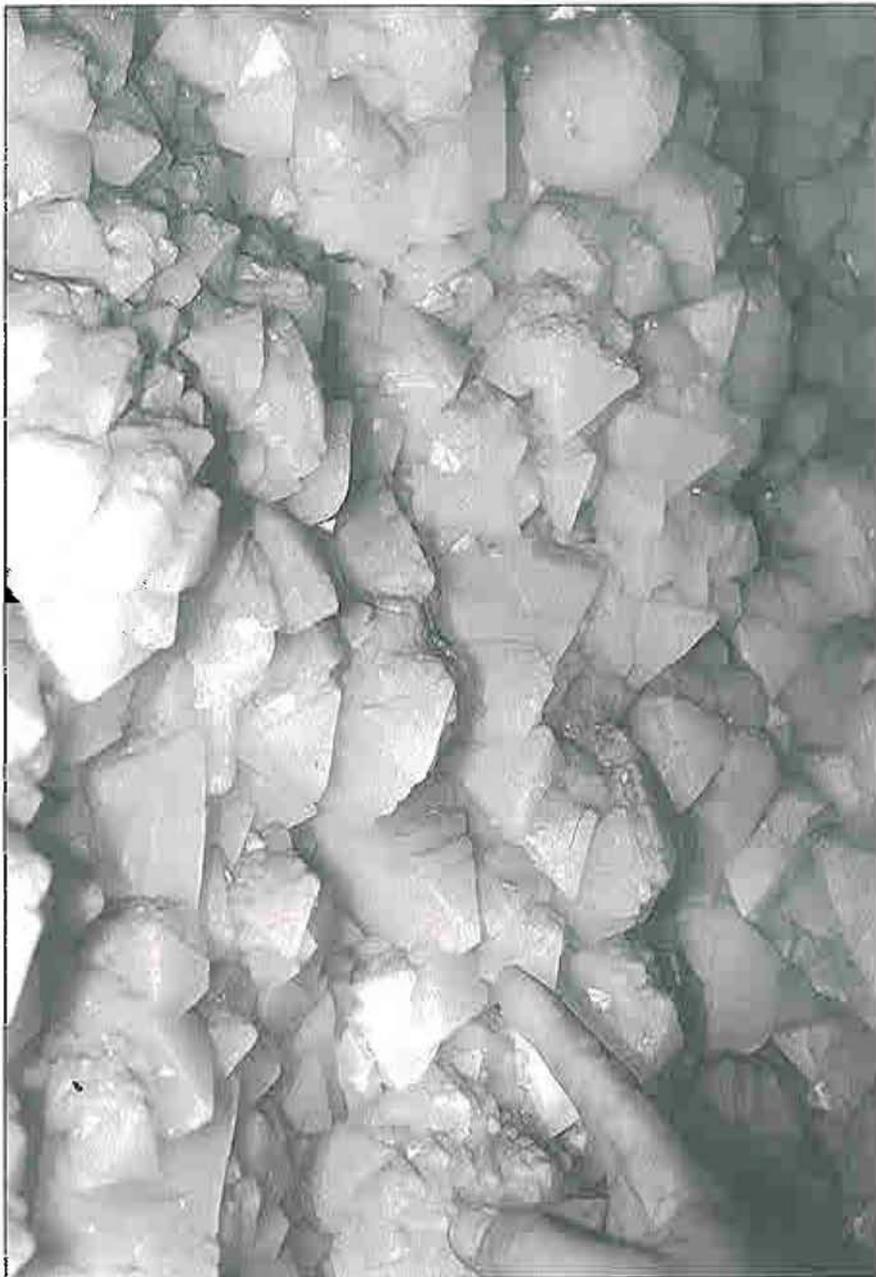


Foto 11. Cristales romboédricos de calcita en la galería Superior
(foto: W. Martín Rosales)

nes secundarias de carácter vadoso, lo que implicaría un descenso del nivel del gour por desagüe del mismo, o bien por procesos de evaporación intensa. La presencia de aragonito acicular en las partes elevadas del sector suroriental de la galería justifica en cierta forma un progresivo aumento de la temperatura del aire junto a un incremento de los procesos de evaporación.

Por último, una tercera generación, o al menos contemporánea de la anterior, estaría formada por espeleotemas acuáticos, también de forma esferoidal o botroidal (de ahí el nombre de *Sala de los Garbanzos*), pero con diámetros sensiblemente menores a los de la 1ª generación (unos 2-3 cm, aproximadamente). La altura alcanzada por este

depósito en la galería es de aproximadamente 1 m, también en clara relación con un gour residual mucho menor que el que debió existir durante la primera generación. Muy probablemente constituiría el último nivel de agua antes de su total evaporación o infiltración en profundidad. Por tanto, la galería evolucionó desde un régimen freático a vadoso y posteriormente aislada del nivel freático a modo de gour colgado (aguas extremadamente tranquilas y sobresaturadas), lo que permitió la formación de tal riqueza de formas. Esto implica que la sala sufrió un desarrollo independiente de la *Galería de Los Lagos*, situada a cota similar y próxima a aquella, lo que explicaría las acusadas diferencias morfológicas

existentes entre ambas. La sala está hoy conectada con la *Galería de los Lagos* gracias a un túnel artificial excavado en 1927.

Los espeleotemas subacuáticos se distribuyen por todo el complejo subterráneo descrito. Así en las denominadas *Galerías Nuevas* dichas formaciones se desarrollan en relación con rellenos de gour (foto 9), algunos de ellos activos en la actualidad, como es el caso de la *Marmita de los Gigantes*, en cuyos bordes se pueden apreciar aceras de calcita de considerable espesor. El relleno de dichos gour corresponde a cristales romboédricos de calcita, transparentes y de tamaño centimétrico. Esta secuencia de espeleotemas también se repite en la *Galería Superior*, aunque a mayor escala. El mejor ejemplo es la denominada por nosotros *Sala de los Romboedros* (foto 10), cuyas paredes están tapizadas por cristales romboédricos casi perfectos de calcita (foto 11). Su tamaño es decimétrico y se desarrollan hasta alturas superiores a los 12 m desde el fondo de la galería. Una gran colada situada en la parte meridional de la sala indica la antigua fuente de alimentación de este macrogour (foto 12), cuya actividad se restringe en la actualidad a pequeñas depresiones pavimentarias que sólo permanecen rellenas de agua de forma estacional. En este nivel superior se han encontrado además restos de calcita flotante, denominada Zinolita por otros autores (Núñez, 1952) y consistente en finas láminas de calcita de espesor milimétrico y originadas en la superficie del agua. Su génesis requiere condiciones de extremada quietud de las aguas y por supuesto una sobresaturación en carbonato cálcico. También son abundantes las "perlas de las cavernas" o pisolitos (foto 13), formaciones esféricas originadas por el depósito de finas películas de calcita alrededor de un núcleo. Las aquí representadas poseen formas desde esféricas hasta arrionadas, dependiendo del núcleo a partir del cual fueron generadas, y del aporte hídrico que recibe la zona donde se encuentran.

En la *Cristalería de Dios* existe un bonito ejemplo de formación fungiforme, término acuñado por Núñez (1984) para definir a formaciones de origen epifreático y con morfología redondeada, a modo de geoide. El hecho de que dicha formación presente en su centro el cuerpo de una estalactita (que la sostiene), evidencia que se originó sólo después de haberse generado el núcleo central estalactítico.

Las ya mencionadas *Galerías Nuevas* forman parte de un nivel muy rico



Foto 12. Aspecto de una colada en la Sala de los Romboedros
(foto: W. Martín Rosales)

en espeleotemas. Están conectadas con el nivel inferior de karstificación o zonas inundadas mediante un pozo de unos 15 m y en varios puntos interceptan a la *Galería de los Garbanzos*. Las galerías, de pequeña altura, poseen, además de los espeleotemas asociados al relleno de gours ya descritos, gran cantidad de excéntricas (foto 14) y calcita coraloide. Algunos de estos espeleotemas muestran coloraciones azuladas y rojizas, en relación con la existencia de elementos cromóforos, tales como cobre y hierro.

Esta gran variedad de morfologías queda también reflejada a escala microscópica. Es muy característica en la mayoría de los espeleotemas la textura

columnar (foto 15), constituida por grandes cristales de calcita con alturas comprendidas entre 0.3 y 1 mm, y separados por espacios intercristalinos. Se suele desarrollar sobre una capa o lámina de agua relativamente gruesa (1 a 2 mm), en relación con antiguas depresiones o microgours (Quinif et al., 1994). Asimismo son frecuentes las texturas bandeadas, formadas por la alternancia de finas capas de calcita y microestratos arcillosos.

En espeleotemas pertenecientes al 2º nivel de karstificación, concretamente en las inmediaciones de la *Cristalería de Dios*, aparecen sucesiones de diferentes texturas. Tal es el caso presentado en la fotografía 16, donde

se pueden observar texturas fibrosas de aragonito desarrolladas sobre cristales columnares de calcita, evidenciando cambios en las condiciones físico-químicas del agua, probablemente asociadas a cambios hidrológicos y/o cambios paleoclimáticos de la región.

CONSIDERACIONES MINERALÓGICAS

Se llevó a cabo un muestreo preliminar de la cavidad con el fin de obtener una primera aproximación acerca de las características mineralógicas más representativas. El análisis mineralógico de las rocas carbonatadas encajantes (mármoles de edad precámbrica), permitió estimar su composición como mayoritariamente calcítica (70 %), con proporciones menores de dolomita (15 %), y bastante menores de feldspatos alcalinos (5 %) y filosilicatos (10 %). En cuanto a los espeleotemas, la mayoría poseen una composición monomineralica (calcita), siendo el aragonito el segundo en orden de abundancia. En éste último tipo de crecimientos minerales hemos observado numerosas evidencias de procesos de corrosión y desintegración, cuyo origen es objeto de estudio en la actualidad.

Es de destacar la presencia sistemática, en diversas zonas de la Gruta, de mineralizaciones y concreciones de aspecto terroso y coloración que va desde los tonos rojizos hasta los marrones oscuros, casi negros. Dichas mineralizaciones, de óxidos e hidróxidos, se encuentran rellenando un sistema de fracturas de dirección N20E, con un espaciado de unos 30 cm, y, en menor medida, asociados a la estratificación. En las *Galerías Nuevas*, se pueden observar estas mineralizaciones como rellenos de fracturas, las cuales a menudo resaltan sobre la roca de caja por tratarse de un material más insoluble (foto 17). En algunas de estas láminas de óxidos se desarrollan espeleotemas vadosos coloreados.

El análisis de este tipo de compuestos permitió estimar su composición mineralógica, tal y como se muestra en la tabla 1.

ASPECTOS CLIMÁTICOS

Actualmente se está concluyendo un estudio integral de la climatología de la cavidad con el fin de cuantificar la influencia de las visitas turísticas sobre la misma. Para ello se instalaron numerosos dispositivos de registro continuo de las principales variables que pudie-

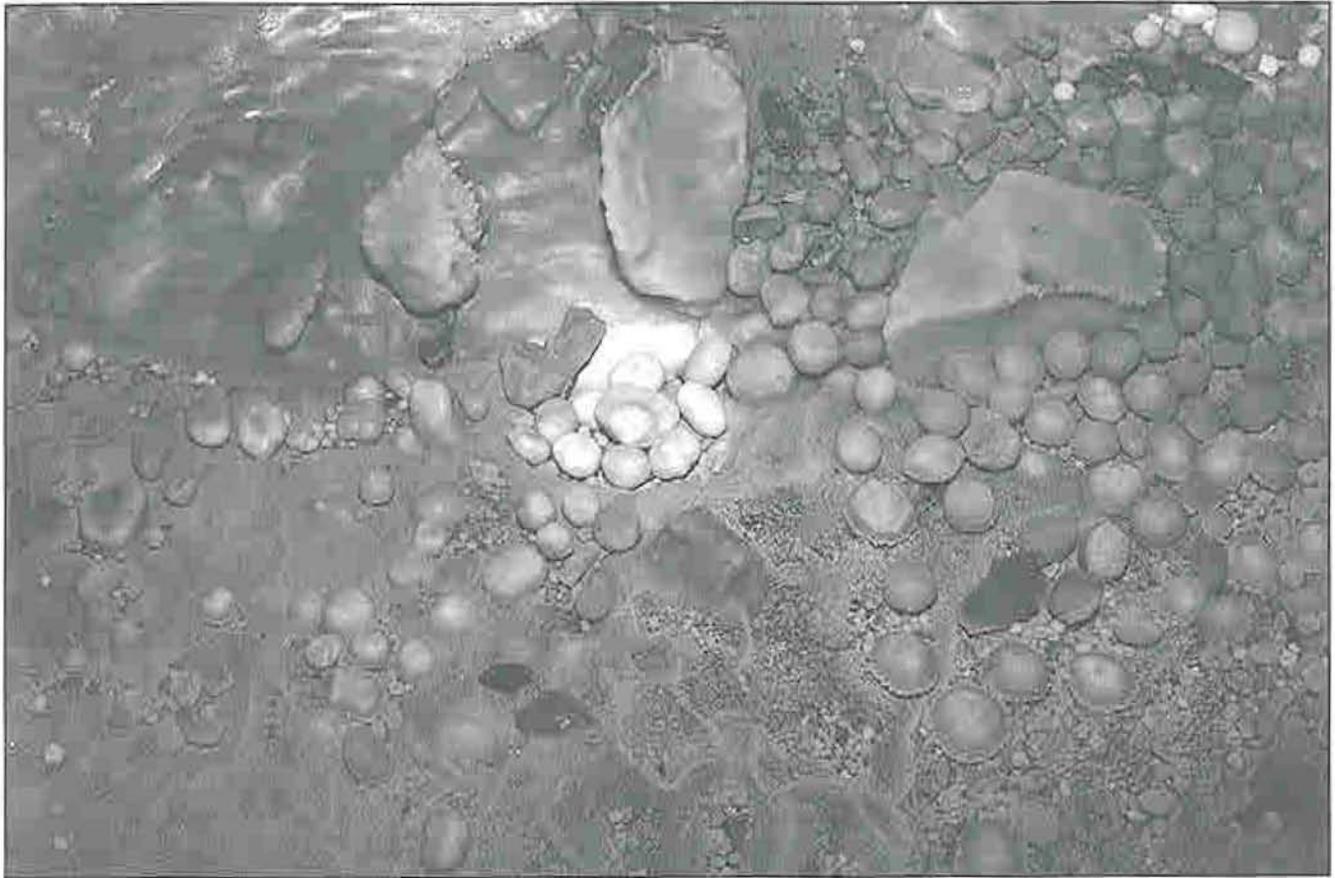


Foto 13. Pisolitos o "perlas de las cavernas" (foto: W. Martín Rosales)



Foto 14. Estalactitas y excéntricas en las *Galerías Nuevas*.
(foto: W. Martín Rosales)



Foto 15. Textura columnar en espeleotemas de calcita; imagen de microscopio de luz polarizada (foto: C. M. Rodríguez)

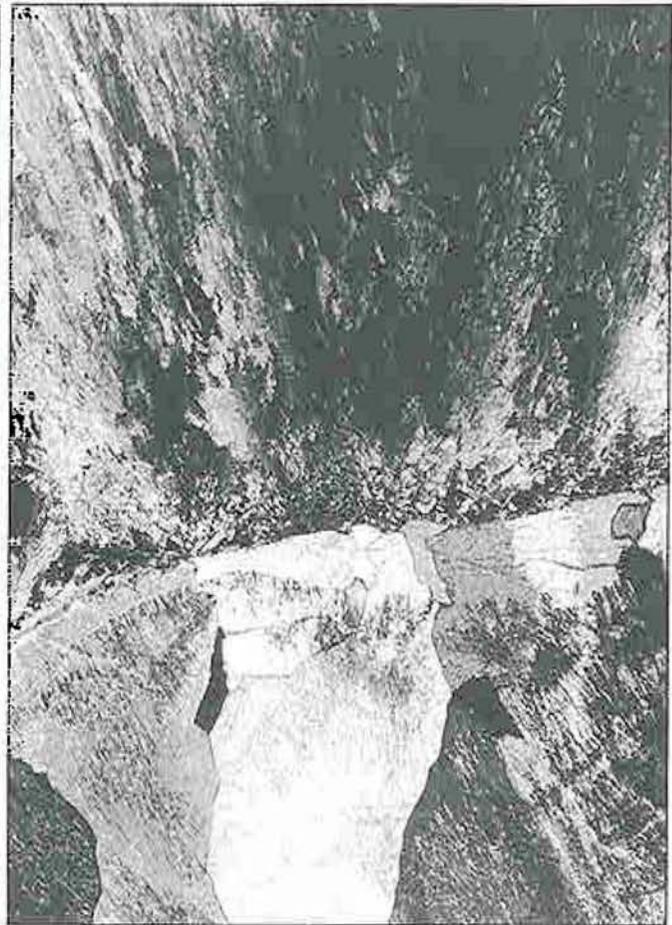


Foto 16. Transición de calcita a aragonito, con el correspondiente paso de textura columnar a fibrosa, respectivamente; imagen de microscopio de luz polarizada (foto: C. M. Rodríguez)

MINERALIZACIONES EN LAS CALIZAS DE LA GRUTA DE LAS MARAVILLAS		
MAYORITARIOS	Óxidos de hierro	Goethita
		Lepidocrocita
	Oxi-hidróxidos de Mn	Psilomelana
	Óxidos de Ti y Fe	Rutilo
		Ilmenita
Brookita		
MINORITARIOS	Cuarzo	
	micas	

Tabla 1. Mineralizaciones de óxidos e hidróxidos asociadas a la roca de caja en la Gruta de las Maravillas

ran verse modificadas por la afluencia de visitantes (Martín Rosales et al., 1994). La temperatura exterior ha sido medida mediante un termógrafo de tambor instalado en el casco urbano, a 300 m de la entrada de la Gruta. Los valores de temperatura se discretizaron en intervalos de 60 minutos y convertidos posteriormente a valores medios diarios. Asimismo se realizaron numerosos perfiles de temperatura y humedad a lo largo del recorrido turístico de la cavidad. Dichos perfiles son muy útiles en la elaboración de planes

de protección y conservación de cavidades turísticas, ya que sirven para poner de manifiesto los efectos acumulativos de las visitas sobre la temperatura y humedad (Cigna, 1993). En la figura 6 se muestra uno de ellos realizado recientemente, y en donde se puede apreciar cómo los valores correspondientes a las galerías más alejadas de la entrada se apartan de la tendencia general de la curva, debido al calor emitido por los visitantes y los sistemas de iluminación.

En general se observa una zonifica-

ción de la temperatura del aire en distintos sectores de la Gruta, registrándose los mayores valores en las partes más alejadas de la entrada. Esta zonificación térmica responde a diversos factores, entre los que cabe distinguir como más importantes: la morfología de la cavidad, que influye en la capacidad de ventilación; la distancia respecto a la entrada (figura 6), la afluencia de visitantes y el efecto regulador de las masas de agua. Así, las temperaturas más bajas se han registrado en las *Galerías de los Lagos*, con valores comprendidos entre 15.7 °C y 16.1 °C, valores muy parecidos a los de las aguas (15.9 °C-16,3 °C). En las partes más alejadas de los lagos la temperatura puede llegar a 19 °C, correspondiendo a zonas con menores volúmenes de aire y condiciones de ventilación poco favorables.

La figura 7 recoge la evolución termométrica durante parte del año 1994 en la *Galería Superior* y el exterior de la cavidad. En la primera la temperatura oscila entre 17.3 °C y 16.4 °C, con un valor medio de 16.9 °C. En el exterior las diferencias entre extremos son lógicamente mucho más acusadas, con valores máximo y mínimo de 29.08 °C

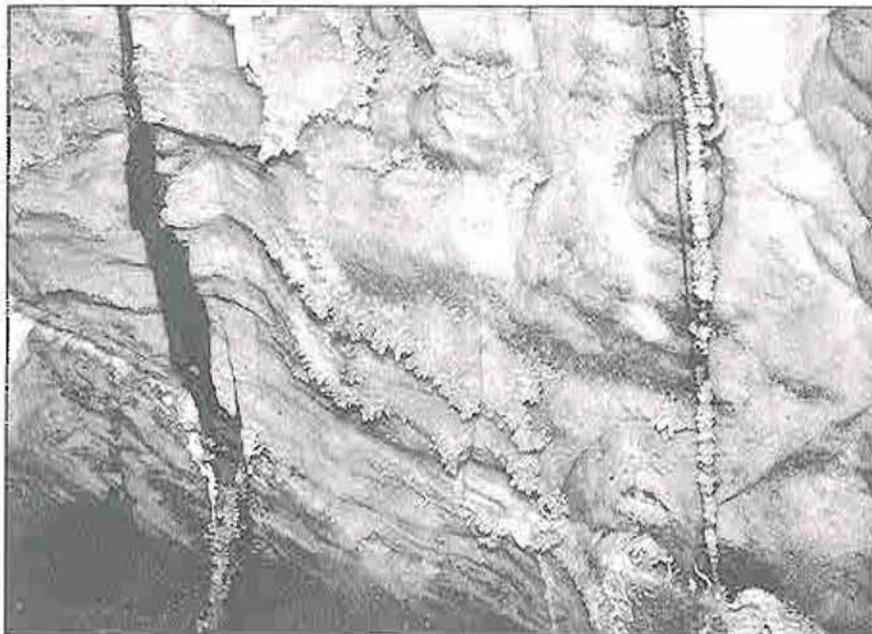


Foto 17. Mineralizaciones de óxidos relleno de diaclasas en las Galerías Nuevas (foto: W. Martín Rosales)

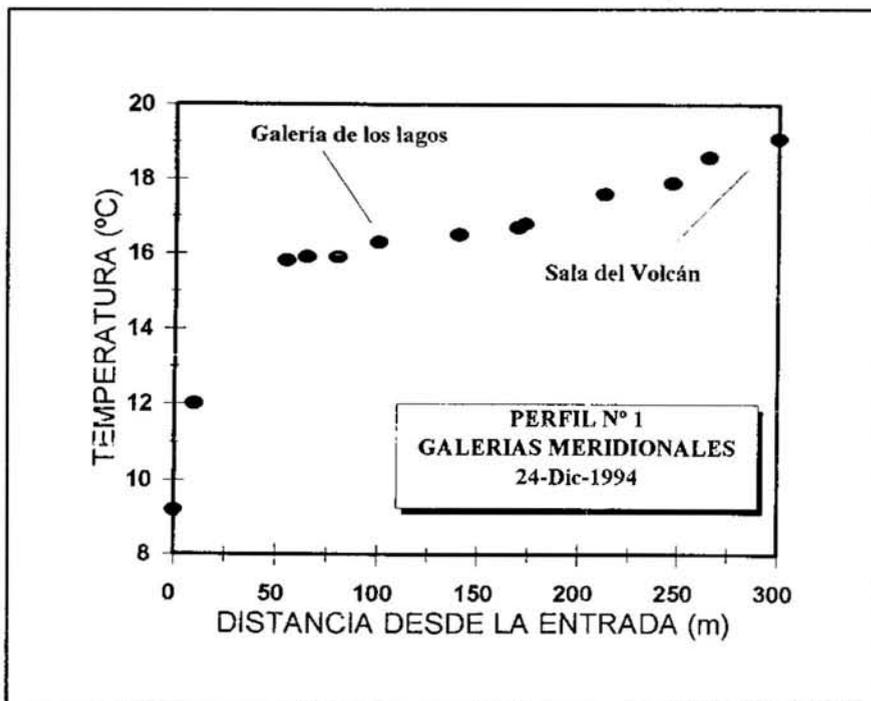


Figura 6. Perfil térmico a lo largo de las galerías meridionales incluidas en el recorrido turístico

TEMPERATURA DEL AIRE (°C) EN LA GRUTA DE LAS MARAVILLAS		
	Galería Superior	Exterior
Media	16.9	17.82
Máximo	17.3	29.08
Mínimo	16.4	6.93
Rango	0.9	22.15
Coef. Variación	0.017	0.309
Varianza	0.087	30.40

Tabla 2. Parámetros estadísticos relativos a la temperatura del aire en la Galería Superior y el exterior. Los periodos de registro no coinciden en ambos casos

y 6.93 °C, respectivamente. La temperatura media diaria, durante el periodo de registro considerado es 17.8° C, un grado por encima de la temperatura interior. Ambas curvas muestran una tendencia similar, aunque con un desfase muy notable, lo que pone de manifiesto la importante inercia climática de la cavidad. No cabe duda que la evolución térmica en el interior también debe estar condicionada por las visitas, ya que durante los meses de verano éstas se intensifican notablemente. No obstante, no se puede afirmar por ello y éste es un problema que será resuelto al término del estudio climatológico- que la afección al sistema sea un proceso irreversible con el régimen de visitas que actualmente se viene manteniendo por parte de los gestores de la Gruta. En la tabla 2 se muestran los parámetros estadísticos básicos de las series de valores representadas en la figura 7.

CONCLUSIONES

La Gruta de las Maravillas constituye una cavidad de desarrollo predominantemente horizontal, si bien en ella se distinguen hasta el momento tres sistemas topográficos de galerías que podrían corresponder a otros tantos niveles de karstificación.

Uno de sus aspectos más destacables es la abundancia de espeleotemas o formas secundarias de origen químico, tanto del medio aéreo como del medio acuático. En determinados sectores abundan las morfologías graviclásticas; en otros se pueden observar cristalizaciones epifreáticas, sobre las que se han desarrollado sucesivas generaciones de espeleotemas de carácter vadoso. Son frecuentes también mineralizaciones de óxidos alojadas en fracturas y diaclasas, sobresaliendo de las paredes carbonatadas a modo de láminas, debido a su carácter más insoluble.

A partir de la descripción del Complejo kárstico "Gruta de las Maravillas", así como de los distintos depósitos en ella existentes, se pueden deducir evidencias y manifestaciones de diversos procesos de karstificación: de un lado, procesos glyptogénicos o erosivo-corrosivos, procesos reconstructivos o acumulativos y procesos clásticos de desplome importantes. Con la información disponible hasta el momento, y a la espera de nuevos datos procedentes del análisis microsecuencial de los distintos espeleotemas, podemos concluir, como hipótesis previa de trabajo, la existencia de diversos ciclos geo-

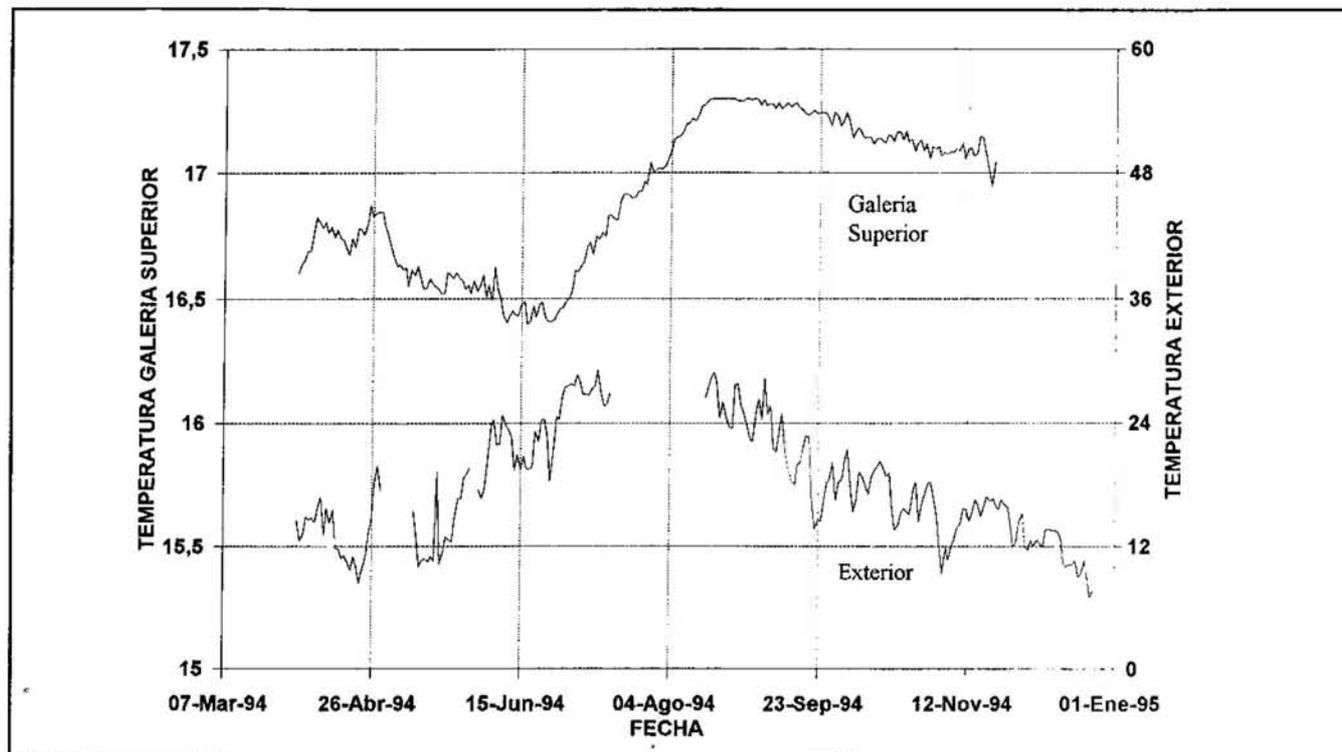


Figura 7. Temperaturas medias diarias del aire en la Galería Superior y en el exterior. Nótese la gran inercia de la temperatura interior de la cavidad respecto a la externa

morfológicos en la historia de la cavidad. Dichos ciclos se corresponderían con una alternancia de episodios de generación de espeleotemas, de ralentización e incluso de corrosión o destrucción de los mismos (éstos últimos con carácter local), todo ello condicionado probablemente por oscilaciones en el régimen climático y/o cambios en la masa forestal suprayacente.

La climatología de la Gruta está fuertemente condicionada por sus características morfológicas y topográficas, si bien la influencia humana es objeto de análisis en la actualidad, constituyendo un factor modificador de las variables ambientales. Asimismo las grandes masas de agua actúan como un elemento termoregulador del endoclima, aportando un equilibrio térmico a las galerías adyacentes.

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro más sincero agradecimiento al Excmo. Ayuntamiento de Aracena, especialmente al Concejal de Fomento D. José Bonaño y a todo el personal adscrito a la Gruta de las Maravillas. Asimismo reconocemos la importante labor desarrollada por D. Mario Rodríguez García, D. José Gómez Moya y D. José Martín Rodríguez, en la preparación de este artículo. No queremos olvidar la colaboración material y humana prestada por el Grupo Espeleológico Ilíberis

(Granada), en la inspección y exploración de la cavidad.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARD (1969). *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-ibérique*. Thèse, USTL, Montpellier, 397 p.

CIGNA, A.A. (1993). *Environmental management of tourist caves. The examples of Grotta di Castellana and Grotta Grande del Vento, Italy*. Environmental Geology, 21: 173-180

CRESPO BLANC, A. (1991). *Evolución geotectónica del contacto entre la Zona de Ossa Morena y la Zona Surportuguesa en las Sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): un contacto mayor en la Cadena Hercínica Europea*. Tes. Doc. Univ. de Granada, 326 p.

DEL VAL J. Y HERNÁNDEZ M. (1989). *El karst en el macizo Hespérico. El Karst en España*; monografía 4, S.E.G.; 414 p, Madrid.

DÍAZ DEL OLMO, F. (1982). *Geomorfología de Sierra Morena. Estudio del interfluvio de las cuencas fluviales Viar-Rivera de Huéznar*. Tesis Doctoral, Univ. de Sevilla, 503 pp. (inédita).

DÍAZ DEL OLMO, F.; BAENA ESCUDERO, R. y GUTIÉRREZ ELORZA, M. (1989). *Paleokarst de Sierra Morena (Massif Hespérique)*. Réunion franco-espagnole sur les karsts méditerranéens d'Andalousie Occidentale, Livre-Guide: 183-218.

DÍAZ DEL OLMO, F.; BAENA, R. y ÁLVAREZ, G. (1994). *Karst y paleokarst de Sierra Morena (sector Ossa-Morena,*

Hespérico Meridional). Espeleotemas, 4: 15-24, Almería.

FORD D. and WILLIAMS P. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman Ed., 601 p., London.

GEOS (1988). *Informe sobre la Peña de Arias Montano, Aljajar (Huelva)*. Andalucía Subterránea, 8: 73-116. F.A.E., Granada.

GONZÁLEZ RIOS J.M. y RAMÍREZ TRILLO F. (1989). *Catálogo de grandes cavidades de Andalucía*. Andalucía Subterránea, 9: 69-70. F.A.E., Granada.

IGME (1979). *Mapa geológico y Memoria explicativa de la Hoja núm. 917, Aracena*.

MARTÍN ROSALES, W.; RODRÍGUEZ, C.M.; LÓPEZ CHICANO, M.; PULIDO BOSCH, A. y VALLEJOS IZQUIERDO, A. (1994). *Análisis de la influencia antrópica sobre la Gruta de las Maravillas, Aracena, España. Resultados preliminares*. En "El karst y los acuíferos kársticos. Ejemplos y métodos de estudio". J.R. Fagundo, A. Pulido Bosch, J.E. Rodríguez Eds. Cuba: 279-290.

NICOD, J.; SALOMON, J. (1990). *Les Mogotes: des reliefs karstiques résiduels litho-structuraux et/ou hérités. Comparaison des karsts tempérés et tropicaux*. Revue de Géomorphologie Dynamique, 39, 1: 15-38.

NUÑEZ, A. (1952). *La cueva de Bellamar*. La Habana, 160 p.

NUÑEZ, A. (1984). *Cuevas y Carsos*. Ministerio de cultura, Editorial Científico-Técnica, 431 p. Ciudad de La Habana (Cuba).

QUINIF, Y.; GENTY, D. et MAIRE, R. (1994). *Les spéléothèmes: un outil performant pour les études paléoclimatiques*. Bull. Soc. géol. France, 6: 603-612.

Estudios Ambientales en la Cueva del Agua, Iznalloz (Granada): 1.- Control hidroquímico y control ambiental *

Environmental study of the Cueva del Agua (Iznalloz, Granada) (Hydrochemistry and environmental monitoring)- 1st contribution

Sánchez-Martos, F.^{1,2}; Calaforra, J.M.^{1,2}; Aguilera, P.A.³

- (1) Departamento de Hidrogeología y Química Analítica. Universidad de Almería
(2) Espeleo Club Almería
(3) Departamento de Biología Vegetal y Ecología. Universidad de Almería

(*) Trabajo financiado por la Diputación Provincial de Granada

Abstract

The "Cueva del Agua" of Iznalloz is located in Sierra Harana mountains, northern to Granada city (Spain). The cave is just in the overthrust contact between a dolomite brechia and white massive limestones corresponding to the unit domain of the "Dorsal Bética". Its depth is 165 m with a complex development formed by spacious chambers and spectacular speleothems.

The cavern remains locked by the Council of the "Cueva del Agua", with the aim of avoiding degradation of the cave. Before its possible touristization a laboratory of control of some environmental variables has been settled (relative humidity, air temperature, conductivity and water temperature). Climatology and hydrogeology of the cave in equilibrium with its natural conditions will be characterized by this control. It is really significant that this control has been started before any anthropic activity of possible impact into the cave has been made, because of that the obtained data suppose the reference basis on which evaluate any deviation due to its possible tourist use in the future.

With the purpose of detecting external influence in the stability of the cave three seriated stations of continuous measurement have been placed inside reflecting variations in space and time fundamentally linked to temperature variability outside the cave. Two stations more (*T_{water}*-*Cond*) have also installed measuring temperature and conductivity of water. They are located in a small lake in the deepest zone of the cave and in the water leakage over an antistalagmite (*conulite*). In the first situation the variations seem to be subjected to the snowfalls regime of the area, but in the case of the speleothems the conductivity oscillations is linked to antropic action.

At the same time, a hydrochemistry control of water in the cave has been carried out. This control has allowed to stress the diferencial characteristics between dripping water, perennial lakes and the areas where anthropic water pollution has been detected, essentially related to high nitrate cotents.

Key words: cave use and management, environmental monitoring show caves, karst hidrochemistry.

Resumen

La Cueva del Agua de Iznalloz se localiza en los relieves de Sierra Harana, al norte de la ciudad de Granada (España). La cavidad se desarrolla justo en el contacto de cabalgamiento entre una brecha tectónica dolomítica y calizas masivas correspondientes al dominio de la Dorsal Bética. La profundidad de la cavidad es de 165 m con desarrollo muy complejo y presencia de grandes salas y espectaculares espeleotemas.

La cavidad permanece cerrada por decisión de la Comisión de la Cueva del Agua (Diputación Provincial de Granada) con el propósito de impedir la degradación de la cueva. Antes de la realización de cualquier actividad turística en la cavidad se ha decidido instalar un laboratorio subterráneo en el interior (con mediciones en continuo de temperatura del aire, humedad relativa, temperatura del agua y conductividad). Conocer la climatología e hidrogeología de la cueva, en equilibrio con sus condiciones naturales, es el principal propósito de el control que se está realizando, siendo realmente muy significativo que este control se haya iniciado previamente a cualquier actuación antrópica de cierta relevancia sobre la cavidad. Por esta razón, los datos que se han obtenido representan la base de referencia para evaluar cualquier desviación debida a futuras actuaciones turísticas sobre la cavidad.

Con la idea de detectar las influencias externas en la estabilidad de la cueva, se instalaron tres estaciones de medida continua en su interior que han reflejado unas variaciones temporales y espaciales esencialmente ligadas a las variaciones detectadas en el exterior. Dos estaciones más fueron instaladas para la medida de la conductividad y de la temperatura del agua. En éstas, localizadas en un lago en la zona más profunda de la cavidad y en el agua de goteo en una antistalagmita (*conulito*), se detectó una variación aparentemente ligada al régimen nival del areal en el primer caso y variaciones debidas a acciones antrópicas en el segundo.

Paralelamente se ha realizado un control hidroquímico de las aguas existentes en la cavidad. Este control ha permitido remarcar las características diferenciales entre las aguas de goteo directo por infiltración, los lagos presentes en la cavidad

y las zonas donde se ha detectado una contaminación antrópica, esencialmente relacionada con altos contenidos en nitratos.

Palabras clave: Uso de cavidades, control ambiental, cavidades turísticas, hidroquímica karst.

INTRODUCCIÓN

La Cueva del Agua, situada en el término municipal de Iznalloz, en la cabecera de la Cañada Larga (Sierra Harana), a 1700 m. de altitud, se encuentra actualmente en vías de estudio por parte de un equipo interdisciplinar. Este estudio está enfocado tanto al conocimiento de la fauna, puesto que la cavidad presenta un elenco de especies muy completo y constituye uno de los mejores modelos de fauna ligada con las cavidades (Tinaut, en prensa) como al estudio de las variables ambientales de la cavidad (Calaforra et al., 1995) con vistas a una futura apertura al turismo. Con esta idea se inició la instalación de un laboratorio en el interior de la cavidad, ya que el estudio de los parámetros climatológicos a través de redes de control ambiental constituye una herramienta muy utilizada en numerosas cavidades turísticas para obtener información sobre algunos de los procesos que aparecen en las diferentes áreas de la misma (Bertolani y Cigna, 1994)

El trabajo que aquí se presenta recoge los primeros datos obtenidos sobre las condiciones de la cavidad en su estado natural, sin una afección antrópica previa notable, tanto desde el punto de vista climático como hidrogeoquímico. Los datos corresponden al primer año de muestreo por lo que las conclusiones derivadas deben tomarse como totalmente preliminares.

ESQUEMA GEOLÓGICO DEL ENTORNO DE LA CUEVA DEL AGUA

La Sierra Harana constituye un relieve calizo cuyos materiales, de edad Lías-Cretácico, forman parte de la Unidad de Sierra Harana, pertenecientes a las zonas externas de las cordilleras Béticas (Pérez López, 1986a).

La geología de este relieve es bastante compleja, con una estructura muy plegada y numerosas fracturas. En el entorno de la Cueva del Agua los materiales aflorantes corresponden a dos formaciones una de carácter calizo-dolomítico y otra correspondiente a calizas grises con sílex (foto 1).

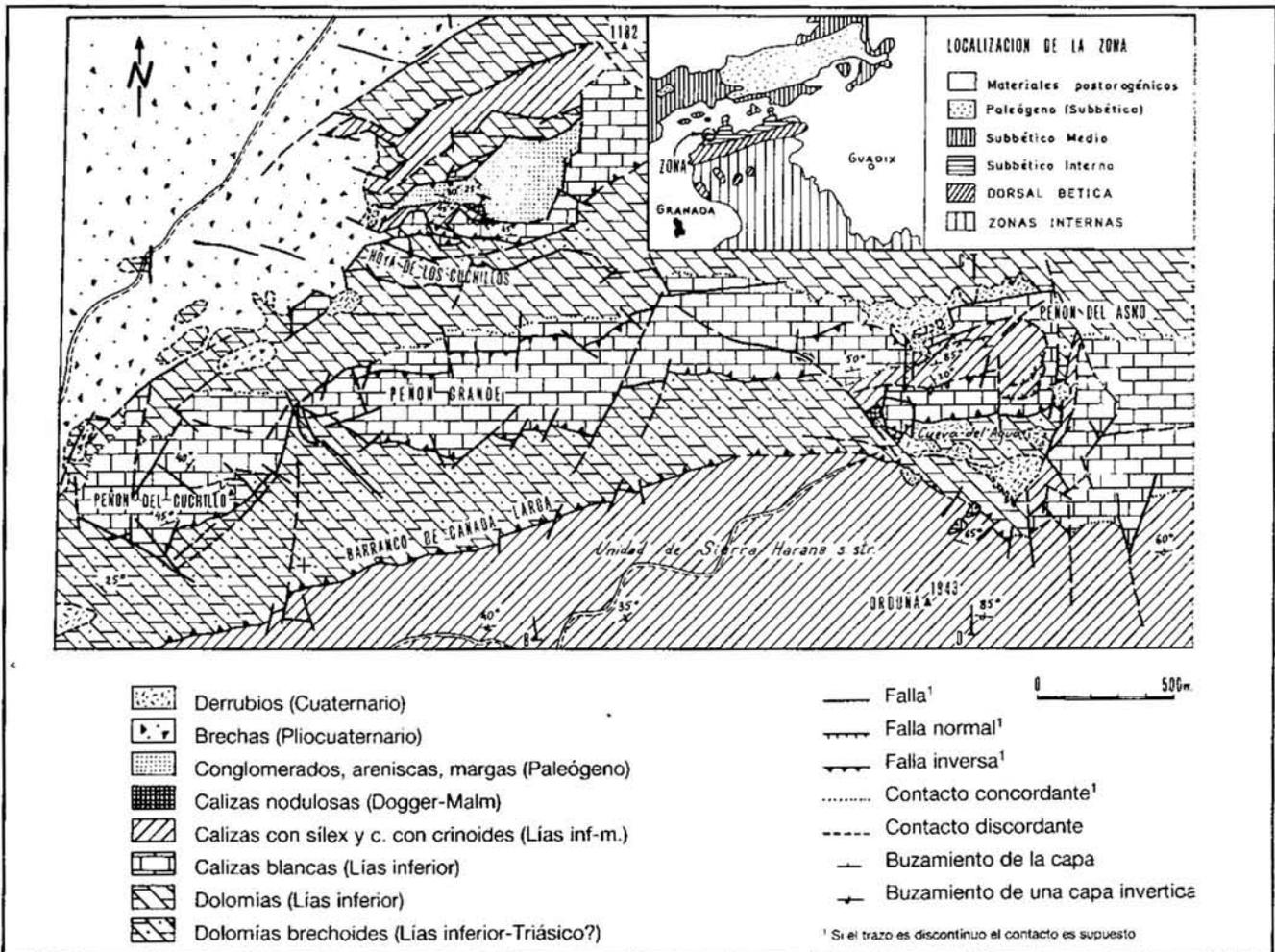


Figura 1. Mapa geológico del área de la Cueva del Agua (Pérez-López, 1986)



Foto 1. Entorno de la Cueva del Agua (Iznalloz) en la vertiente sur del barranco de la Canada Larga. Se observa el contacto tectónico entre las calizas micríticas (relieves estructurales) y las dolomias brechoides inferiores. Justo a favor del contacto se desarrolla la cavidad. Foto: J.M. González-Ríos

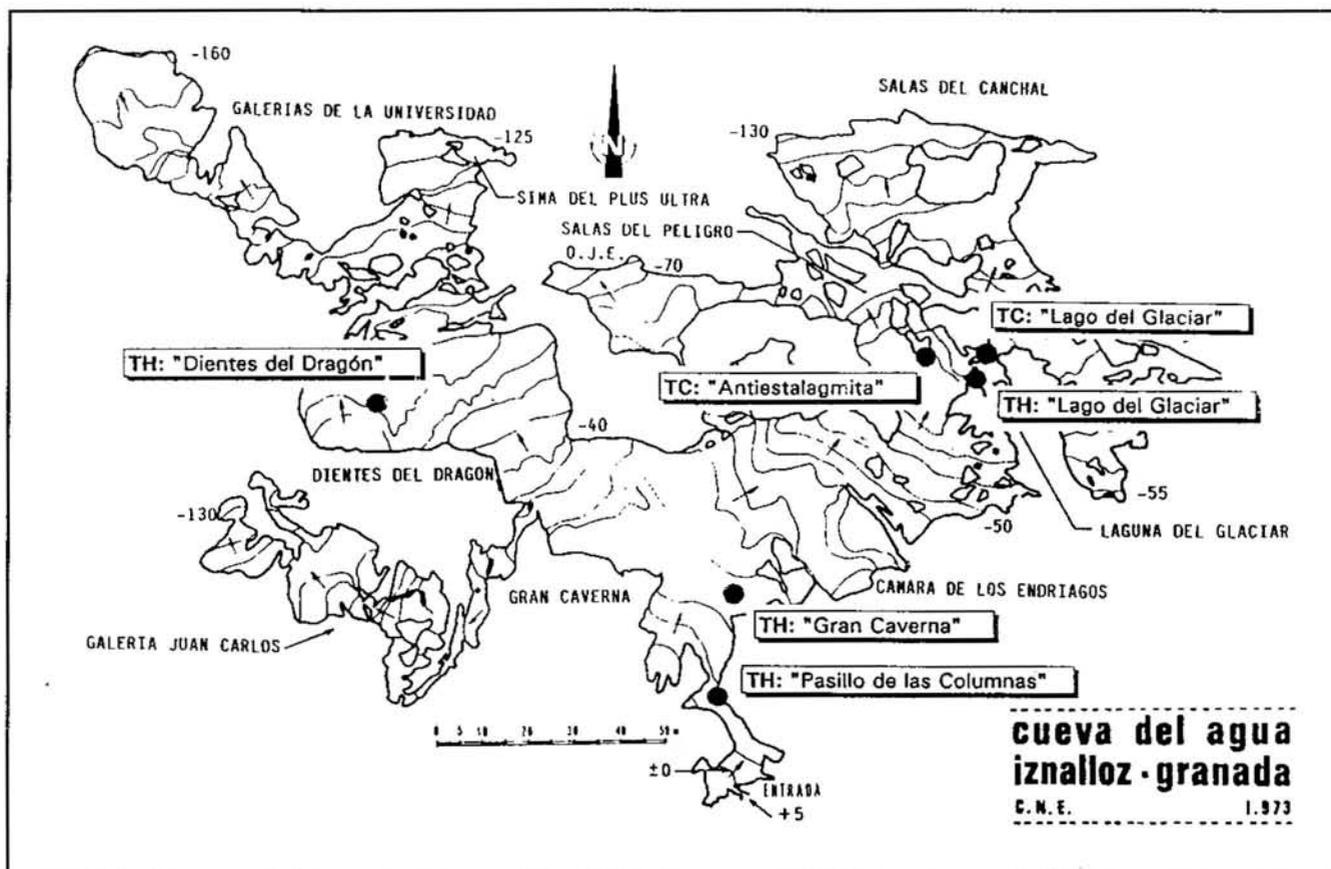


Figura 2. Esquema topográfico de la Cueva del Agua de Iznalloz. Situación de las estaciones donde se han ubicado los instrumentos de medida continua (TH: temperatura del aire y humedad relativa, TC: temperatura del agua y conductividad), y las áreas de muestreo hidrogeoquímico. Topografía: Marín et al. (1983)

La formación calizo-dolomítica, más potente, está ampliamente representada en el área. Consta de dos términos, uno basal dolomítico y otro superior de calizas blancas, con algunos niveles de transición que corresponden a calizas parcialmente dolomitizadas. Las dolomías masivas, presentan un aspecto brechoide, y afloran a lo largo de la vertiente norte del Barranco de La Cañada Larga. Las calizas micríticas poseen color grisáceo y blanco y son los responsables de los resaltes morfológicos tan característicos del área (Díaz de Neira et al., 1992). Afloran a lo largo de la cresta que forman el Peñón del Cuchillo-Peñón Grande-Peñón del Asno (fig. 1).

En el Pico de Orduña y en la vertiente sur del Barranco de La Cañada Larga afloran unas calizas grises de aspecto masivo con oolitos y niveles estratiformes de sílex. Estos materiales tienen una gran continuidad a lo largo de la sierra y definen unos resaltes muy significativos.

La estructura del área es compleja y se ha interpretado como un pliegue anticlinal vergente al sur, muy fracturado con fallas inversas muy tendidas y oblicuas entre sí que cortan ambos flancos del pliegue (Pérez López, 1986b). Con este esquema, se distingue en el entor-

no de la Cueva del Agua una falla inversa, con dirección ENE muy tendida y de vergencia sur a lo largo del Barranco de La Cañada Larga que pone en contacto las dolomías brechoides con las calizas grises. Al sur de la Cueva del Agua existen algunas fallas inversas subverticales que cortan a la anterior. Es necesario mencionar la fractura (N120E) de salto en dirección que separa el Peñón del Asno del Peñón Grande. Finalmente señalar un conjunto de fracturas normales, generalmente oblicuas a las fallas inversas que modifican todos los contactos anteriores.

CONTROL DE LAS VARIABLES AMBIENTALES

Se ha diseñado un control de una serie de variables ambientales dentro de la cavidad, con el fin de caracterizar la climatología de la cavidad, que permita el estudio de las variaciones en su microclima y el análisis de la posible influencia de las futuras visitas a la misma, si ésta llega a adecuarse a un uso turístico. En la climatología subterránea hay que considerar que generalmente las cavidades se sitúan en la zona de infiltración de un acuífero, y que son el resultado de transferencias gaseo-

sas, térmicas e hídricas en el seno del acuífero (Mangin y D'Hulst, 1995). Por ello, es conveniente se realiza un seguimiento de las características hidrogeoquímicas de las aguas de infiltración y de la temperatura y humedad relativa del aire a través de un control hidrogeoquímico y climatológico en diferentes puntos de la cavidad, lo que requiere establecer un esquema sobre las relaciones entre la cavidad, el medio exterior, y la zona epikárstica en la que se ubica.

Control hidrogeoquímico

La Cueva del Agua no presenta una circulación continua de agua, aunque en algunas antiestalgmitas (Fernández-Rubio y Eraso, 1975) en el *Lago del Glaciar* y en unos pequeños lagos en la *Cámara de los Endriagos*, que corresponden a unos gourls remodelados en la época ibérica (González y Marín, 1994) existe agua durante todo el año (Foto 2).

Con el fin de identificar los posibles procesos que afectan a las aguas en cada uno de las áreas se ha efectuado un control hidroquímico sobre tres sectores principales: *Lago del Glaciar*, *Antiestalagmita*, *Cámara de los Endriagos*

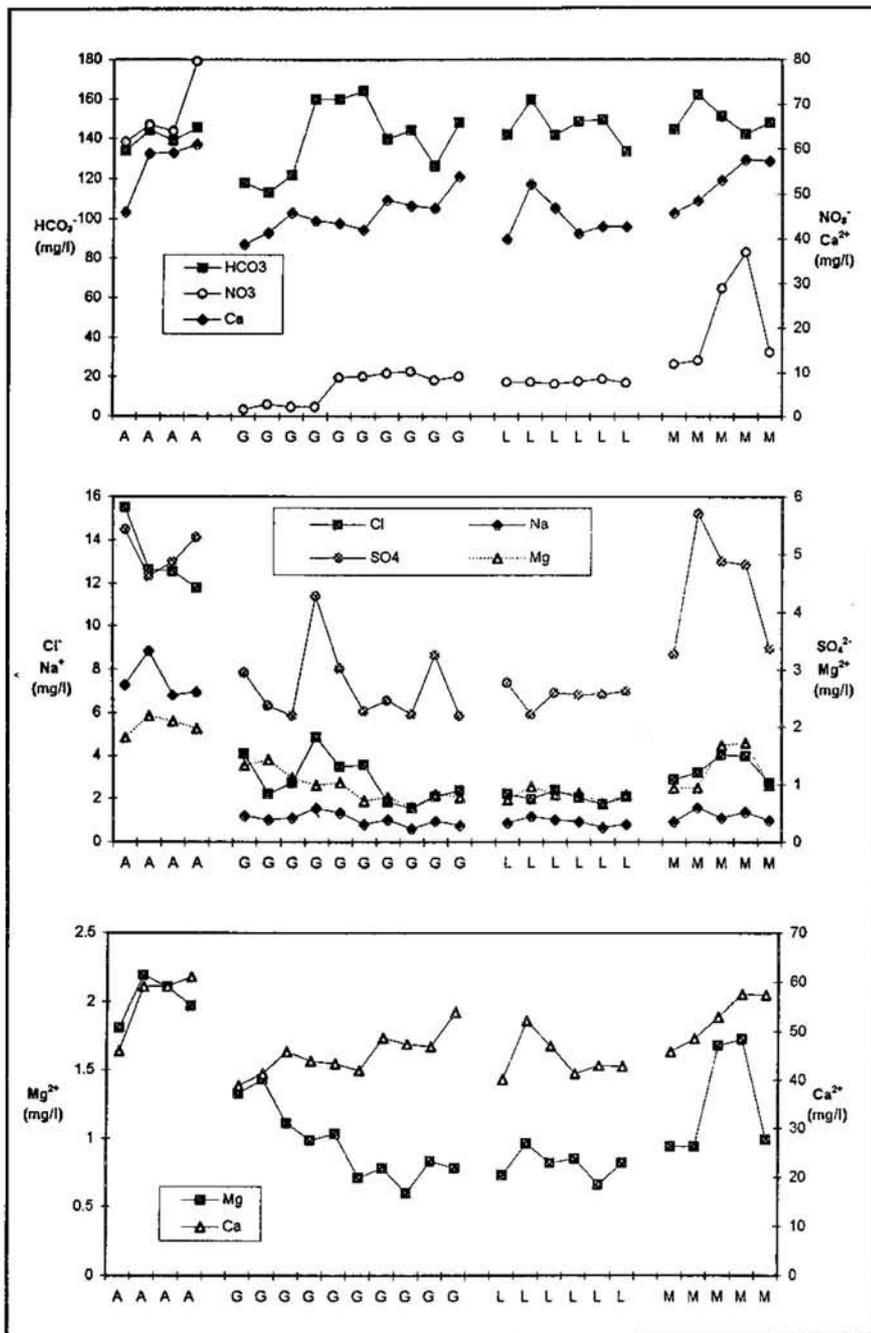


Figura 3 Concentraciones iónicas de las aguas muestreadas en los diferentes sectores de la cavidad. A: Antiestalagmita. L: Lago del Glaciar, M: Cámara de los Endriagos, G: Goteo

y algunos goteos en dos sectores (*Dientes del Dragón* y *Lago del Glaciar*). Para ello se han efectuado medidas de conductividad eléctrica, pH y temperatura de las aguas analizándose los iones Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , con periodicidad bimestral y un total de 29 análisis.

Se efectúa también un control continuo de la conductividad eléctrica y temperatura del agua en el *Lago del Glaciar* y en una *Antiestalagmita* con el objetivo de detectar la evolución de la salinidad del agua para obtener información sobre la dinámica de las aguas de la cavidad. Estos parámetros permiten detectar las épocas de infiltración,

puesto que implican una dilución de las aguas y por tanto la reducción en los valores de la conductividad y su acción sobre la cavidad y espeleotemas en general.

Control climatológico

La red de control climatológico de la cavidad, que permite el estudio de las variaciones en su microclima, se ha diseñado en tres sectores de la cavidad: *Pasillo de las Columnas*, *Dientes de Dragón* y *Lago del Glaciar*, mediante un seguimiento de la temperatura y humedad relativa del aire (fig. 2).

Se han utilizado cinco equipos suministrados por DIGITAL ANALOG SYSTEMS (D.A.S, 1993), que básicamente constan de un sistema de almacenamiento de datos que permite transmitirlos posteriormente a un ordenador personal. Junto a este sistema se utilizan dos tipos de sensores en función del parámetro a medir:

Temperatura: El sensor es de tipo resistivo, con un rango de medida entre $-25\text{ }^\circ\text{C}$ y $+100\text{ }^\circ\text{C}$ y una precisión de $0.1\text{ }^\circ\text{C}$ en el intervalo $0 - 70\text{ }^\circ\text{C}$. El valor de la medida se expresa en décimas de grado.

Humedad relativa: Es un sensor de tipo capacitivo que opera en el rango de 0 a 100% , con una precisión de 0.2% entre $0 - 75\%$. La medida se expresa en unidades 0.1% .

RESULTADOS

Datos hidrogeoquímicos

En la tabla 1 se presenta los resultados analíticos obtenidos a lo largo de 1994. Se han separado cuatro grandes grupos según el área de muestreo (*Antiestalagmita*, *Lago del Glaciar*, *Cámara de los Endriagos* y *Goteos*). Las aguas más mineralizadas de la cavidad corresponden a las muestreadas en la *antiestalagmita* ($420\text{ }\mu\text{S/cm}$), y coinciden con los contenidos más altos en los iones Cl^- , SO_4^{2-} , Mg^{2+} y Ca^{2+} , y altas concentraciones en NO_3^- (60 mg/l).

Las aguas muestreadas directamente en los goteos, presentan mineralizaciones más bajas inferiores a $150\text{ }\mu\text{S/cm}$. Pueden diferenciarse dos grupos según el área de muestreo: un primer grupo en las aguas recogidas en el entorno de los *Dientes del Dragón* que presentan contenidos comparativamente más altos en Mg^{2+} (1.5 mg/l) y más bajos en HCO_3^- (120 mg/l) con relaciones $\text{rMg}^{2+}/\text{rCa}^{2+}$ más elevadas ($0.4 - 0.6$) (fig. 3). En el resto de puntos, recogidos en las proximidades del *Lago del Glaciar*, se alcanzan valores más altos de HCO_3^- ($140 - 160\text{ mg/l}$) y algo más bajos de Mg^{2+} (algo inferiores 1 mg/l), con relación $\text{rMg}^{2+}/\text{rCa}^{2+}$ bastante más baja ($0.2 - 0.4$) que en el grupo anterior.

Las aguas del *Lago del Glaciar* presentan una mineralización algo más elevada y en general bastante constante ($300 - 325\text{ }\mu\text{S/cm}$), con contenidos iónicos similares al agua de goteo, únicamente algo más bajos en Cl^- (2 mg/l) y Na ($0.7 - 0.8\text{ mg/l}$). En los gours de la *Cámara de los Endriagos* las aguas presentan una mineralización semejante a



Foto 2. El Lago del Glaciar, situado en uno de los sectores más profundos de la cavidad. Aquí, se realiza el control, en continuo de la temperatura del Agua y conductividad. Foto: M.J. González-Ríos



Foto 3. La Cámara de los Endriagos, en este sector se realiza el control hidroquímico de las aguas de goteo de la cavidad y de algunos pequeños lagos contaminados con abundante materia orgánica. Foto: M.J. González-Ríos

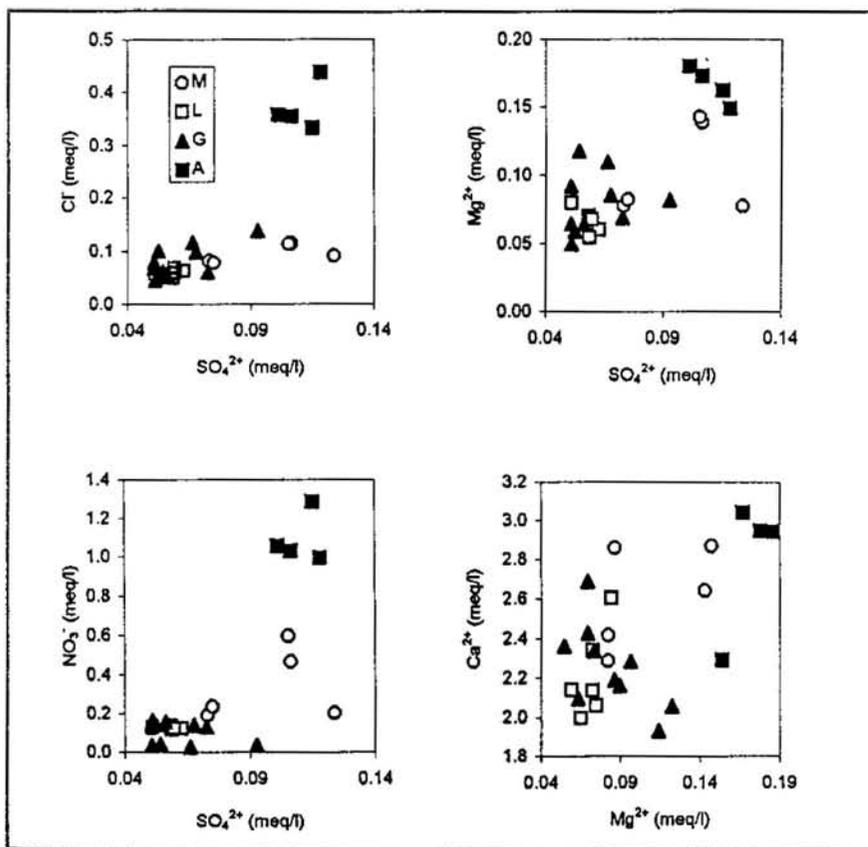


Figura 4. Relaciones iónicas de las aguas muestreadas en los diferentes sectores de la cavidad. A: Antiestalagmita. L: Lago del Glaciar, M: Cámara de los Endriagos, G: Goteos

la anterior, aunque con elevados contenidos en NO_3^- (10 - 40 mg/l) y concentraciones más altas en Cl^- (2.7 - 3.7 mg/l) y SO_4^{2-} (3 - 6 mg/l)

Un estudio inicial de estos datos permite diferenciar aquellos sectores con influencia directa de la infiltración (lago y goteos) de aquellos otros en que existe alguna modificación externa al sistema y varía claramente al quimismo de las aguas. En la figura 4 se han representado algunas relaciones iónicas que permiten separar estas cuatro agrupaciones. En ellas se muestra la similitud del quimismo entre las aguas del *Lago del Glaciar* y las correspondientes al goteo, aguas con los contenidos salinos más bajos de toda la cavidad que están directamente en relación con la infiltración. En los otros dos sectores se detectan situaciones bien distintas. En la *Cámara de los Endriagos* existen abundantes acumulaciones de restos de cenizas y restos vegetales, relacionados con el uso antiguo de la cavidad para abastecerse de agua, lo que obligaba iluminarla con antorchas. El lavado de estos depósitos que recubren las paredes y suelos debe ser el responsable de que las aguas muestreadas en este área presentan concentraciones más altas en sulfatos

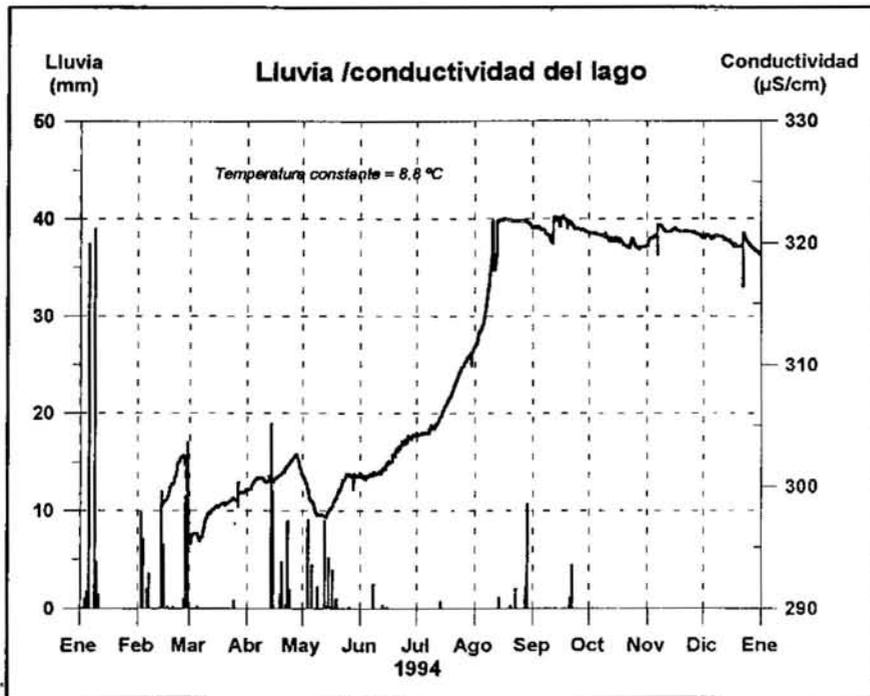


Figura 5. Variación de la conductividad del agua en la estación del "Lago del Glaciar", a una profundidad de - 120 m. Se indican las precipitaciones de la estación más cercana "Pantano Cubillas". Datos pluviométricos del Centro Meteorológico Zonal de Málaga recopilados hasta Octubre de 1994

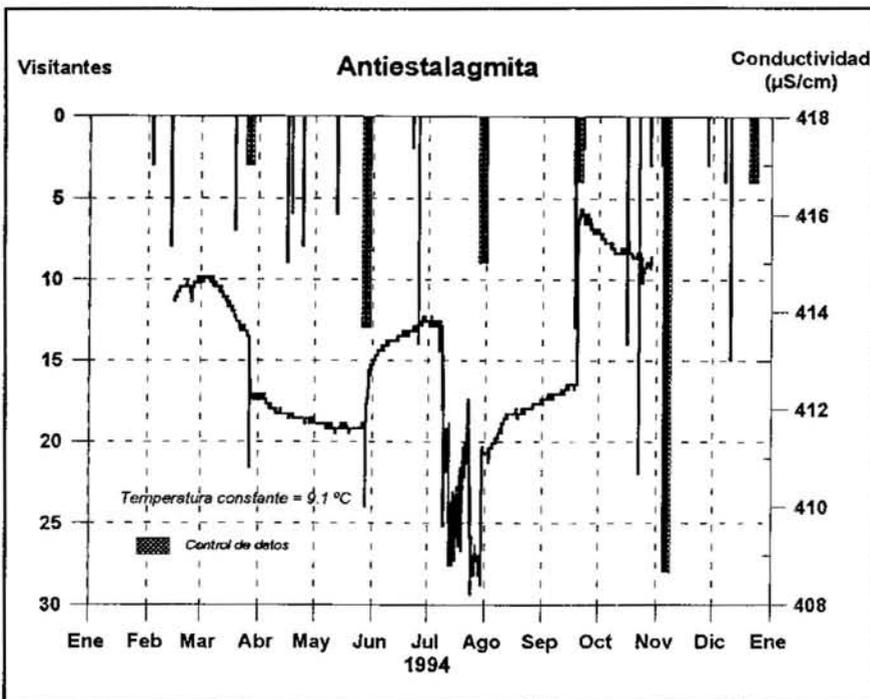


Figura 6. Variación de la conductividad eléctrica en el agua de la "Antiestalagmita". Se indican mediante columnas las visitas, el número de visitantes y las fechas de control de datos

y nitratos. Por otra parte el agua muestreada en la *Antiestalagmita*, representa un ejemplo claro de contaminación en relación con un pequeño vertido de carburo, lo que eleva fuertemente su conductividad eléctrica (420 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y duplica los contenidos en cloruros y nitratos mientras que las contenidos en sulfatos permanecen bastantes similares a los que se presen-

tan las aguas de la *Cámara de los Endriagos* (Foto 3).

Evolución de la conductividad y de la temperatura del agua

En el "Lago del Glaciar" se ha mantenido un control de la temperatura y conductividad eléctrica de las aguas. El

comportamiento de estos dos parámetros es netamente diferente, ya que la temperatura se mantiene muy constante (8.8 °C) en el rango de precisión y la conductividad, con valores muy bajos dada la reducida mineralización de las aguas, oscila en un rango de 295-325 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (fig. 5).

La evolución temporal de la conductividad muestra una tendencia ascendente, ligada al aumento de la salinidad de las aguas a medida que aumenta el tiempo de contacto agua/roca. Este aumento de salinidad se reduce significativamente cuando existe un aporte de aguas con menor salinidad, lo que produce descensos muy significativos, especialmente claros en Marzo y Mayo.

A lo largo de todo el tiempo de control de la temperatura del agua y de la conductividad se diferencian tres periodos, con unas pautas de evolución distintas. En el primero (Febrero-Mayo) la conductividad posee valores próximos a 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y una tendencia ascendente muy constante (5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mes), tendencia alterada por dos descensos muy claros, en Marzo y Mayo. Estos descensos son perfectamente correlacionables con las precipitaciones y con los descensos de humedad relativa y temperatura del aire en la estación situada en el *Pasillo de las Columnas*. El agua de infiltración no sólo es la responsable de la dilución de las aguas del *Lago del Glaciar*, sino que también influye en las variaciones térmicas de la cavidad, puesto que el agua, con mayor capacidad calorífica que el aire, juega un papel importante en los procesos de termo conducción, de los cuales dependen la temperatura subterránea (Andrieux, 1981). En el segundo periodo (Junio-Agosto) se detecta un incremento continuo de conductividad pero con una relación más elevada que el anterior (20 $\mu\text{S}/\text{cm}$ mes), desde valores próximos a 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ hasta 320 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En el último ciclo registrado (Agosto-Diciembre) la conductividad mantiene un valor constante, próximo a 320 $\mu\text{S}/\text{cm}$, posiblemente indicativo del equilibrio agua/roca particular de la cavidad, lo que supone una estabilización en la salinidad de las aguas. En los primeros días de Agosto se marca un brusco descenso de conductividad, acompañado de un ligero aumento en la temperatura del agua, descenso que posiblemente esté ligado a alguna infiltración con aguas de temperatura algo más alta.

En una *Antiestalagmita* que posee agua a lo largo de todo el año se mantiene un control de la temperatura y conductividad del agua con el objeto de detectar alteraciones sobre las con-

ANTIESTALAGMITA				
PUNTO	2MA	2JA	4SA	3DA
FECHA	may-94	jul-94	sep-94	dic-94
TEMP	9.1	9.1	9.1	9.1
C.E.	431	442	431	425
pH	7.7	8.2	7.9	8.1
Cl	15.5	12.6	12.6	11.8
SO ₄	5.4	4.6	4.9	5.3
HCO ₃	133.9	144.2	139.1	145.7
NO ₃	61.6	65.4	63.9	79.6
Na	7.3	8.8	6.8	7.0
Mg	1.8	2.2	2.1	2.0
Ca	46.0	59.0	59.1	61.0
K	3.5	6.1	4.3	4.2

GOTEO										
3NC	6DC	4FG	4MG	1SG	2NG	4DCH	2DG	7DGE	2FGE	
nov-94	dic-94	feb-95	may-94	sep-94	nov-94	dic-94	dic-94	dic-94	feb-95	
8.6	8.4	8.3	8.4	8.1	8.8	8.1	8.1	7.5	7.9	
150	141	132	129	135	172	125	129	130	131	
7.8	8.1	8.7	8.4	8.5	8.2	8.1	8.3	8.1	8.3	
4.1	2.2	2.8	4.9	3.5	3.6	1.8	1.6	2.1	2.4	
3.0	2.4	2.2	4.3	3.0	2.3	2.5	2.2	3.3	2.2	
117.9	113.0	122.0	159.8	159.9	164.0	139.8	144.2	126.4	148.1	
1.6	2.7	2.2	2.2	8.8	9.0	9.7	10.2	8.2	9.0	
1.2	1.0	1.1	1.6	1.4	0.8	1.0	0.6	1.0	0.8	
1.3	1.4	1.1	1.0	1.0	0.7	0.8	0.6	0.8	0.8	
38.7	41.2	45.8	43.9	43.4	42.0	48.7	47.3	46.9	53.9	
0.7	0.0	0.3	0.3	0.4	1.8	0.3	0.0	0.6	0.6	

LAGO DEL GLACIAR						
PUNTO	3ML	3JL	2SL	4NL	1DL	1FL
FECHA	may-94	jul-94	sep-94	nov-94	dic-94	feb-95
TEMP	8.8	8.8	8.8	8.8	8.8	8.8
C.E.	295	290	320	322	325	324
pH	8.1	8.2	7.8	7.9	8.1	8.7
Cl	2.2	2.0	2.4	2.0	1.7	2.1
SO ₄	2.8	2.2	2.6	2.6	2.6	2.6
HCO ₃	142.0	159.6	141.8	148.8	149.6	133.7
NO ₃	7.8	7.9	7.3	7.9	8.6	7.7
Na	0.9	1.2	1.0	0.9	0.7	0.8
Mg	0.7	1.0	0.8	0.9	0.7	0.8
Ca	40.0	52.2	47.0	41.3	42.9	42.8
K	0.1	0.2	0.3	0.3	0.0	0.3

CÁMARA DE LOS ENDRIAGOS				
1MM	1JM	3SM	5DM	3FM
may-94	jul-94	sep-94	dic-94	feb-95
9.4	9.6	9.5	9.4	9.3
340	335	325	325	328
8.0	8.7	8.4	8.5	8.3
2.9	3.2	4.0	4.0	2.8
3.3	5.7	4.9	4.8	3.4
144.5	162.1	151.3	142.5	148.0
11.9	12.8	28.9	37.0	14.6
1.0	1.6	1.1	1.4	1.0
0.9	0.9	1.7	1.7	1.0
45.9	48.5	53.0	57.5	57.4
1.0	2.6	5.1	6.0	2.4

Tabla 1. Datos analíticos de los muestreos realizados en la Cueva del Agua. Los valores se expresan en: temperatura (°C), conductividad eléctrica (µS/cm) y concentraciones iónicas (mg/l)

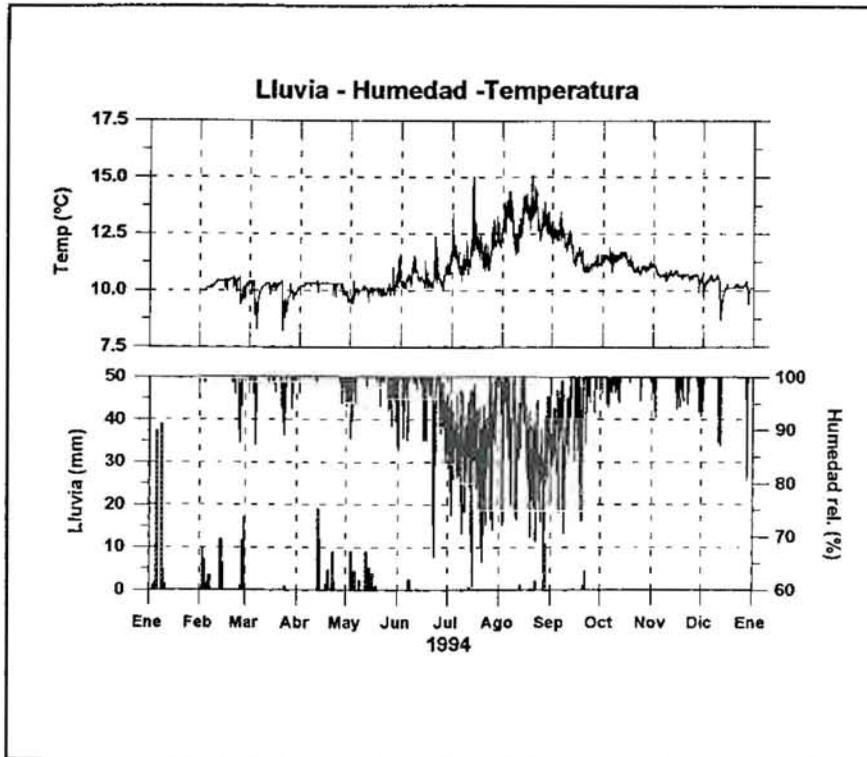


Figura 7. Temperatura y humedad relativa del aire en la Estación Pasillo de las Columnas. Se indican las precipitaciones de la estación más cercana "Pantano Cubillas". Datos del Centro Meteorológico Zonal de Málaga recopilados hasta Octubre de 1994

diciones de formación de los espeleotemas. Al igual que en el Lago del Glaciar la temperatura mantiene valores constantes (9.1 °C). En la figura 6 se representa evolución de la conductivi-

dad eléctrica junto a las visitas y le fechas de toma de datos. Los valores oscilan entre 405 - 420 µS/cm pero las oscilaciones más irregulares e intensas se producen siempre en relación con

las fechas en que se efectúa el control de datos, que suponen solamente pequeñas movimientos en el agua de la antiestalagmita. Estas oscilaciones reflejan claramente la fragilidad del medio subterráneo, y en concreto de los espeleotemas, puesto que las modificaciones que aparecen no se recuperan posteriormente.

Evolución ambiental

Tras un año de control a lo largo de la cavidad se constata la ausencia de variación en la temperatura y humedad relativa del aire en las estaciones de control más alejadas de la entrada (*Dientes del Dragón* y *Lago del Glaciar*), el aire está siempre saturado, con la humedad relativa próxima al 100 % y la temperatura del aire muy constante, que oscila entre 9.3 °C y 9.4 °C.

En la estación situada en el *Pasillo de las Columnas*, a unos 25 m de la entrada, las variaciones son importantes y claramente relacionadas con la evolución climática exterior. La temperatura oscila entre 8 °C y 15 °C. De acuerdo con la evolución temporal se distinguen tres ciclos de características diferentes (fig. 7). El primer ciclo, Febrero-Mayo, presenta oscilaciones reducidas, inferiores a 2 °C, que siempre suponen descensos con respecto a los 10.2 °C, temperatura que se mantiene

como "base" a lo largo de este periodo. Estas oscilaciones, con descensos muy bruscos y recuperaciones algo más lentas, son correlacionables con días de intensa infiltración relacionados, en esta época del año, con fuertes nevadas y precipitaciones.

En el segundo ciclo, Junio-Septiembre, la temperatura no presenta un nivel de "base" constante, sino que adopta una evolución ascendente hasta alcanzar el máximo en Agosto, y desde este punto descender gradualmente. Es significativa la disposición subcíclica con oscilaciones de unos 2 ° C en periodos de 10-12 días, especialmente en el ciclo con temperatura ascendente (Junio-Agosto). A menor escala puede distinguirse también una oscilación diaria.

Se detecta un tercer ciclo en el periodo Septiembre-Diciembre caracterizado por un rápida atenuación de las oscilaciones térmicas, (10 °C -12 °C), con una tendencia claramente descendente, hasta alcanzar en Diciembre valores próximos a 10 °C, nivel de temperatura muy cercano a la que se mantienen en el primer ciclo. La morfología de este ciclo es bastante lineal con una tendencia escalonada, especialmente visible si se consideran las temperaturas medias diarias, obtenidas a partir de los datos horarios, donde se refleja la anulación de los ciclos marcados en el verano en los que se presentaban oscilaciones de 2 °C en cinco días.

En cuanto a la humedad relativa la situación es semejante a la comentada para la temperatura, puesto que todas las estaciones se encuentran con valores próximos al 100 %, excepto la más próxima a la entrada. En ésta, los valores adoptan una gran variabilidad, oscilan entre 100 % y 65 %. Pueden diferenciarse también tres ciclos (Febrero-Junio, Junio-Septiembre y Septiembre-Diciembre). El primer ciclo, más amplio que el seleccionado para la temperatura, presenta la mayor parte del tiempo una humedad del 100 %, con algunos intervalos en los que desciende ligeramente hasta el 90 %. Intervalos de escasa duración, 2-4 días, en Febrero y Marzo y algo más amplios, 8-10 días, en Mayo y Junio.

En el segundo ciclo siempre existen valores inferiores a 100 % con los mínimos cercanos a 65 %. La evolución temporal adopta una disposición ligeramente sinusoidal separada en tres grandes subciclos diferentes. El primero (mitad de Junio y Julio) supone una tendencia descendente hasta alcanzar valores de humedad próximos al 80 %. El segundo, (Agosto), presenta las va-

riaciones más significativas, con un ciclo completo de humedad creciente-decreciente y variaciones importantes que suponen oscilaciones de 20 % en apenas dos días. El tercer subciclo (Septiembre) supone una tendencia ascendente, desde valores de 80 % hasta el 100 %. Esto también se refleja claramente representando los valores medios diarios.

El último ciclo anual (Octubre-Diciembre), al igual que se ha comentado para la temperatura representa la tendencia descendente hasta alcanzar una curva semejante al ciclo inicial de invierno-primavera, con valores de humedad próximos al 100 % y pequeños descensos, siempre superiores al 90 %.

El análisis conjunto de estos dos parámetros (temperatura y humedad relativa del aire) refleja dos dinámicas diferentes, según la época del año que se considere, Febrero-Mayo (Invierno-Primavera) y Junio-Septiembre (Verano). En Invierno y Primavera los descensos de temperatura se corresponden con descensos de humedad relativa. Descensos ligados con la entrada de aire frío, o bien con aumentos de infiltración, con aguas frías, relacionadas con nevadas y/o precipitaciones. Durante el verano esta situación se invierte, los descensos de humedad relativa coinciden con las máximas temperaturas. En este caso la entrada de aire más caliente y seco debe ser la responsable de esta situación. En el Otoño, desde Octubre, representa el final del ciclo anual, con una evolución similar a la que existe en Primavera, con estabilización de la humedad relativa y el descenso de la temperatura

CONSIDERACIONES FINALES

El control de las variables ambientales de la Cueva del Agua (Iznalloz, Granada) está facilitando el conocimiento del funcionamiento de la cavidad en su estado natural, sin afecciones antrópicas notables. Los datos obtenidos, que deberán ser ampliados con registros temporales más amplios, deben considerarse como una secuencia alterada esencialmente por fenómenos naturales. Consideramos que es el paso previo a cualquier habilitación turística de la cavidad, de modo que las alteraciones que pueda sufrir el registro base puedan ser atribuibles fácilmente a determinada actuación futura sobre la cavidad, con lo que su identificación y corrección puede llegar a ser relativamente sencilla.

El estudio de los procesos que modifican el quimismo de las aguas de la

cavidad puede ser útil para la identificación de la afección de las aguas de goteo a los espeleotemas. La utilización de diferentes metodologías de modelización hidrogeoquímica junto al análisis de las variables ambientales constituye una parte esencial en el estudio y control de todos los procesos que influyen en la conservación de la Cueva del Agua.

BIBLIOGRAFÍA

- ANDRIEUX, C. (1981). *Climatologie souterraine*. Monuments historiques, 18: 49-53
- BERTOLANI, M. y CIGNA, A. (1994). *Activity of the scientific commission of Grotta Grande del Vento (Cenga, Ancona, Central Italy)*. Int. Jour. of Speleol. Vol 23 (1-2): 51-60
- CALAFORRA, J.M. y SÁNCHEZ-MARTOS, F. (1995). *An example of environmental monitoring programme of a cave before its possible tourist use: "Cueva del agua" (Granada, Spain)*. Intern. Symp. "Show Caves and environmental monitoring" A. Cigna ed. Frabosa. Italia: 201-208
- DIGITAL ANALOG SYSTEMS (1993) *Manuale d'uso del Thermos Data*. 25 p.
- DÍAZ DE NEIRA, J.A.; ENRILE, A.; HERNÁIZ; LÓPEZ-OLMEDO, F. (1992) *Hoja geológica de Iznalloz y memoria (Mapa geológico de España Escala 1:50 000)*. ITGE: 84 p.
- FERNÁNDEZ-RUBIO, R.; ERASO, a. (1975) *Nuevas formas kársticas de erosión precipitación en la Cueva del Agua (Granada, España)*. Ann. Speleol. XXX, 4: 655-663
- GONZÁLEZ-RÍOS, M.J. (1992) *Grandes cavidades de la provincia de Granada*. Espeleotemas, 2: 19-40
- GONZÁLEZ-RÍOS, M.J y MARÍN J.C. (1994). *La Cueva del Agua*. Ed. Diputación Provincial de Granada. 100 p.
- MANGIN, A. y D'HULST (1995). *Frequentation des grottes touristiques et conservation. Methode d'approche pour en etudier les effets et proposer une réglementation*. Intern. Symp. "Show caves and environmental monitoring" A. Cigna Ed. Frabosa: 117-146
- MARÍN J.C.; GONZÁLEZ-RÍOS, M.J.; DAZ-GONZALEZ, M. (1983) *Cavidades del sector Cabezo del Asno Sierra Harana (Granada)*. Spes, 3: 75-91
- PÉREZ LÓPEZ, A. (1986 a). *Nuevos datos sobre la estratigrafía y evolución sedimentaria del Mesozoico de la unidad de Sierra Harana (Subbético interno, Cordillera Bética)*. Estudios Geológicos, 42:397-405.
- PÉREZ LÓPEZ, A. (1986 b). *Estratigrafía y estructura del sector noroccidental de Sierra Harana (Subbético Interno, Cordillera Bética)*. Mediterránea. Ser. Est. Geol. 3:145-156.
- TINAUT, A. (en prensa). *Contribución al conocimiento de la artropodofauna de la Cueva del Agua de Iznalloz*. Bol. Asoc. Española de Entomología vol. 19. ■

Grandes Cavidades en la Provincia de Málaga

The most important caves in the Málaga province

Ramírez-Trillo, F.

Grupo de Exploraciones Subterráneas de la Sociedad Excursionista de Málaga

Resumen

Se describen en estas líneas la distribución de los fenómenos endokársticos principales de la provincia de Málaga, usando como criterio aquellos que superan los 100 m de desnivel y/o los 1.000 de desarrollo. Con estas características, al día de este artículo, ascienden a un total de treinta cavidades, algunas de ellas en fase de exploración.

Palabras clave: catálogo, cavidades

Abstract

Distribution of the main endokarstic phenomena in the Málaga province is described in this paper. All the thirty caves are over 100 m deep or 1000 m long and some of them are in exploration nowadays.

Key words: catalogue, caves

GEOLOGÍA KÁRSTICA DE LA PROVINCIA DE MÁLAGA

El territorio comprendido en los límites provinciales de Málaga pertenece, geológicamente hablando, a la unidad morfoestructural mayor conocida como cordillera Bética, cuyos relieves peninsulares abarcan desde la provincia de Alicante hasta Cádiz.

La cordillera Bética presenta varios dominios y ámbitos geológicos bien diferenciados, con características frente a la karstificación muy distintas. En la provincia de Málaga pueden distinguirse las siguientes unidades con interés karstológico apreciable:

*Dentro de las denominadas zonas Internas, de carácter metamórfico, y ubicadas aproximadamente al Sur de las líneas que unen Ventas de Zafarraya y el Chorro y este con Gaucín:

-Unidades carbonatadas del Triás Medio-Superior de los mantos del complejo Alpujárride: Ejemplo de las cuales son las Sierras Tejeda y Almijara, Sierra Blanca, Sierra de Cártama y Sierra de Mijas. (Cueva de Nerja, Cueva de la Fájara...).

-Mesozoico de la Dorsal Bética y afines, cuyos relieves más importantes son la Sierra de las Nieves, Sierra Prieta y la de Alcaparaín. (Sima GESM, Cueva de Dña^a Trinidad, Sima de Carratraca...).

-Calizas y dolomías de la cobertura Maláguide, de edades comprendidas entre el Triásico y el Paleógeno. Afloran sobre todo al Este de la ciudad de Málaga, en los Cantales de la Cala y el Rincón de la Victoria. (Cueva del Tesoro, Complejo de la Cuerda...).

Dentro de las zonas Externas, de carácter sedimentario, situadas al Norte de las líneas antes citadas:

-Jurásicos de los distintos dominios Subbéticos: Penibéticos ó Subbético Interno y Subbético Medio. Al Penibético pertenecen las Sierras de Líbar, El Torcal de Antequera, las Sierras de Teba y Cañete, de los Merinos y Ortegica, Sierra Hidalga y Sierra Blanquilla. En este dominio es donde aparecen los

mejores exponentes de las formas kársticas malagueñas, y posiblemente Andaluzas: (Sistema Hundidero-Gato, Cueva de la Pileta, Las Simas del Pozuelo, Sima Rasca, Sima de la Unión...). Polje de Sierra de Líbar, paisaje exokárstico ruiformes del Torcal de Antequera, son algunos de los ejemplos más relevantes.

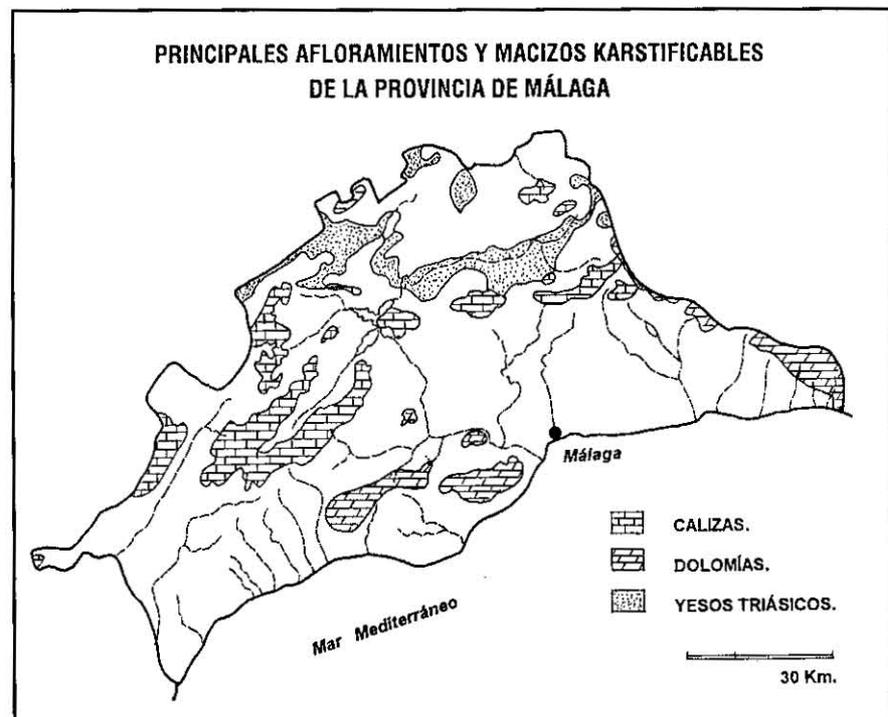
El Subbético Medio es potencialmente menos karstificable por la presencia de tramos margosos y margocalizos en la serie estratigráfica Jurásica. Los relieves más importantes son la cadena de las Sierras de las Cabras, Có y Camarolos, las sierras de Mollina y Humilladero y las de la región de Archidona y Cuevas de San Marcos. (Cueva de los Órganos, Sima del Soldao...).

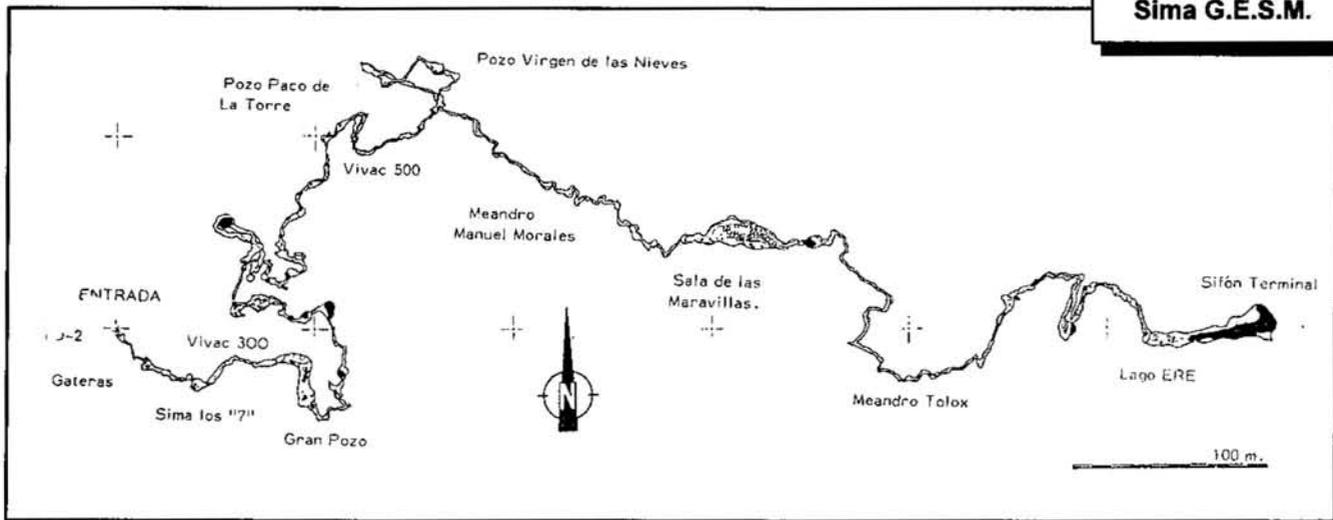
-Materiales yesíferos del Triás de facies germano-andaluza. Afloran extensamente en la región de Antequera "Triás de Antequera", con algunos sectores ampliamente karstificados como Gobantes, Salinas, Montecorto... (Sima del Aguila, Cueva del Negro...).

1) SIMA GESM, Tolox -1101, (3.000 m)

Se localiza en la Sierra de Las Nieves, en el fondo de una depresión conocida como Hoyos del Pilar, en la falda norte del pico La Torrecilla, en las coordenadas UTM 3209 40623 y a una altura de 1.687 m.s.n.m. del mapa IGE (1.051) Ronda. Esta siglada con TO-2.

Se descubrió en el año 1.972 por el G.E.S de Málaga y tras sucesivas cam-



Sima G.E.S.M.

Sima G.E.S.M. TO-2 (Planta)



Pozo Paco de la Torre (Sima GESM, -650 m). Campamento Sima GESM'89

Paco de la Torre en el 75, dos años más tarde se toca fondo por el G.E.S.M. y E.R.E a la cota -1.074. por quedar paralizada la progresión en la sima por un Sifón. En el año de 1.979 se intenta franquear el obstáculo y se bucean 190 m. de recorrido y -21 m. más de profundidad; contando que el lago está mas bajo se alcanza la nueva cota de -1.098 m. Por fin se logra atravesar el sifón en 1.990, alcanzando una nueva cota de -1.101, no superada hasta el momento a pesar que a pos sifón la cavidad continúa de forma ostensible.

En 1.994 unas exploraciones del GES de la SEM, en la cabecera del Gran Pozo dieron como resultado, tras unas escaladas, una serie de meandros colgados y galerías fósiles que no afectan a la profundidad, pero sí al recorrido, que supera con la totalidad de la sima los 3 Km.

2) SIMA RASCA, Antequera -225 m

Se localiza en el Torcal de Antequera, en el paraje denominado Puerto de la Chispa. en las coordenadas UTM 3622 40921 a una altitud de 1.310 m.s.n.m. del mapa IGE (1.038) Ardales.

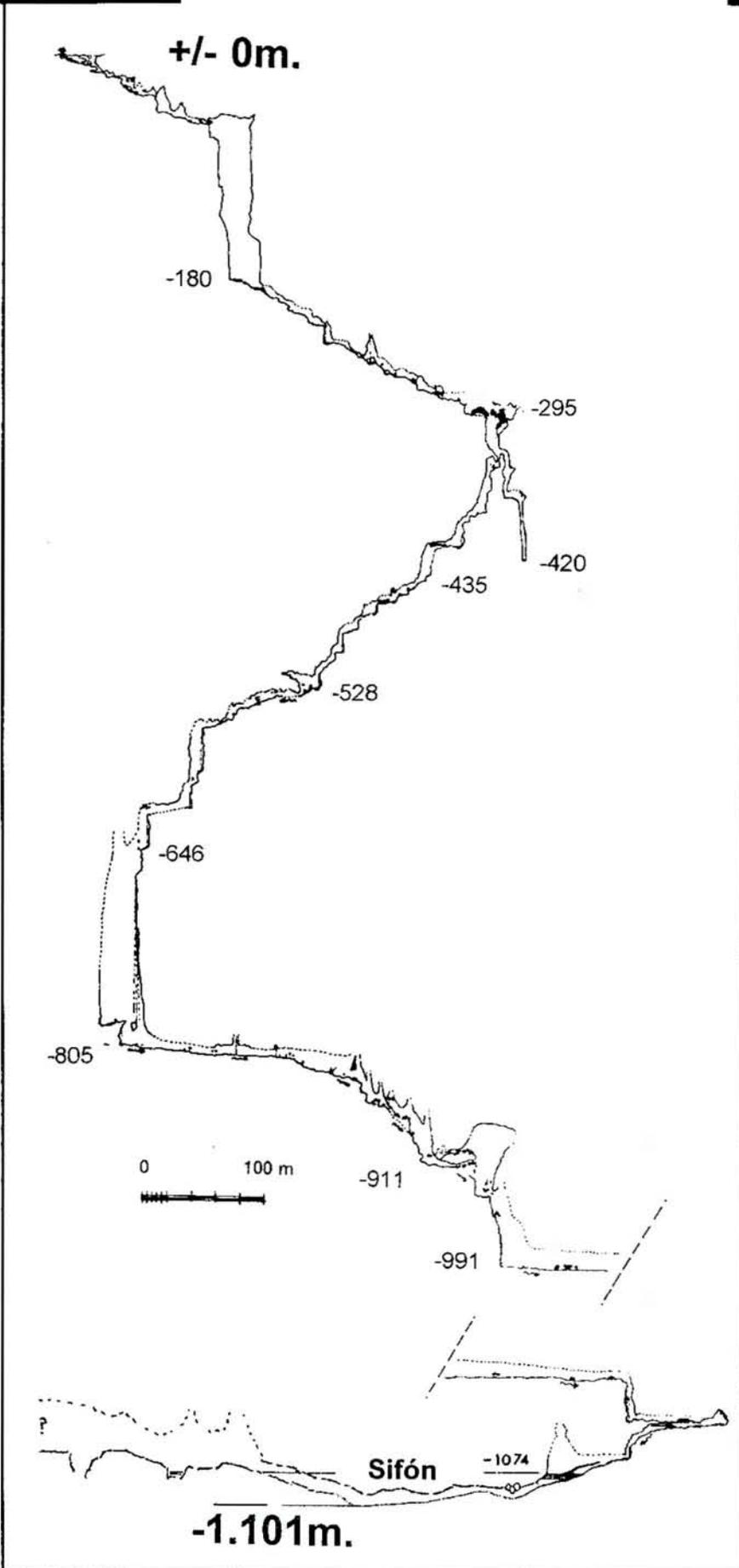
Se descubre casualmente cuando se marcaba con estacas la ruta roja del paraje natural del Torcal. El primer descenso lo realizan miembros del Grupo TUPÉCARAS de Antequera en compañía de miembros de la Soc. Grupo de Espeleólogos Granadinos, que levantan una primera topografía hasta la cota -209 donde una estrechez les impide continuar. Con posterioridad el club TUPÉCARAS fuerza el paso y desciende un nuevo pozo, alcanzando la cota de -225 m.

Desde la entrada arranca un pozo de



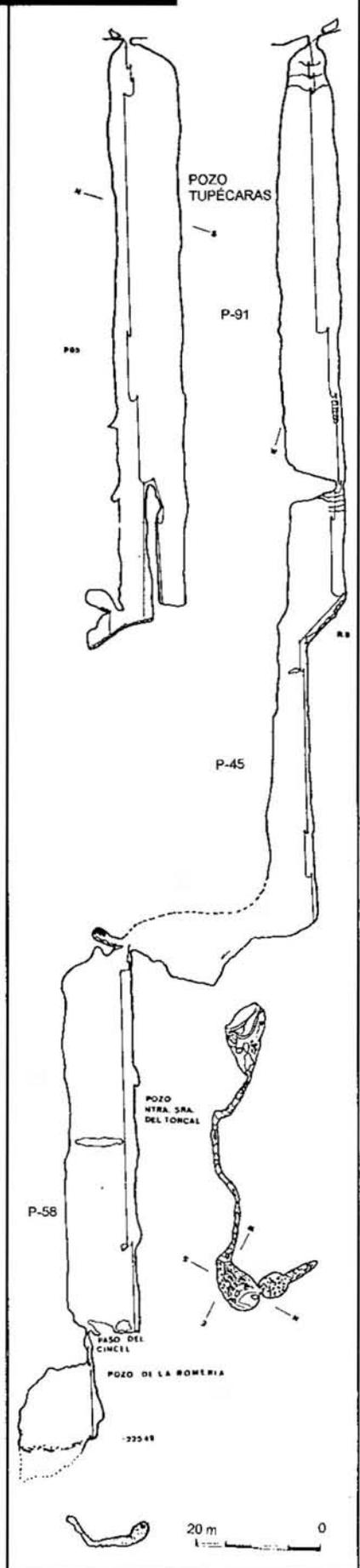
Lago ERE. Sima GESM

Sima G.E.S.M.

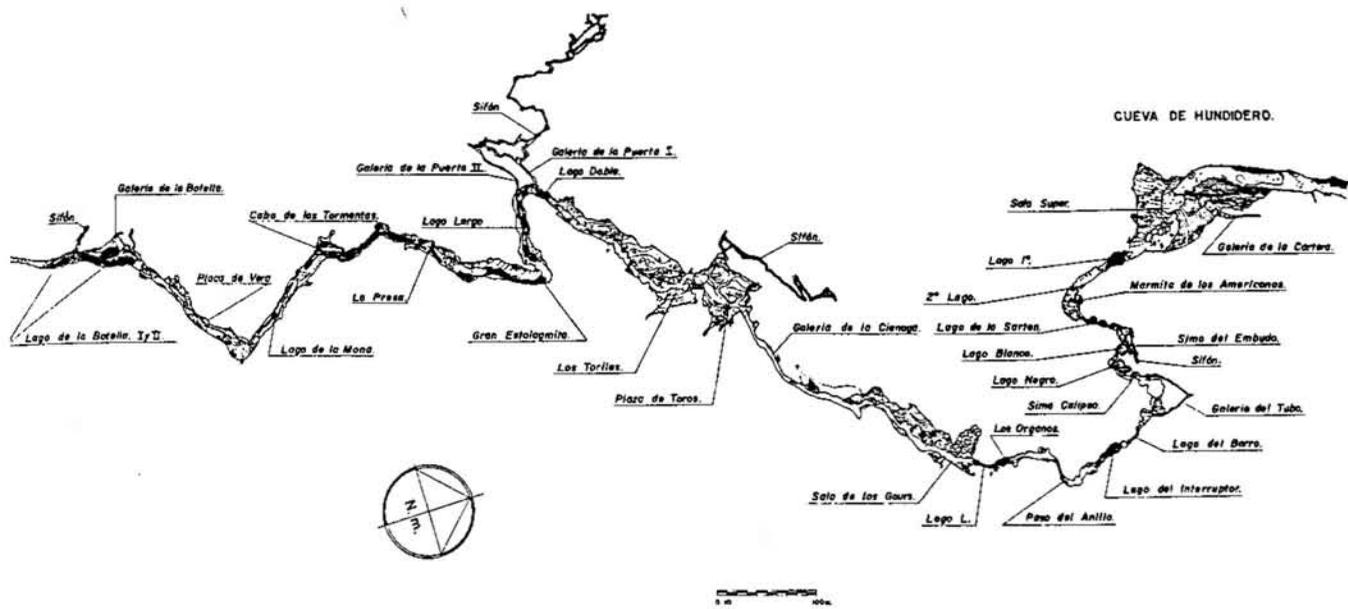


Sima G.E.S.M. TO-2 (Perfil)

Sima Rasca



Sima Rasca.
Topografía: G.M.E. Tupécaras



Pasamanos en la zona inicial de lagos



Tramo de galería en la travesía Hundidero-Gato



Sima del Hornillo

el mes de Agosto de 1.929, D. Arturo Flist, ingeniero, acompañado de su recaudero D. Joaquín Guerrero, que contaba con tan solo de 14 años de edad, y los operarios, realizaron la primera travesía integral desde Gato a Hundidero, tras treinta días de trabajos por ambas bocas. Fracasados los intentos de controlar las pérdidas, la cavidad queda abandonada.

En 1.965 el Grupo GEOS de Sevilla realiza la primera travesía espeleológica. En el 68 ocurre el primer accidente: dos jóvenes pasan tres días perdidos hasta ser rescatados. En el 76 ocurre el primer accidente mortal: una crecida súbita atrapa a cinco espeleólogos alicantinos, y en un rápido pierde la vida "R. Vera". En 1.981 el GES de la SEM realiza un nuevo levantamiento topográfico integral del complejo, que se caracteriza por una gran galería principal por la que discurre el lecho del río Gaduares o Campobuche de régimen torrencial.

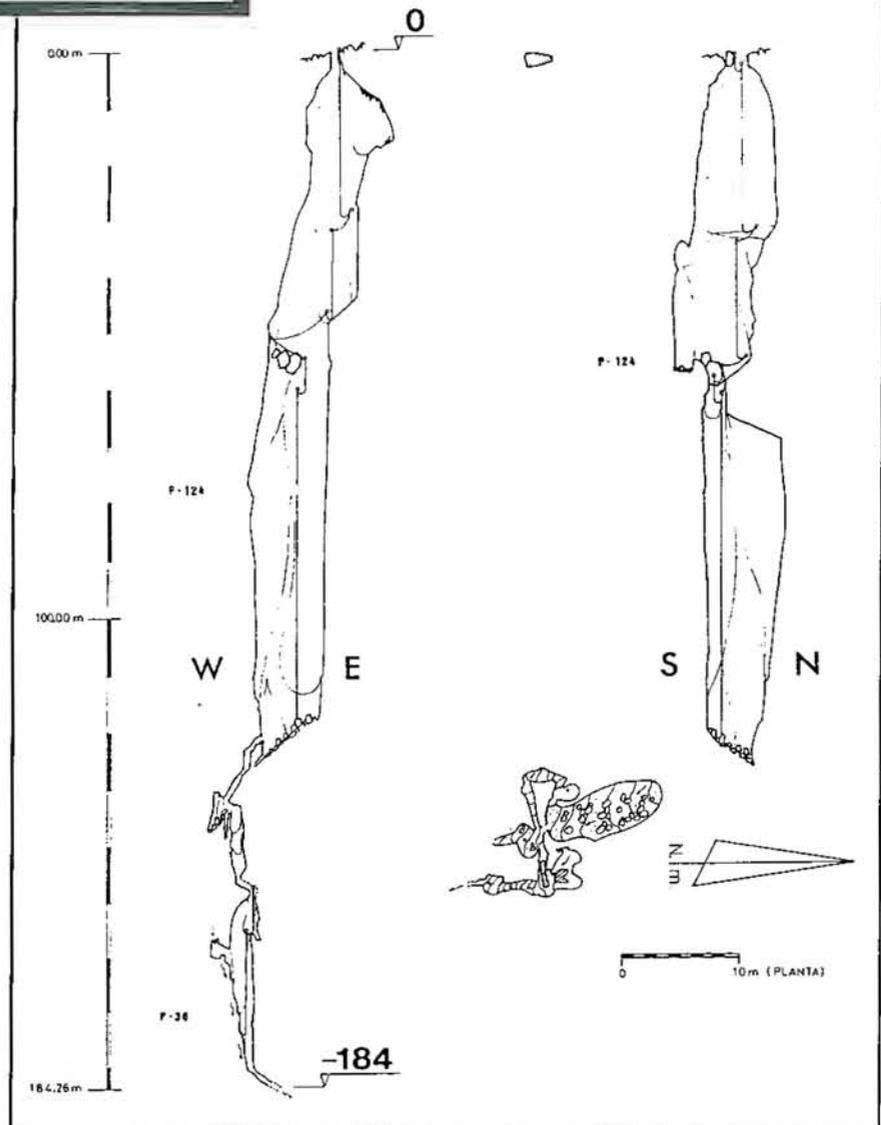
En épocas de crecidas, rápidos, cascadas y grandes masas de agua turbulentas se desplazan por toda la galería. En el estiaje lagos residuales de mas de 100 m, marmitas y sifones dificultan la travesía.

4) SIMA DEL HORNILLO, Ronda, -184 m

Se la conoce también con el nombre de sima del Nogal. Se encuentra en la sierra de los Merinos, cerca del Puerto del Viento, en la coordenadas UTM 31900 407525 y a una altitud de 930 m s.n.m. en la hoja IGE (1.051) Ronda.

Fue descubierta por el Grupo Espeleológico Alpino Rondeño en 1.979, alcanzando la cota de -148 m, con poste-

Sima del Hornillo



Sima de Hornillo o del Nogal (Ronda, Málaga)
Topografía: Sociedad Excursionista de Málaga

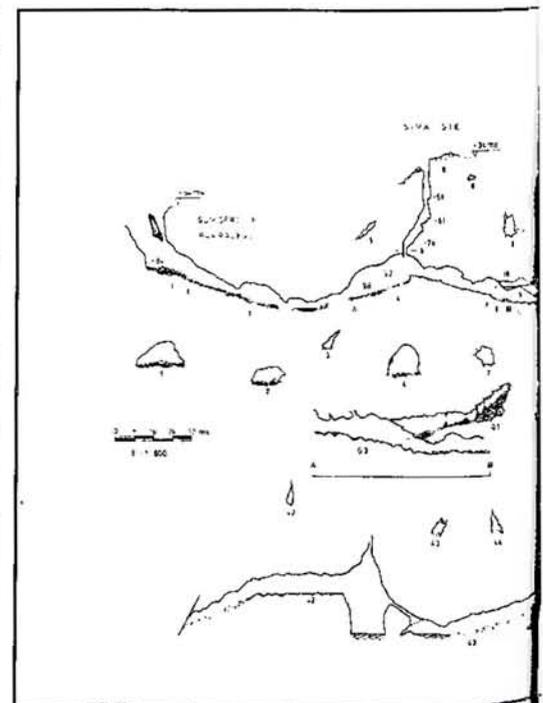
rioridad. En 1.980 el GES de la SEM realiza el levantamiento topográfico y consigue forzar un paso estrecho asta alcanzar la cota de -184 m

La boca, de medianas proporciones, da acceso a un pozo espectacular de 124 m; al fondo, tras una pequeña trepada, da a una serie de rampas descendentes, y nuevas verticales alcanzan la máxima profundidad.

5) SIMA DE LA CAÑADA DE LA SALA, Igualeja. -170 m

Se localiza en la Sierra de las Nieves, en el cerro Alcojona y en la mediaciones de la cañada de la Sala.

Descubierta por el GEOS de Sevilla en los años 70, desciende hasta la cota de -90 m, continuando en otro pozo muy inestable que detiene la exploración. Con posterioridad el GEAR de Ronda la localiza con el nombre de



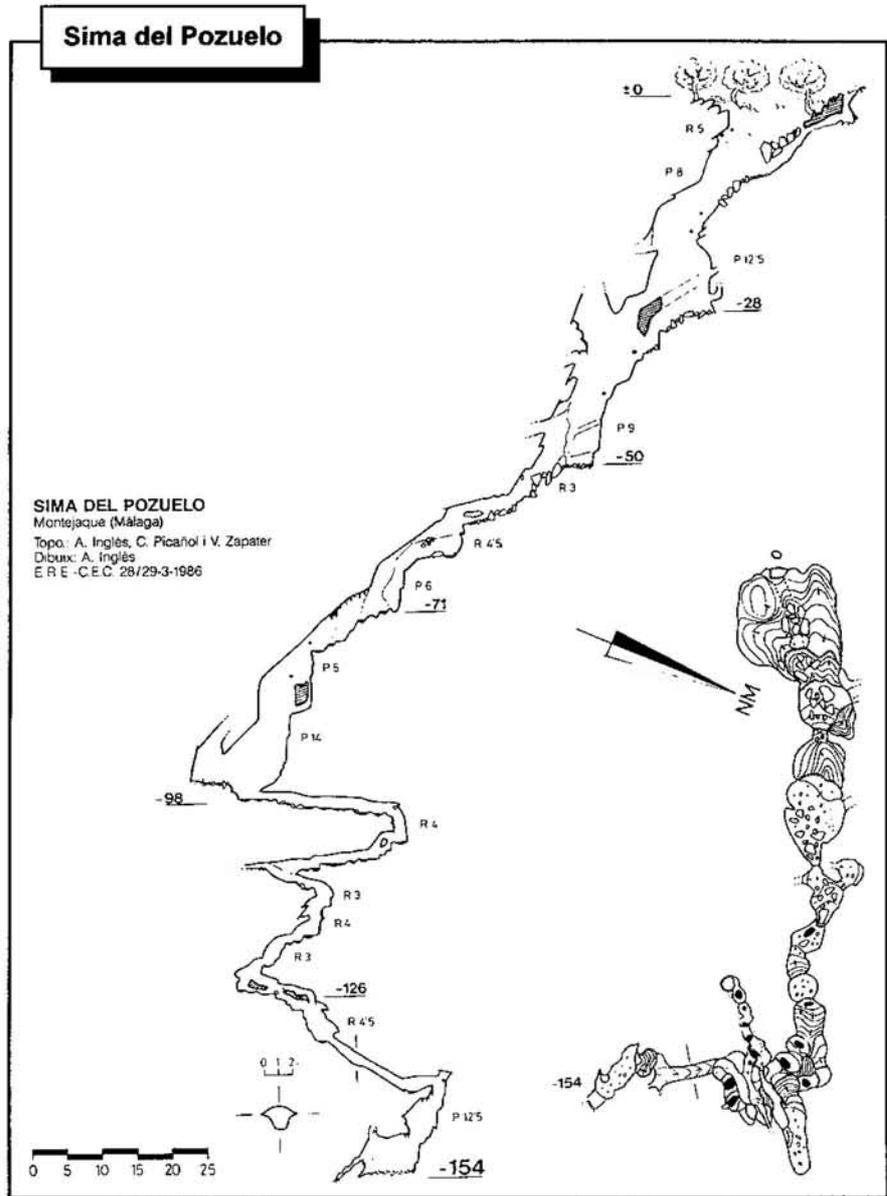
Sima Alcojona, e inicia la exploración y su topografía, alcanzando la cota establecida sin tocar fondo. Fuentes GEOS y Datos inéditos aportados por el grupo GEAR. Sin topografía adjunta.

6) COMPLEJO MOTILLAS, Cortes de la Frontera. (Málaga), Jerez de la Frontera. (Cádiz) .-157 (4.751 m)

Este complejo está formado por los sumideros de Ramblazo y Parralejo, por las cuevas de las Motillas y del Agua y las simas GIE, La Murcielaguina y la de los Cochinos. Se abre entre los cerros Campoy y el de las Motillas, a caballo del límite provincial de Málaga y Cádiz, en la coordenadas UTM para la S. de Ramblazo de 27644 404785 y una altitud de 450 m s.n.m. y para la C. del Agua, 27595 404836 y una altitud de 293 m s.n.m. en la hoja del IGE (1.064) Cortes de la Frontera.

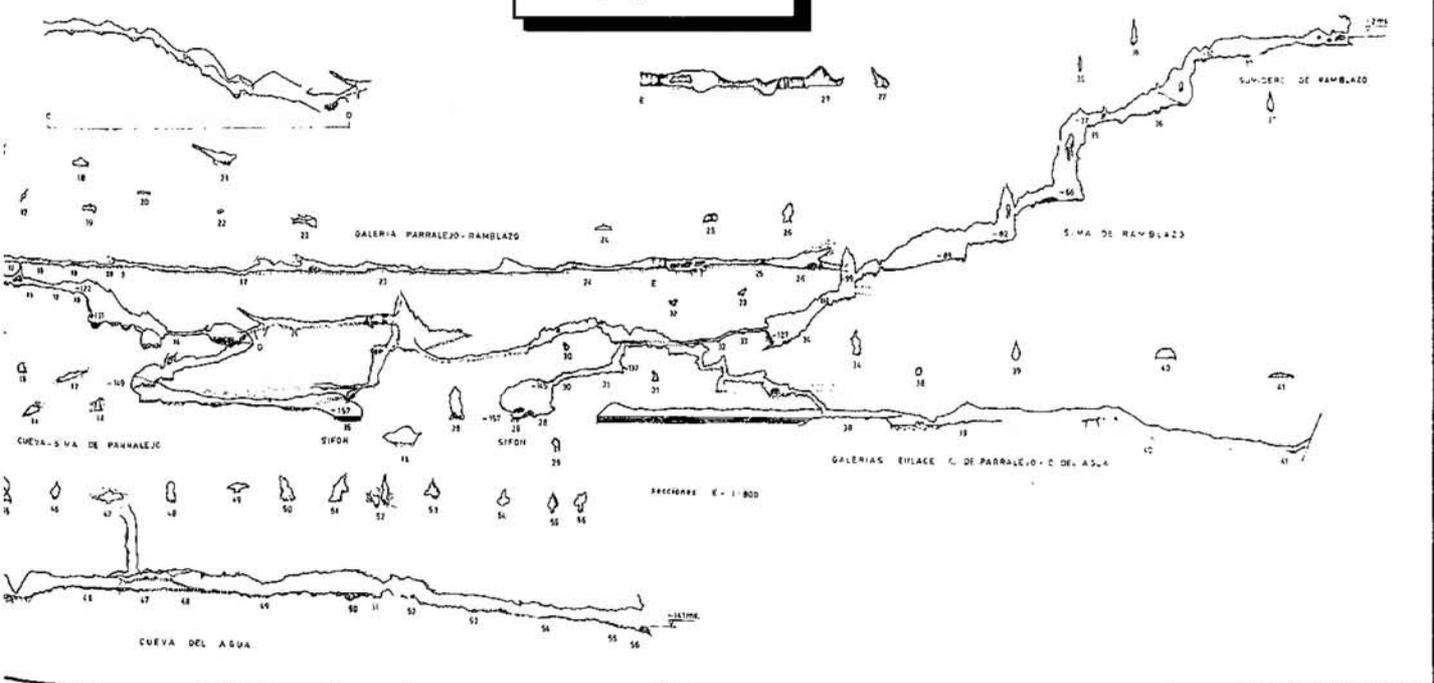
La primera referencia corresponde a la visita del Abate H. Breuil que se realiza en los años 1.912 y 1.919. En el 74 comienzan las exploraciones de los grupos GIEX y GERS de S. Fernando indistintamente, entre el 75 y el 79 se suman a los trabajos de exploración la SEII de Madrid, que conjuntamente con el GIEX realizan el primer levantamiento topográfico de la red.

Este complejo está formado por dos zonas bien diferenciadas: una de absorción de dos torrentes procedentes de la Loma de los Arrieros, con predominante desarrollo vertical, y otra más horizontal de conducción, con galerías activas, vadosas y fósiles.



Sima del Pozuelo (Montejaque, Málaga)
Topografía: E.R.E.-C.E.C.

Complejo Motillas



7) SIMA DEL POZUELO, Montejaque. -154 m

Se encuentra en el Polje del Pozuelo de Montejaque, en la sierra de Líbar y Mojón Alto, en las coordenadas UTM 2953 40648 a una altitud de 910 m s.n.m. en la hoja del IGE (1.050) Ubrique.

La primera referencia data del IV Campamento Nacional en 1.971 y con posterioridad el GEOS de Sevilla realiza la exploración integral de la sima. En 1.986 el ERE del CEC realiza el levantamiento topográfico. El GEOS realiza en 1.989 un nuevo plano.

Esta sima funciona como ponor del polje, continúa con una sucesión de pequeños pozos entre los 3 y 14 metros hasta alcanzar su máxima profundidad.

8) SIMA DE LA UNIÓN, Antequera. -143 m

Se localiza en el Paraje Natural del Torcal de Antequera, a unos 200 m al norte del centro de interpretación del paraje, en las coordenadas UTM 36235 409105 y a una altitud de 1.210 m s.n.m. en la hoja del IGE (1.038) Ardales.

Fue descubierta y explorada en 1.973 por el grupo SPES de Granada. En 1.981 el GES de la SEM realiza el levantamiento topográfico de la Sima.

La cavidad se abre a favor de una gran fractura con dirección E-O, con desarrollo predominante vertical con pozos entre los 5 y 40 m.

9) SIMA DEL NAVAZO VERDE, Antequera, -141 m

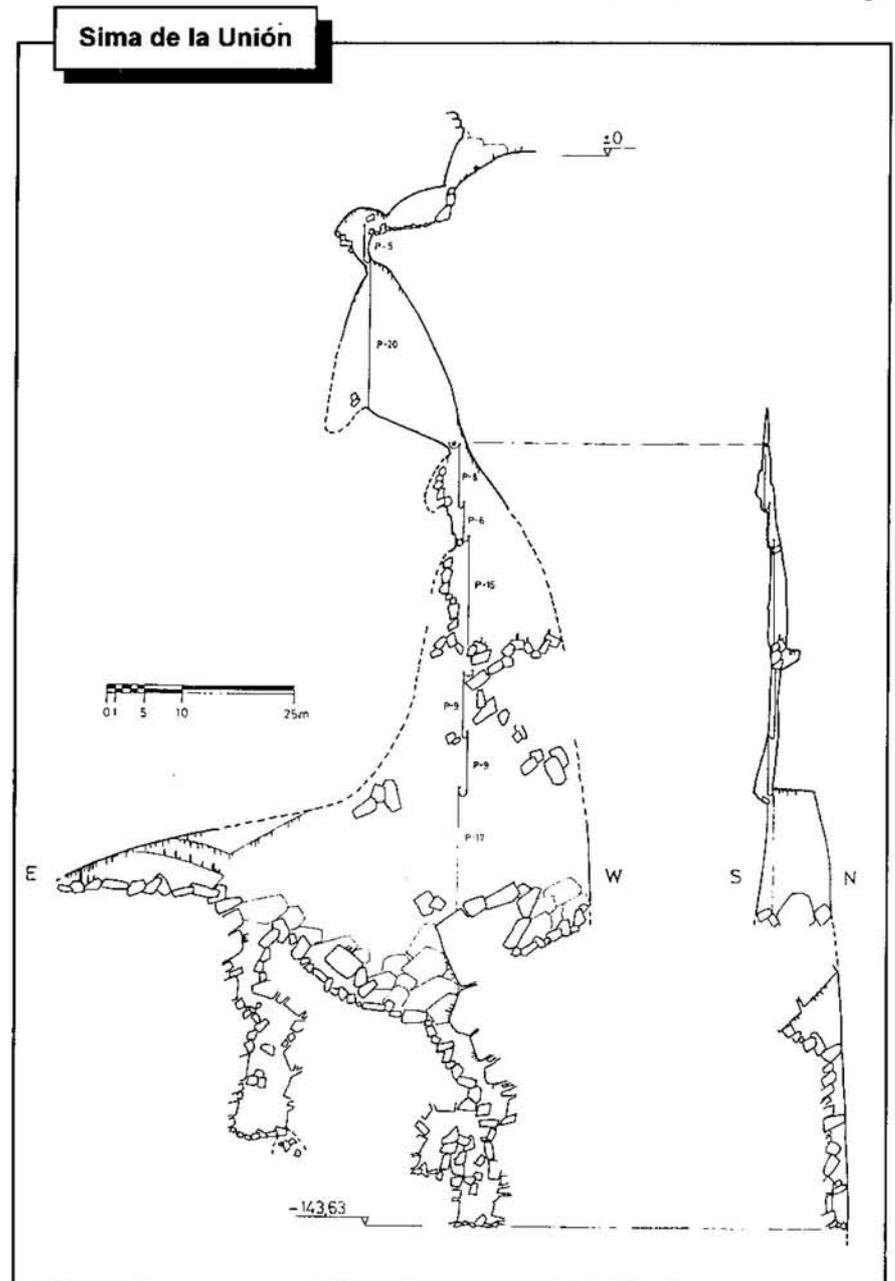
Se localiza en el Paraje Natural del Torcal de Antequera, en las coordenadas UTM 3599 40910 y a una altitud de 1.040 m s.n.m. en la hoja del IGE (1.038) Ardales.

Es descubierta y topografiada por el grupo espeleológico TUPÉCARAS de Antequera en 1.990.

Un pozo de entrada de 61 m muy fraccionado conecta, tras un paso estrecho, con otro de unos 66 m, quedando detenida la progresión por un nuevo paso, forzado con posterioridad alcanzando la cota actual. *Datos inéditos aportados por el grupo espeleológico TUPÉCARAS.*

10) SIMA HONDA, Tolox. -132 m

Abre su boca en los Hoyos del Pilar, cerca de la sima GESM, en la Sierra de la Nieves, a una altitud de 1.700 m

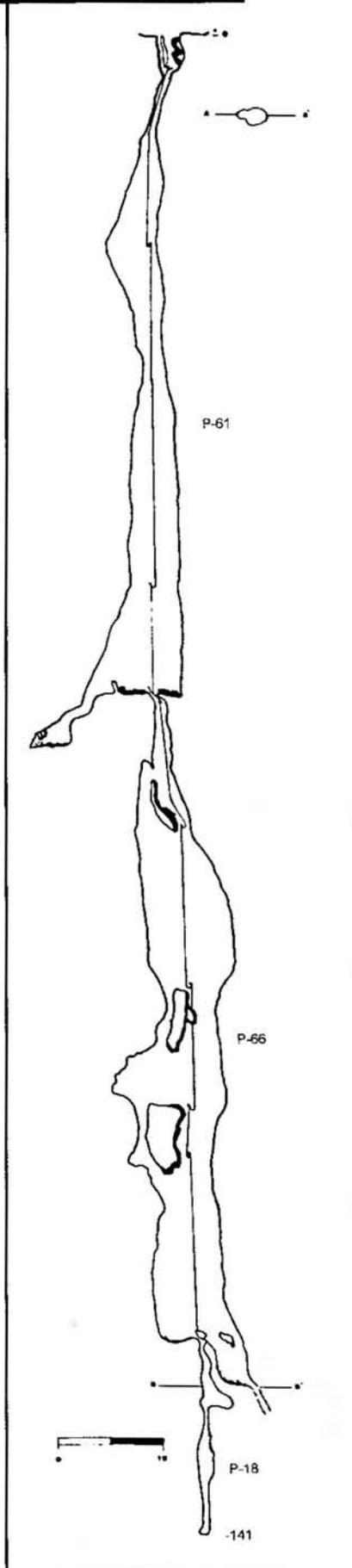


Sima de la Unión (Antequera, Málaga)
Topografía: Sociedad Excursionista de Málaga



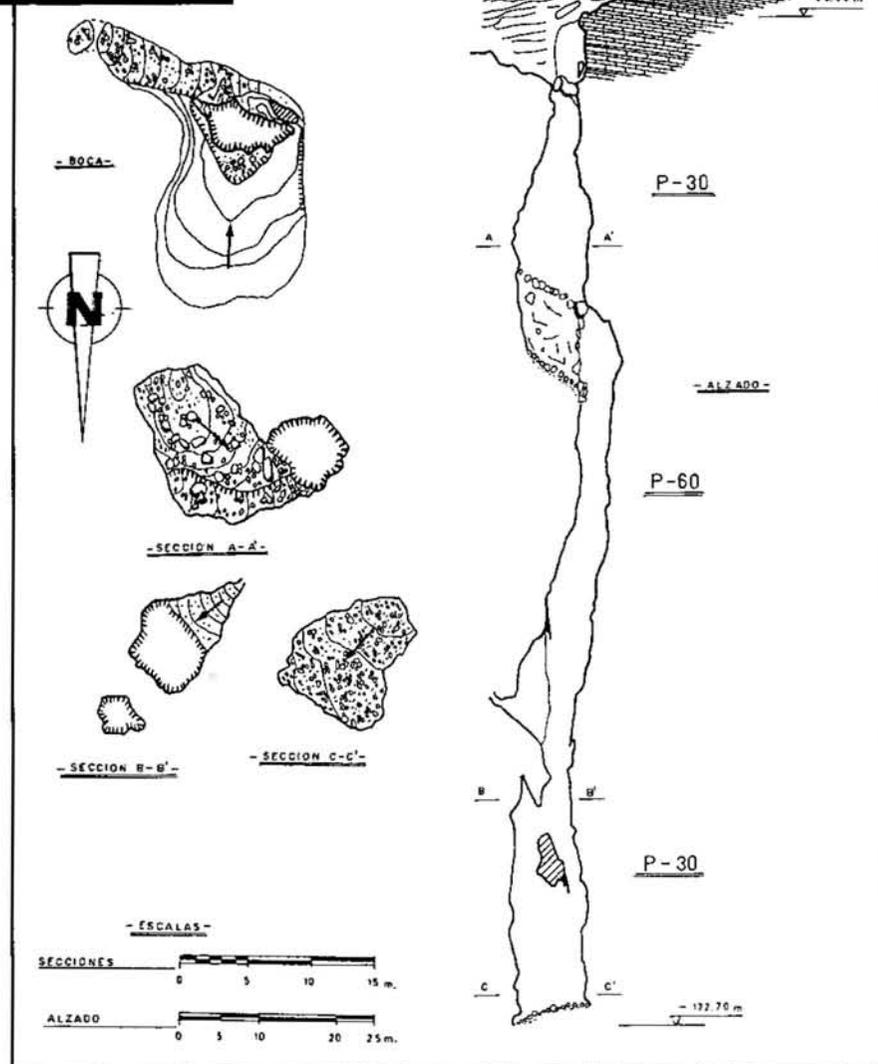
Sima de la Unión

Sima del Navazo Verde



Sima del Navazo Verde
Topografía: G.M.E. Tupécaras

Sima Honda



Sima Honda (Tolox, Málaga)
Topografía: G.E.S. de la S.E.M.

s.n.m. y en la coordenadas UTM 32100 406235 en la hoja del IGE (1051) Ronda.

Es descubierta y topografiada en 1.972 por miembros del GESM. Como consecuencia de su localización en la prospección fue descubierta la Sima GESM.

Presenta un único pozo interrumpido a -30 m por una gran cornisa cubierta de piedras y grandes bloques que hace peligroso el descenso de los últimos 100 m.

11) SIMA NUEVA DEL POZUELO, Montejaque. -132 m

Se localiza en el polje del Pozuelo de Montejaque, a unos 250 m al Noreste de la Sima del Pozuelo, en las coordenadas UTM 2956 40651 y a una altitud de 910 m s.n.m. en la hoja del IGE (1050) Ubrique.

Se descubrió y topografió en 1.986 por el ERE del CEC tras la desobstruc-

ción de sus entradas. Posteriormente el grupo GIEX realiza una nueva topografía.

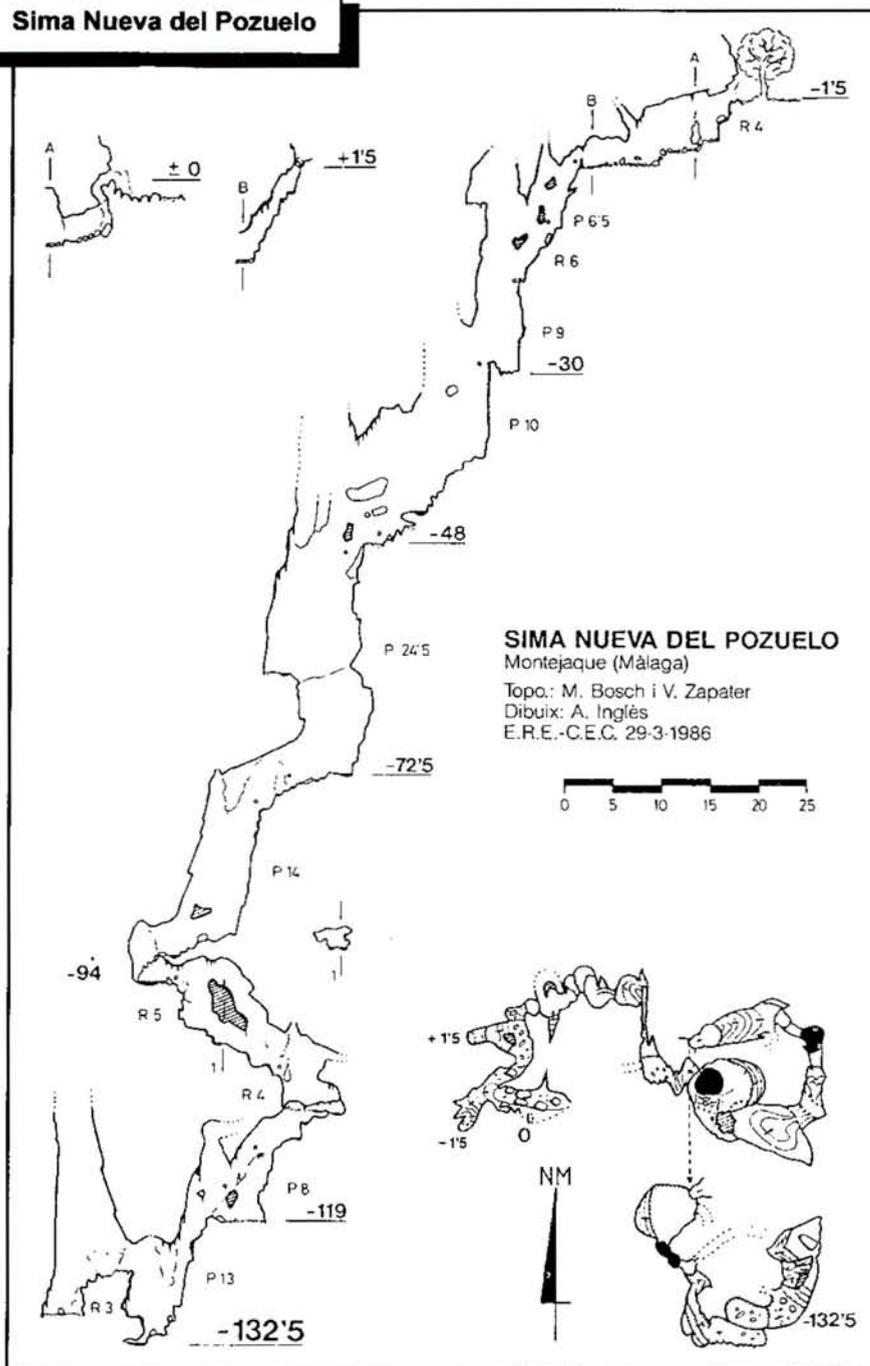
Presenta tres entradas, de las cuales la más fácil de localizar y de penetrar es la más baja. Se caracteriza por una sucesión de rampas y pequeñas verticales entre los 6 y 24 m. Funciona como ponor del polje del Pozuelo de Montejaque y el Baldío.

12) SIMA MONES, Parauta. -130 m

Se localiza en la Sierra de las Nieves en las coordenadas UTM 3718 40618 y a una altitud de 1.445 m s.n.m. en la hoja del IGE (1051) Ronda.

Descubierta por el GES de la SEM en 1.993, y topografiada en el mismo año.

Se trata de una sucesión de pozos sin apenas recorrido horizontal con orientación predominante E-O. Un primer pozo P-35 en forma de campana

Sima Nueva del Pozuelo

Sima Nueva del Pozuelo (Montejaque, Málaga)
Topografía: E.R.E.-C.E.C.

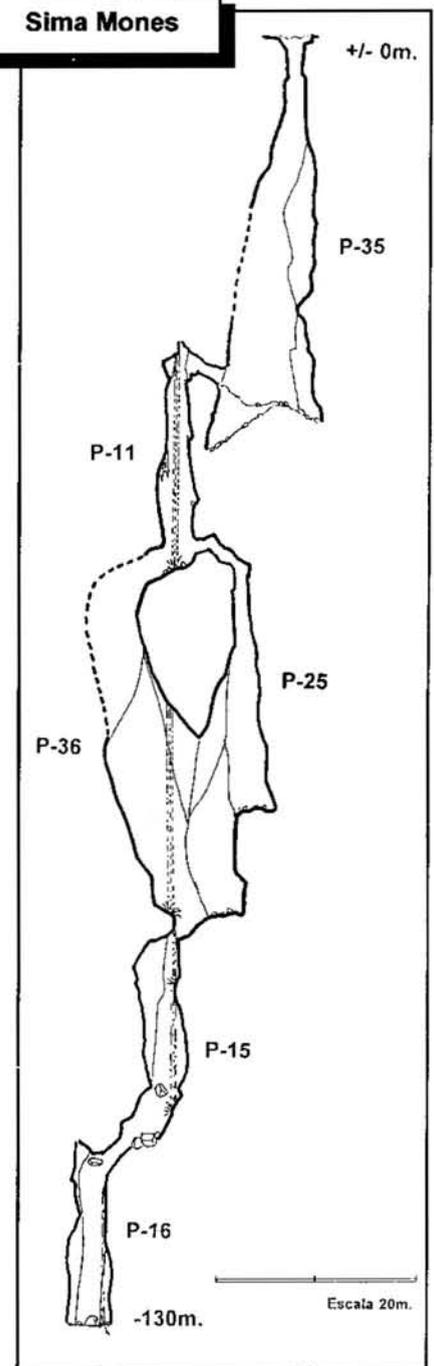
da acceso tras remontar una rampa a un segundo pozo P-11 y en su base se bifurca en dos vías una se estrecha casi impracticable y la otra da acceso a un tercer pozo P-36 con una cornisa intermedia donde se une por encima con la otra vía, al fondo un estrecho paso accede a un cuarto P-15 para conectar con una fuerte pendiente que enlaza con el último pozo P-16.

13) SIMA DEL MADROÑO, Tolox. -129 m

Se localiza en la Sierra de las Nieves, en la hoja del IGE (1.051) Ronda.

Descubierta por el GES de la SEM en 1.990 alcanza la cota -102 m, quedando detenidos por un estrechamiento. Está topografiada hasta esta cota. Con posterioridad se logra forzar el estrechamiento y acceder a nuevos pozos para quedar detenidos por otro paso estrecho, alcanzando la cota reseñada. En la actualidad está en fase de exploración.

La entrada, que se identifica por tener un magnífico ejemplar de Madroño, da acceso a un primer pozo de P-25; tras una rampa existe un P-10, y tras una cornisa le sigue un P-20 que concluye en una estrechez. En este pozo por una ventana se accede a otra cornisa, en la

Sima Mones

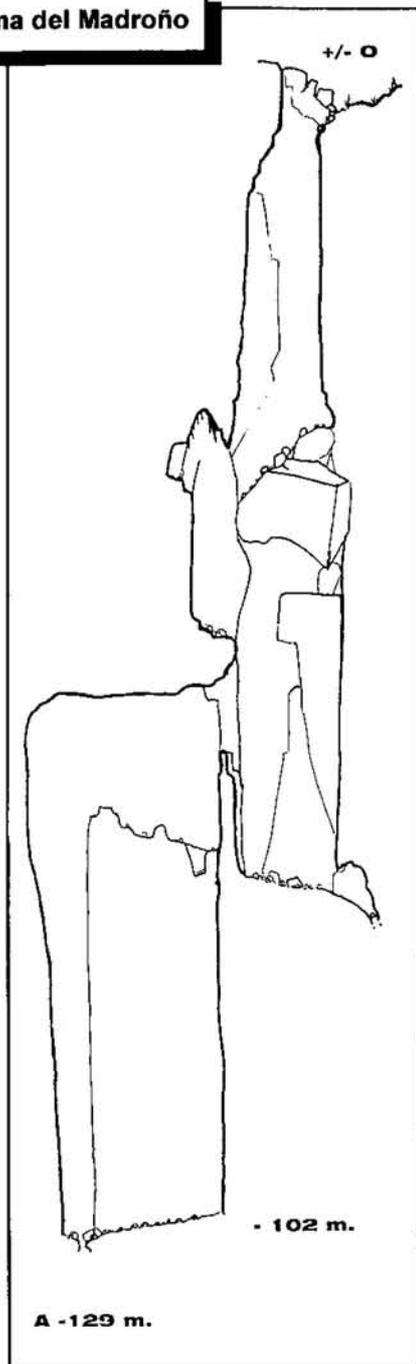
Sima Mones (Parauta, Málaga)
Topografía: G.E.S. de la S.E.M.

que se desploma un nuevo P-34, alcanzando la cota -102; recientemente, en la base de este pozo se ha podido desobstruir un estrecho paso que da acceso a dos nuevos pozos a falta de topografiar. Con la instalación de descenso se estima la cota reseñada.

14) SIMA DEL ÁGUILA I, Antequera. -122 m

Conocida también con el nombre de sima de los Gours. Se localiza en el Karst en yesos de Gobantes, en el cerro del Águila, a una altitud de 470 m s.n.m. y en las coordenadas UTM 34735

Sima del Madroño

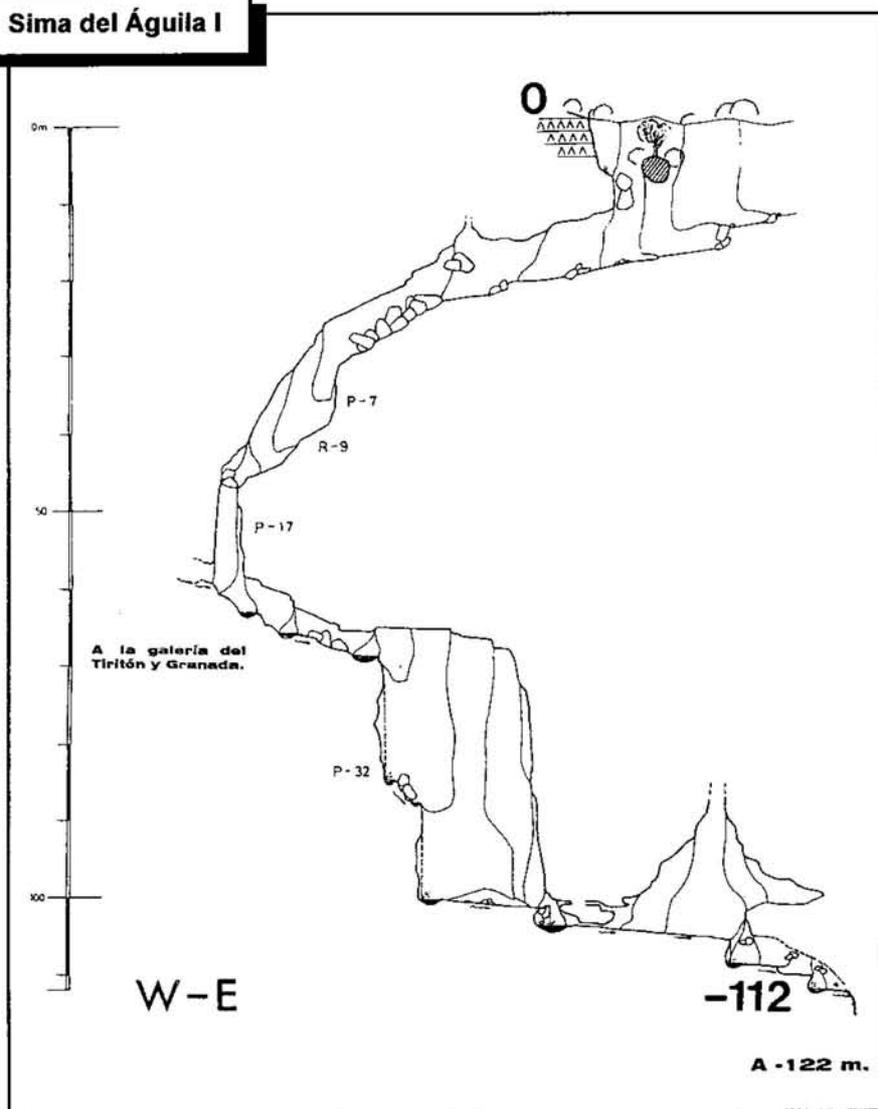


Sima del Madroño (Tolox, Málaga)
Topografía: G.E.S. de la S.E.M.

409365 de la hoja del IGE (1.038) Ardales.

Es descubierta en los años 70 por el GEAC; en 1.980 el GES de la SEM realiza el levantamiento topográfico de lo conocido llegando a la cota -112; en el 88, de nuevo el GEAC supera el sifón en la galería de los gours, quedando detenidos por un segundo sifón. En el 89, junto al grupo espeleológico TUPÉCARAS, topografían la galería, denominándola la del Tiritón. En el 91 La Sociedad de Espeleólogos Granadinos supera el segundo sifón hasta el final de la cavidad, y posteriormente, junto con el GEAC, topografían la galería, denominándola Granada. En el mismo año el

Sima del Águila I



Sima Águila I (Gobantes, Málaga)
Topografía: G.E.S. de la S.E.M.

GES de la SEM fuerza un paso estrecho en el fondo de la sima y desciende 10 m alcanzando la cota mas profunda de la cavidad.

Sin duda se trata de una de las cavidades más sorprendentes del subsuelo andaluz. Su boca se abre en el fondo de un barranco por el que discurre el arroyo del Águila, que se precipita en el interior de la cavidad. Tras unos primeros resaltes, un pozo de 17 m deja en la base una fuerte rampa totalmente concrecionada y recorrida por un arroyo; aguas abajo, nuevos resaltes y un P-32 llevan a la base del pozo, donde se pierde por una estrechez el curso de agua. Forzando este paso se desciende por un estrecho pozo de 10 m a la cota más profunda. Aguas arriba, la cavidad presenta una serie de grandes gours activos para llegar al primer seudosisfón, superado este se recorre la galería del Tiritón de forma meandriforme hasta llegar al segundo sifón y tras de el, la galería Granada hasta hacerse imprac-

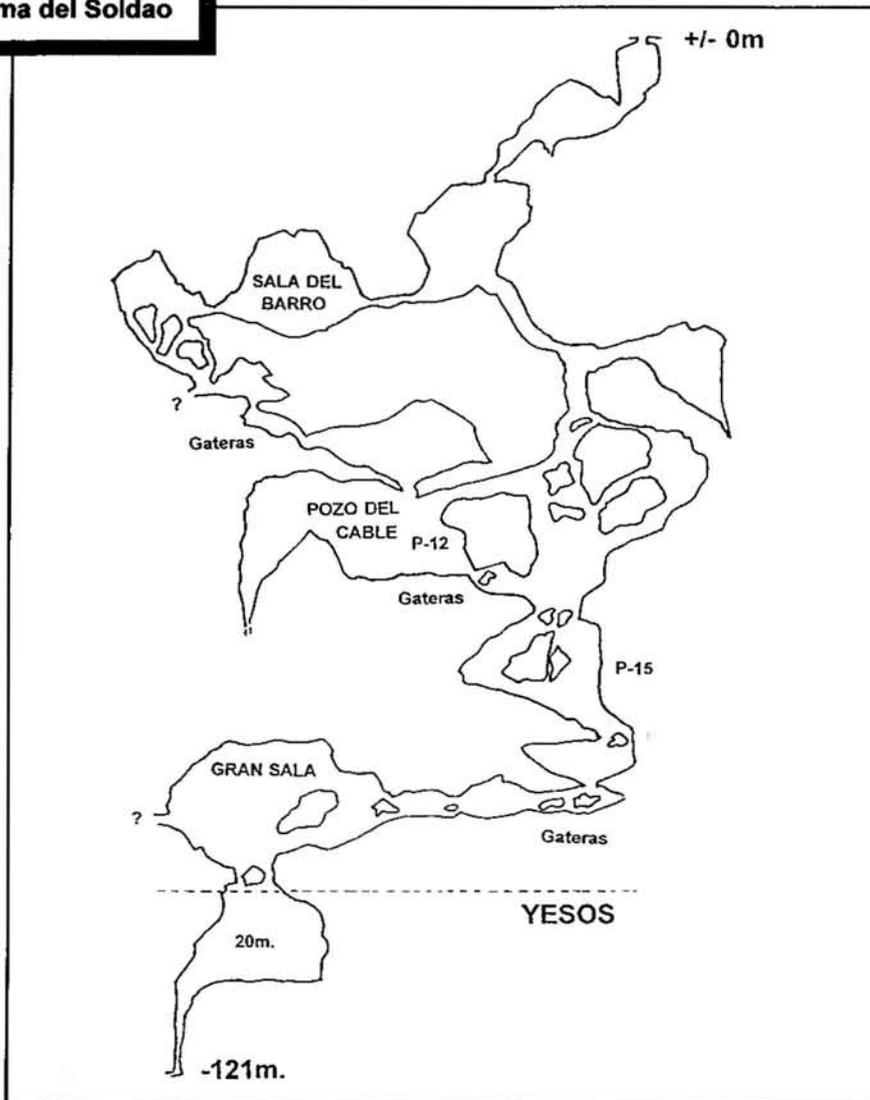
ticable, discurriendo por toda ella el curso del río.

15) SIMA DEL SOLDADO, Mollina. -121 m

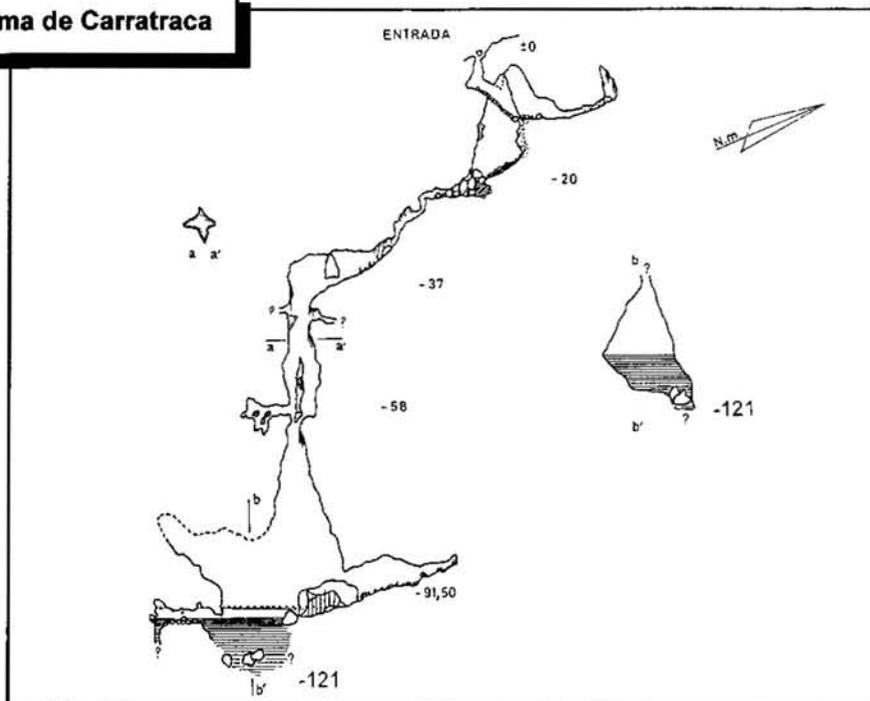
Conocida también con el nombre de Capuchina I, se localiza en el flanco Este de la Sierra de la Camorra, en las coordenadas UTM 3535 41155 a una altitud de 660 m s.n.m. en la hoja del IGE (1.006) Benamejil.

La primeras exploraciones datan de 1.973, realizadas por el grupo espeleológico de Campillos, GEAC. Con posterioridad, en 1.981, el GES de la SEM comienza el levantamiento del plano topográfico de la cavidad en la que aparecen nuevas galerías y vías, en curso de exploración en la actualidad.

Se caracteriza por una sucesión de pozos y corredores siguiendo una única fractura, que como gana profundidad se amplía hasta alcanzar la cota de 100 m, donde contacta con materiales

Sima del Soldao

Sima del Soldao (Mollina, Málaga)
Croquis: J.M. Fernández Sánchez

Sima de Carratraca

Sima de Carratraca o Sima Gorda (Carratraca, Málaga)
Topografía: G.E.S. de la S.E.M.

yesíferos, dándole una morfología espectacular y laberíntica.

16) SIMA DE CARRATRACA, Carratraca. -121 m

Es conocida con los nombres de Sima Gorda o de la Ermita. Se localiza en la Sierra de Baños, en el paraje conocido como la Sierrezuela, por encima del pueblo, en las coordenadas UTM 33795 40805 y a una altitud de unos 600 m s.n.m. de la hoja del IGE (1.038) Ardales.

De conocimiento popular, ya aparece en el Diccionario de Madoz y en el Catálogo de Puig y Larraz. Fue explorada y topografiada por el GESM en 1.973 hasta la profundidad de -91 m, a la altura de un gran lago que inunda la totalidad de su planta; posteriormente el GES de la SEM se introduce en el sifón hasta alcanzar la cota actual.

La estrecha entrada da acceso a una serie de salas conectadas por escarpes y pasos estrechos con fuertes pendientes, hasta alcanzar un pozo vertical dividido en la mitad por una obstrucción de bloques, para llegar al nivel del lago.

17) SIMA AZUL, Antequera. -114 m

Se localiza en el Paraje Natural del Torcal de Antequera, a unos 500 m al Norte del centro de interpretación del paraje, en las coordenadas UTM 3625 409115 y a una altitud de 1.220 m s.n.m. en la hoja del IGE (1.038) Ardales.

Las primeras exploraciones las llevan a cabo los grupos GEMA y GESM por los años 70. En 1981 el GES de la SEM realiza su exploración integral y su topografía.

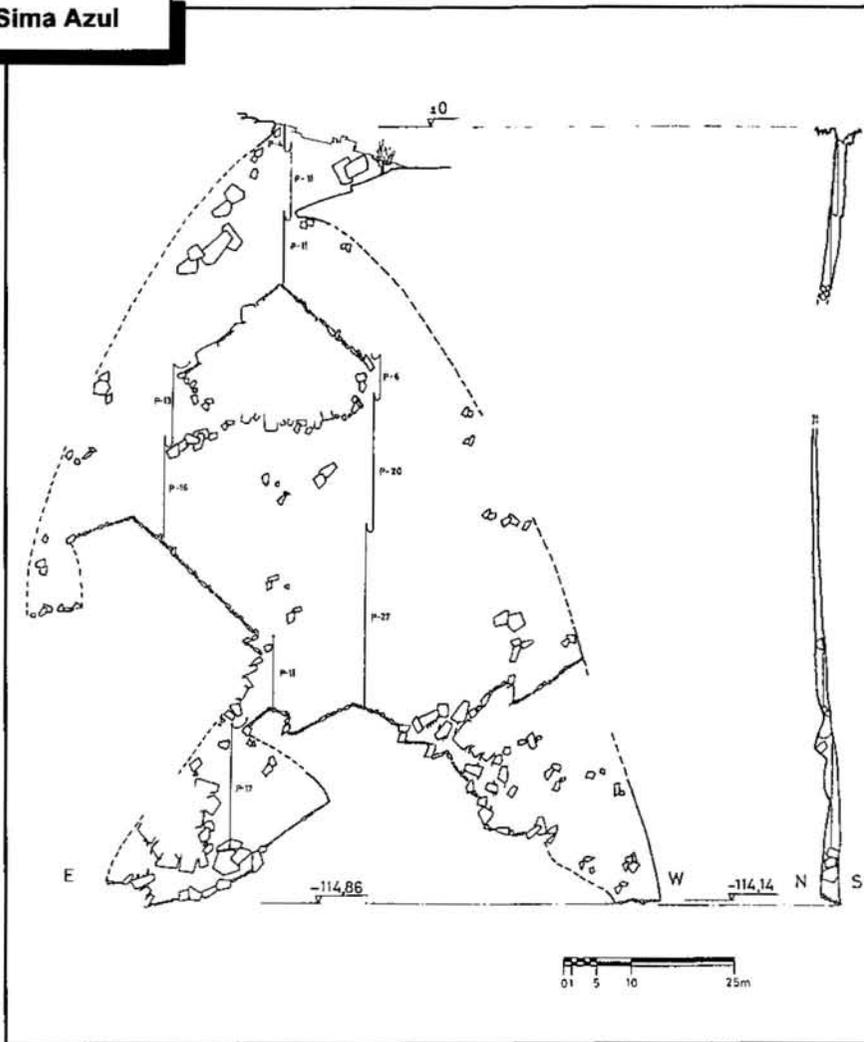
La cavidad se abre a favor de una fractura con dirección preferente E-O; una sucesión de verticales y rampas de bloques discurren encajados entre las paredes, en dos vías paralelas, hasta alcanzar entre los bloques la cota más profunda.

18) SIMA ERÓTICA, Yunquera. -103 m

Se localiza en la Sierra de la Nieves, en la falda del pico Enamorados, en las coordenadas UTM 3214 40649 y a una altitud de 1.725 m s.n.m. en la hoja del IGE (1.051) Ronda.

Fue descubierta y topografiada por el GES de la SEM en 1.987.

Presenta un P-27 de entrada, seguido de un corto meandro que conecta

Sima Azul

Sima Azul (Antequera, Málaga)
Topografía: Sociedad Excursionista de Málaga

con una serie de resaltes y rampas que alcanzan la cabecera de un P-53 con unos 5 m de diámetro, en cuya base se alcanza la máxima profundidad y sin posibilidad de continuar.

19) SIMA DE MARCHAMONAS II, Periana. -101m

Se encuentra en la vertiente SE del cerro de Marchamonas, a una altitud de 1.070 m s.n.m. y en las coordenadas UTM 955 917 en la hoja del IGE (1.040) Zafarraya.

Sima descubierta por el GES de la SEM en 1.980 y topografiada en Diciembre del mismo año.

Cavidad encajada en una fractura con orientación predominante NW. Presenta dos vías de penetración: la más al SE, tras un P-20 con una cornisa intermedia, y al final de una pendiente, alcanza la cota -45 sin posibilidad de continuación; la otra vía parte del punto más alto de la entrada, con un P-32 con numerosos bloques encajados entre sus paredes, y en la base, tras descend-

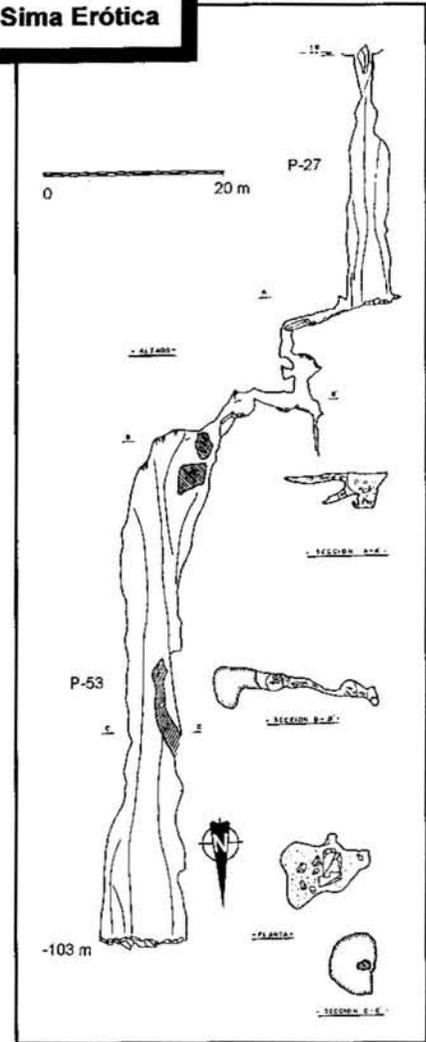
er por una rampa y superar unos bloques, se accede a una serie de rampas que comunican con el último pozo, un P-45 interrumpido por bloques encajados y una gran cornisa intermedia.

20) CUEVA DE LOS ÓRGANOS, Mollina. -100 (1.600 m)

Se localiza en el cerro de la Camorra, a una altitud de 650 m s.n.m. y en las coordenadas UTM 35355 41154 de la hoja del IGE (1.006) Benamejí.

De conocimiento popular, fue visitada en 1.919 por el Abate H. Breuil. En 1.976 SGEF realiza estudios espeleológicos y en 1.981 el GES de la SEM realiza el levantamiento topográfico.

Se accede a la cavidad por dos entradas; la situada más al Norte, la más cómoda, conecta con una galería descendente de grandes dimensiones que lleva a una gran sala de 80 por 50 m y una altura entre 10 y 16 m con el suelo ocupado por un caos de bloques; al SE de la sala se alcanza la máxima profundidad.

Sima Erótica

Sima Erótica (Yunquera, Málaga)
Topografía: G.E.S. de la S.E.M.

21) CUEVA DE LA PILETA, Benaoján. +/-72 (2.000 m)

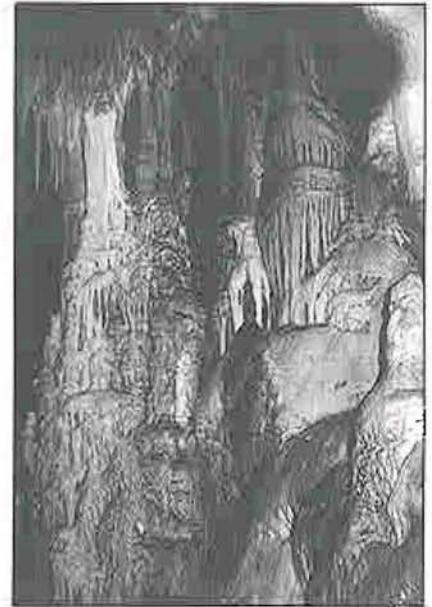
Cerca del cortijo de La Pileta, en la carretera comarcal que une Benaoján y la Estación de Cortes, en la Sierra de Líbar, a una altitud de 700 m s.n.m. y en la hoja del IGE (1.050) Ubrique.

De conocimiento popular, en 1.911 W. Vernet (que la diera a conocer al mundo), en su recorrido por la región oyó contar diversas historias de la Cueva de los Murciélagos, de los Letreros o de la Reina Mora, pues con los tres nombres era conocida en la fecha. Acompañado por los conocedores del lugar, como Tomás Bullón, quedó impresionado por la cavidad, que dio como resultado la publicación de la Serranía de Ronda con el título "La Salvaje España". H. Breuil se interesó por dicho relato y la visitó en 1.912 junto con Obermaier y Cabré, publicando su trabajo La Pileta à Benaoján, quedando esta denominación hasta nuestros días.

En 1.924 fue declarada Monumento Nacional, y en 1.926 se abrió la boca

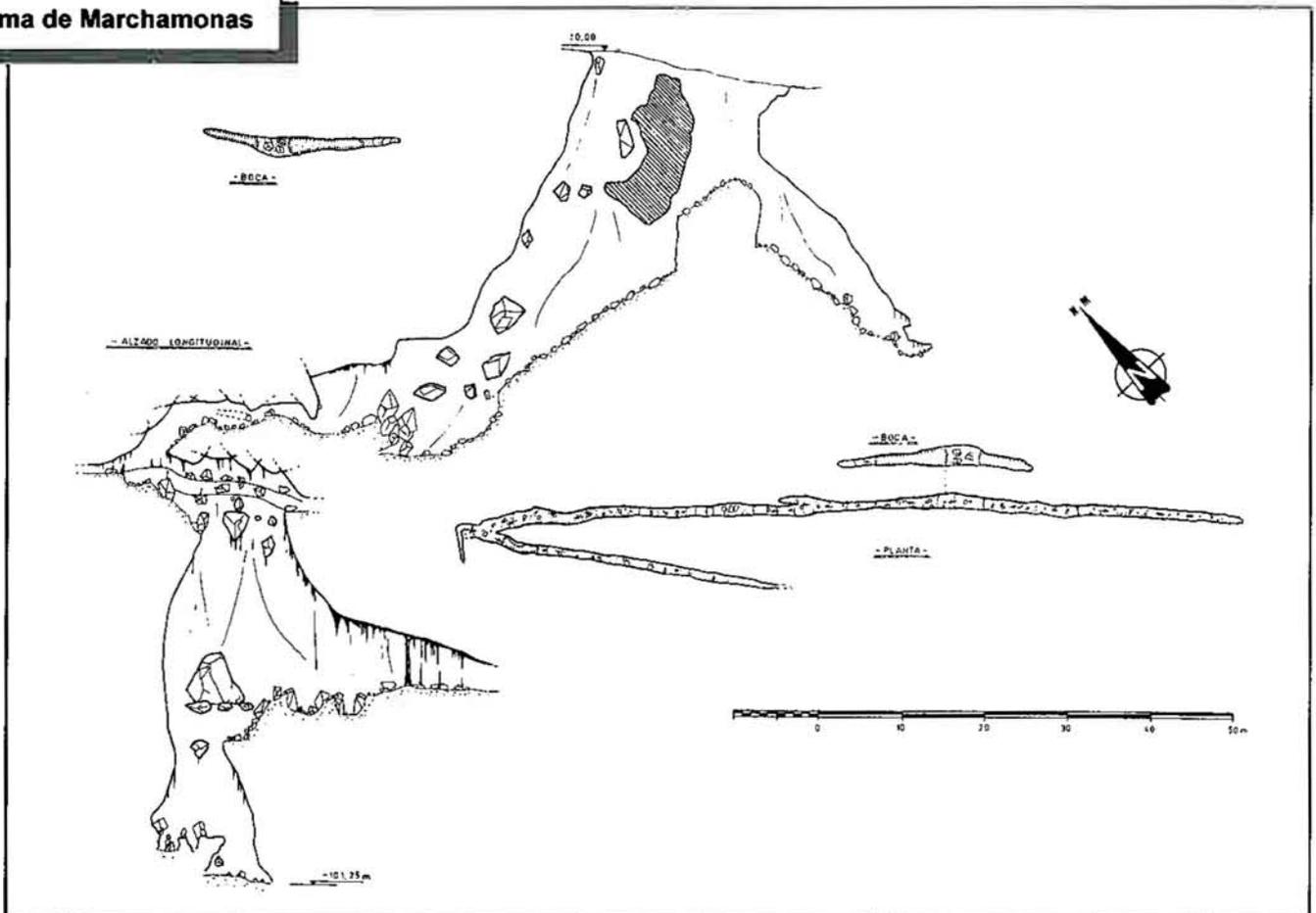


Cueva de los Órganos



Cueva de la Pileta

Sima de Marchamonas



Sima de Marchamonas II (Periana, Málaga)
Topografía: G.E.S. de la S.E.M.

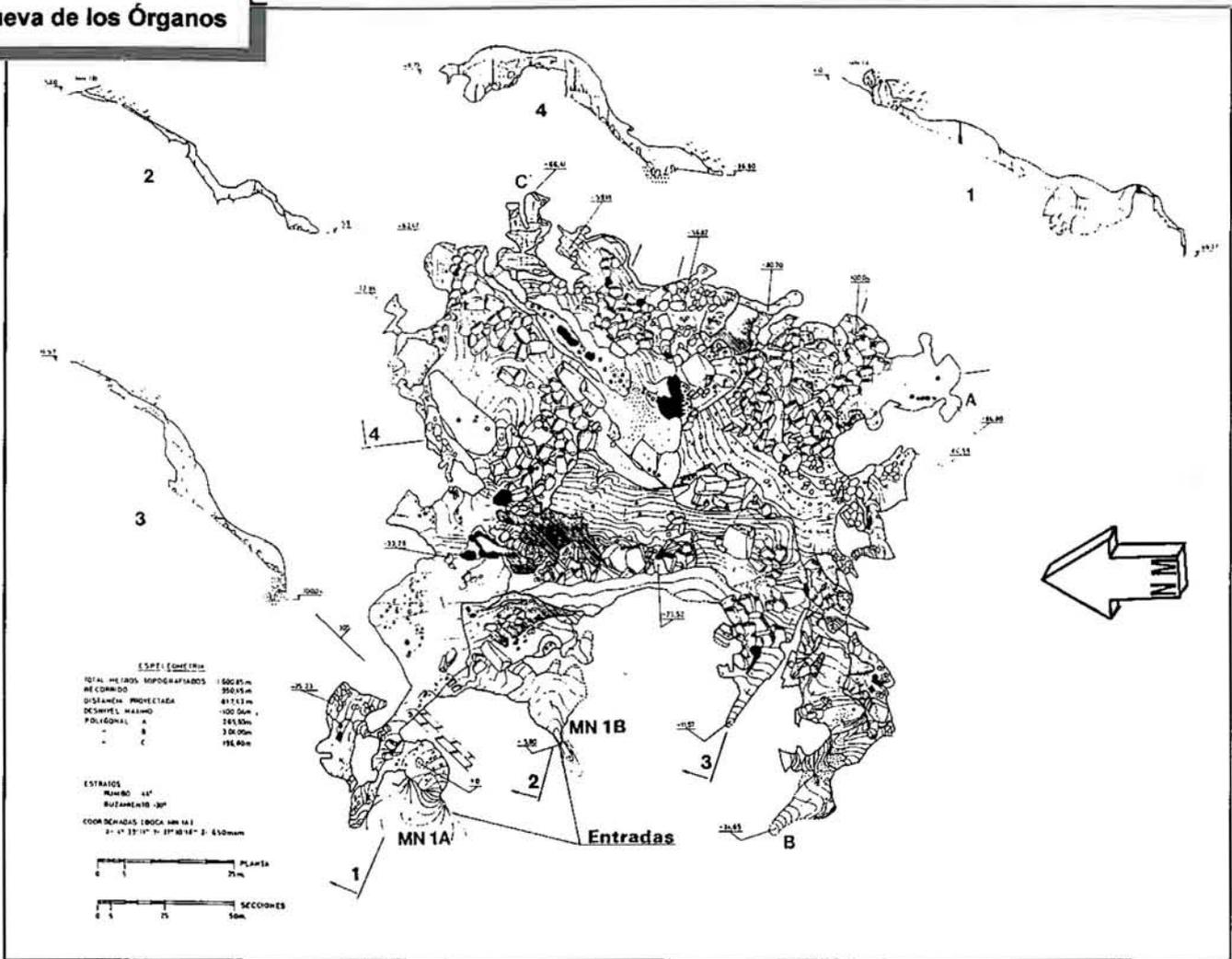
artificial actual para facilitar su visita. El enigma milenario de la Cueva de la Pileta queda al descubierto el día 7 de Julio de 1.944, al bajar por primera vez al fondo de la Gran sima, pendiente de una cuerda, el teniente Blas Castro, miembro de la SEU y dirigido por Simeón Giménez Reyna; además reali-

zan una primera topografía de la cueva. En 1.971 en el IV Campamento Nacional de espeleología se realiza un nuevo levantamiento topográfico; en los años siguientes el SEM de Marbella realiza el último plano hecho de la cueva. En 1.993, a la mediación de la Gran Sima, el GER de Ronda notificó en la prensa

local el descubrimiento de una nueva galería, actualmente en estudio por el GEOS de Sevilla.

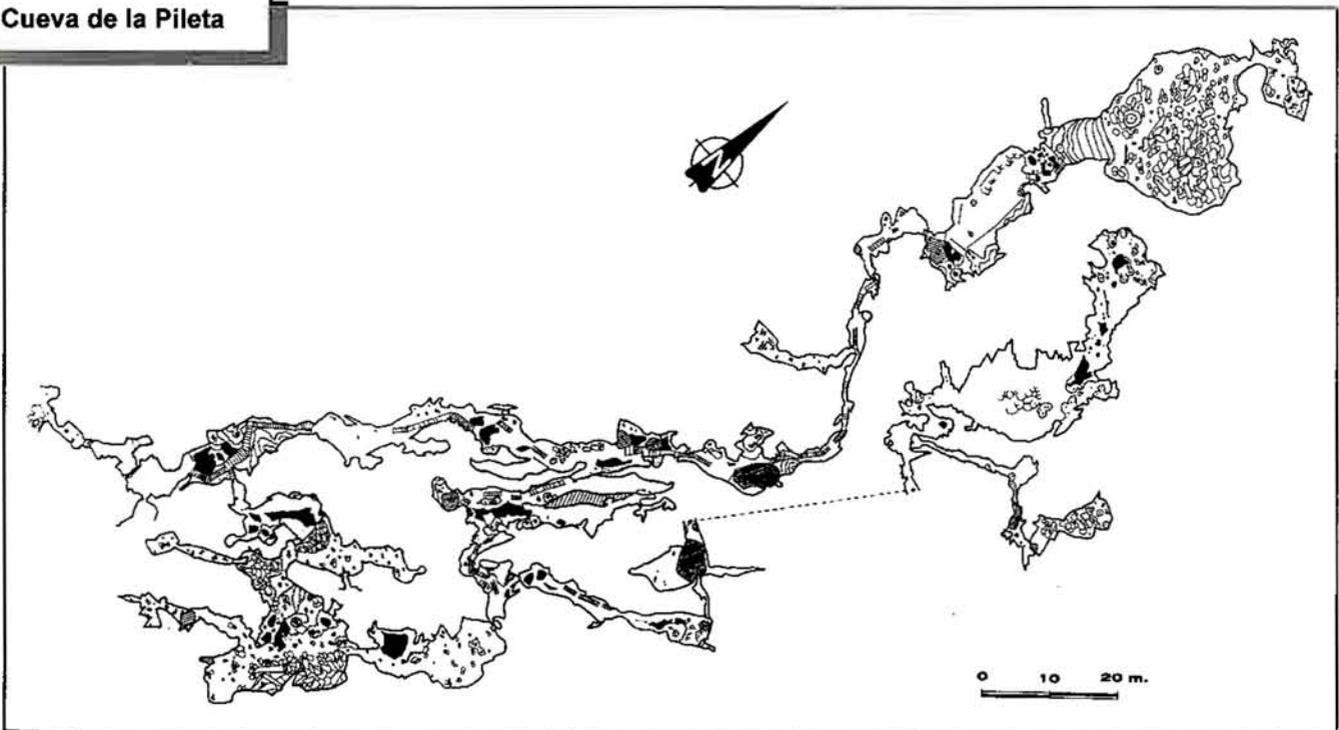
La cueva presenta tres bocas; la artificial, por donde se realiza el acceso y otras dos entradas naturales: La Sima de las Grajas, por donde fue descubier-

Cueva de los Órganos



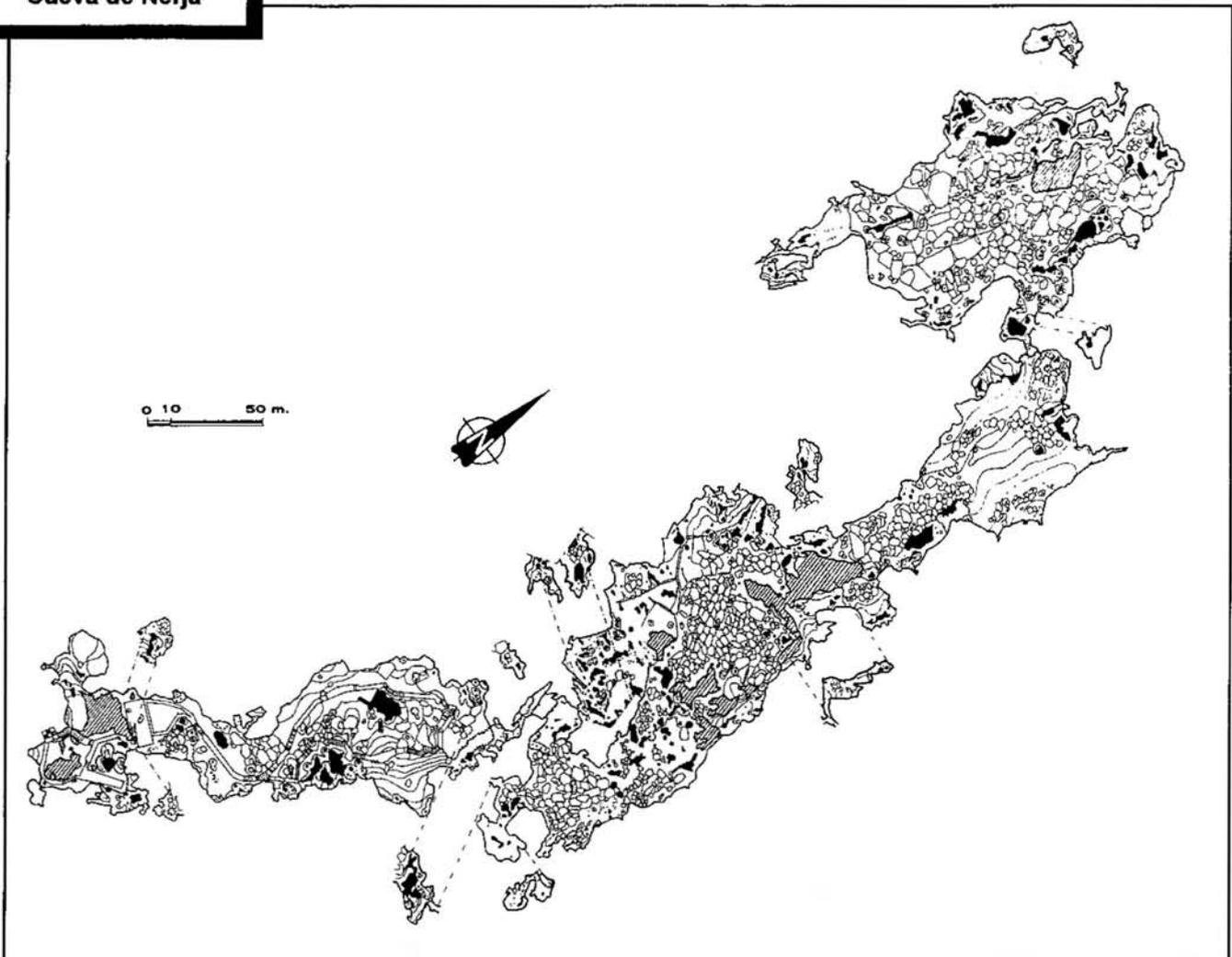
Cueva de los Órganos (Mollina, Málaga)
 Topografía: G.E.S. de la S.E.M.

Cueva de la Pileta



Cueva de la Pileta (Benaolán, Málaga)
 Topografía: Sección Espeleológica Marbellí

Cueva de Nerja



Cueva de Nerja (Nerja, Málaga)
Topografía: G.E.S de la S.E.M.



Cueva de Nerja (Columnas de Hércules)

ta, y la Cueva de la Vacas, actualmente colmatada.

El conjunto de la cavidad constituye una red laberíntica, de carácter básicamente horizontal, con un desarrollo en torno a los 2.000 m, y posee numerosas salas y galerías orientadas a la dirección N 120° - 125° E. Al final de la galería principal se precipita la Gran Sima con un desnivel desde la bóveda a su base de 72 m. Posee un rico yacimiento arqueológico y magníficas representaciones de arte rupestre. Está habilitada para su visita turística.

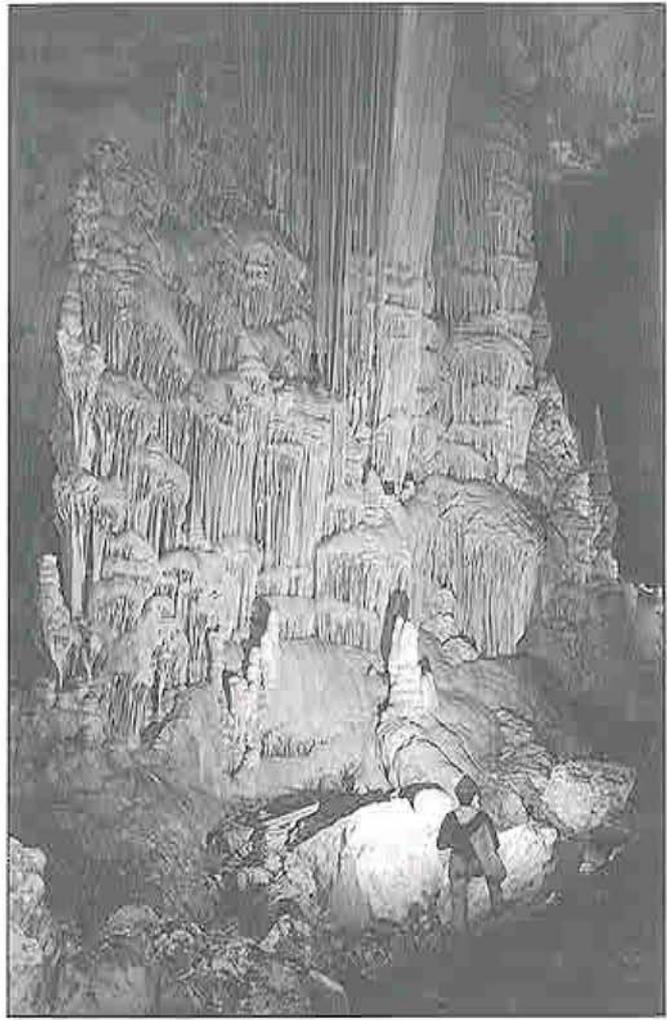
22) CUEVA DE NERJA, Nerja.
+/-68 (4.823 m)

Se localiza al Norte de Maro, a 154 m s.n.m. en la falda de la Sierra de Almirajara. en las coordenada UTM 4704 69009 de la hoja del IGE (1.055) Motril.

Fue descubierta en 1.959 al forzar un paso estrecho en la cueva conocida popularmente como la Mina del Cementerio por jóvenes de Maro, y a finales del mismo año se descubren las



Cueva de Nerja (Colada de la Montaña)



Cueva del Tesoro o del Higuero

galerías altas. Al año siguiente se constituye el Patronato y comienzan los trabajos para su habilitación al turismo; el 12 de Junio de 1.960 se inauguran las instalaciones actuando en la cueva el Ballet la Tour de París. En 1.961 es declarada Monumento Histórico Artístico y en 1.970, once años después, se descubren por la Sección del Museo Arqueológico de Málaga las Galerías Nuevas. Con posterioridad trabajan los grupos GEMA y ALCOY levantando sendos planos de todo el conjunto de galerías; en 1.980 El GES de la SEM realiza un nuevo levantamiento topográfico y un estudio general de la cavidad; en 1.994 la misma entidad realiza un trabajo de informatización de la topografía de la Cueva de Nerja.

La Cueva posee en la actualidad tres bocas; dos de ellas naturales que acceden a la galería de la Mina y la tercera la habilitada para acceder a las galerías visitables por cómodos pasillos y escaleras en su primer tercio. El resto no posee instalaciones. La cueva en general tiene una orientación S-N y consiste en una serie de gigantescas salas en rosario separadas entre sí por grandes

desprendimientos o barreras densas de espeleotemas, culminando en la espectacular sala de la Montaña. Es de destacar además de su magnitud, la riqueza de su ornamentación, su yacimiento arqueológico y manifestaciones de arte rupestre.

23) CUEVA DE ZARZALONES, Yunquera. -67 (1.000 m)

Al Norte de la Sierra de las Nieves nace el río Grande en la cueva de Zarzalones, a una altitud de 448 m s.n.m. y en las coordenadas UTM 7555 5710 en la hoja del IGE (1.051) Yunquera.

En exploración, es el mayor sifón explorado en la actualidad en toda Andalucía, donde han participado espeleobuceadores de todo el país, los trabajos de topografía los lleva acabo el GES de la SEM.

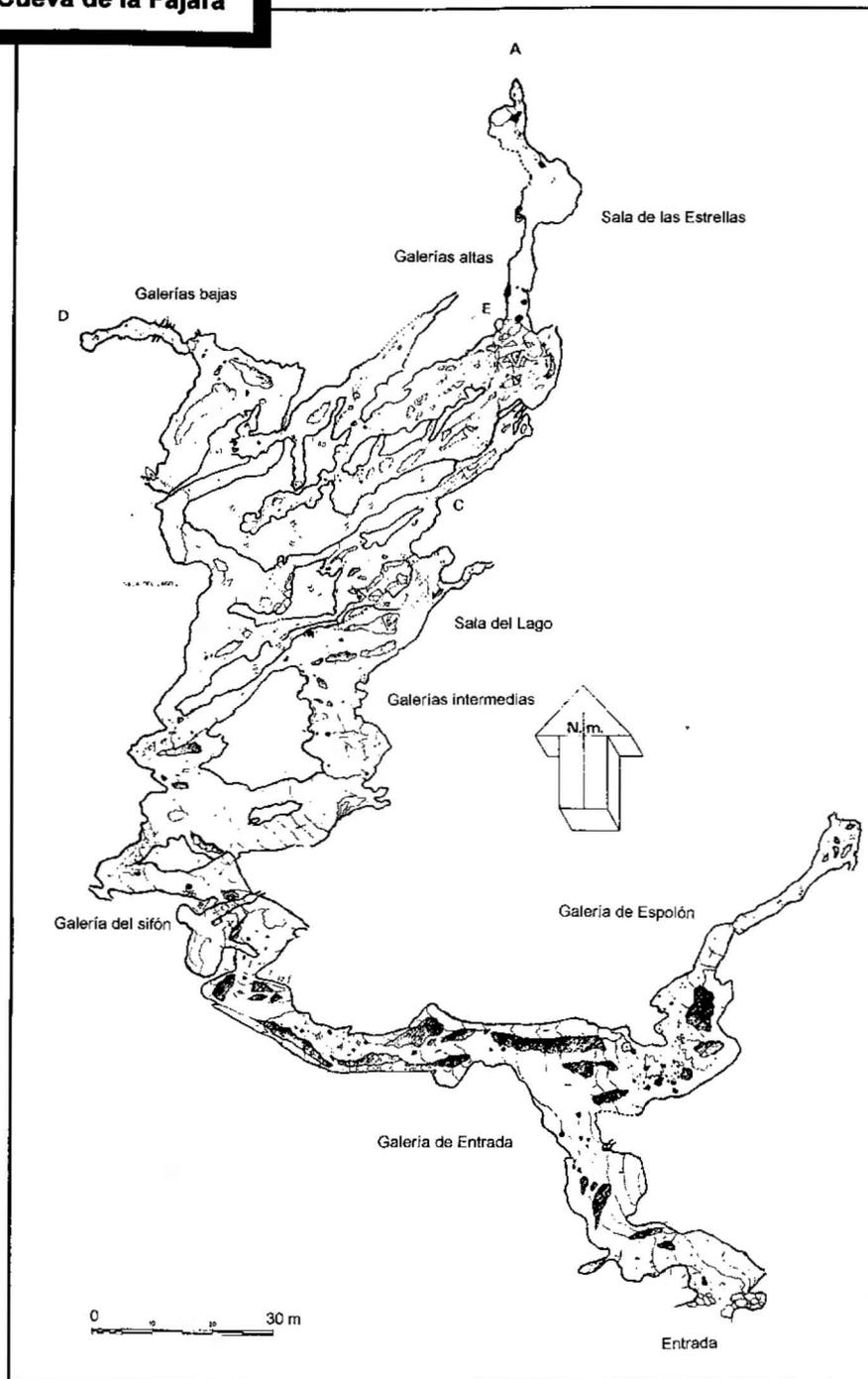
La cavidad tiene dos entradas que se sifonan a escasos metros de la entrada; ambas dan acceso a una primera galería sifonada con varias burbujas. En la margen izquierda arranca la galería seca, al fondo se bifurca y a la derecha

nos conduce a la galería de la punta a una cota de -67 m por la que continúa en forma descendente; a la izquierda se llega a la otra entrada de la galería seca, y un poco más adelante a la plazoleta donde se bifurca de nuevo en varias galerías de grandes secciones que se unen entre sí por otros conductos, alcanzando la red conocida más de un kilómetro de recorrido, no topografiados en su totalidad, pero medido por la cuerda guía extendida en la exploración.

Está constatado por medio de trazadores la interconexión del curso subterráneo de la Sima GESM con la Surgencia de Zarzalones, lo que daría al sistema, si se conectase, un desnivel superior a los 1.300 m.

24) CUEVA DEL TESORO, Rincón de la Victoria. -55 (1.513 m)

Se sitúa en el lugar conocido como el Cantal Alto, en la coordenadas UTM 945 1110 y a una altitud de 87 m s.n.m. de la hoja del IGE (1.053) Málaga, para

Cueva de la Fájara

Cueva de la Fájara (Canillas de Aceituno, Málaga)
 Topografía: Sociedad Excursionista de Málaga

gica, y es el primer plano de una cueva que se realiza en Málaga. Con posterioridad, en el siglo XIX, pasó a denominarse cueva del Suizo, personaje que trabajó en la búsqueda del tesoro hasta su muerte, en 1.847, tras la explosión de un barreno en la cueva. Laza Palacios, continuó en el presente siglo su búsqueda y promovió la habilitación turística de la cavidad con la denominación actual de la Cueva del Tesoro. La última topografía fue realizada por el GES de la SEM en 1.986.

La cueva se compone de un amplio volumen subterráneo formado por la coalescencia de varias cavidades natu-

rales, unidas artificialmente y ampliadas por medio de la excavación y vaciado de salas y galerías así como la realización adicional de túneles artificiales como consecuencia de los esfuerzos por localizar el pretendido tesoro. Posee siete entradas, todas ellas cerradas con construcciones y verjas, quedando el antiguo pozo del Suizo habilitado incluso con ascensor para su visita turística. La cavidad es predominantemente horizontal, con su particular morfología en forma de gruyère. En la galería del Higuérón existen interesantes pinturas paleolíticas.

25) CUEVA DE LA FÁJARA,
Canillas de Aceituno.
+/-50 (1.445 m)

Se localiza junto al nacimiento del río Bermuza, en el paraje conocido como la Fájara, a una altitud de 430 m.s.n.m y en las coordenadas UTM 2340 2690 de la hoja del IGE (1.040) Zafarraya.

De conocimiento popular, ya hay constancia escrita en el diccionario de Madoz en 1.845 y recopilada en 1.896 por Puig y Larraz en el Catálogo de Cuevas y Simas de España. Sólo era conocido un tramo inicial hasta que en 1.976 el GES de la SEM fuerza un laminador ascendente y descubre la continuación de la cavidad, deteniéndola una galería sifonada. A finales del verano del mismo año, en una nueva visita, comprueban que el lago se había secado, permitiendo la continuación. La topografía integral se culminó en 1.979.

De forma esquemática, la cueva de la Fájara posee tres pisos o niveles de cavernamiento, que acogen a un curso de agua que circula por una red activa no transitable y que mana en el manantial de la Fájara, que en épocas de lluvias se activa y sifona la totalidad de la cavidad.

26) CUEVA SIMA DEL NEGRO,
Antequera. +/-50 (1.235 m)

Se localiza al Oeste de Antequera, cerca del cortijo las Perdices, en las coordenadas Geográficas: X= 37° 00 46 Y= 4° 39 20 y a una altitud de 550 m s.n.m. en la hoja del IGE (1.023) Antequera.

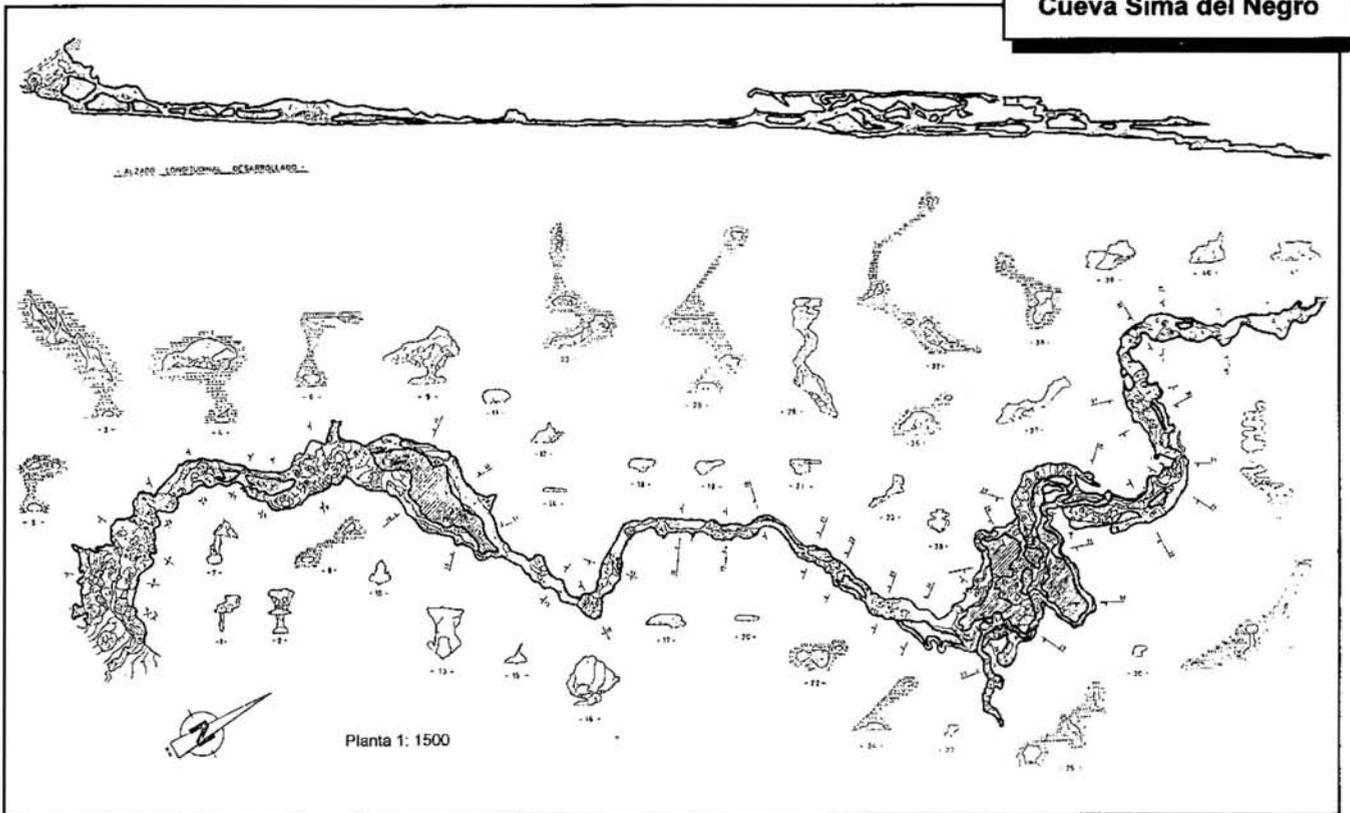
Descubierta y explorada por el GES de la SEM en 1.980, que a la vez levantó su topografía.

Es la mayor cavidad en yesos conocida en la provincia de Málaga. Está formada por una galería general de 450 m y -47 m de desnivel y durante su desarrollo presentan niveles fósiles de galerías, meandros y tubos que llegan a formar hasta cinco niveles superpuestos. En el inferior circula un pequeño cauce, que en el tramo central de 200 m, semi inundado por su escasa sección, tiene el riesgo de sifonarse incluso con escasas lluvias, por lo que es peligroso aventurarse en ella.

27) CUEVA DE DOÑA TRINIDAD,
Ardales. +/-34 (1.577 m)

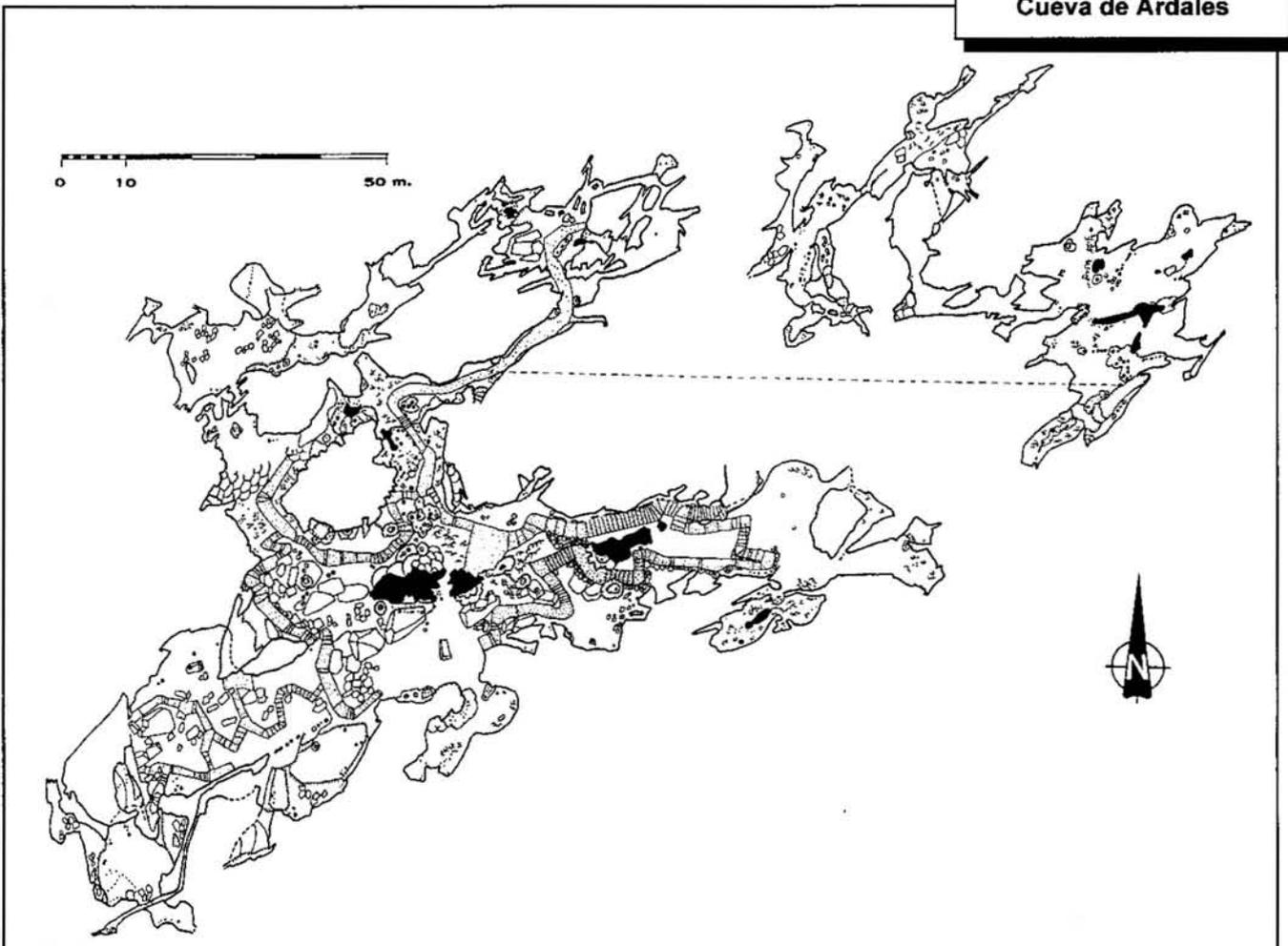
Se encuentra en la falda Este del cerro de la Calinoria, a una altitud de 565 m s.n.m. y en las coordenadas UTM

Cueva Sima del Negro

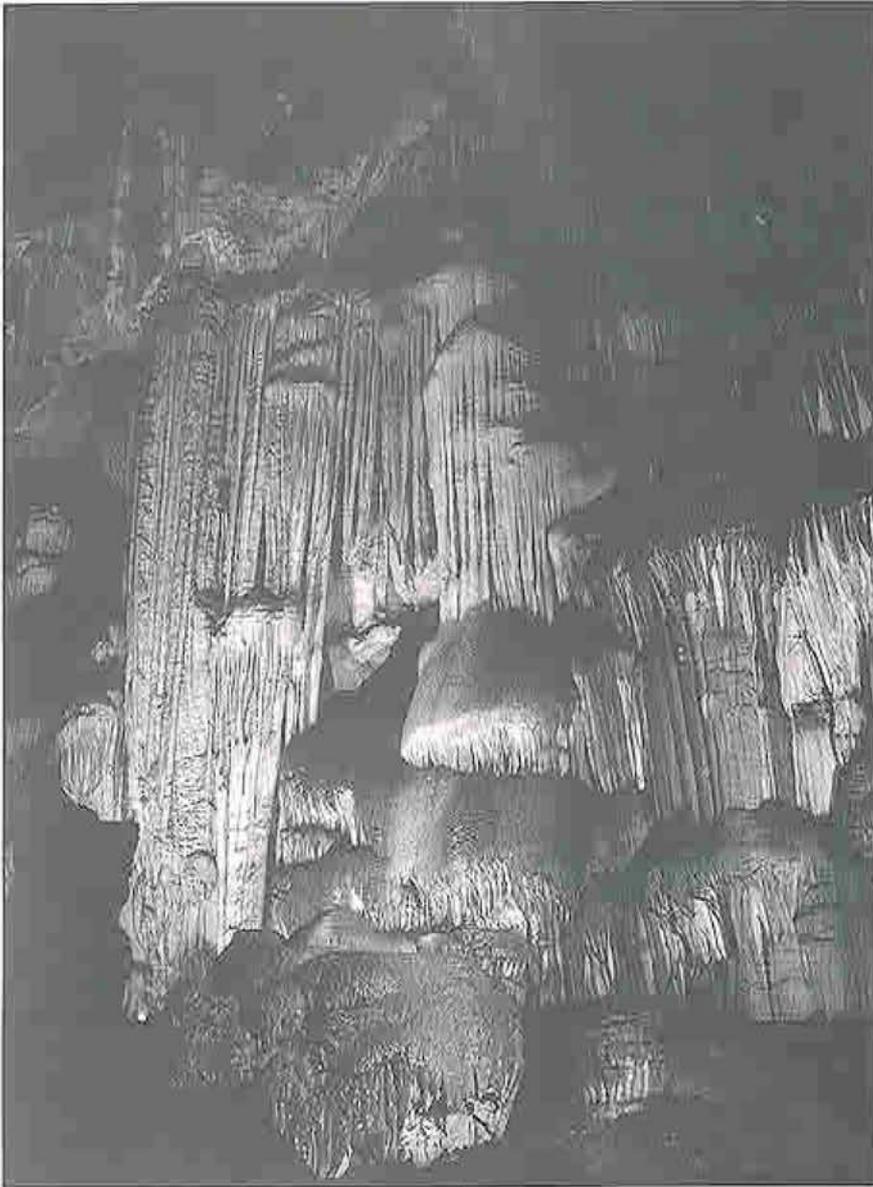


Cueva Sima del Negro (Antequera, Málaga)
Topografía: G.E.S de la S.E.M.

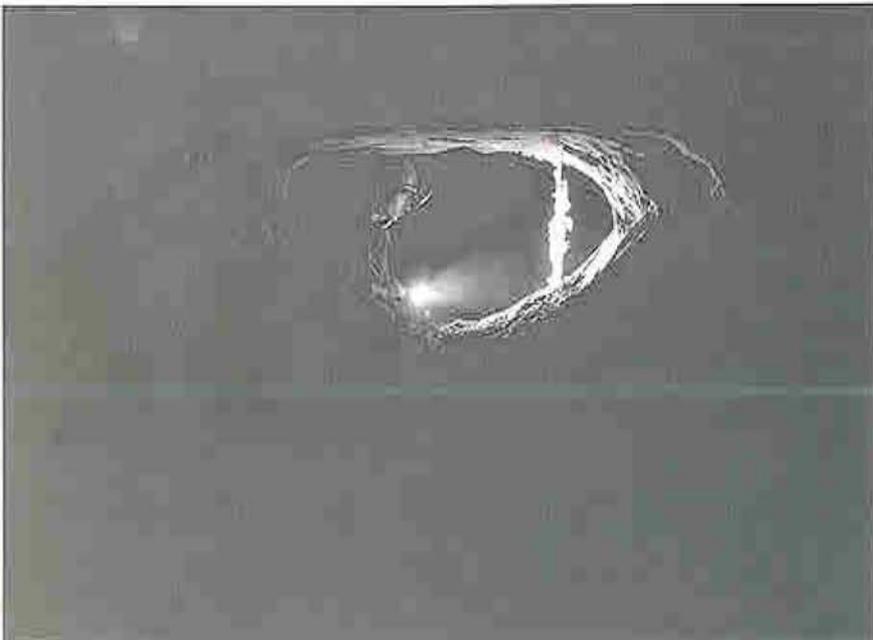
Cueva de Ardales



Cueva de Ardales o de Dña Trinidad (Ardales, Málaga)
Topografía: G.E.S de la S.E.M.



Cueva de Ardales o de Dña Trinidad



Complejo de la Araña

7110 2540 en la hoja del IGE (1.038) Ardales.

También conocida como Cueva de Ardales, fue descubierta tras un temblor de tierra en 1.821, que destapó su entrada actual. A mediados del siglo XIX sus salas se visitaban turísticamente por los agüistas de los Baños de Carratraca, regentados por la Marquesa Dña Trinidad Grönd, de ahí su nombre. En 1.918 la visitó H. Breuil, descubriendo pinturas y grabados paleolíticos de magnífica factura.

Un largo paréntesis de abandono y deterioro dio paso en 1.981 al descubrimiento de nuevas galerías por el GES de la SEM, que levantaron una nueva topografía.

El recorrido de la cueva es prácticamente horizontal, alternando grandes salas y pequeñas galerías que las unen entre sí, estructuradas en dos niveles: las galerías Bajas y las galerías Altas. Posee un importante yacimiento arqueológico.

28) COMPLEJO DE LA ARAÑA, Málaga. +/-42 (2.342 m)

Se sitúa en el lugar conocido como Cantal Bajo o Chico, en límite de los términos municipales de Málaga con el Rincón de la Victoria. En la hoja del IGE (1.053) Málaga.

Algunas de sus bocas, de conocimiento popular, fueron exploradas por el GES de la SEM entre 1.975 y 1.981.

Esta cavidad, en principio de pequeñas dimensiones por la obstrucción de los sedimentos bien arqueológicos o litoquímicos, no permitía acceder a zonas más internas. La apertura de la cantera Navarro y su posterior avance permitió acceder a la red interna, y si bien el avance destruyó parte de ella, en 1.979 en la Cueva Navarro IV se descubrió un santuario de arte rupestre, con representaciones paleolíticas de la época Solutrense.

No obstante es una red de extremo interés espeleológico y arqueológico, y actualmente está protegida por las instalaciones de la fábrica de Cemento.

29) COMPLEJO DE LA CUERDA, Málaga. -32 (1.864 m)

Se sitúa en el frente de la cantera que utiliza la fábrica de cemento como silo de material molido para la obtención del cemento, a una altitud de 33 m s.n.m. en la hoja del IGE (1.053) Málaga.

Descubierta y topografiada por el GES de la SEM en 1.978 y 1.979 respectivamente.

Interesante cavidad por su morfología, de funcionamiento vadoso. El curso de agua subterránea alcanza el nivel del Mar, abriéndose la cavidad en la intercesión del agua salada-agua dulce. Su eje principal se orienta al N-15-E y en la actualidad se encuentra tabicada la entrada en el interior de las instalaciones de la fábrica de Cemento.

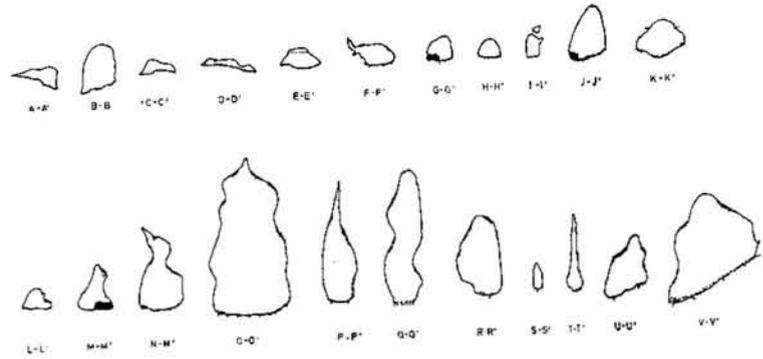
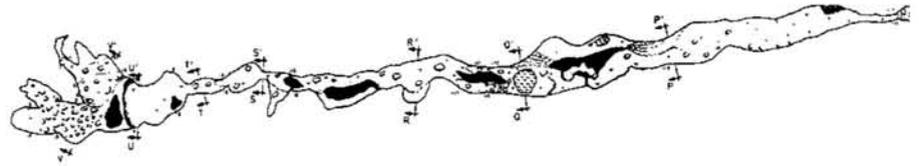
30) CUEVA DE NAGÜELES, Marbella. (? 1.000 m)

Se sitúa en la falda Sur del pico la Concha, de sierra Blanca, en el paraje conocido como Nagüeles, en la hoja del IGE (1.065) Marbella.

De conocimiento popular, también conocida como cueva del Tesorillo, topografiada en 1.970 por el GES de la SEM y por el SEM de Marbella en 1.982 alcanzando los 620 m de recorrido. Recientemente, tras una escalada, aparecieron galerías nuevas, que el último club exploró; a falta de los últimos resultados nos aseguran que supera los 1.000 m.

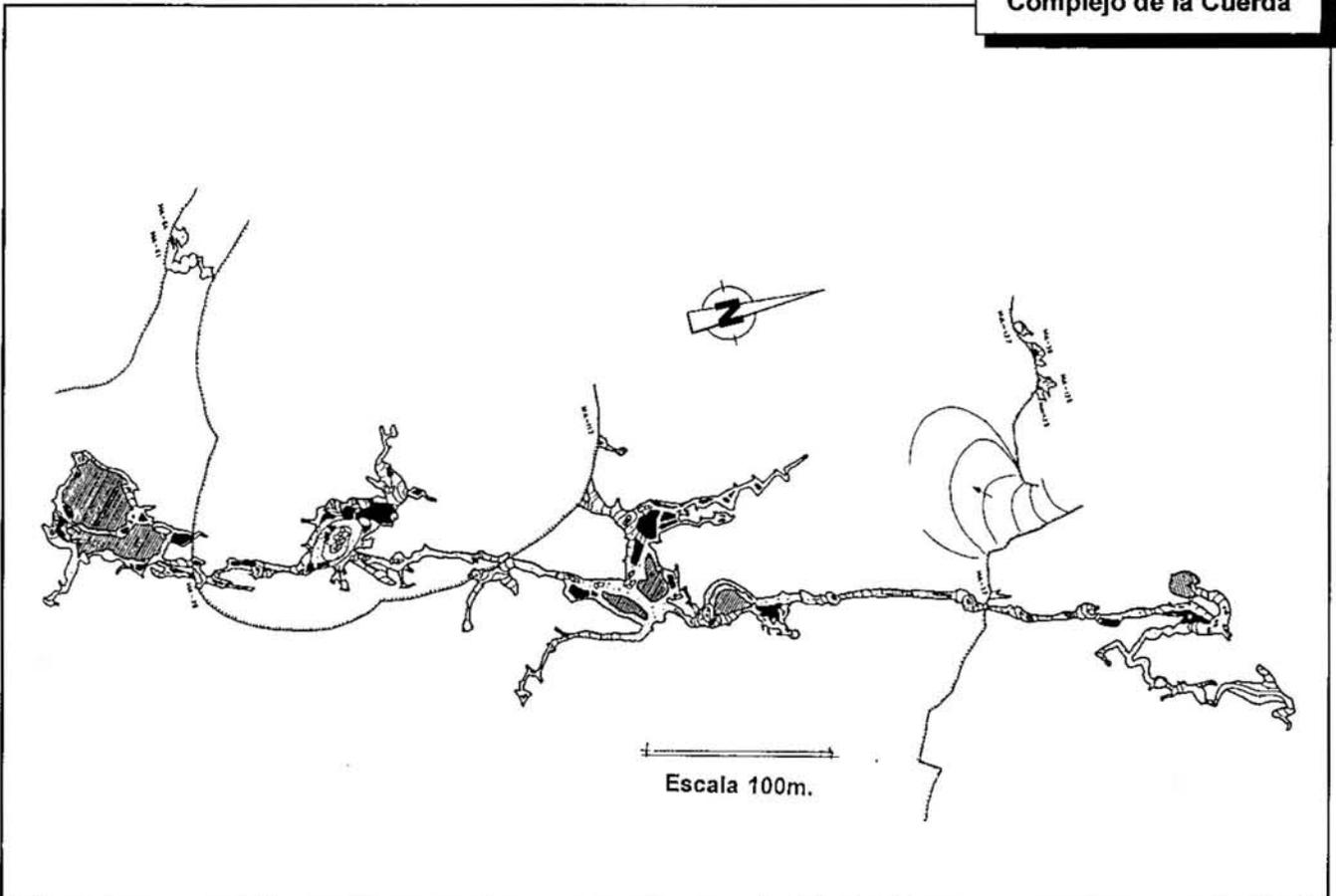
Cavidad muy deteriorada por las modificaciones realizadas por los buscadores de tesoros a principio de siglo, la entrada ensanchada artificialmente da acceso a una serie de galerías, pre-

Cueva de Nagüeles

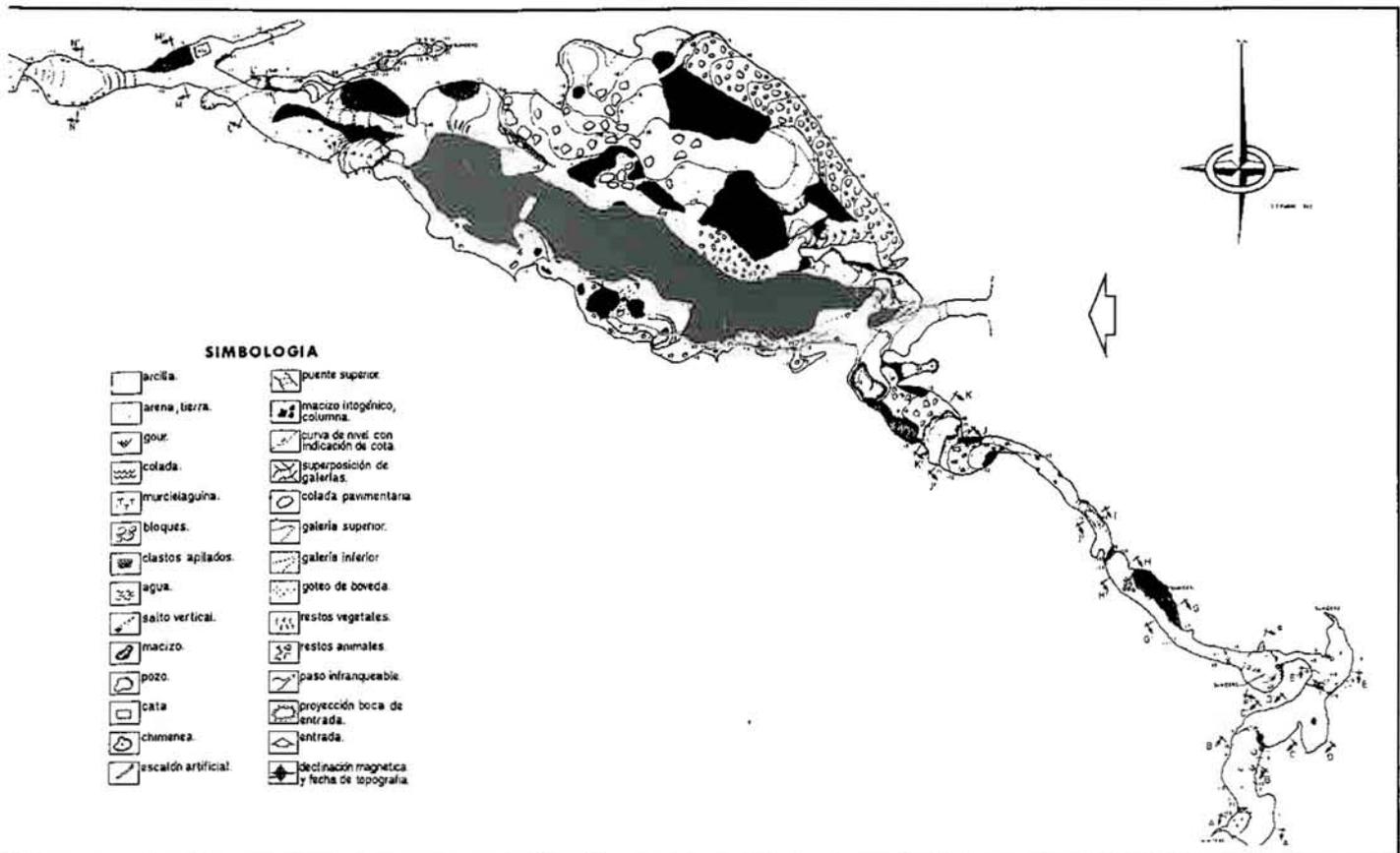


Cueva de Nagüeles o del Tesorillo (Marbella, Málaga)
Topografía: Sección Espeleológica Marbelli

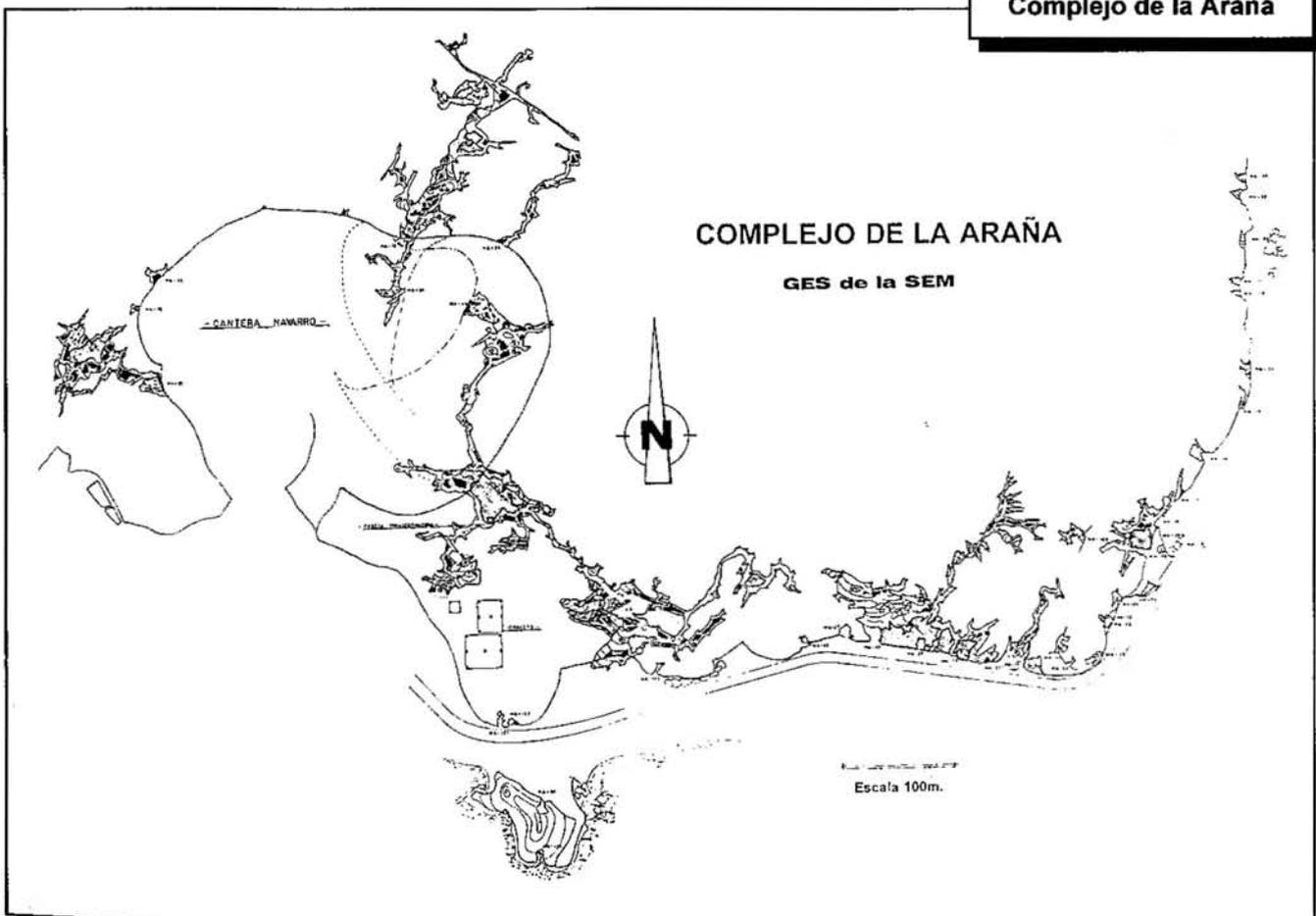
Complejo de la Cuerda



Complejo de la Cuerda (Málaga)
Topografía: G.E.S de la S.E.M.



Complejo de la Araña



Complejo de la Araña (Málaga)
Topografía: G.E.S de la S.E.M.

GRANDES CAVIDADES EN LA PROVINCIA DE MÁLAGA

NOMBRE	TERMINO MUNICIPAL	PROFUNDIDAD	DESARROLLO
SIMA GESM	YUNQUERA	-1.101 (1)	< 3.000 (4)
SIMA RASCA	ANTEQUERA	-225 (2)	
COMPLEJO HUNDIDERO-GATO	MONTEJAQUE - BENAJOÁN	+/- 210 (3)	7.818 (1)
SIMA DEL HORNILLO	RONDA	-184 (4)	
SIMA DE LA CAÑADA DE LA SALA	IGUALEJA	-170 (5)	
COMPLEJO MOTILLAS	CORTES - JEREZ DE LA FRONTERA	-157 (6)	4.751 (3)
SIMA DEL POZUELO	MONTEJAQUE	-154 (7)	
SIMA DE LA UNIÓN	ANTEQUERA	-143 (8)	
SIMA DEL NAVAZO VERDE	ANTEQUERA	-141 (9)	
SIMA HONDA	TOLOX	-132 (10)	
SIMA NUEVA DEL POZUELO	MONTEJAQUE	-132 (11)	
SIMAMONES	PARAUTA	-130 (12)	
SIMA DEL MADROÑO	TOLOX	-129 (13)	
SIMA DEL ÁGUILA	ANTEQUERA	-122 (14)	
SIMA DEL SOLDADO	MOLLINA	-121 (15)	
SIMA DE CARRATRACA	CARRATRACA	-121 (16)	
SIMA AZUL	ANTEQUERA	-114 (17)	
SIMA ERÓTICA	YUNQUERA	-103 (18)	
SIMA DE MARCHAMONAS II	PERIANA	-101 (19)	
CUEVA DE LOS ÓRGANOS	MOLLINA	-100 (20)	1.600 (8)
CUEVA DE LA PILETA	BENAJOÁN	+/- 72	< 2.000 (6)
CUEVA DE NERJA	NERJA	+/- 68	4.823 (2)
CUEVA DE ZARZALONES	YUNQUERA	-67	< 1.000 (13)
CUEVA DEL TESORO	RINCON DE LA VICTORIA	-55	1.513 (10)
CUEVA DE LA FÁJARA	CANILLAS DE ACEITUNO	+/- 50	1.445 (11)
CUEVA SIMA DEL NEGRO	ANTEQUERA	+/- 50	1.235 (12)
CUEVA DE DOÑA TRINIDAD	ARDALES	+/- 34	1.577 (9)
COMPLEJO DE LA ARAÑA	MÁLAGA	+/- 42	2.342 (5)
COMPLEJO LA CUERDA	MÁLAGA	-32	1.864 (7)
CUEVA DE NAGÚELES	MARBELLA		< 1.000 (14)

(1) = Número de orden por profundidad y por desarrollo.

dominando el eje NW-SE. La galería nueva es paralela al eje principal y desciende hasta el nivel inundado, punto más bajo de la cavidad. *Datos aportados por el SEM de Marbella.*

Agradecimientos

No puedo dejar de hacer justicia sin mencionar a los compañeros; Juan J. Durán por su aportación en la descripción geológica, a Rafael Angulo, responsable del catálogo FAE de Málaga, a González Ríos, con el que siempre he tenido un colaborador en la información expuesta, a los clubes TUPÉCARAS, GEAR, SEM marbellí, y a los compañeros del GES de la SEM, que me ayudaron siempre en la recopilación y selección de la documentación gráfica así como la aportación de sus trabajos

de la mayoría de las cavidades catalogadas.

BIBLIOGRAFÍA

DURÁN VALSERO, J.J. (1982). *El sistema Hundidero-Gato*. 75 Aniversario 1906-1981, Sociedad Excursionista de Málaga, pp. 47-49. Málaga.

DURÁN VALSERO, J.J. (1994). *Cuevas Habilitadas de la provincia de Málaga, Una introducción al turismo subterráneo*. Diputación Provincial. Málaga.

DELANNOY, J.J. Y DÍAZ DEL OLMO, F. (1986). *La Serranía de Grazalema (Málaga-Cádiz)*. Karstologia Mémoires, 1, pp. 55-70. Nimes, Francia.

FERNANDES SÁNCHEZ, J.M. (1989). *Sima Rasca (AN-220) Torcal de Antequera, Málaga*. Espeleo-Sur, 7, pp. 3-6, Granada.

GES de la SEM, (1983). *La Sima*

G.E.S.M. -1.098 m. Monografías Espeleológicas, Málaga.

GES de la SEM, (1985) *La Cueva de Nerja, "XXV Aniversario de su descubrimiento"*. Sociedad Grupos Espeleólogos Granadinos. Granada.

GONZÁLEZ NARBONA, J. (1989). *Sima Rasca (El Torcal, Antequera, Málaga)*. Andalucía Subterránea, 8, pp. 51-64. Granada.

GONZÁLEZ NARBONA, J. (1990). *Galería del Tiritón, Sima del Águila, Gobantes*. Andalucía Subterránea, 9, pp. 65-67. Granada.

GONZÁLEZ RÍOS, M.J. et al. (1991). *"Galería Granada" Nueva galería en la Sima del Águila I, AN-89 (Gobantes, Málaga)*. Andalucía Subterránea, 10, pp. 79-84, Granada.

GONZÁLEZ RÍOS, M.J. (1994). *Grandes cavidades de Andalucía, Las Simas más profundas*. Subterránea, 1, pp. 10-25. Federación Española de Espeleología. Barcelona.

INGLÈS I ALCON, A y ROMERO I RECTORET, M. (1989). *Exploracions a Andalusia: Les cavitats de la Serranía de Grazalema*. Espeleòleg, 33, pp. 3-18. Barcelona.

MOLINA MUÑOZ, J.A. et al. (1982). *El Complejo kárstico de la Sierra de la Camorra "Informe preliminar"*. 75 Aniversario 1906-1981, Sociedad Excursionista de Málaga, pp.77-88. Málaga.

MOLINA MUÑOZ, J.A. (1982). *Los Karst en yesos de la provincia de Málaga, "Avance"*. 75 Aniversario 1906-1981, Sociedad Excursionista de Málaga, pp. 95-112. Málaga.

MUÑOZ MARÍN, A. (1982). *La Sima del Hornillo o del Nogal*. 75 Aniversario 1906-1981, Sociedad Excursionista de Málaga, pp. 58-60. Málaga.

PÉREZ BERROCAL, J.A. y MORENO WALLACE, L. (1973). *Informe preliminar. Campaña de exploraciones en el complejo "Hoyos del Pilar"*. Monografías Espeleológicas, 2, pp. 4-10, Málaga.

PÉREZ BERROCAL, J.A. y MORENO WALLACE, L. (1988). *Guía de las Cuevas de Málaga*. Diputación Provincial. Málaga.

PUIG y LARRAZ, G. (1896). *Cavernas y Simas de España*. (del boletín de la Comisión del Mapa Geológico). Madrid.

RAMÍREZ TRILLO, F. (1982). *III Campamento Social 1981, Torcal de Antequera*. 75 Aniversario 1906-1981, Sociedad Excursionista de Málaga, pp. 89-94. Málaga.

RAMOS MUÑOZ, J. et al. (1992). *Cueva de Ardales, su recuperación y estudio*. Ayuntamiento de Ardales. Málaga.

ROBLES MORELL, J. (1991). *La Sima del Pozuelo II (MQ-12)*. Andalucía Subterránea, 10, pp. 39-41. Granada.

SANTIAGO, J.M. (1980). *El complejo kárstico del cerro de las Motillas (Cádiz-Málaga)*. Speleon, 25, pp. 47-64. Barcelona.

SECCIÓN ESPELEOLÓGICA MARBELLÍ (1985). *Guía Espeleológica de Marbella*. Ayuntamiento de Marbella. Málaga. ■

V Campamento Provincial de Espeleología Olula del Río '94

AA.VV.

Espeleo Filabres Club

Introducción

Desde hace cuatro años se viene realizando un Campamento Provincial de espeleología en el que se intenta fomentar el intercambio de experiencias entre todos los clubes de la provincia.

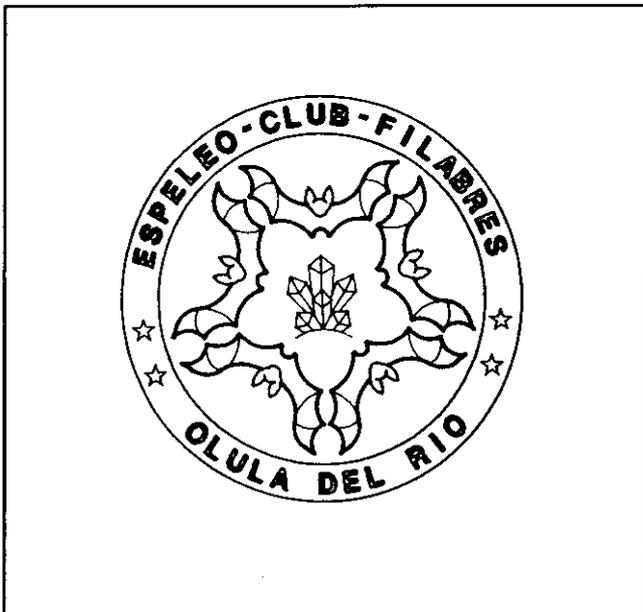
En esta ocasión, el campamento se ha realizado en el sector del "Tesoro", en el término municipal de Olula del Río, más concretamente en la zona recreativa del "Pinatar". El campamento tuvo lugar durante los días 26 y 27 de Octubre de 1994.

Objetivos

Como principales objetivos de este campamento se propusieron el fomento de la espeleología en la comarca, el intercambio de experiencias entre los distintos clubes, realización de topografías de cavidades en el sector de estudio, prospección de las estribaciones del pico Partaloo, creación de un interclub almeriense de trabajo y finalmente, la realización de prácticas básicas sobre técnicas de autosocorro.

Actividades

La recepción de los participantes tuvo lugar en el área del Pinatar, donde se estableció el campamento del encuentro.



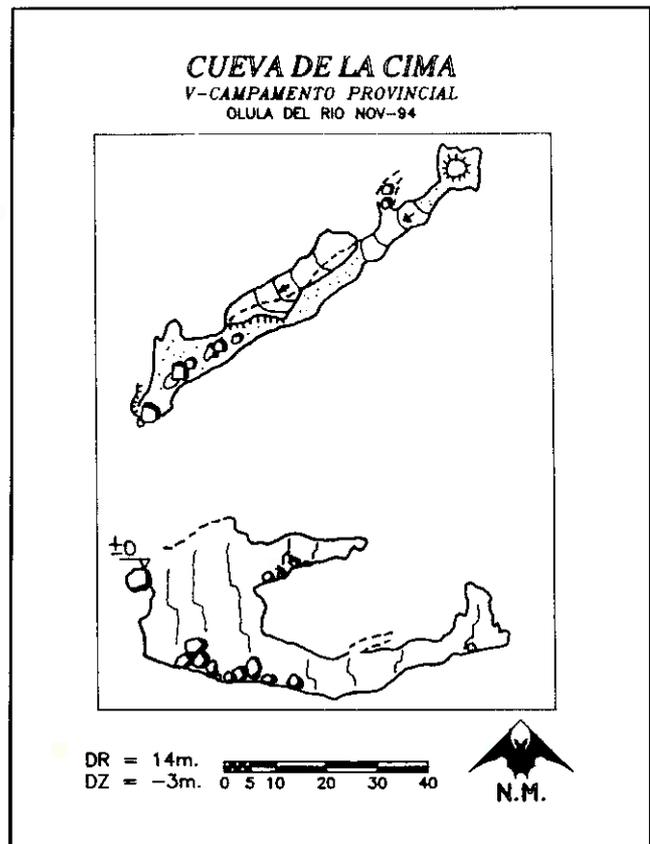
Nuevo escudo del Espeleo Filabres Club, en conmemoración de su compañero Pedro Navarro

Durante el primer día se instaló la fractura del Peñon del Fraile, con más de cuarenta metros de vertical, donde se pudieron realizar distintas prácticas de descenso y ascenso, especialmente enfocadas a los nuevos compañeros que se iniciaban en este deporte. Dos grupos más comenzaron las exploraciones espeleológicas en el área. En concreto se estuvieron prospectando los sectores del pico Partaloo y del cerro del Tesoro.

Durante el segundo día del campamento se trabajó intensamente en los dos puntos prospectados anteriormente. Entre las numerosas cavidades descubiertas en el sector del Tesoro se topografiaron dos, incluyendo la más importante de las conocidas (La Cueva del Tesoro, OR-1 (VCP-1)), cuyas topografías se incluyen en el presente trabajo. La Cueva del Tesoro es una cavidad desarrollada a favor de una fractura importante, cuya morfología podría resumirse como una sucesión de salas de mediano tamaño separadas por importantes desprendimientos de bloques. En una de estas salas se aprecia un importante relleno sedimentario procedente del exterior que indica la presencia de otra entrada a la cavidad, actualmente taponada. En el sector del pico Partaloo se exploró una nueva sima lográndose descender casi 60 m, pero con una progresión penosa dada la estrechez de la fractura. Finalmente, se realizaron en el área del campamento una serie de prácticas de autosocorro que tuvieron gran acogida entre los participantes.

Clubes

El campamento contó lo con la presencia de representantes de 4 clubes: Espeleo Filabres Club, Espeleo Club Almería, Sección de Espeleología del C.A.M. y Grupo de Espeleología de Lorca, así como un gran número de asistentes que se acercaron a conocer el mundo de la espeleología.

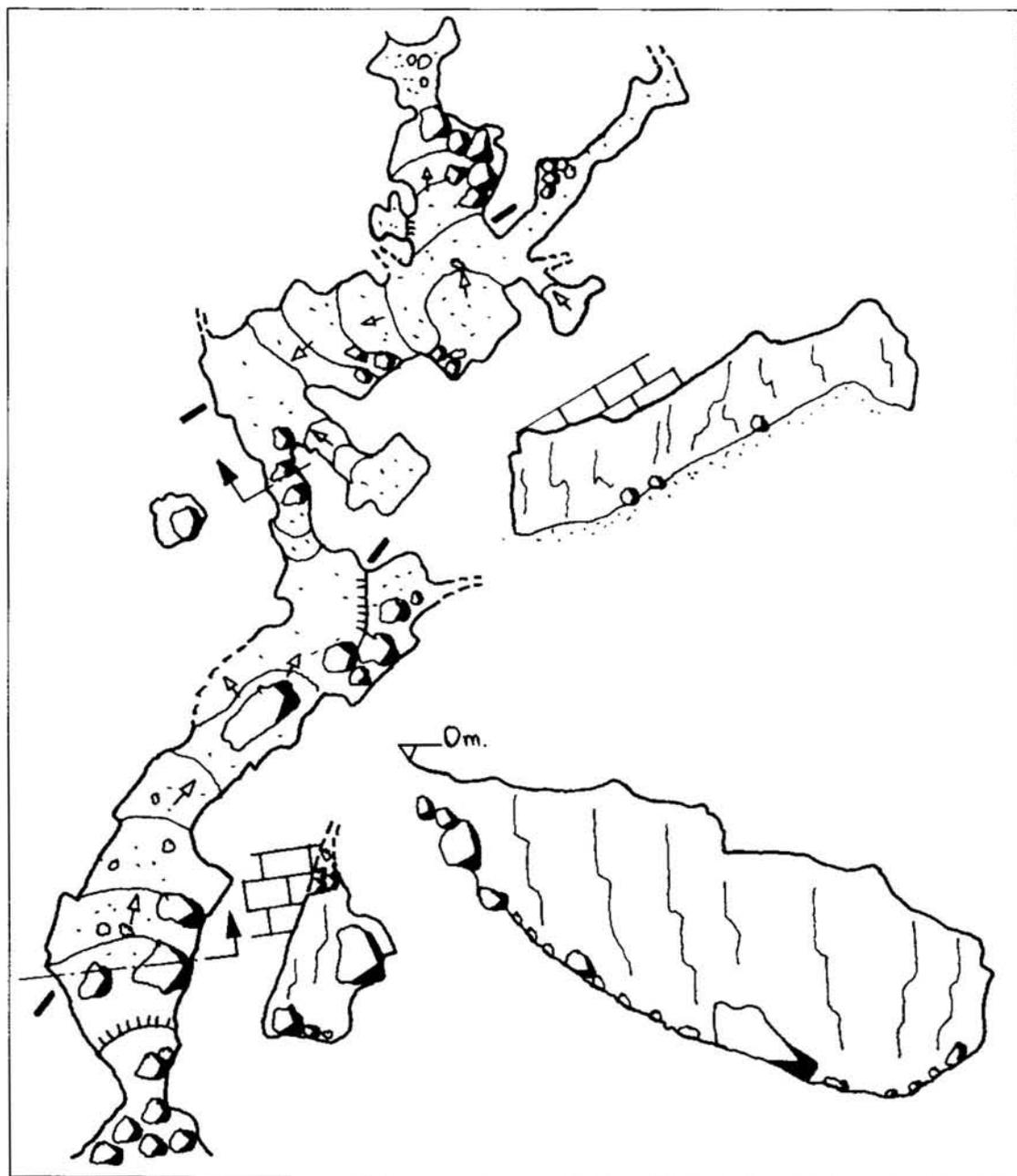


OR-2, VCP-2. Topografía: Espeleo Club Almería, Espeleo Filabres Club

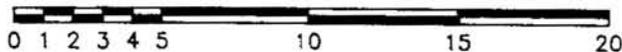
CUEVA DEL TESORO

V-CAMPAMENTO PROVINCIAL

OLULA DEL RIO NOV-94



DR = 70m.
DH = 60m.
DZ = -12m.



Cueva del Tesoro. OR-1, VCP-1. Topografía: Espeleo Club Almería, Espeleo Filabres Club

Valoración

Consideramos el campamento como enormemente positivo, ya que se lograron los objetivos propuestos, destacando la gran participación de "nuevos" espeleólogos al encuentro. La difusión de la espeleología, planteada como objetivo fundamental, se consiguió plenamente. Los asistentes procedieron de casi de la totalidad de los clubes almerienses, a

excepción del Espeleo Club el Tesoro, que no comprendamos su no asistencia ni los motivos alegados. Sin embargo, asistieron representantes de un club de la región de Murcia, por lo que destaca la difusión que estas actividades producen entre los aficionados a la espeleología. En cuanto a las actividades, la prospección y topografía fue positiva, teniendo en cuenta que sólo se dispuso de dos días escasos para su realización. ■

Encuentro Espeleológico Almería-Ucrania '95

Karst en Yeso de Sorbas

Karst en Yeso de Podolia

Ayuso I.

Espeleo Club Almería

"Only one world underground"

Durante el mes de Abril tuvo lugar el segundo intercambio espeleológico para el estudio y conocimiento del karst en yeso, organizado entre el Espeleo Club Almería y la Asociación Ucraniana de Espeleología. En este encuentro nos visitaron ocho espeleólogos procedentes de Ucrania, de los clubs de Kiev y Ternopol, que estuvieron entre nosotros para conocer el karst de Sorbas. En Ucrania, en la zona de Podolia, existe un fabuloso karst en yesos donde se encuentran la Optimisticheskaja y la Ozernaja, las dos mayores cavidades del mundo desarrolladas en yeso. Durante su estancia visitaron las cavidades más importantes del karst de Sorbas entre las que destacan el Sistema de la Cueva del Agua, el Sistema Covadura y la Cueva del Tesoro. Dentro del programa general de visita a cavidades también estaban incluidas la Cueva del Agua de Iznalloz (Granada) y la Sima de Los Salteños (Urrácal, Almería).

En este encuentro espeleológico, en el karst de Sorbas, en el complejo Cueva del Agua - Abejas - V3V4, se realizaron las tres travesías más significativas, accediendo por tres de las simas principales del sistema: Sima de la Foto, Sima de las

Abejas y Sima M.Q.T.M. En el Sistema Covadura se realizó la travesía Sima de la Higuera - Sima Superior del Bosque descendiendo el pozo principal y atravesando la zona del Mazapán. Se realizaron exploraciones en el eje central del Sistema de la Cueva del Agua. También se realizó una escalada artificial para la exploración de una galería superior que resultó comunicar con la fractura principal de la galería en la SO-32, y se exploraron varias simas, lográndose conectar la SO-16 CAM con el tramo activo de la SO-277, de forma que actualmente son 23 los accesos al Complejo de la Cueva del Agua.

El Espeleo Club Almería ha contado con la participación del Espeleo Filabres Club y La Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos, así como con la colaboración de la Federación Andaluza de Espeleología, la Delegación de Medio Ambiente de Almería y la corporación municipal del Ayuntamiento de Olula del Río.

En este encuentro se han estrechado los vínculos que unen a los espeleólogos de Almería y Ucrania, que desde 1990, fecha en la que se iniciaron las primeras relaciones, han permanecido en contacto a través de la distancia unidos por una especial amistad. En 1991 tuvo lugar el primer intercambio, en el que ocho espeleólogos de Almería y Granada visitaron el karst de Podolia acompañados por los clubs de Kiev y Ternopol. Desde entonces hemos esperado este segundo encuentro, han tenido que pasar cuatro largos años para poder hacerlo realidad. Esta visita en 1995 ha sido un precioso regalo de cumpleaños para el Espeleo Club Almería que este año celebra su X Aniversario.

En estos días, junto con nuestros amigos de Kiev y Ternopol, la espeleología ha sido, si cabe, más bonita, hemos realizado felices travesías en el interior del yeso, recorriendo juntos el camino que une a todos los espeleólogos: la amistad. Para nosotros ha desaparecido el tiempo y la distancia, siempre estarán en nuestros corazones. Desde aquí queremos enviar un saludo a todos los amigos en Ucrania, y especialmente, nuestro más sincero agradecimiento por los maravillosos días que hemos pasado a: **Nataly, Alexander, Dmitri, Josef, Oleg, Sasha, Sergey y Tioma.** ■



Compañeros de los grupos espeleológicos de Ternopol y Kiev en el karst en yeso de Sorbas

Cavidades inéditas de la provincia de Almería

La Cueva del Castillico *Cóbdar (Almería)*

Benavente J.

Espeleo-Club Almería

Resumen

Con el presente artículo se pretende rescatar una antigua cueva muy conocida en su tiempo y que por diversos motivos fue quedando en el olvido, hasta el punto de que las nuevas generaciones de espeleólogos almerienses apenas la conocen. Sirva el presente artículo como refresco de una importante cavidad de nuestra provincia poco conocida en nuestro días.

LA CUEVA DEL CASTILICO - CÓBDAR

La Cueva del Castillico fue durante muchos años una de las cavidades más representativas de la provincia de Almería y también, como tantas otras cavidades de nuestra provincia, con el descubrimiento del karst de yesos de Sorbas en 1967, pasó a dormir en la noche de los recuerdos, hasta el punto de que hoy en día las nuevas generaciones de espeleólogos apenas la conocen y mucho menos donde se encuentra.

La Cueva del Castillico se encuentra situada en una de las sierras más largas de la provincia de Almería, Sierra de los Filabres. Esta sierra llega casi a partir esta provincia en dos. Su situación y altitud es tan privilegiada

que sirve como una gran muralla donde se estrellan los fríos vientos de invierno procedentes de las cadenas montañosas más pequeñas del norte de la provincia como Sierra de María y la de Orce, así como las circundantes de las provincias vecinas de Granada y Murcia.

La cavidad está situada en la parte norte de la Sierra de los Filabres y en el lugar conocido como "el Peñon" o "la Peña" (Coordenadas geográficas: 37° 15' 35"N, 02° 12' 50" W). La entrada a la cueva está ubicada en la pared Este del Peñon y situada unos 80 metros por encima del punto de contacto entre las pizarras y las calizas marmóreas muy tectonizadas en toda esta amplia zona de la sierra.

El acceso a la cueva es bien sencillo, por la proximidad del pueblo (unos doscientos metros) en dirección a la carretera comarcal que une por la zona Oeste los pueblos de Chercos y Alcudia con Cóbdar. En este punto es donde comienza la ladera de la montaña hasta que ésta se empina verticalmente iniciando las paredes del acantilado. "La Peña" o "Peñon" es un macizo de 991 mts. de altura máxima, constituido por calizas de alta pureza.

No amesetada y con paredes verticales por zonas,

está surcada por gran cantidad de diaclasas, una de las cuales ha dado origen a la cavidad. Aunque no se sabe a ciencia cierta cuando es la época en la que se inician las extracciones de mármol en la parte superior de la "Peña" y, aunque los indicios apuntan a los árabes por las fortificaciones de éstos, una en la cumbre y la otra en la misma entrada de la cueva, lo cierto es que la "Peña" ha sufrido la explotación de mármol a lo largo de muchas décadas, así como grandes intervalos de abandono de las mismas, para volver de nuevo con el tiempo a una rápida carrera por la extracción de este material.

Fruto de este tremendo desaguizado sin concierto alguno (que dicho sea de paso, ocurre en toda la Sierra de los Filabres, siendo el más patético el del pueblo de Macael) es la gran cantidad de montañas o torrenteras al exterior compuestas por piedras, bloques, tierras y demás despojos del mármol abandonadas a cielo abierto por las canteras y que han cambiado el paisaje de pinos y encinas autóctonos de esta parte de la sierra, por uno más triste y con un aspecto ruinoso como si hubiera ocurrido una gran desgracia nuclear en esta zona y sobre todo con un impacto medio ambiental tremendo, como el que le ocurre también al del Peñon de Cóbdar.

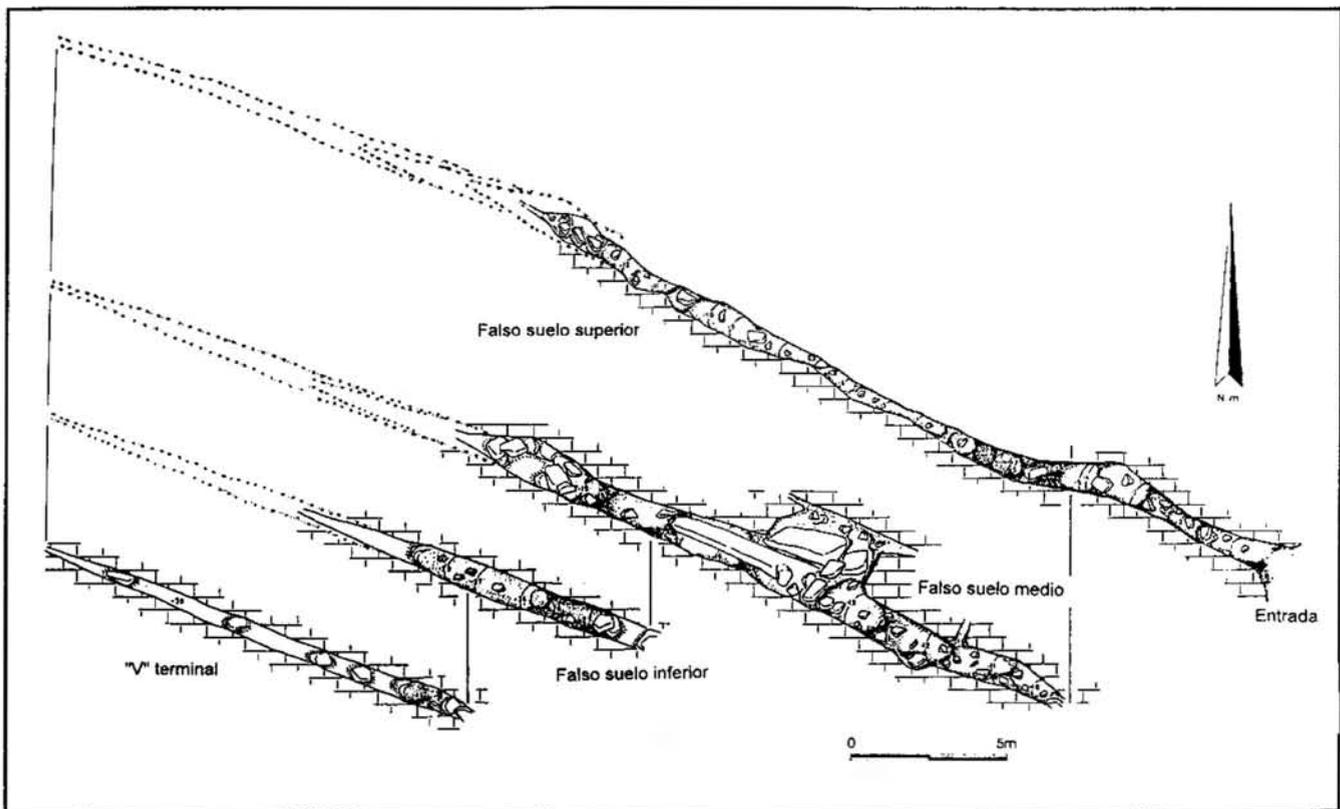
Pero gracias a la situación privilegiada en forma de callejón kárstico en el que se origina la diaclasa y a su vez la cavidad, la entrada a la Cueva del Castillico se ha podido salvar hasta ahora de quedar sepultada por toneladas de escombros al quedar ésta en medio de dos grandes torrenteras de bloques de desperdicio que en forma de dos grandes lenguas se precipitan desde lo más alto de la montaña hasta su falda.

El 2 de Julio de 1992, apareció en el diario local La Voz de Almería, un artículo

del Partido Andalucista (PA) pidiendo que se dejase de explotar en la cantera de mármol de la Peña, debido al impacto medio ambiental que ésta estaba produciendo y hasta tanto no existiera un informe favorable de los organismos implicados para evitar las consecuencias negativas que pudiera suponer para Cóbdar continuar con esta explotación. De hecho, este partido denunciaba las pérdidas aparte de las medio ambientales las provocadas por las pérdidas de árboles frutales y otros cultivos, así como el corte de los caminos (Camino Real de la Fuente del Algarrobo) y la de la carretera Cóbdar-Chercos. Continúa el artículo hablando también de la posible pérdida de dos manantiales, el de la Fuente de los Choros y el del Algarrobo, que abastecen de agua para el riego para la vega del pueblo, única riqueza para la mayor parte de la población. Así mismo este partido hace hincapié sobre el deterioro que esta cantera esta haciendo hacia la Cueva del Castillico, de gran interés arqueológico. Su localización es fácil de adivinar, máxime si nuestra vista se dirige a una especie de puente que hay en la misma entrada, de origen árabe y que también se ha salvado por el momento de su desaparición bajo la misma torrentera de piedras de dicha cantera.

Historia de las Exploraciones

La primera exploración de la que se tiene noticia, es la realizada por los años 60, por los vecinos del pueblo: Miguel Granero y José Castillejo, los cuales exploraron las galerías superiores, donde encontraron restos arqueológicos como algunos cuchillos de sílex, objetos de hueso, conchas marinas perforadas y fragmentos de cerámica. Posteriormente hubo otra exploración a cargo del entonces director del museo Arqueológico Provincial de Almería, D. Félix



Cueva del Castillico (Córdoba, Almería). CO-1 CAM
Topografía: F. Risco (S.E.C.A.M.) Abril de 1988



Entrada a la Cueva del Castillico de Córdoba.
Foto: J. Benavente

Merino, en la que realizaron unas excavaciones en el interior de la cueva.

Será el Grupo Espeleológico de la Escuela de Maestría Industrial de Almería (G.E.M.I.), el que realice la exploración total de la cueva en Noviembre de 1964, bajo la dirección de D. Luis Delgado Castilla, asesor en aquellos años de este grupo en materia de arqueología y geología (La Voz de Almería y Arriba de Madrid 12-11-1964).

Desde la aparición en la prensa de este importante descubrimiento arqueológico, hasta nuestros días, la cueva del Castillico ha sufrido un tremendo expolio, hasta el punto de quedar ésta totalmente arrasada. En 1988 la Sección de Espeleología del Club Almeriense de Montañismo (S.E.C.A.M.), en colaboración con el arqueólogo D. Francisco Risco, confeccionaron un informe de protección para esta cavidad, levantando el plano topográfico de la misma en colaboración con la Dele-

gación de Cultura y el Departamento de Arqueología de Almería.

Sirvan estos datos para recordar lo que fue una importante cavidad prehistórica de nuestra provincia, de la que sólo quedan algunos objetos en nuestro Museo Arqueológico de Almería.

Bibliografía

G.E.M.I. (Inéd). Anteproyecto de una excursión al pueblo de Córdoba en la provincia de Almería para la exploración de la Cueva del Castillico allí existente. 27-10-1964. Inédito.

RISCO F. (1988). Informe en orden a protección de las cavidades arqueológicas conocidas en el término municipal de Córdoba. *Delegación de Cultura de Almería. Departamento de Arqueología.*

Artículos de prensa

Arriba. 12-11-1964.

La Voz de Almería. 12-11-1964.

La Voz de Almería. 2-7-1992. ■

ECActividades

Torres Palenzuela, A.

Espeleo-Club Almería

Karst en Yeso de Sorbas

En la Cueva del Agua se exploró y topografió una nueva galería de morfología meandriforme que desemboca en una galería de grandes dimensiones pero que se ve interrumpida por un sifón terminal (Sifón Castell), en total se topografiaron 119 m, lo que suma un total de 7969 m de recorrido en el Sistema "Cueva del Agua". También en la Cueva del Agua, en la zona de "Las Abejas" se tomaron muestras de roca para su análisis, ya que en esta zona se aprecia un color oscuro en el yeso, posiblemente debido a materia orgánica y fenómenos reductores. En el sector central del karst y concretamente en la "Cueva de los Apas" se exploraron y topografiaron un total de 200 m de nuevas galerías, quedando de momento el recorrido de la cueva en unos 800 m

Sierra de Gádor

En la Sierra de Gádor se exploró y topografió parcialmente la sima del Aire, en el término municipal de Enix, alcanzándose una profundidad de algo más de -50 m. El Espeleo Club Almería colabora en la realización del proyecto "Estudio de la Entomofauna Cavernícola de la Sierra de Gádor". Esta investigación se enmarca dentro del plan de Ayudas de iniciación a la investigación que concede el Instituto de Estudios Almerienses

de la Excma Diputación Provincial de Almería. Con este trabajo se pretende cubrir el hueco en materia de bioespeleología que existe en la provincia.

Cueva del Arroyo de la Rambla PB-4

Peal de Becerro, Jaén. Se exploraron y topografiaron las galerías finales por encima del sifón terminal. Se topografiaron 71 m en esta zona de la cavidad. En la PB-2, Cueva del Arroyo de la Rambla, se exploraron y topografiaron 100 m de galerías junto con el SGEA, en la zona de entrada.

Sierra de la Cabrilla

Jaén. Se prospectaron y localizaron las siguientes cavidades: CZ-1 ECA Nevero de la Morra de las Tapias: exploración y topografía con un total de 20 m de desnivel y una importante acumulación de hielo permanente en su interior; CZ-2 ECA Covachillas: instalación y exploración, donde tras bajar un primer pozo de -10 m se abre una gran sala donde se halla otro pozo no instalado; CZ-3 ECA Morra de las Tapias II: con una entrada circular de grandes dimensiones se instaló y exploró un pozo de -13 m. Se cierra en la base de una gran sala.

V Campamento Provincial

Organizado por el Espeleo Filabres Club durante los días 26 y 27 de Octubre en la

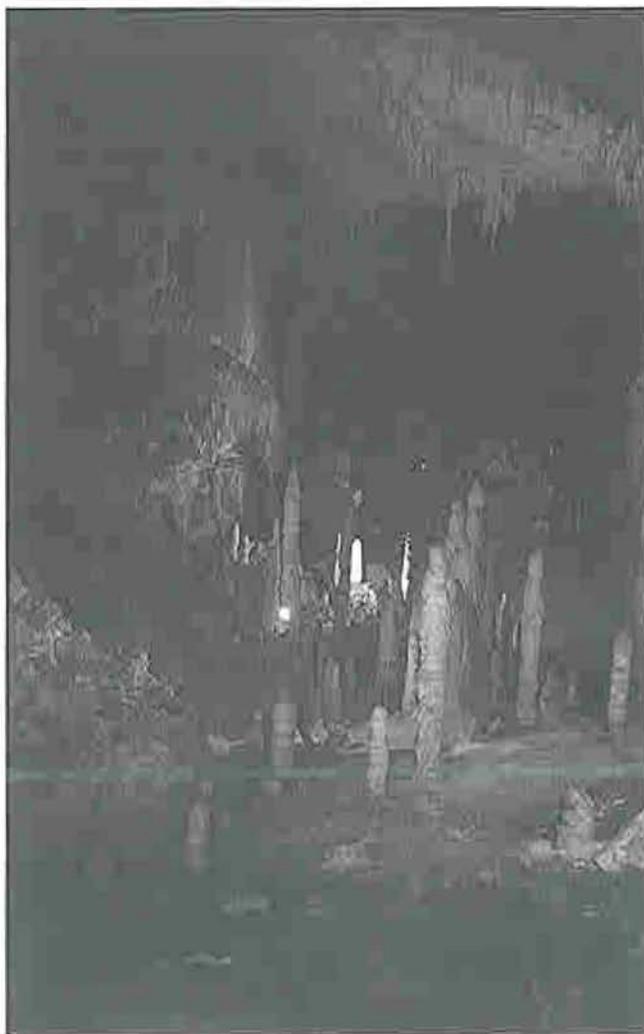
zona del "Pinatar" término municipal de Olula del Río. Con un numeroso grupo de espeleólogos de casi toda la provincia Almeriense. El Espeleo Club Almería topografió las siguientes cavidades: Cueva del Tesoro I, V-CP-1, exploración y topografía con un total de 70 m de desarrollo y -12 m de desnivel, y Cueva del Tesoro II, V-CP-2, exploración y topografía, desarrollo 14 m y desnivel -3 m

Jornadas de presentación de la Espeleología

El Curso de Descubrimiento de la Espeleología, organizado y realizado por el Espeleo Club Almería, con la colaboración de la Universidad de Almería, la Agencia de medio Ambiente de Almería y la Federación Andaluza de Espeleolo-

gía. Este curso contó con una amplia participación de jóvenes universitarios, que tomaron contacto con la espeleología a través de dicho curso. La primera parte del curso consiste en una breve exposición de la espeleología en general, a través de diapositivas y audiovisuales. La segunda parte consiste en la visita a cavidades tales como la "Cueva del Yeso" y la "Cueva del Tesoro" con una breve exposición y exhibición de los materiales espeleológicos utilizados en la exploración.

Durante el verano se han visitado cavidades de otras provincias y comunidades: Los Chorros (Río Mundo, Albacete), Hundidero-Gato (Benaolán, Málaga), Cueva de Valporquero, Cueva Huertas, Cueva de Tito Bustillo, Cueva de la Cañuela y Coventosa.■



Sala de los Fantasmas (Coventosa)
Foto: A. Torres

NOTICIAS

López González, A.

Espeleo-Club Almería

Bioespeleología

El Espeleo Club Almería colabora en la realización del proyecto "Estudio de la Entomofauna Cavernícola de la Sierra de Gádor (Almería)". Esta investigación se enmarca dentro del plan de Ayudas de Iniciación a la Investigación que concede el Instituto de Estudios Almerienses de la Excm. Diputación Provincial de Almería. Con este trabajo se pretende cubrir el hueco en materia de bioespeleología que existe en la provincia.
J. Amate. ECA. Almería

Cueva de los Chorros 1965-1995

Durante los días 8 al 10 de Diciembre próximos se celebrará el 30 aniversario de las investigaciones espeleológicas en la Cueva de los Chorros y su zona de influencia. Esta actividad pretende ser un escaparate en el que todos los grupos y particulares expongan trabajos sobre la cavidad, con el fin de recopilar, unificar, actualizar y en definitiva dar a conocer todo los datos existentes sobre la Cueva de los Chorros. En estas actividades, organizadas por el Grupo SPEOS del C.E. de Alcoy, se desarrollarán proyecciones, exposiciones de material, planimetría, fotografía, conferencias etc, por lo que solicitan la colaboración de todas aquellas personas que tengan algún material sobre la cavidad. Para cualquier aspecto relativo a esta actividad os podeis poner en contacto con D. Fernández Montañés. Gru-

po SPEOS, C/ Diego Fernández Montañés, 03801 ALCOY (Alicante).

D. Fernández. SPEOS. Alcoy

Exploraciones en cavidades volcánicas

Durante el mes de Septiembre de 1994 la Sociedad Espeleológica G.A.E.A. de Baena en colaboración con varias sociedades espeleológicas de Canarias realizaron la travesía de la cueva de San Marcos (1800 m), Viento-Sobrado y Felipe Reventón. Todas ellas desarrolladas sobre materiales volcánicos en la isla de Tenerife.
J.A.Mora Luque. Soc. Spel. G.A.E.A. Baena

Espeleosocorro

Durante los días 22 al 25 de Julio, la Sección de Espeleosocorro de la Escuela Española de Espeleología, organiza como complemento a la cursos realizados, un simulacro de espeleosocorro. El objetivo primordial es aplicar de un modo práctico la formación adquirida por los participantes en los cursos de espeleosocorristas y jefes de equipo impartidos por la EEE en San Pedro de Soba. El simulacro tiene previsto realizarse en alguna cavidad de la Sierra Conquense..

Novedades en el Complejo del Arroyo de la Rambla (PB-4) Peal de Becerro, Jaén

Los trabajos realizados en estos últimos meses en el complejo de la PB-4, por miembros de la Sociedad

Grupo de Espeleólogos Granadinos, han aportado un nuevo sector de trabajo caracterizado por una sucesión de fracturas y conductos laberínticos, interconectados por pasos estrechos, localizados al SW. del complejo.

En la Semana Santa de 1995, una campaña de espeleobuceo en el sifón terminal de la galería principal, ha culminado con el paso de dicho sifón. Presenta un conducto bastante regular de amplias dimensiones y una longitud de 40 m. y una chimenea con aire a unos 20 m. Según Ángel Ortega Mateu (G.I.M.) y Jacinto Octavio Maestro (Grupo Espeleológico Mediterráneo), tras el sifón la galería parece continuar con las mismas proporciones que las ya conocidas.

Las longitudes topografiadas a finales de mayo en las diferentes cavidades del Arroyo de la Rambla son:

COMPLEJO PB-4	4.470 m
COMPLEJO PB-1	453 m
COMPLEJO PB-2	113 m
CUEVA PB-7	32 m

Existen grandes posibilidades de conexión entre la PB-1, surgencia principal de todo el complejo kárstico y PB-2 red fósil situada encima de la anterior. De igual manera las galerías de la PB-2 (por topografiar) se dirigen en dirección a la PB-4.

Otra cavidad de importancia, es la explorada por los compañeros buceadores alicantinos, situada junto a la PB-1; presenta un pequeño sifón de entrada, seguido de una fractura con aguas profundas y una longitud estimada en unos 100 m. que culmina en una gran sala, en parte inundada, con grandes posibilidades de continuación, todo ello con dirección a la PB-4.

A la vista de estos trabajos y las grandes perspectivas que presentan estas cavidades, probablemente se superen con creces los datos métricos aquí presentados por lo que se configura actualmente uno de los complejos subterráneos

más importantes de Andalucía.

Como última primicia, la exploración de la nueva cavidad PB-5, gracias al escaso nivel del pantano, ha permitido reconocer un gran conjunto de nuevas galerías todas ellas en dirección al complejo PB-4, por lo que se abre una nueva vía de exploración en este sistema.

M.J. González-Ríos. S.G.E.G. Granada.

Nuevas galerías en la Cueva de Don Fernando, Castril (Granada)

En la Semana Santa pasada se ha realizado una campaña de exploración en la Cueva de Don Fernando, organizada por la Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos y compañeros de Lucena y Sevilla. enfocada primordialmente a la desobstrucción del paso final de la Vía Parodi.

Se realizó una primera exploración con el objetivo de equipar la cavidad y la Vía Parodi, conseguido este objetivo un nuevo grupo subiría e intentaría la desobstrucción. Debido al desconocimiento de la cavidad, el segundo equipo no localiza en la Sala Triangular el acceso a la Vía Parodi, por lo que continúan descendiendo hasta la cota más profunda de la Galería Dantesca (-197) y en ese punto en una pequeña salita realizan una desobstrucción que les llevan a una sucesión de nuevas salas por debajo de esta cota; abriéndose así una nueva vía de trabajo muy interesante por la profundidad y lugar donde se ubica. Actualmente esta cavidad alcanza una longitud topográfica de 2244 metros y un desnivel de -215 m. en el fondo de la Vía Parodi.

M.J. González-Ríos. S.G.E.G. Granada.

PUBLICACIONES

BERIG, nº 1. Mayo 1995

Desde estas páginas damos la bienvenida a una

nueva revista editada por el Espeleo Club Castelló, dentro de los actos para celebrar su décimo aniversario y cuyo objetivo fundamental es divulgar las actividades espeleológicas. Este primer número ofrece un diverso abanico de trabajos que repasan los diez años de historia del Espeleo Club Castelló, describen algunas cavidades en los alrededores de Torrechiva, en la Sierra Encarcan y ofrece algunos datos sobre la bioespeleología del Karst de la Sierra de Espadán.

Boletín del Museo Andaluz de Espeleología. Nsº8. 1994

A lo largo del último número del Boletín del Museo aparecen curiosos trabajos sobre la historia de la espeleología, con una cuidada presentación y numerosas ilustraciones a todo color. Entre ellos destacamos la catalogación sobre las insignias relacionadas con la espeleología en España, en la que el autor aporta documentación sobre un total de 82 insignias. También reseñamos el trabajo dedicado a repasar los trabajos publicados sobre espeleología y descenso de cañones en las revistas dedicadas con carácter general a temáticas de aventura.

Boletín Cantabro de Espeleología. Nº 10 y 11

Recientemente la Federación Cantabra de Espeleología ha publicado dos nuevos números del Boletín Cantabro de Espeleología, que constituyen dos excelentes volúmenes que reflejan el trabajo de los espeleólogos cantabros. El nº 10 presenta un volumen monográfico sobre el karst de Miera. A lo largo de sus 143 páginas se presenta una exhaustiva recopilación histórica de las investigaciones realizadas en la zona por diferentes grupos y personas, con una relación de más de 250 cuevas, simas y torcas

situadas en los cinco macizos montañosos de la comarca del municipio de Miera. Le sigue una síntesis de sobre la geología, fauna cavernícola, clima y el paso del hombre por las cuevas. Se completa el monográfico con una sección dedicada a los problemas de conservación adecuada del patrimonio subterráneo para terminar con un completa bibliografía.

El nº 11 consta de 156 páginas que presentan una amplia diversidad de trabajos. Con un artículo dedicado a comentar algunos aspectos respecto a medidas de prevención en rescates, otros enfocados a aspectos más específicos en los que se estudian los sedimentos de la cueva de Las Grajas, los grafismos contemporáneos en las cuevas de Cantabria, sobre algunos yacimientos del paleolítico, sobre documentación del patrimonio espeleológico y sistemática de la exploración espeleológica en Cantabria. Se completa el volumen con un amplio apartado dedicado a las exploraciones y estudios espeleológicos con nueve trabajos que reflejan las investigaciones de los espeleólogos cántabros.

La Cueva del Agua (Iznalloz-Granada)

M. J. González Ríos y J. Cecilio Martín. Editorial: Diputación Provincial de Granada. 100 pag.

El pasado año apareció publicado un amplio volumen dedicado a la Cueva del Agua, que con una excelente presentación, como lo atestiguan sus 130 fotos a todo color, cubre un hueco necesario en la documentación existente en torno a esta importante cavidad granadina, gestionado por la Diputación de Granada. Posee un carácter marcadamente divulgativo, ya que se dedican los primeros capítulos a repasar algunos aspectos generales sobre el mundo subterráneo y a la formación

de las cavidades. El núcleo central del volumen lo constituye la descripción de la cueva (con abundante material cartográfico), historia exploraciones, reseña sobre otras cavidades en el entorno de la cueva, junto a un extenso capítulo dedicado a la fauna de la cueva. Este libro constituye un ejemplo en el que se suministran abundantes informaciones sobre la cavidad a la vez que mantiene un carácter divulgativo y de promoción del mundo subterráneo.

Apuntes sobre Técnicas de Espeleosocorro

J.L. Menjibar Silva y S. Palacios Pérez. Editorial: Federación Española de Espeleología.

En Febrero de este año la F.E.E. ha editado los **Apuntes sobre Técnicas de Espeleosocorro**, con el fin que sea utilizado por los miembros de los equipos de espeleosocorro. Este manual está concebido como apoyo a los cursos de espeleosocorristas y jefes de equipo que imparte anualmente la Escuela Española de Espeleología. Consta de 46 páginas, con abundante material gráfico y está estructurado en cinco capítulos. En ellos se repasa los diferentes materiales y anclajes utilizados en el espeleosocorro. Por último se dedican dos capítulos a aspectos más específicos como son los planes de socorro y el uso de los helicópteros. Es necesario resaltar la labor de la Escuela Española de Espeleología a la hora de editar publicaciones divulgativas y que complementen el material bibliográfico específico sobre temas relacionados con el espeleosocorro.

Cuevas en hielo y ríos bajo los glaciares

Adolfo Eraso y Marian Pulina. Editorial: McGraw Hill. Serie Divulgación Científica. 242 pag.

Aparece este volumen,

con 242 páginas dedicadas a la investigación del drenaje subglaciar desde un punto de vista nuevo en la glaciología. En él los autores aplican criterios y enfoques kársticos para interpretar numerosos fenómenos observados a lo largo de las investigaciones realizadas en el interior de los glaciares. Sus autores cuentan en su haber una amplia experiencia en expediciones a la Antártida y al Ártico.

Mundo Subterráneo

Coordinación: R. Fernández Rubio. Editorial: TIASA.

A lo largo de los últimos años la revista TECNIOAMBIENTE ha publicado en cada número un pequeño encarte (8 pag.) dedicadas a comentar una selección de cavidades españolas. Un total de 30 separatas han sido recogidas en este volumen, editado con la colaboración de ENRESA. Hay que resaltar la magnífica presentación, con numerosas fotografías en color, en el que se describen las características de 28 cavidades, presentando su topografía, una breve reseña geológica e información sobre los accesos y su situación. Se completa la obra con dos capítulos dedicados a las mineralizaciones y concreciones en las cavidades y a la presencia del hombre en las cavernas. Ediciones de este tipo contribuyen a la difusión y valoración del medio subterráneo dentro del medio natural.

Grallera nº 3 - 4

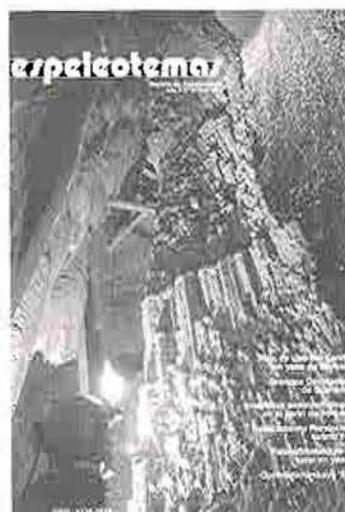
Aparece de nuevo la revista "Grallera" editada por el Centre Excursionista de Lleida (Grup Espeleologic Lleidatá). Este número doble está dedicado a los trabajos de catálogo que este grupo ha realizado en la comarca de la Noguera. Se anuncia la aparición de un próximo número en conmemoración del 40 aniversario del grupo. ■

espeleotemas

Revista de Espeleología



N.º 1



N.º 2



N.º 3



N.º 4



N.º 5



Pedidos:

Espeleo-Club Almería
Cl. Santa Bárbara, 67
04009-ALMERÍA



UNIVERSIDAD DE ALMERIA

