

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín

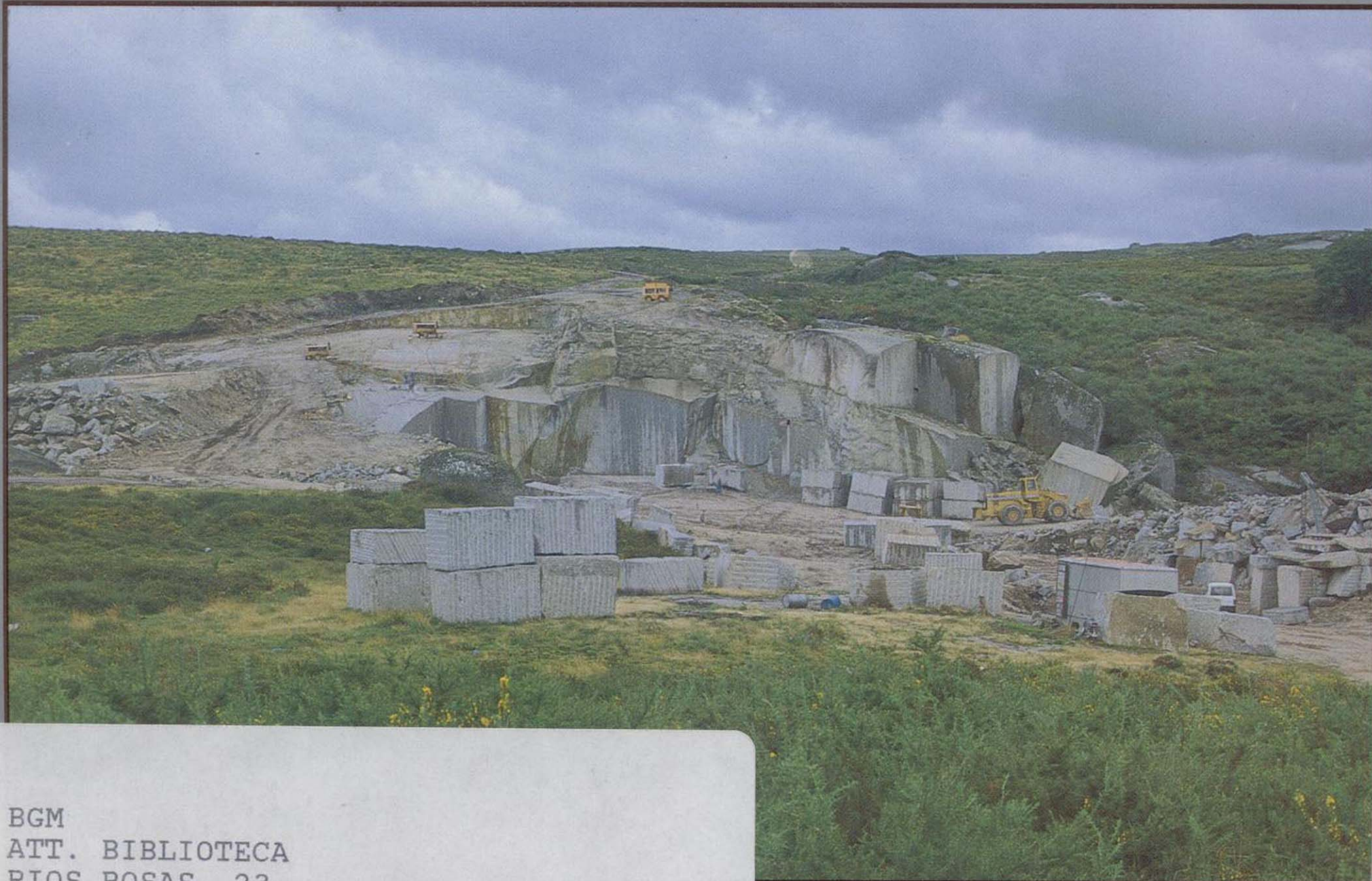
geológico

y minero

VOLUMEN 106

Enero - Febrero 1995

NUMERO 1

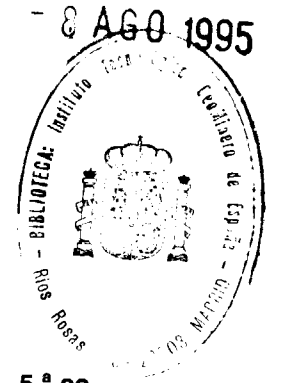


BGM
ATT. BIBLIOTECA
RIOS ROSAS, 23

ISSN 0366 - 0176

Volumen 106
Número 1
Enero-Febrero 1995

boletín geológico y minero



revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 5.ª se

Sumario

Geología	A. ARRIBAS: Consideraciones cronológicas, tafonómicas y paleoecológicas del yacimiento Cuaternario de Villacastín (Segovia, España)... ..	3
Minería	A. ARRIBAS ROSADO y A. ARRIBAS MORENO: Caracteres metalogénicos y geoquímica isotópica del azufre y el plomo de los yacimientos de minerales metálicos del sureste de España	23
Aguas subterráneas	J. CARDENAL, J. BENAVENTE y J.J. CRUZ-SANJULIAN: Características hidrodinámicas y funcionamiento del acuífero carbonatado de la Sierra de Lújar (Granada)	63
	E. SANZ PEREZ: Los manantiales de España: clasificación según caudales y litologías y sus aportaciones	77
Geoestadística	M. CHICA, G. LEAL, A. SALGUERO y J. DELGADO: Análisis espacial y cartografía de anomalías radiométricas	89
Información	Necrológica: J. M. LOPEZ DE AZCONA	98

DIRECCION Y ADMINISTRACION
Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid
Teléf./Fax (91) 349 57 62

**INSTITUTO TECNOLÓGICO
GEOMINERO DE ESPAÑA**

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales

El Instituto Tecnológico Geominero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.

Los derechos de propiedad de los trabajos publicados en esta obra fueron cedidos por los autores al Instituto Tecnológico Geominero de España.
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

EXPLICACION DE PORTADA

Cantera de granito en bloques. Complejo Plutónico de Friol - Puebla de Parga
Labrada, Guitiriz (Lugo)

Foto: M. Lombardero

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366-0176
NIPO 241-95-003-X

Gráficas Chile, S.A.L. - Chile, 27 - Teléf. 359 57 55 - 28016 -MADRID

Consideraciones cronológicas, tafonómicas y paleoecológicas del yacimiento Cuaternario de Villacastín (Segovia, España).

Por A. ARRIBAS (*)

RESUMEN

Se exponen y discuten los datos cronológicos, tafonómicos y paleoecológicos derivados del estudio del yacimiento segoviano de Villacastín (ARRIBAS, 1994a y b). Los datos biocronológicos permiten situar a la asociación paleomastológica de Villacastín en el tercio final del Pleistoceno medio (interestadial Riss II-III). Por otra parte se establecen criterios que permiten deducir cuatro etapas de ocupación del karst por parte de los mamíferos, y caracterizar los resultados de la actividad de los hiénidos cuaternarios.

Palabras clave: Pleistoceno medio, mamíferos, hiénidos, Villacastín, Segovia, España.

ABSTRACT

The chronological, taphonomical and palaeoecological data derived from the study of the Villacastín deposit in Segovia (ARRIBAS, 1994a and b) are stated and discussed. The biochronological data arranged the association in the last third of the Middle Pleistocene (Riss II-III). On the other hand, some criteria have been established which allow to distinguish four stages in the occupation of the karst by the mammals, as well as to typify the results of the Quaternary hyaenids, activity.

Key words: Middle Pleistocene, mammals, hyaenids, Villacastín, Segovia, Spain.

INTRODUCCION

El yacimiento Cuaternario de Villacastín (Segovia) ha proporcionado restos fósiles de diversos taxones de micromamíferos (ARRIBAS, 1994a) y macromamíferos (ARRIBAS 1994b), perfectamente localizados en el contexto estratigráfico. Esto ha hecho posible realizar un detallado estudio de dicha asociación paleomastológica, tanto de las inferencias cronológicas en comparación con localidades españolas y francesas, como de las cuestiones tafonómicas y paleoecológicas que permiten explicar la génesis del yacimiento.

(*) Museo Geominero, ITGE, Ríos Rosas, 23-28003 Madrid.

ASOCIACION FAUNISTICA Y DATAION RELATIVA DEL YACIMIENTO DE VILLACASTIN

A la hora de desarrollar este apartado nos centraremos en los mamíferos (ARRIBAS, 1994a y b), ya que los demás grupos identificados hasta la actualidad ofrecen poca información bioestratigráfica.

Del total de formas identificadas se pueden extraer dos conjuntos bien definidos:

1. Taxones con un amplio rango bioestratigráfico durante el Cuaternario, con representantes actuales en la Península Ibérica. Estas formas no ofrecen una información cronológica precisa.

la. Taxones fósiles de Villacastín presentes en la actualidad en la provincia de Segovia:

-*Bufo calamita* (Pleistoceno medio (Cromer)-actualidad), *Bufo* sp., *Rana* sp. (Pleistoceno medio-actualidad), *Lacerta lepida* (Pleistoceno medio-actualidad), *Lacerta* sp., *Natrix* sp. (Pleistoceno medio-actualidad), *Coluber* sp., *Perdix* sp. (Pleistoceno medio-actualidad), Passeriformes indet., *Arvicola* cf. *sapidus* (Pleistoceno medio-actualidad), *Eliomys querzinus* (Pleistoceno medio-actualidad), *Apodermus* sp. (Pleistoceno inferior-actualidad), *Lepus* sp. (Pleistoceno medio-actualidad), *Talpa europaea* (Pleistoceno medio (Cromer)-actualidad), *Erinaceus europaeus* (Pleistoceno inferior-actualidad), *Crocidura* cf. *russula* (Pleistoceno medio-actualidad), *Cervus elaphus* (Pleistoceno medio (Cromer)-actualidad), *Sus scrofa* (Pleistoceno medio (Cromer)-actualidad) y *Vulpes* sp. (Pleistoceno inferior-actualidad).

lb. Taxones fósiles de Villacastín ausentes en la actualidad de la provincia de Segovia:

-Testudinidae indet., *Crocidura suaveolens* y *Myotis myotis* (Pleistoceno inferior-Actualidad).

II. Formas con un reducido rango bioestratigráfico durante el Cuaternario en la Península Ibérica y en Europa Occidental.

Este conjunto proporciona un intervalo cronológico relativamente preciso, caracteriza la asociación presente en Villacastín y sitúa el yacimiento estudiado en la mitad superior del Pleistoceno medio.

Ila. Taxones fósiles de Villacastín con representantes actuales en el área del yacimiento

-*Pitymys subterraneus*: El género *Pitymys* aparece en España en la fase final del Pleistoceno medio (LOPEZ, 1980). La especie *Pitymys subterraneus* ha sido descrita en los niveles TD-8, TN 4-6, TD 10-11 y TG 10-11 del Pleistoceno medio en Atapuerca (SESE y GIL, 1987). *Pitymys* de Villacastín tiene unas dimensiones comparables a las de *Pitymys subterraneus* de Atapuerca TN-6. Esta especie no ha sido citada en ningún yacimiento español del Pleistoceno superior.

-*Microtus agrestis*: Especie considera moderna del género *Microtus*. Ha sido descrita en el nivel TG-11 de Atapuerca (SESE y GIL, 1987) y en Pi-

nilla del Valle (TONI y MOLERO, 1990). Esta especie aparece regularmente a lo largo del Pleistoceno superior de España.

-*Microtus arvalis*: Al igual que la anterior, *M. arvalis* es una especie "moderna" del género *Microtus*. La primera aparición de este taxón se produce en el yacimiento mesopleistoceno de Pinilla del Valle donde ha sido citado *Microtus arvalis* (TONI y MOLERO, 1990). La segunda aparición viene definida por los ejemplares de *M. arvalis* del yacimiento Boquete de Zafarraya (BARROSO et al., 1984, base del Pleistoceno superior). Según CHALINE (1972), *Microtus arvalis-agrestis* aparece por primera vez en Francia hacia el final del Riss.

Ilb. Taxones fósiles de Villacastín extinguidos.

-*Microtus* cf. *brecciensis*: Se trata del micrótido más característico del Pleistoceno medio. Es una forma exclusivamente fósil que aparece en España durante el Cromer, Atapuerca TD-3, TD-4 (SESE y GIL, op. cit.) continúa durante el Riss en Pinilla del Valle (TONI y MOLERO, op. cit.) y se extingue en la base del Pleistoceno superior, Boquete de Zafarraya (BARROSO et al., op. cit.) y Cova Negra (PEREZ RIPOLL, 1977). Según LOPEZ (1980) los ejemplares primitivos de *Microtus brecciensis* se caracterizan por tener una talla muy pequeña, la anchura del M₁ reducida y morfotipo "*Allophaiomys*" arcaico en el M₁. Nuestros ejemplares presentan las características mencionadas con anterioridad.

-*Oryctolagus cuniculus* cf. *grenalensis*: Es una subespecie exclusiva de la fase final del Pleistoceno medio y de la primera mitad del Pleistoceno superior de Francia, que es sustituida a partir de ese momento (Würm II) por *O. cuniculus cuniculus* y *O. cuniculus huxleyi* (DONARD, 1982). Dentro de esta subespecie se han distinguido diferentes poblaciones en función de la talla, desde el Riss II (cronología alpina). La población de Villacastín está bien caracterizada y coincide en tamaño con las poblaciones del Riss II y III de yacimientos franceses como Le Lazaret, Pech de L'Aze II, Combe-Grenal y Gavaudun.

-*Dama* cf. *clactoniana*: Este gamo es exclusivo del Pleistoceno medio. En España comienza su registro en el Cromer, Atapuerca TD-3 y TD-4 (SOTO, 1987) y su última aparición es la del ya-

cimiento de Pinilla del Valle (Riss II-III; ALFEREZ et al., 1982).

-*Equus caballus* cf. *germanicus*: El caballo germánico es una variedad que tradicionalmente se ha considerado típica del Pleistoceno superior de Europa (PRAT, 1968; EISENMANN, 1991), abarcando su antigua distribución desde el Würm I hasta el Würm III. Esta hipótesis se ha visto alterada por el descubrimiento en España de este caballo, variedad transicional entre los caballos arcaicos s.s. (*Equus caballus mosbachensis*) y los caballos modernos s.s. (*Equus caballus gallicus*), en los niveles rissiens de Atapuerca (TD 10-11, TG 10-11; SANCHEZ, 1985), siendo el yacimiento de Cova Negra (PEREZ RIPOLL, 1977) el único en el que se han descrito restos de esta forma en el Pleistoceno superior español.

-*Equus (Asinus) sp.*: El asno salvaje es un animal muy conflictivo en lo que se refiere a su distribución bioestratigráfica. Se puede afirmar con seguridad que está presente en España en la mitad inferior del Pleistoceno superior en yacimientos como La cueva del Buho (Segovia, Würm I-II; MOLERO et al., 1989), El Pinarillo I (Segovia, Würm I-II; ARRIBAS, 1989) y en Abric Romani (Barcelona, Würm; SANCHEZ, 1990). La presencia de este taxón en el Pleistoceno medio no está confirmada, si bien existen restos fósiles de este animal en Atapuerca, aunque por desgracia su posición estratigráfica no es conocida, y en los niveles superiores del Cabezo Gordo (GIBERT et al., 1994).

-*Crocota crocuta intermedia*: La especie *Crocota crocuta* consta de dos subespecies bien caracterizadas durante el Pleistoceno: *Crocota crocuta intermedia*, variedad exclusiva del Pleistoceno medio, cuya distribución en Europa abarca desde el Cromeriense hasta el final del Pleistoceno medio (Riss), estando muy bien representada en el yacimiento de Pinilla del Valle (Madrid; ALFEREZ et al., 1982) y en la Cueva del Congosto (Guadalajara, Col. MNCN); y por otro lado está *Crocota crocuta spelaea* (Cueva de las Hienas, Asturias, Col. MNCN) más grande y robusta que la anterior, con diferencias anatómicas notables, que es exclusiva del Pleistoceno superior, desde el Würm I (Cueva del Buho, Segovia, MOLERO et al., 1989) hasta el Würm III (Morin Gravettiense, ALTUNA, 1971) período a partir del cual se extinguen las "hienas manchadas" en España.

-*Ursus* sp. (línea arctoide): El úrsido de Villacastín pertenece a la línea arctoide por lo tanto queda excluida la línea *deningeri-spelaeus* (osos de las cavernas). Es comunmente aceptado que los "osos de las cavernas" aparecen en la base del Cromer (KURTEN, 1957) desarrollándose la especie *Ursus deningeri* durante el Pleistoceno medio (exclusivamente en las fases frías), que es sustituida por *Ursus spelaeus* (forma más especializada que la anterior) en el Pleistoceno superior.

Por otra parte la línea arctoidea comienza a estar presente en el registro español a partir del interglaciario Cromeriense (Atapuerca TD-3, TD-4) con la especie "*Ursus praeartcos*". La otra cita de úrsido arctoide es la dada por ALFEREZ et al., (1982 y 1985) en el yacimiento del interstadial Riss II-III de Pinilla del Valle. No hay que olvidar que lo que el registro fósil nos muestra es el hecho de que los úrsidos arctoideos primitivos o prewürmienses aparecen únicamente en las fases templadas, es decir en los interglaciares o interestadiales, como un inmigrante asiático (KURTEN, 1957). A partir del Pleistoceno superior la línea arctoidea viene representada por los "úrsidos arctoideos modernos" es decir, el oso pardo actual, *Ursus arctos*.

-*Felis (Lynx) cf. spelaea*: El lince de las cavernas es una especie característica del Pleistoceno inferior y medio de Europa. La primera cita en España es la del yacimiento del Pleistoceno inferior de Cueva Victoria (Murcia, PONS-MOYA, 1984), aparece en los niveles intermedios del Cabezo Gordo (GIBERT et al., 1994) y la última es la de los niveles rissiens de Atapuerca (CERVERA, 1992).

-*Meles meles atavus*: Hasta la actualidad sólo se ha descrito en España una subespecie de tejón durante el Pleistoceno, *Meles meles meles* en el Pleistoceno superior de Guipúzcoa (ALTUNA, 1971), sin que se conozca la filiación de los restos del Pleistoceno medio de España. En Europa Occidental se observa una sucesión temporal de subespecies a lo largo del Pleistoceno medio-superior. Esta sucesión es la siguiente: *Meles thoralis spelaeus* durante el Mindel (BONIFAY, 1971), *Meles meles atavus* (KORMOS, 1914) durante el Riss y *Meles meles meles* desde el Würm I hasta la actualidad.

-*Mustela (Putorius) eversmanni*: El turón de las estepas no ha sido citado en España hasta el hallazgo de Villacastín. Tan solo ha sido descrito el turón común, *Mustela (Putorius) putorius*, en el Pleistoceno superior de Guipúzcoa (ALTUNA, 1971). En Europa Occidental se considera que el turón de Eversmann es típico del Pleistoceno medio en yacimientos franceses como La Fage (HUGUENEY, 1975), sobreviviendo en el Pleistoceno superior de Francia (Trois-Frères; KOPY, 1951) y desplazándose hasta Suiza en esta época, (Kaltbrunnental; KOPY, 1951). Esta especie vive actualmente en las estepas siberianas de Rusia.

La presencia de este animal en España aporta nuevos datos sobre la distribución paleobiogeográfica de esta subespecie en Europa a lo largo del Pleistoceno. El turón de las estepas está presente con seguridad en Europa Occidental, desde el Pleistoceno medio en Francia (individuos de pequeña talla de La Fage) y en España (individuo de talla grande de Villacastín e individuos de pequeña talla de Pinilla del Valle y Atapuerca, actualmente en estudio). En el Pleistoceno superior desaparece de España donde es sustituido por el turón común, mientras que sobrevivió durante este periodo en Francia (individuos de talla grande de Trois-Frères) y se desplaza hacia Europa central viviendo en Suiza (individuos de talla grande de Kaltbrunnental) hasta quedar confinado actualmente en las regiones esteparias de la Rusia fría.

De esta forma, a pesar de que la muestra existente de este taxón es pequeña, se observa un marcado dimorfismo sexual, como ocurre con el visón europeo (*Mustela lutreola*) que no debe inducir a errores taxonómicos. La distribución paleobiogeográfica del turón parece estar en función de la intensidad de las distintas fases glaciares que afectaron a Europa desde el Pleistoceno medio hasta la actualidad: el turón de Eversmanni está presente en las regiones esteparias afectadas por un clima glacial y emigra hacia regiones circumpolares a medida que retroceden los hielos, o bien queda confinado en las zonas montañosas (Villacastín y Pinilla del Valle) en los periodos interestadiales o interglaciares, áreas de montaña en las que las condiciones ambientales se mantienen más constantes a lo largo de los ciclos generales frío-templado.

Consideraciones cronológicas

La situación cronoestratigráfica de Villacastín queda de la siguiente forma (cuadro 1):

-Posición respecto a yacimientos españoles: La asociación presente en Villacastín es muy parecida a la existente en Pinilla del Valle y, como ésta, indica en líneas generales un clima templado. A su vez presenta formas comunes con los niveles TD 10-11 y TG 10-11 de Atapuerca, siendo el más significativo de ellos el caballo germánico.

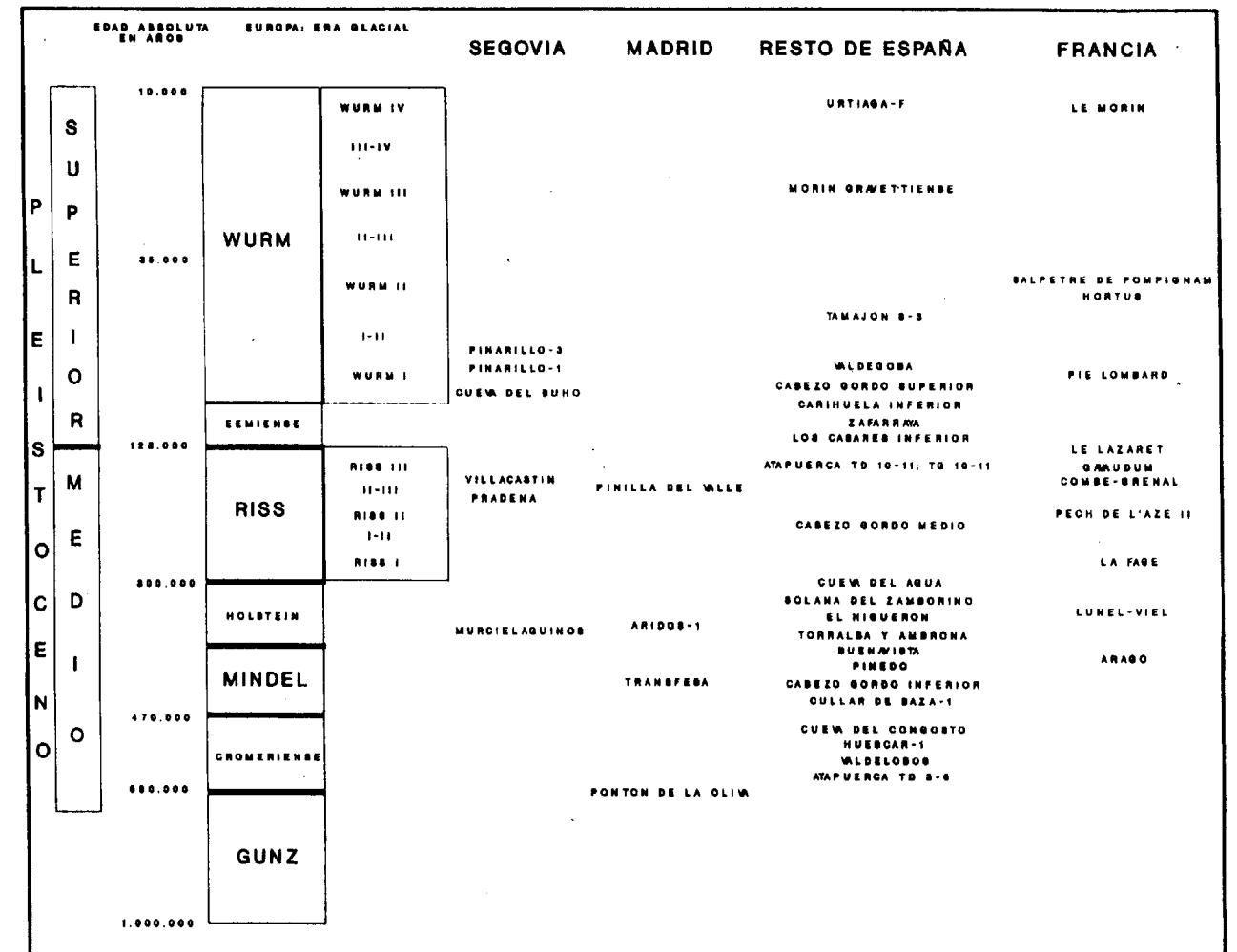
Por lo tanto, el yacimiento estudiado se sitúa temporalmente entre Pinilla del Valle y Atapuerca TD 10-11 y TG 10-11, estando más próximo del primero que del segundo, es decir en el interestadial Riss II-III y posiblemente incluya el inicio del Riss III.

-Posición respecto a yacimientos franceses: Villacastín es un yacimiento más moderno que La Fage (Riss inferior o medio) y se sitúa entre Pech de L'Aze II (Riss II) y Combe-Grenal, Le Lazaret y Gavaudum (Riss III).

CONSIDERACIONES TAFONOMICAS Y PALEOECOLOGICAS.

El análisis en conjunto de toda la información conocida hasta el momento permite conocer aproximadamente las condiciones climáticas y ecológicas de la región durante el Pleistoceno medio, el modo de vida de los animales que habitaron en ella y las interacciones existentes entre la paleomastocenos registrada y los procesos y agentes geológicos y biológicos que han generado el yacimiento, teniendo siempre en consideración las palabras de EFREMOV (1950): "Así, en cada yacimiento encontramos una composición faunística que refleja no tanto la fauna original de la región y de la época considerada, como los procesos que han creado el yacimiento."

Por consiguiente intentaremos exponer un modelo razonable, teniendo en cuenta la desproporción existente entre restos e individuos de Micromamíferos y Macromamíferos, que explique las relaciones organismos-cavidades (8 niveles estratigráficos que ocupan 1 m³ de volumen en la fisura del yacimiento; ARRIBAS 1994a) y por lo tanto el resultado final de dichas interrelaciones, es decir, el yacimiento.



Cuadro 1.-Posición cronoestratigráfica del yacimiento de Villacastín. Situación en comparación con distintos yacimientos españoles y franceses. Datos tomados de AGUIRRE (1989), ALFEREZ et al. (1982), ARRIBAS (1989), DONARD (1982), GIBERT et al. (1994) y MOLERO et al. (1989).

Tafonomía

Hasta la actualidad los estudios tafonómicos de yacimientos paleontológicos en los que aparecen restos de mamíferos fósiles cuaternarios se han centrado en la descripción, caracterización y cuantificación de señales, agentes, mecanismos y procesos que aparecen o actúan durante la fase bioestratigráfica (HAYNES, 1980; HORWITZ y SMITH, 1988; POTTS et al., 1988 y STINER, 1991), siendo ocasionales y específicos los trabajos que abordan alguna de las variables fosildiagnéticas (BOAZ y HAMPEL, 1978, y GORDON y BUIKSTRA, 1981). Si a este problema metodológico unimos el hecho de que, por lo

general, las muestras estudiadas en este tipo de análisis son poco significativas (SEILACHER et al., 1985), en relación con la superficie y el volumen del cuerpo de roca fosilífero (paleocanales y terrazas fluviales) y/o el área teórico de procedencia y dispersión de las entidades paleobiológicas y sus restos esqueléticos y/o señales (depósitos kársticos), las deducciones e interpretaciones bioestratigráficas y esencialmente las paleoecológicas adolecen de la objetividad necesaria para su uso y aplicación (CARRTERO et al., 1990). Esto es, en pocas ocasiones se intenta comprender la totalidad del Tafosistema (FERNANDEZ, 1991a), sino que se aplican conceptos y variables propias de la Ta-

fonomía con el fin de resolver cuestiones puntuales de la problemática paleontológica específica del depósito (BEHRENSMEYER, 1982 y 1991), sin realizar el planteamiento previo sobre la representatividad (o no) de la asociación registrada con respecto a la asociación producida (FERNANDEZ, 1984 Y 1991b) y menos aún frente a la paleobiocenosis.

Tafonomía del yacimiento de Villacastín

El estudio tafonómico del yacimiento pasa por las dos unidades teóricas en que se divide esta rama de la Paleontología, la bioestratinomía y la fosildiagénesis, tratando cada una de ellas por separado y analizando el contenido del yacimiento de lo particular a lo general. Por ello es por lo que estudiaremos en primer lugar los restos óseos (elementos o ejemplares) y posteriormente integraremos toda la información dispersa procedente de cada elemento, taxón y nivel de procedencia. De esta forma se establecerán modelos particulares para cada nivel o conjunto de niveles con características paleontológicas distintivas, y así se obtendrá un modelo general para la zona de la fisura del yacimiento (ARRIBAS, 1994a).

Bioestratinomía

-Señales de larvas de insectos y bacterias.

Del total de elementos encontrados se han localizado señales de la actividad biológica de bacterias en tres huesos de ciervo (niveles 2 y 3), dos falanges primeras y un astrágalo. Estas señales se caracterizan por desfigurar parcialmente el hueso, desarrollando superficies irregulares donde anteriormente existían superficies lisas por descomposición del tejido óseo en un microambiente con pH ácido, debido a la putrefacción de las partes blandas. El otro tipo de señales, las producidas por larvas de insectos, son unas características perforaciones circulares localizadas en las epífisis de los huesos, de entre 2 y 6 mm. de diámetro, que atraviesan total o parcialmente la cortical del hueso con evidente pérdida de tejido óseo. Algunas de estas últimas señales fueron interpretadas históricamente como perforaciones artificiales generadas por homínidos.

Destacar como curiosidad el trabajo de DUPUY DE LOME y FERNANDEZ DE CALEYA (1918), en el que sí relacionan estos tipos de señales con las producidas por insectos necrófagos.

-Señales producidas por la actividad de mamíferos

Dentro de este grupo se observan los siguientes modelos:

-Señales producidas por roedores.

Del conjunto de restos óseos encontrados tan sólo un fósil presenta este tipo de marcas. Se trata de una tibia de conejo, procedente del nivel 2, que presenta las caras anterior, posterior, externa e interna de su diáfisis recorridas por sucesivas bacterias de depresiones paralelas entre sí, generadas por un roedor de pequeña talla con el fin de producir el desgaste de sus incisivos. Similares señales, pero de mayor tamaño, son las producidas sobre huesos secos por los puercoespines (*Hystrix* sp.; BRAIN, 1981) y los que próximamente describiremos producidos por los castores (*Castor fiber*).

-Señales producidas por carnívoros de pequeña talla.

La colección de restos craneales y postcraneales de aves es muy importante, pero sólo uno de estos elementos, un cráneo de passeriforme, presenta las caras derecha e izquierda totalmente comidas, con pérdida de tejido óseo y numerosas marcas de entre 2 y 4 mm. de diámetro. Estas señales han sido producidas presumiblemente por los premolares y las carnívoras de un pequeño carnívoro, ya que coinciden con el tipo de señales dejadas en sus presas por los mustélidos de talla media, siendo posible que fueran efectuadas por el turón de las estepas del que existen restos fósiles asociados en el nivel de procedencia de dicho cráneo (nivel 2). Otro tipo de señales atribuibles al turón son huellas de impacto de premolares sobre huesos largos de conejos descubiertos en el mismo nivel. En todos los casos estas huellas son perforaciones circulares de un diámetro aproximado de 4 mm., situadas en las diáfisis de los huesos, sin pérdida de tejido óseo ya que el fragmento roto de la diáfisis se encuentra en el interior de la cavidad medular del hueso.

-Señales producidas por carnívoros de gran talla (hiénidos).

La mayoría de fósiles de herbívoros localizados en el yacimiento presentan señales producidas por los hiénidos durante su actividad modificadora (BEARDER, 1977; HAYNES, 1983; HILL, 1981 y SKINNER y AARDE, 1981). Como muestra de dicha actividad se mencionarán a continuación los ejemplos más significativos:

-Actividad sobre cráneos: En este grupo se incluye un fragmento craneal de ciervo y otro de caballo. El fragmento de ciervo (base del nivel 3) presenta los pedículos óseos parcialmente comidos y evidentes señales de impactos de premolares de hiena en las regiones anterior de los frontales y posterior de los parietales. El fragmento craneal de équido (nivel 8) conserva parte de los huesos maxilares y las series de los molariformes. En ambos casos se distingue claramente el resultado final de la típica actuación de hienas sobre los cráneos de sus presas, es decir, la destrucción del cráneo comenzando ésta bien por el esplacnocráneo o bien por el neurocráneo, de forma que estas dos regiones son destruidas y sólo se conserva la zona de mínimo aprovechamiento nutritivo para hienas: la región interpedicular en los cérvidos (o los parietales en los bóvidos) y la región palatino-maxilar en los équidos, cérvidos y bóvidos. Ejemplos de este tipo de actuación han sido observados por nosotros en yacimientos como Villarroja (La Rioja), Venta Micena (Granada) (GIBERT y CAPORICCI, 1989) y Cueva Victoria (Murcia), localidades en las que se han conservado excepcionalmente las evidencias de la actividad de los hiénidos sobre los huesos de sus presas.

-Actividad sobre astas de Cérvidos: Se han obtenido cuatro fragmentos de asta de cérvido (nivel 2). La actuación de las hienas es clara, observándose sobre ellos numerosos impactos. La destrucción por "mordisqueo" se caracteriza por la desaparición de la rama principal y de los candiles basales. La roseta aparece intacta en dos de los tres elementos que la poseen.

-Actividad sobre huesos largos: La colección de huesos largos de herbívoros de Villacastín es muy reducida pero se han encontrado abundantes esquirlas óseas (niveles 2, 3 y 8) que presentan los bordes roídos y tienen numerosas estrías

largas, profundas y anchas (sección en U) (MILLER, 1969 y BEHRENSMEYER et al., 1986), perpendiculares u oblicuas al eje longitudinal del fragmento óseo y situadas en áreas desprovistas de superficies de inserción muscular. Estas son las típicas *estrías de descarnación* producidas por hiénidos. Además de estas estructuras se observan señales de impacto de los premolares, es decir, depresiones subcirculares situadas en las proximidades del área roída. Por otro lado, se han encontrado dos epífisis de un radio de ciervo con señales de haber sido roídas. Estos dos fragmentos son un ejemplo típico de la actividad de las hienas sobre los huesos largos, la destrucción de un hueso hasta las epífisis (BRAIN, 1981). Dentro de este modelo de actuación cabe destacar un radio de hiénido que presenta la epífisis distal totalmente roída, con evidentes señales de premolares/molares.

Para finalizar este apartado mencionaremos el último tipo de elemento encontrado. Se trata de pequeños huesos lisos y subcirculares, del carpo o del tarso de algún macromamífero, imposibles de identificar ya que han sido digeridos, por lo que han desaparecido las facetas articulares y cualquier otra estructura anatómica identificable.

Los hiénidos son agentes biológicos que producen mezcla bioestratinómica (remueven los restos en la interfase deposicional).

Evidencia de Egagrópilas

Al realizar el muestreo en el nivel 3 se ha encontrado un ejemplo de acumulación subcircular, de aproximadamente 3 cm. de diámetro, de restos de micromamíferos (*Apodemus*, *Talpa* y *Crociodura*). Esta acumulación recuerda la forma circular o elíptica de las egagrópilas de aves rapaces, desechos que presentan una composición faunística variable en la que es habitual encontrar restos de Múridos y Sorícidos (AGUSTI et al., 1990 y FERNANDEZ-JALVO y ANDREWS, 1992) (la lechuza es un ave rapaz especialista en insectívoros).

Fracturas y grietas

-Fósiles de Micromamíferos: La mayoría de los elementos están enteros y los que están rotos

han sido fracturados por carnívoros o por aves rapaces (fracturas y digestión de huesos de roedores, corrosión química), sin que se haya apreciado evidencias de fracturas producidas por otros agentes.

-Fósiles de Macromamíferos: Casi todos los huesos rotos han sido fracturados por carnívoros aunque en la muestra predominan los huesos enteros sobre los fracturados. Se han detectado grietas en tres huesos: en la cara dorsal de un radio de ciervo (nivel 3), en la cara dorsal de un radio de asno salvaje (nivel 3) y en la cara labial de un fragmento de mandíbula de caballo (nivel 8). Los dos últimos huesos mencionados han sido roídos por hienas. En todos los casos las grietas son paralelas al eje longitudinal del hueso. Estas grietas pueden ser atribuidas a la insolación, mecanismo de meteorización de la cortical de los huesos (BEHRENSMEYER, 1978, Y BEHRENSMEYER y DECHANT BOAZ, 1980). El mayor o menor desarrollo de estas estrías es función directa del tiempo de exposición bajo los rayos solares, pudiéndose llegar a la rotura total del hueso, en un número variable de esquivirlas, cuando el tiempo de exposición es lo suficientemente largo. En los tres casos el número de grietas es menor de cinco, lo que indicaría un breve período de exposición. Grietas similares a las anteriores se pueden generar por dos procesos distintos:

a.- Por *insolación* durante la exposición subaérea del hueso en el exterior de la cavidad o en la zona vestibular del kárst (etapa bioestratinómica).

b.- En el interior de cavidades con sedimento detrítico arcilloso. En el seno de estos materiales se localizan usualmente restos óseos que ven alterada su estructura por los cambios drásticos en el contenido de agua (húmedo-seco) de las arcillas (*compresión-distensión*), apareciendo este tipo de grietas en la gran mayoría de los restos (huesos largos y/o planos), por estar todos ellos igualmente afectados (etapa fosildiagenética). Cuando los huesos se encuentran incluidos en un sedimento kárstico arenoso, poroso y permeable no se verifican los anteriores procesos.

Un experimento realizado en la actualidad ha puesto de manifiesto que este tipo de grietas también aparecen durante la etapa fosildiagenética, cuando se produce enterramiento temprano

de huesos con tejidos blandos (putrefacción) y se verifican períodos de desecación del sedimento (ARRIBAS, datos inéditos). Así pues, la presencia de grietas en los huesos no es evidencia, por sí sola, de prolongados períodos de exposición subaérea, ya que incluso se producen cuando existe enterramiento temprano de los elementos. Las grietas son el resultado de un cambio en las condiciones estructurales de los huesos (por pérdida de agua), independientemente del lugar en el que se encuentre el elemento, sobre el sustrato o enterrado, aunque evidentemente los resultados de este proceso modificador se ven acentuados por la insolación directa, el tiempo y el número de desecaciones-empapamientos.

Distribución espacial de los restos

En la muestra de Villacastín el número de restos de macromamíferos es demasiado pequeño como para poder aportar información alguna sobre la orientación preferencial de estos, con respecto al Norte u otro punto de referencia interno al yacimiento, si es que existe dicha orientación. Por otro lado todos los huesos y demás elementos se distribuyen paralelos a los planos de estratificación de los niveles que los contienen sin que haya aparecido algún resto imbricado o con una inclinación significativa. La dispersión de los fósiles en la horizontal es por lo general aleatoria excepto en algunos ejemplos especiales, en los que la dispersión o concentración de los elementos tiene mucho que ver con el modo de vida y/o comportamiento de algunos de los taxones descubiertos en el yacimiento. Estos casos especiales son los siguientes:

-Niveles 1 y 2: Los restos craneales y postcraneales de Quirópteros y Lagomorfos suelen aparecer en conexión anatómica. Incluso en las zonas más protegidas de la fisura es frecuente encontrar ejemplares casi completos de individuos infantiles, juveniles y adultos de conejo.

-Nivel 2: En este nivel es significativa una importante concentración de coprolitos. Sobre esta superficie de ocupación aparecen dos conjuntos de huesos diferenciados del resto de los elementos encontrados: por un lado una acumulación de fósiles de hiena, situada bajo un

bloque caído en un área de 30 cm. de longitud máxima, y por otra parte una concentración de huesos, algunos de ellos en conexión anatómica (ulna-radio y tibia-fíbula), de turón acumulados en un área de 20 cm. de longitud máxima.

-Nivel 3: Lo más importante de este nivel se encuentra en la base del mismo, zona en la que aparecen asociados un cráneo devorado por hienas, junto con coprolitos de estos últimos animales e industrias manufacturadas por el hombre.

-Nivel 8: En este nivel cabe resaltar la concentración de restos craneales de un équido, devorado por hienas, situado en un área de 30 cm. de longitud máxima sobre la superficie del nivel.

La interpretación de las distribuciones de elementos se realizará a lo largo de este artículo, en conexión con los datos paleoecológicos, anatómicos y superficiales de los fósiles.

Fosildiagénesis

-Estado de conservación de los restos

En general el estado de conservación de los fósiles es excepcional. Los elementos óseos de micromamíferos son los mejor preservados en el yacimiento destacando entre ellos estructuras muy delicadas como pueden ser los cráneos de Quirópteros, Lagomorfos y Erinaceidos. Por el contrario los restos de macromamíferos aparecen peor conservados, siendo débiles y frágiles. Además, en ocasiones han sido fragmentados por raíces de plantas actuales, como les ocurre a los dientes de hiénidos. Este aspecto delicado y esponjoso de la mayoría de los elementos de gran tamaño se debe, a nuestro modo de ver, a su localización en el seno de un sedimento detrítico muy poroso y permeable a través del cual han circulado aguas meteóricas desde la formación del yacimiento. Estas aguas ácidas han favorecido la hidrólisis en los huesos y han eliminado gran parte de la materia orgánica e inorgánica que forma la cortical del hueso, debilitando de esta forma la estructura original. Un factor que puede explicar en gran parte esta diferente conservación, observada entre elementos de micro y macromamíferos, es la localización de cada grupo de restos en las cavidades. La gran mayoría de fósiles de micromamíferos se

han encontrado en zonas protegidas bajo bloques caídos o bien en fisuras internas (zona oscura) alejadas de las áreas abiertas al exterior, mientras que la mayoría de fósiles de macromamíferos se han encontrado en las zonas de acceso directo desde el exterior (zona de penumbra), menos protegidos de las filtraciones de aguas meteóricas. Es de destacar en este apartado la excepcional preservación de los coprolitos, localizados casi exclusivamente en un nivel estratigráfico.

La superficie de todos los restos se caracteriza por ser parda o blanca con numerosas mineralizaciones de óxidos de hierro y manganeso en forma de dendritas de pequeño tamaño, generadas durante períodos de enriquecimiento en agua. Para finalizar es destacable el hecho de que ningún hueso presenta roturas limpias y perpendiculares al eje de la diáfisis, fracturas características de los huesos mineralizados (SHIPMAN, 1981), esto es, no se han producido roturas durante la fosildiagénesis, ni procesos de reelaboración tafonómica (este tipo de roturas son un buen indicio de reelaboración tafonómica, si existe desconexión espacial entre los distintos elementos fragmentados).

PALEOECOLOGÍA: ANÁLISIS DE LA ASOCIACIÓN REGISTRADA

La paleomastocenosis registrada en Villacastín consta de 25 especies representadas por un número mínimo de 172 individuos. En la muestra total dominan los micromamíferos sobre los macromamíferos tanto en % N° de restos como en % NMI (número mínimo de individuos), siendo los valores para cada conjunto de 90,87% N° de restos y 88,95% NMI, y 9,12% N° de restos y 11,04% NMI respectivamente (tabla 1 y figura 1).

La abundancia de los grupos mayores en cuanto a N° de restos va de acuerdo con la siguiente sucesión: Lagomorfos, Quirópteros, Roedores, Carnívoros, Perisodáctilos, Artiodáctilos e Insectívoros; sucesión que sufre ligeros cambios cuando se trata del NMI quedando de la siguiente forma: Lagomorfos, Quirópteros, Roedores, Carnívoros, Perisodáctilos e Insectívoros y por último Artiodáctilos.

Dentro de los micromamíferos los grupos más abundantes tanto por N° de restos como por

Taxones	Nº de restos	%	NMI	% NMI
ROEDORES	73	6,72	32	18,60
<i>Microtus arvalis</i>	10	0,92	3	1,74
<i>Microtus agrestis</i>	17	1,56	7	4,06
<i>Microtus cf. brevicollis</i>	3	0,27	3	1,74
<i>Pitymys subterraneus</i>	4	0,36	3	1,74
<i>Arvicola cf. sapidus</i>	2	0,18	2	1,16
<i>Apodemus sp.</i>	25	2,30	6	3,48
<i>Elomys quereanus</i>	12	1,10	8	4,45
LAGOMORFOS	658	60,64	69	40,11
<i>Oryzolagus cuniculus cf. gmelensis</i>	655	60,36	67	38,95
<i>Lepus sp.</i>	3	0,27	2	1,16
INSECTIVOROS	12	1,10	6	3,48
<i>Crocidura cf. russula</i>	1	0,09	1	0,58
<i>Crocidura savoiensis</i>	1	0,09	1	0,58
<i>Talpa europaea</i>	1	0,09	1	0,58
<i>Eriococcus europaeus sup.</i>	9	0,82	3	1,74
QUIROPTEROS	243	22,39	46	26,74
<i>Myotis myotis</i>	243	22,39	46	26,74
Micromamíferos frente al total	986	90,87	153	88,95
CARNIVOROS	48	4,42	8	4,65
<i>Vulpes sp.</i>	3	0,27	2	1,16
<i>Meles meles caesus</i>	1	0,09	1	0,58
<i>Mustela (P.) evermanni</i>	20	1,84	1	0,58
<i>Ursus sp.</i>	5	0,46	1	0,58
<i>Felis (Lynx) cf. spelaea</i>	7	0,64	2	1,16
<i>Crocuta crocuta intermedia</i>	12	1,10	1	0,58
ARTIODACTILOS	21	1,93	5	2,90
<i>Sus scrofa</i>	1	0,09	1	0,58
<i>Cervus elaphus</i>	18	1,65	3	1,74
<i>Dama cf. clactoniana</i>	2	0,18	1	0,58
PERISODACTILOS	30	2,76	6	3,48
<i>E. caballus cf. germanicus</i>	28	2,58	5	2,90
<i>Equus (Asinus) sp.</i>	2	0,18	1	0,58
Macromamíferos frente al total	99	9,12	19	11,04
Muestra total	1085	100	172	100

Tabla 1.-Tabla en la que se muestra el Nº de restos, el número mínimo de individuos (NMI) y sus respectivos porcentajes, de cada grupo taxonómico presente en el yacimiento frente a la muestra total constituida por 1085 restos fósiles y 172 individuos.

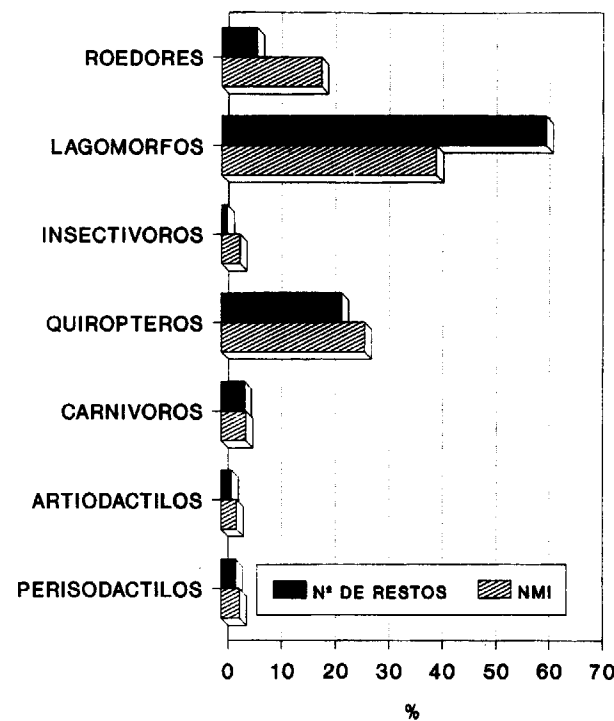


Figura 1.-Histograma en el que se representan los valores totales (% NMI y % Nº de restos) de los órdenes presentes en el yacimiento. Datos extraídos de la tabla 1

NMI son: Lagomorfos (45,9% NMI) con dominio del conejo (43,79% NMI) sobre la liebre, Quirópteros únicamente representados por el murciélago ratero (30,06% NMI), Roedores dentro de los cuales los micrótidos (10,45% NMI) son los más abundantes destacando el topillo agreste, y por último los insectívoros, grupo en el que los erizos son los mejor representados (1,96% NMI) (tabla 2A y figura 2A).

Taxones	Nº de restos	%	NMI	% NMI
ROEDORES	73	7,37	32	20,85
Micrótidos	34	3,43	16	10,45
Arvicólidos	2	0,20	2	1,30
Múridos	25	2,53	6	3,92
Gliridos	12	1,21	8	5,22
LAGOMORFOS	658	66,73	69	45,09
Leporidos	66	6,67	69	45,09
INSECTIVOROS	12	1,21	6	3,91
Soricidos	2	0,20	2	1,30
Talpídeos	1	0,10	1	0,65
Eriocócidos	9	0,91	3	1,96
QUIROPTEROS	243	24,64	46	30,06
Vespertilionidos	243	24,64	46	30,06
TOTAL	986	99,85	153	99,85

Taxones	Nº de restos	%	NMI	% NMI
CARNIVOROS	48	48,48	8	42,08
Canidos	3	3,03	2	10,52
Mustélidos	21	21,21	2	10,52
Ursidos	5	5,05	1	5,26
Félidos	7	7,07	2	10,52
Hiénidos	12	12,12	1	5,26
ARTIODACTILOS	21	21,21	5	26,30
Suidos	1	1,01	1	5,26
Cervidos	20	20,20	4	21,04
PERISODACTILOS	30	30,30	6	31,57
Equidos	30	30,30	6	31,57
TOTAL	99	99,99	19	99,95

Tabla 2. A. Nº de restos, NMI y sus respectivos porcentajes, de cada familia de micromamíferos frente al total de restos fósiles (986) e individuos (153) de micromamíferos; B. Nº de restos, NMI y sus respectivos porcentajes, de cada familia de macromamíferos frente al total de restos (99) e individuos (19) de macromamíferos.

Por otra parte en el conjunto de los macromamíferos el grupo más importante es el de los Carnívoros (42,08% NMI) dominado por los mustélidos (10,52% NMI), félidos (10,52% NMI) y hiénidos (12,12% Nº de restos y 5,26% NMI). Le siguen en abundancia los Perisodáctilos (31,57% NMI), fundamentalmente el caballo (26,31% NMI) y los Artiodáctilos (26,30% NMI) dentro de los que domina el ciervo (15,78% NMI) (tabla 2B y figura 2B).

En cuanto a la composición por edades cabe destacar que de las 25 especies descritas en el yacimiento, 19 de ellas (76%) están representadas exclusivamente por individuos adultos, siendo las excepciones: el conejo (67 individuos adultos y numerosos individuos infantiles y juveniles no incluidos en este trabajo), la liebre (un adulto y

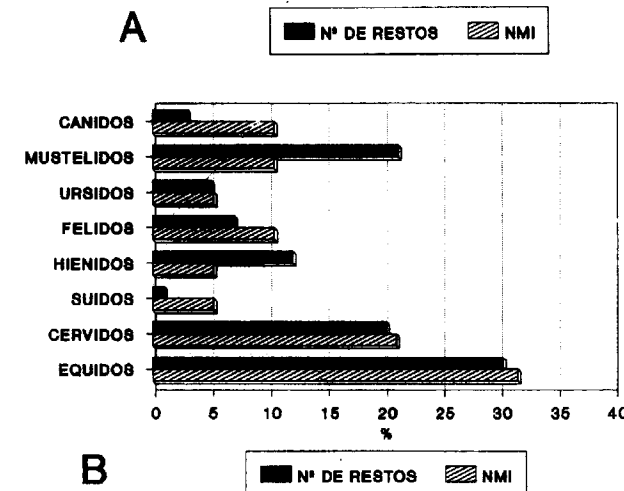
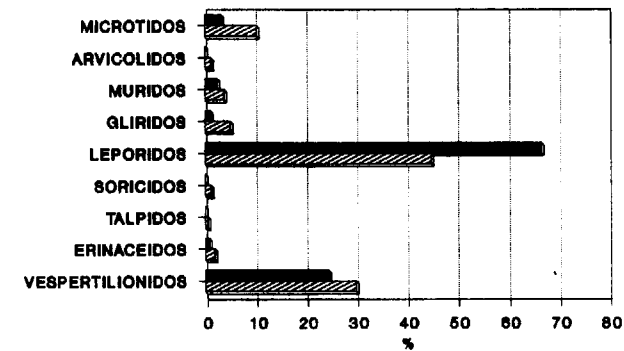


Figura 2. A. Histograma en el que se representa el % Nº de restos y % NMI de cada familia de micromamíferos del yacimiento (datos extraídos de la tabla 2A). B. Histograma en el que muestran los valores totales (% Nº de restos y % NMI) de cada familia de macromamíferos presente en el yacimiento (datos extraídos de la tabla 2B).

un juvenil), el ciervo (dos adultos y un infantil), el caballo (cuatro adultos y un infantil), el tejón (un juvenil) y por último el lince (un juvenil y un infantil). De esta forma de un total de 172 individuos, 166 son adultos (96,5%), tres son juveniles (1,7%) y tres son infantiles, más los numerosos conejos mencionados con anterioridad.

Del entorno paleoecológico del yacimiento se puede decir, en líneas generales, que cinco biotopos terrestres se extendieron por la región de Villacastín en estas edades, biotopos deducidos a partir de las exigencias ecológicas de las especies estudiadas y representados por un número mínimo de individuos (tabla 3 y figura 3). Los espacios abiertos (50,87%) dominan ligeramente sobre los espacios cerrados (49,12%) aunque ambos presentan el mismo orden de magnitud.

A pesar de esto el biotopo más extenso es el bosque templado caducifolio (47,45%). En el interior de estos espacios boscosos y en sus límites, pudieron desarrollarse praderas húmedas (28,81%) situadas en las vertientes de las montañas y en los pequeños valles fluviales que atraviesan la región, localizándose el biotopo ribereño (3,38%) en las cercanías de los cauces. Las praderas secas (3,38%) y el biotopo estepario (16,49%) se extenderían en las áreas con una topografía más suave y más alejadas de los ejes de aportes fluviales.

	ESPACIOS					Total
	Abiertos	Cerrados				
NMI	29	28				57
% NMI	50,87	49,12				99,99
	BIOTOPOS					
	Pradera húmeda	Pradera seca	Estepa	Ripícola	Bosque caducifolio	Total
NMI	17	2	10	2	28	59
% NMI	28,8	3,4	16,9	3,4	47,4	99,99
TAXONES	Topillos y Topo	Musarañas	Liebre, Turón, Hiena, Caballo y Asno	Rata	Ciervo, Gamo, Jabalí, Liebre, Oso, Zorro, Tejón, Erizo, Lirón y Ratón	

Tabla 3. Espacios y biotopos. Notas (*no se incluyen: rata de agua -biotopo ribereño-, conejo y murciélago -biotopos variables-), (**no se incluyen: conejo y murciélago -biotopos variables-).

La presencia conjunta de jabalí, ciervo, lince, hiena, zorro y oso arctóide indican un clima templado-húmedo. Este clima presentaría dos tipos de influencias: por un lado una leve influencia de tipo atlántico-continental reflejada en la mayor cantidad de individuos de micrótidos frente a múridos (VERNET et al., 1984) y en la presencia del lirón careto, la rata de agua y el ratón de campo; y por otro lado se observa una importante influencia mediterránea indicada por el topillo de las brechas y el gamo, y confirmada por *Lacerta lepida* (lagarto ocelado) animal que no vive en la "Iberia húmeda" (SANZ y SANCHIZ, 1980), *Pitymys* que indica un medio árido y el gasterópodo *Jaminia quadridens* que sugiere un medio seco y caluroso como el del Sudeste de España (VERNET et al., 1984). Así el ecosistema en el que vivieron estos animales estuvo constituido por amplias praderas próximas a zonas forestales de bosque mediterráneo, surcado por pequeños claros, atravesadas por cauces fluviales en los que se situaría el sistema bosque-galería. Todo ello controlado por un clima templado-húmedo con influencia mediterránea aunque

la cercanía a un sistema montañoso como el Sistema Central (altitud de 1.100 metros) haría que los inviernos fueran más largos y rigurosos que en las mesetas.

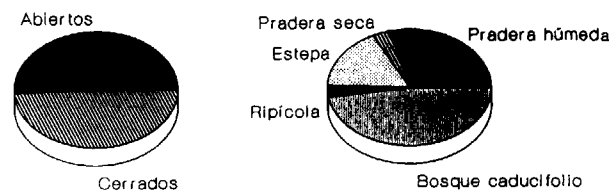


Figura 3. Representación gráfica de los % de espacios y biotopos deducidos de la asociación de Villacastín. Datos extraídos de la tabla 3.

A la hora de realizar el análisis de la estructura trófica se ha considerado necesario sumar a las 25 especies de las que se poseen restos fósiles, el hombre, animal que está indirectamente identificado en el yacimiento (tabla 4 y figura 4). El grupo menos importante es el de los omnívoros (11,5%), animales poco especializados y a su vez muy mal representados y poco importantes en el conjunto del yacimiento. Este grupo va seguido por los predadores s.l. (38,4%) compuesto por los insectívoros y los carnívoros ambos con un 19,2% y por último el grupo más abundante es el de los fitófagos con una presencia del 50%. Estas cifras indican que la de Villacastín (figura kárstica) es una paleomastocenosis con un alto porcentaje de predadores.

Tipo de alimentación	Nº de especies	%
Insectívoros	5	19,2
Omnívoros	3	11,5
Carnívoros	5	19,2
Fitófagos	13	50,0

Tabla 4. Estructura trófica de la paleomastocenosis conservada en Villacastín.

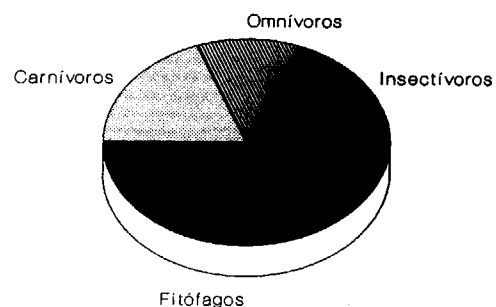


Figura 4. Representación de la estructura trófica de la asociación conservada en el yacimiento. Datos extraídos de la tabla 4.

Algunas consideraciones sobre el sistema cavidad-organismos. Reconstrucción funcional del yacimiento

Tras el análisis de los datos estratigráficos, anatómicos, tafonómicos y paleoecológicos se ha podido interpretar el yacimiento, entendiendo el mismo como el espacio físico en el que un conjunto de animales realizaron parte de sus actividades vitales, y teniendo en cuenta que el marco de referencia global en este análisis es el propio kárst. De esta forma hemos definido tres grupos, cada uno de ellos con distintas variantes, que explican la presencia de los fósiles en el yacimiento, estando a su vez cada uno de ellos caracterizado por criterios fácilmente observables.

GRUPO I: Taxones acumulados por aves rapaces

Criterios:

1. Esqueleto postcraneal poco abundante.
2. Principalmente aparecen mandíbulas y dientes sueltos.
3. Ocasionalmente los restos se encuentran en acumulaciones subcirculares del pequeño diámetro.
4. Los dientes presentan estructuras de disolución producidas por los ácidos estomacales de las aves rapaces.

Taxones	Criterios	Niveles
<i>Pitymys subterraneus</i>	1, 2 y 4	base del 3
<i>Microtus cf. breccianus</i>	1, 2 y 4	2
<i>Microtus agrestis</i>	1, 2 y 4	1-8
<i>Microtus arvalis</i>	1, 2 y 4	1-8
<i>Arvicola cf. sapidus</i>	1, 2 y 4	3
<i>Eliomys querezinus</i>	1, 2 y 4	2-8
<i>Apodemus sp.</i>	1-4	2-8
<i>Talpa europaea</i>	3	1
<i>Crocifera cf. nissala</i>	1-4	1
<i>Crocifera suaveolens</i>	1, 2 y 4	1

GRUPO II: Taxones acumulados por carnívoros.

Criterios:

1. Son animales que no viven en cavidades rocosas.
2. Sus huesos están roídos y/o fracturados por carnívoros.
3. Son animales que forman parte de la dieta de distintos carnívoros.

Taxones	Criterios	Niveles	Predador (supuesto)
<i>Perdix sp.</i>	1 y 3	techo del 1	Lince
<i>Passeriformes indet.</i>	1 y 3	techo del 1	Turón y Lince
<i>Oryzotagus cuniculus cf. grenalensis</i>	2 y 3	2	Turón y Lince
<i>Lepus sp.</i>	2 y 3	1	Zorro
<i>Cervus elaphus</i>	1-3	2 y 3	Hiena
<i>Dama cf. clactoniana</i>	1-3	2	Hiena
<i>Sus scrofa</i>	1 y 3	2	Hiena?
<i>Equus caballus cf. germanicus</i>	1-3	1-3 y 8	Hiena
<i>Equus (Asinus) sp.</i>	1-3	base del 3	Hiena
<i>Ursus sp.</i>	2	2	Hiena

GRUPO III: Taxones que habitaron en las cavidades

Criterios:

1. Gran cantidad de restos perfectamente conservados.
2. Huesos en conexión anatómica.
3. Huesos de individuos adultos.
4. Huesos de individuos infantiles y juveniles.
5. Gran cantidad de coprolitos.
6. Señales en otros huesos de su actividad predatora.
7. Realizan parte de sus actividades vitales en cavidades.

Taxones	Criterios	Niveles	Modalidad de uso (supuesta)
<i>Oryzotagus cuniculus cf. grenalensis</i>	1-4 y 7	1	Madriguera (cubil)
<i>Myotis myotis</i>	1-3 y 7	techo de 1 y 2	Cavidad de hibernación
<i>Crocota crocata intermedia</i>	3 y 5-7	2	Comedero
<i>Mustela (Putorius) evermanni</i>	1-3, 6 y 7	2	Comedero
<i>Vulpes sp.</i>	3, 5 y 7	1 y 2	Comedero
<i>Felis (Lynx) cf. spelaea</i>	4, 5 y 7	2	Cubil de cía
<i>Eriaceus europaeus</i>	1, 3 y 7	techo de 1	Cavidad de hibernación

Meles meles atavus es un taxón de procedencia desconocida al no existir criterios claros que le sitúen en uno u otro grupo.

La distribución estratigráfica de las distintas especies viene reflejada en el cuadro 2. Como se puede ver en el esquema y en las columnas de cada grupo la mayor concentración de especies se sitúa en los tres niveles basales del tramo superior de la zona de la fisura (ARRIBAS, 1994a). La explicación de este hecho es sencilla, el período de tiempo que abarcan estos niveles estratigráficos es el período de mayor actividad orgánica dentro del yacimiento, de forma que se puedan distinguir los siguientes períodos de ocupación (figura 5):

1. Ocupación de la cavidad por una importante colonia de conejos que la utilizó como madri-

guera, con habitación y cría de los individuos de esta especie durante el período de sedimentación del nivel 1 (zona oscura). La presencia de estos animales es continua a lo largo de todos los niveles estratigráficos definidos, aunque a partir del nivel 2 suelen aparecer como animales introducidos en las cavidades por depredadores.

TAXONES	N 1	N 2	N 3	N 4	N 5	N 6	N 7	N 8	NMI
<i>Eliomys querezinus</i>									8
<i>Arvicola cf. sapidus</i>									2
<i>Microtus cf. breccianus</i>									3
<i>Apodemus sp.</i>									6
<i>Microtus arvalis</i>									3
<i>Microtus agrestis</i>									7
<i>Pitymys subterraneus</i>									3
<i>Lepus sp.</i>									2
<i>Oryzotagus cuniculus cf. grenalensis</i>									67
<i>Crocifera cf. nissala</i>									1
<i>Crocifera suaveolens</i>									1
<i>Talpa europaea</i>									1
<i>Eriaceus europaeus sp.</i>									3
<i>Myotis myotis</i>									46
<i>Ursus sp.</i>									1
<i>Vulpes sp.</i>									2
<i>Meles meles atavus</i>									1
<i>Mustela (Putorius) evermanni</i>									1
<i>Felis (Lynx) cf. spelaea</i>									2
<i>Crocota crocata intermedia</i>									1
Coprolitos									
<i>Equus caballus cf. germanicus</i>									5
<i>Equus (Asinus) sp.</i>									1
<i>Dama cf. clactoniana</i>									1
<i>Sus scrofa</i>									1
<i>Cervus elaphus</i>									3
Industrias lítica y ósea									
TAXONES POR NIVEL	11	17	12	6	5	5	5	7	

Cuadro 2. Esquema que muestra la distribución estratigráfica de cada especie de mamíferos presente en el yacimiento, junto con la posición estratigráfica de los coprolitos e industrias líticas. Se incluye el NMI de cada taxón y el total de taxones presentes en cada nivel, ya sea por presencia directa (elementos óseos) o por presencia indirecta: coprolitos (hiena) e industria lítica y ósea (hombre).

2. Cavidad utilizada por una comunidad de murciélagos rateros adultos durante el período de tiempo que duró la sedimentación del techo del nivel 1 (los quirópteros coexisten con erizos en período de hibernación) y de todo el nivel 2. En la actualidad las comunidades de esta especie que están compuestas exclusivamente por individuos adultos son poblaciones que ocupan cavidades (zonas oscura y de penumbra) para hibernar siempre que la temperatura interior sea de 4°C a 5°C (CAMACHO y SALAS, 1979) o de 2°C a 7°C (TOSCHI y LANZA, 1959) y la humedad ambiente alta para evitar la desecación de sus patagios.

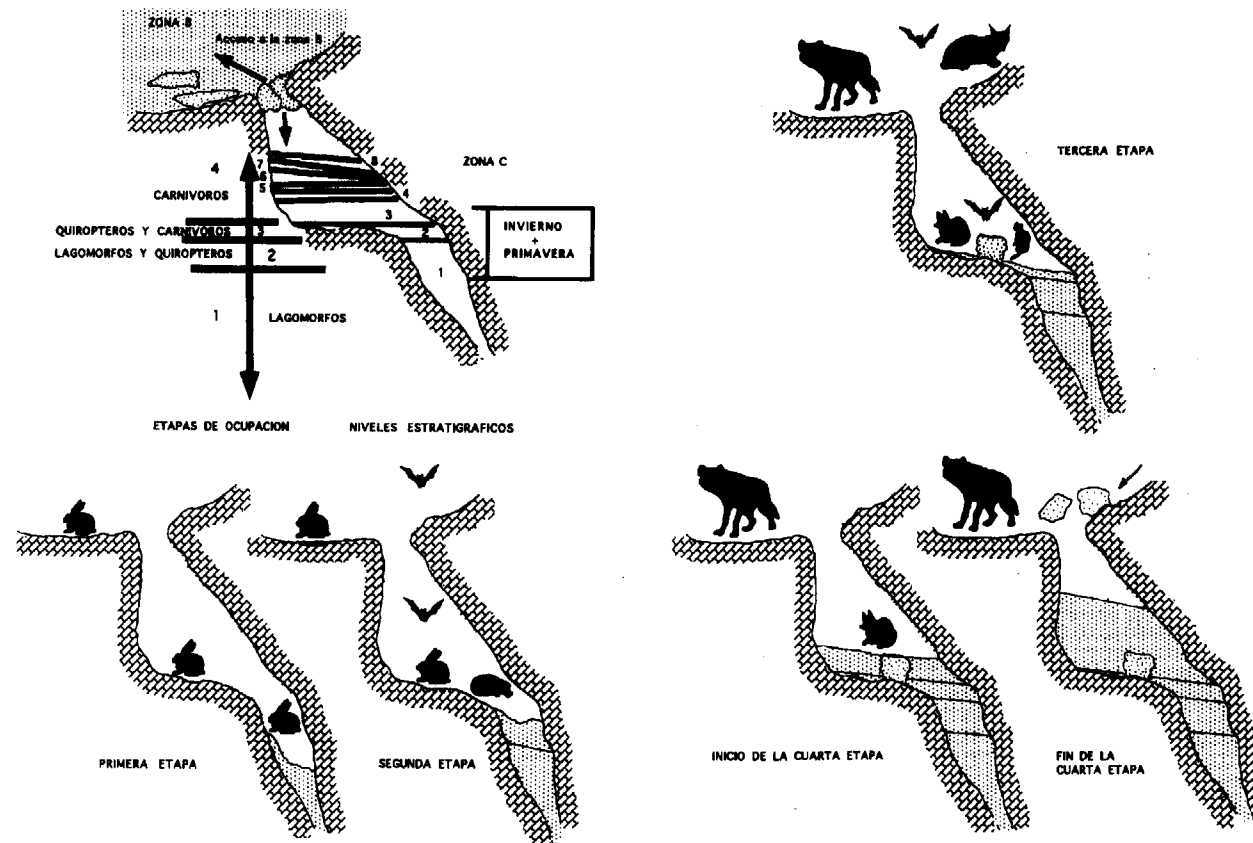


Figura 5. Esquema de la zona C del yacimiento (fisura, 1m³ de sedimento) en la que se muestran los niveles estratigráficos, su correlación con las etapas de ocupación y el desarrollo secuencial de las etapas de actividad biológica. Así mismo, se marca la franja estratigráfica que se pudo sedimentar durante un breve intervalo temporal (un invierno y la primavera siguiente).

3. Durante el tiempo que duró la sedimentación del nivel 2, en la cavidad se produjo un clímax ecológico (apertura de las cavidades al exterior). Además de ser ocupada por los quirópteros fue utilizada como comedero por zorros, turones y hienas, y como cubil de cría por lince ya que uno de los individuos, el infantil, tiene una edad en la que estos animales no abandonan bajo ningún concepto su cubil familiar.

4. Desde el nivel 3 hasta el nivel 8 la fisura fue utilizada como comedero de hienas y ocasionalmente algún o algunos homínidos estuvieron en el interior (zona vestibular) de las cavidades (base del nivel 3).

En este punto merece la pena destacar la importancia de los hiénidos como generadores de yacimientos paleontológicos durante el Cuaternario, ya que acumulan grandes cantidades de

restos óseos de otros animales en las cavidades de habitación.

Tradicionalmente estas cavidades han sido interpretadas como cubiles de cría, es decir, zonas donde estos animales se han instalado durante largos períodos de tiempo sacando adelante sucesivas generaciones. Con el yacimiento de Villacastín parece necesario introducir un nuevo concepto en este esquema generalizando, la idea de "comedero" como zona utilizada eventual o estacionalmente para la protección y alimentación de los individuos adultos de esta especie gregaria.

Así hemos establecido una serie de criterios que caracterizan a los yacimientos generados por hienas y otros de distinción entre los dos modelos, cubil de cría y comedero, partiendo siempre de dos premisas fundamentales: que la asocia-

ción registrada permanezca "in situ" y que sea autóctona, es decir, que el yacimiento no sea derivado y que esté correctamente definido el nivel o niveles estratigráficos de ocupación. En nuestro caso se trata del nivel 2.

Criterios de caracterización (tabla 5 y figura 6)

-Geológicos:

1. Yacimientos en *cuevas*, *abrigos rocosos* y ocasionalmente en depósitos palustres y/o lacustres.

-Paleontológicos:

2. Restos de hiénidos adultos.

3. Presencia de coprolitos.

4. Restos de herbívoros en las cavidades, principalmente huesos de las extremidades y dentición superior de individuos inmaduros y seniles.

5. Bajo % (0-15%) de vértebras y de costillas

6. Huesos y esquirlas comidos y/o fracturados con señales de actividad de carnívoros carroñeros.

7. Alto porcentaje de metápodos registrados, fundamentalmente de équidos, con respecto al resto de elementos del *quiridio*.

8. Alto % de esquirlas óseas de huesos largos (+10%).

9. Bajo % de huesos enteros (1-5%).

10. Grupo taxonómico adémico predominante: équidos.

11. Presencia de otros carnívoros en el yacimiento. Los hiénidos son compatibles con Cánidos, Félidos y Mustélidos mientras que parecen ser incompatibles con los Ursidos al competir ambas especies por un único tipo de espacio protegido (cavidades)

Criterios de distinción

-Paleontológicos:

12. Presencia de coprolitos.

a. En los cubiles de cría este tipo de elementos se encuentran localizados en la entrada de las cavidades, fuera de estas y en los conductos de acceso a las salas de cría pero nunca dentro de ellas. Estas salas suelen ser de muy pequeñas

dimensiones (altura de 30-50 cm.) y pueden estar parcialmente excavadas por las propias crías.
b. En los comederos estos elementos aparecen en grandes cantidades y siempre dentro de la cavidad de ocupación o habitación.

13. Grado de alteración de la muestra.

a. En los cubiles de cría la totalidad (100%) de los elementos óseos del esqueleto postcraneal se encuentran alterados por la actividad de los hiénidos infantiles y juveniles (superficies roídas, con numerosos impactos de dientes -señales de mordisqueo- y desfiguración de la estructura original de los huesos). *Los individuos inmaduros actúan con una intensidad extrema sobre los huesos con el fin de obtener las fases minerales necesarias para la osificación de sus esqueletos* (p. e. Col. Pinarillo 1, Segovia). Es necesario recalcar que no se conoce ninguna relación entre la actividad modificadora de los individuos infantiles sobre los huesos, y la obtención de tejidos blandos, pues los hiénidos inmaduros se alimentan exclusivamente de leche (KRUUK, 1972 y MILLS, 1989).

b. En los comederos se observa un menor grado de alteración de la muestra, constatándose señales de impactos y fracturas, pero no se observa la desfiguración de los elementos. En los comederos la actividad esencial que realizan los hiénidos es la de fracturar los huesos largos, para la obtención del tuétano, y una vez conseguido éste el hiénido pierde interés por el elemento óseo (ver BRAIN, 1981).

14. Desproporción entre maxilares-hemimandíbulas/dientes aislados (herbívoros).

a. En los cubiles de cría la actividad de "mordisqueo" es tan extrema, que se destruyen los paladares y las hemimandíbulas, quedando registrados mayoritariamente los dientes aislados (sin conexión anatómica entre las distintas piezas).

b. En los comederos la actividad de las hienas sobre los cráneos se detiene una vez obtenido el cerebro y el hocico. En este tipo de yacimientos quedan registrados gran cantidad de maxilares y mandíbulas completas (con la dentición en sus posiciones anatómicas).

15. Restos de hiénidos infantiles y juveniles.

a. Son muy abundantes en los cubiles de cría. Es usual encontrar gérmenes de DP⁴ y DP₄, así co-

mo de otros elementos dentales deciduos, sin apenas desgaste. Estos elementos aparecen asociados a porciones maxilares, lo que implica la muerte del individuo "in situ", es decir en su lugar de vida: el cubil.

b. En los comederos no hay registro de restos de individuos infantiles y los de individuos juveniles (gérmenes de la dentición definitiva), si existen son poco numerosos.

16. Distribución espacial de los restos en la horizontal.

a. En los cubiles de cría se observan tres tipos de agrupación.

-H: Conjunto(s) de huesos largos de herbívoros.
-D: Conjunto(s) de dientes y restos craneales de herbívoros.

-C: Conjunto(s) de restos, principalmente craneales, de hiénidos, siempre próximos a las paredes o zonas más protegidas de la cavidad.

b. En los comederos la distribución de los elementos no parece seguir patrones etológicos ya que en este modelo no es necesario el reparto del espacio habitable entre individuos adultos e infantiles y juveniles.

17. Intensidad de la alteración de los metápodos.

a. La modificación de los metápodos en los cubiles es extrema, quedando registradas las epifisis distales, o fragmentos de ellas, casi totalmente desfiguradas por mordisqueo.

b. Se puede decir que la modificación que presentan los metápodos registrados en los comederos es muy baja o nula. Por lo general no presentan roturas producidas por los hiénidos (el metápodo tiene una reducida cavidad medular) y las estrías que pueden presentar son marcas de desmembramiento generadas durante la separación de distintos elementos esqueléticos.

REGIONES ANATOMICAS	Villacastín		Pinarillo 1	
	Nº de elementos	%	Nº de elementos	%
CRANEO	18	16,51	15	18,29
VERTEBRAS	15	13,76	1	1,21
COSTILLAS	3	2,75	0	0
HUESOS EXTREMIDADES	54	49,54	48	58,53
FALANGES	19	17,43	18	21,95
TOTAL	109	99,9	82	99,9

Tabla 5. Regiones anatómicas de macromamíferos representadas en los yacimientos de Villacastín y Pinarillo 1 (cubil de hiénidos; Pleistoceno superior; Segovia), y sus respectivos porcentajes. No se incluyen los dientes aislados.

Por lo expuesto anteriormente parecen evidentes las diferencias entre el yacimiento estudiado y los típicos cubiles de cría por lo que consideramos conceptualmente a Villacastín (zona C) como un comedero de hienas, estando claro este modelo en los niveles 2, 3 y 8, y siendo el nivel 2 el nivel tipo de esta modalidad de uso o aprovechamiento de cavidades. Merece la pena destacar, por último, que se puede dar el caso de que un yacimiento paleontológico, y en una única etapa de ocupación, se observe en distintas salas de un Kárst las dos modalidades, es decir, salas utilizadas como comedero (o como "basurero"), como ocurre en los cubiles actuales (BRAIN, 1981) y otras salas utilizadas para la cría de los individuos inmaduros (ej. Cueva Victoria,

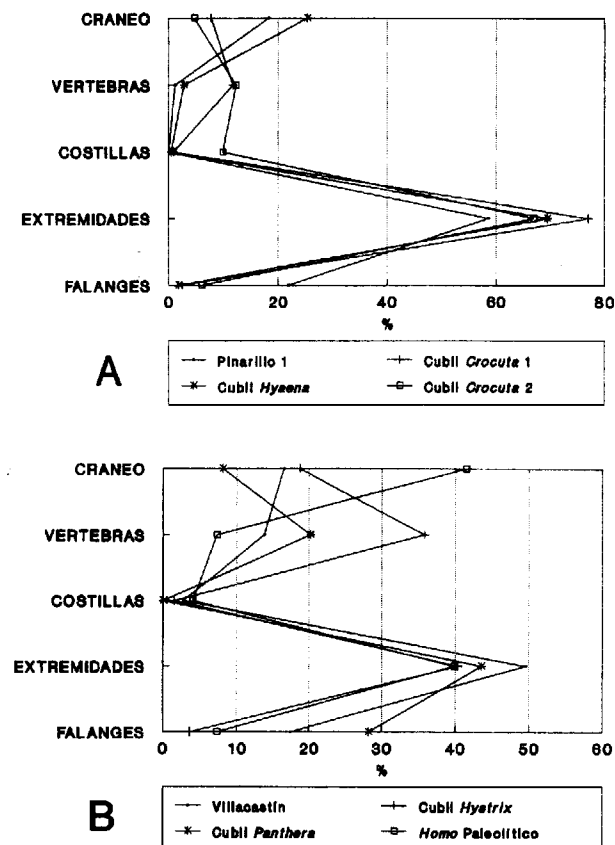


Figura 6. Se representan los porcentajes de las regiones anatómicas de macromamíferos conservadas en acumulaciones óseas generadas por distintos agentes biológicos: A. Cubiles de hiena manchada y de hiena rayada (datos tomados de BRAIN, 1981) comparados con el cubil de hienas de Pinarillo 1 (Segovia, ARRIBAS, 1989); B. Cubil de leopardo, cubil de puercoespín y una cueva paleolítica africana (datos tomados de BRAIN, 1981) comparados con la muestra de Villacastín.

Murcia). Los cubiles actuales en medio abierto suelen ser una pequeña fisura en el terreno, que es agrandada por las propias crías, donde los hiénidos infantiles concentran y modifican un tipo de asociación ósea (cubil de cría), y una superficie exterior donde son acumulados todo tipo de desperdicios óseos y fecales ("basurero" o "comedero" de hiénidos adultos).

CONCLUSIONES GENERALES

1. El conjunto de mamíferos presente en el yacimiento indica una edad Rissense, situándose en el interstadial Riss II-III y posiblemente en el inicio del Riss III, por comparación con yacimientos españoles y franceses fundamentalmente. Esta asociación parece confirmar la composición del grupo paleofaunístico E del Pleistoceno medio (AGUIRRE, 1989), asegurando la presencia de *Equus caballus* cf. *germanicus* en el Riss peninsular. Sería conveniente incluir en la asociación que caracteriza a dicho grupo a *Oryctolagus cuniculus* cf. *grenalensis*, *Meles meles atavus*, *Mustela (Putorius) eversmanni* y *Equus (Asinus)* sp. como taxones presentes en España a partir del Riss II-III, ya que algunos *Oryctolagus* cf. *lacosti* descritos en España pueden pertenecer a la subespecie de conejo anteriormente mencionada, el tejón tiene una distribución típicamente mesopleistocena en Europa occidental, el turón de las estepas a parte de estar presente en Villacastín seguramente lo esté también en Pinilla del Valle y en Atapuerca representado por hembras, y el asno salvaje parece estar presente en la Península a partir de la mitad superior del Pleistoceno medio.

2. La asociación conservada es una asociación mezclada (asociación con dos o más entidades paleobiológicas de ambientes diferentes) con carácter (coexistencia de ejemplares de diferentes estadios de desarrollo ontogénico en el seno de una población monoespecífica, conejos y linces por ejemplo) y elementos autóctonos. La tatonocenos (conjunto de restos de organismos que murieron juntos) preservada en Villacastín ha sufrido mezcla bioestratinómica por "piso-teo", producida por los hiénidos y demás carnívoros en las superficies basales de sus diferentes niveles de ocupación. La asociación registrada en Villacastín presenta un estado tafonómico de *acumulado*.

3. Los terrenos abiertos y cerrados parece que se distribuyeron en iguales proporciones, dominando el bosque caducifolio y las estepas. Cada biotopo se distribuyó, y se distribuye actualmente, según la litología y geomorfología de la región, situándose las masas boscosas sobre los materiales ígneos y las estepas, actualmente transformadas en campos de cultivo, sobre los materiales detríticos del Paleógeno. Así, bajo un clima templado húmedo, con influencia de clima mediterráneo, se desarrolló un ecosistema variado de mamíferos, en el que las especies predominantes lo son por sus relaciones de ocupación con la cavidad en la que se sitúa el yacimiento y por su importancia ecológica como en el caso del conejo, especie *energófono* de la comunidad (especie básica en la cadena alimentaria de los carnívoros) que es muy abundante para mantener a todos los depredadores que dependen de ella, regulando de esta forma las poblaciones de depredadores en función de su propia abundancia.

La ausencia de bóvidos y rinocerótidos en el registro no parece explicarse por variaciones en el comportamiento de los hiénidos o por problemas tafonómicos. Más bien parece que la falta de elementos de estos animales, presas típicas de las hienas, se debe a la ausencia de poblaciones de estos taxones en la comarca en este breve período de tiempo.

4. Los datos estratigráficos, anatómicos, tafonómicos y paleoecológicos aportados a lo largo de este trabajo han permitido conocer a los taxones que habitaron en las cavidades y definir diferentes etapas de ocupación (sistema de referencia kárstico). Así se han diferenciado tres grupos de relación organismos-cavidades y cuatro etapas de ocupación.

-Grupos paleobiológicos de relación organismos-cavidades:

-Taxones acumulados por aves rapaces: agentes acumuladores dependientes de la cavidad (miodémicos) y organismos acumulados independientes de la cavidad (adémicos).

-Taxones acumulados por carnívoros: agentes acumuladores dependientes de la cavidad (miodémicos y eudémicos) y organismos acumulados independientes de la cavidad (adémicos).

-Taxones que habitaron en las cavidades: orga-

nismos acumulados dependientes de la cavidad (miodémicos y eudémicos).

-Etapas de ocupación:

1ª. Lagomorfos -eudémicos- (nivel 1, base y tramos intermedios).

2ª. Lagomorfos -eudémicos-, Quirópteros y Eriaceidos -miodémicos- (nivel 1, techo).

3ª. Quirópteros -miodémicos- y Carnívoros -eudémicos y miodémicos- (nivel 2).

4ª. Carnívoros -miodémicos- (niveles 3 a 8).

El intervalo de tiempo representado entre la mitad superior del nivel 1 y la mitad inferior del nivel 3 parece indicar un invierno (poblaciones e individuos hibernando) y la primavera siguiente (individuos infantiles y juveniles de especies dependientes e independientes de la cavidad), momento que coincide -nivel 2 y posible clímax ecológico- con la instalación de carnívoros que utilizaron, a partir de entonces, el yacimiento según sus necesidades bien como comedero (hienas) o bien como cubil de cría (lince).

Aplicando los criterios de caracterización y de distinción se puede conocer si una cavidad, nivel estratigráfico o superficie (yacimiento) fué utilizada como comedero o cubil de cría de hienas, siempre que exista un control estratigráfico previo. Así pues, la zona C del yacimiento (fisura) fue utilizada por los hiénidos como comedero, es decir, su presencia en el interior de las cavidades no fue constante ni prolongada. Es usual que los grandes carnívoros posean numerosos comederos en la región en la que habitan, desplazándose de unos a otros a medida que se producen los cambios estacionales o bien desplazamientos de las manadas de herbívoros. Este hecho permite explicar la presencia ocasional de homínidos en la zona vestibular del yacimiento (zonas A y B, ARRIBAS, 1994a y b), área de origen de los objetos líticos encontrados en la base del nivel 3 de la zona de la fisura (zona C).

5. Por lo observado en este y otros yacimientos los hiénidos pueden coexistir en una cavidad o conjunto de cavidades (nivel estratigráfico de ocupación) siendo los carnívoros agentes generadores de acumulaciones biogénicas, con cánidos, félidos y mustélidos, mientras que no ocurre así entre hiénidos y úrsidos que parecen excluirse al competir por un único espacio eco-

lógico de habitación (protección, alimentación y reproducción). Ocasionalmente aparecen restos de úrsidos en estos tipos de yacimientos, elementos que han sido acumulados y modificados por los hiénidos.

Existen los siguientes yacimientos que avalan la anterior hipótesis:

-Yacimientos en los que coexisten hiénidos y otros carnívoros y están ausentes los úrsidos: Cueva Victoria (Pleistoceno inferior, Murcia), Atapuerca TD-3 y TD-4 (Pleistoceno medio, Burgos), Cueva del Congosto (Pleistoceno medio, Guadalajara), Pinarillo 1 (Pleistoceno superior, Segovia), Cueva del Buho (Pleistoceno superior, Segovia), Cueva de los Torrejones E (Pleistoceno superior, Guadalajara) y Villacastín.

-Yacimientos en los que coexisten úrsidos y otros carnívoros y están ausentes los hiénidos: Atapuerca TD-5, TD-6, TD 10-11 y TG 10-11 (Pleistoceno medio, Burgos) y Cueva Eirós (Pleistoceno superior, Lugo).

-Yacimientos en los que coexisten hiénidos, úrsidos y otros carnívoros: Desconocidos.

6. Los predadores (aves rapaces + carnívoros) han jugado un papel fundamental en la formación de esta acumulación, aportando sus propios restos y los de los animales que les sirvieron de alimento. Del total de taxones pertenecientes a mamíferos (25) trece de ellos (52%) pertenecer a carnívoros y a animales depredados por ellos, diez son micromamíferos aportados por aves rapaces (40%) y dos (murciélago y erizo) aparecen con independencia de la actividad de los predadores (8%).

REFERENCIAS

- AGUIRRE, E. (1989): Vertebrados del Pleistoceno continental. *Mapa del Cuaternario de España*. ITGE: 47-69.
- AGUSTI, J.; GALOBART, A.; MARTINEZ, B. y GIBERT, J. (1990): Datos preliminares sobre la Tafonomía de Casablanca-1 (Plioceno superior, Castellón). En: *Com. Reunión de Tafonomía y Fosilización*: 1-6.
- ALFEREZ, F.; MOLERO, G.; MALDONADO, E.; BUSTOS, V.; BREA, P. y BUITRAGO, A.M. (1982). Descubrimiento del primer yacimiento Cuaternario (Riss-Würn) de vertebrados con restos humanos en la provincia de Madrid. *Col-pa*, 37: 15-32.

ALFEREZ, F.; MOLERO, G. y MALDONADO, E. (1985): Estudio preliminar del úrsido del yacimiento del Cuaternario medio de Pinilla del Valle (Madrid). *Col-pa*, 40: 59-68.

ALTUNA, J. (1971): Fauna de mamíferos de los yacimientos prehistóricos de Guipúzcoa. *Munibe*, 1-4: 191-330.

ARRIBAS, A. (1989): Nuevos yacimientos de vertebrados del Pleistoceno medio-superior en la provincia de Segovia: intervención de hiénidos y otros carnívoros en su formación. En: *Resúmenes de comunicaciones de las V Jornadas de Paleontología*. Servei de Publicacions de la Universitat de València: 19-20.

ARRIBAS, A. (1994a): El yacimiento mesopleistoceno de Villacastín (Segovia, España): geología y paleontología de micromamíferos. *Bol. Geol. Min.*, 105 (2): 146-166.

ARRIBAS, A. (1994b): Los macromamíferos del yacimiento mesopleistoceno de Villacastín (Segovia, España). *Bol. Geol. Min.*, 105 (4): 344-361.

BARROSO, C.; MEDINA, P.; SANCHIDRIAN, J. L.; RUIZ-BUSTOS, A. Y GARCIA SANCHEZ, A. (1984): Le gisement moustérien de la Grotte du Boquete de Zafarraya (Alcaucín, Adalousie). *L'Anthropologie*, 88 (1): 133-134.

BEARDER, S. K. (1977): Feeding habits of spotted hyaenas in a woodland habitat. *E. Afr. Wildl. J.*, 15: 263-280.

BEHRENSMEYER, A. K. (1978): Taphonomic and ecologic information from bone weathering. *Paleobiology*, 4 (2): 150-162.

BEHRENSMEYER, A. K. (1982): Time sampling intervals in the Vertebrate Fossil Record. *3rd North Amer. Paleontol. Convent.*, 1: 1-5.

BEHRENSMEYER, A. K. (1991): Terrestrial Vertebrate Accumulations. In: *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*, 9: 291-327.

BEHRENSMEYER, A. y DECHANT BOAZ, E. (1980): The recent bones of Amboseli National Park, Kenya, in relation to East African paleoecology. In: *Fossils in the Making*, University of Chicago Press.

BEHRENSMEYER, A. K.; GORDON, K. A. y YARAGI, G.T. (1986): Trampling as cause of bone surface damage and pseudo-cutmarks. *Nature*, 319 (6056): 768-771.

BOAZ, N. T. y HAMPEL, J. (1978): Strontium content of fossil tooth enamel and diet of early Hominids. *J. Paleont.*, 52 (4): 928-933.

BONIFAY, M. F. (1971): Carnivores quaternaires du Sud-Est de la France. *Mem. Mus. Hist. nat.*, N. S., serie C, 21 (2): 43-274.

BRAIN, C. K. (1981): *The Hunters or the hunted*. The Univ. Chicago Press: 365 pp.

CAMACHO, I. y SALAS, R. (1979): Datos ecológicos comparativos entre Murciélagos cavernícolas granadinos y los de otras regiones. *Doñana-Acta Vertebrata*, 6 (1): 101-112.

CARRETERO, J. M.; GRACIA, A.; ARSUAGA, J. L. y MARTINEZ, I. (1990): Estudio tafonómico de los fósiles humanos de la Sima de los Huesos de Ibeas/Atapuerca. *Com. Reunión de Tafonomía y Fosilización*: 63-71.

CERVERA, J. (1992): Nuevos hallazgos de carnívoros en el complejo de yacimientos mesopleistocenos de la Sierra de Atapuerca, Burgos. *Rev. Esp. Paleontología*, Extra: 21-27.

CHALINE, J. (1972): Les Rongeurs du Pléistocène moyen et supérieur de France. *Cahiers Paleontol.*, 410 p.

DONARD, E. (1982): *Recherches sur les léporinés Quaternaires (Pleistocène moyen et supérieur, Holocène)*. These. L'Université de Bordeaux I. Tome I et II.

DUPUY DE LOME, D. E. y FERNANDEZ DE CALEYA, C. C. (1918): Nota acerca de un yacimiento de mamíferos fósiles en el Rincón de Ademuz (Valencia). *Bol. Inst. Geol. España*, 19: 299-348.

EISENMANN, V. (1991): Les chevaux Quaternaires Européens (Mammalia, Perissodactyla). Taille, typologie, biostratigraphie et taxonomie. *Geobios*, 24 (6): 747-759.

EFREMOV, I. A. (1950): *Taphonomie et annales géologiques*. *Ann. Centre d'étud. doc. Paleont.*, 4: 1-196.

FERNANDEZ, S. (1984): Nuevas perspectivas de la Tafonomía evolutiva: Tafosistemas y asociaciones conservadas. *Estudios geol.*, 40: 215-224.

FERNANDEZ, S. (1991a): Taphonomic concepts for a theoretical biochronology. *Rev. Esp. Paleontología* 6 (1): 37-49.

FERNANDEZ, S. (1991b): Sistemas tafonómicos: función y evolución. *Rev. Esp. Paleontología*, nº Extraordinario: 21-34.

FERNANDEZ-JALVO, Y. y ANDERWS, P. (1992): Small Mammal Taphonomy of Gran Dolina, Atapuerca (Burgos), Spain. *J. Archaeol. Sci.*, 19: 407-428.

GIBERT, J. y CAPORICCI, R. (1989): Tafonomía y Paleoecología del yacimiento de Venta Micena. En: *Los restos humanos de Orce y Cueva Victoria* (J. Gibert, D. Campillo y E. García-Olivares ed.) Diputación de Barcelona: 241-268.

GIBERT, J.; WALKER, M. J.; MALGOSA, A.; SANCHEZ, F.; POMERY, P. J.; HUNTER, D.; ARRIBAS, A. y MAILLO, A. (1994): Hominids in Spain: Ice Age Neanderthals, from Cabezudo Gordo. *Research & Exploration*, 10 (1): 120-123.

GORDON, C. C. y BUIKSTRA, J. E. (1981): Soil pH, Bone preservation, and sampling bias at Mortuary sites. *American Antiquity*, 46 (3): 566-571.

HAYNES, G. (1980): Evidence of carnivore gnawing on Pleistocene and Recent mammalian bones. *Paleobiology*, 6 (3): 341-351.

HAYNES, G. (1983): Frecuencias of spiral and green-bone fractures on ungulate limb bones in modern surface assemblages. *American Antiquity* 48 (1): 102-114.

HILL, A. P. (1981): A modern hyaena den in Amboseli National Park, Kenya. *Proc. Pan-Afr. Cong. Preh. Quat. Stud.*: 137-138.

HORWITZ, L. K. y SMITH, P. (1988): The Effects of the Striped Hyaena on Human remains. *J. Archaeol. Sci.*, 15: 1-11.

HUGUENEY, M. (1975): Les Mustelidés (*Mammalia, Carnivora*) du gisement pléistocène moyen de La Fage (Corrèze). *Nouv. Arch. Mus. His. nat. Lyon*, 13: 29-46.

KOBY, F. ED. (1951): Le Putois d'Eversmann fossile en Suisse et France. *Eclog. geol. Helvet.*, 44: 394-398.

KORMOS, TH. (1914): Drei neue Raubtiere aus den Präglazialschichten des Somlyöhegy bei Püspöfküldö. *Hitt. Jb. Ungar. Geol. Reichsanstalt*, 22.

KRUUK, H. (1972): *The Spotted Hyaena. A Study of Predation and Social Behavior*. Univ. Chicago Press. Chicago.

KURTEN, B. (1957): The bears and hyenas of the interglacials. *Quaternaria*, 4: 1-13.

LOPEZ, N. (1980): Los micromamíferos (Rodentia, Insectivora, Lagomorpha y Chiróptera) del sitio de ocupación achelense de Aridos-1 (Arganda, Madrid). *Ocupaciones achelenses del Valle del Jarama*. Publ. Excma. Dip. Prov. Madrid: 161-202.

MILLER, G. J. (1969): A study of cuts, grooves, and other marks on recent and fossil bone. Animal tooth marks. *Tebbiwa*, 12: 20-26.

MILLS, M. G. L. (1989): The Comparative Behavioral Ecology of Hyenas: The Importance of Diet and Food Dispersion. In Gittleman, J. L. (ed.): *Carnivore Behavior, Ecology and Evolution*. Chapman & Hall Ltd. London.

MOLERO, G.; MALDONADO, E.; IÑIGO, C.; SANCHEZ, F. L. y DIEZ, A. (1989): El yacimiento del Pleistoceno superior de la Cueva del Búho (Perogordo, Segovia) y su fauna de vertebrados. En: *Resúmenes de comunicaciones de las V jornadas de Paleontología*. Servei de Publicacions de la Universitat de València: 101-102.

PEREZ RIPOLL, M. (1977): Los mamíferos del yacimiento musteriense de Cova Negra (Játiva, Valencia). *Servicio de Investigaciones Prehistóricas Diput. Prov. Valencia*. Trabajos varios, 53: 1-150.

PONS-MOYA, S. (1984): Presencia de *Lynx spelaea* (Fissipeda, Mammalia) en el Pleistoceno inferior de la Península Ibérica. *Paleont. Evol.*, 18: 39-42.

POTTS, R.; SHIPMAN, P. e INGALL, E. (1988): Taphonomy, paleoecology, and hominids of Lainyamok, Kenya. *Evolution*, 17: 597-614.

PRAT, F. (1968): *Recherches sur les Equidés Pléistocènes en France*. These de Doctorat d'Etat. Faculté des Sciences de Bordeaux: 1-692.

SANCHEZ, B. (1985): *Los équidos del Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca (Burgos)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de C.C. Biológicas, U.C.M.

SANCHEZ, B. (1990): La fauna de mamíferos del Pleistoceno superior del Abric Romaní (Capellades, Barcelona). *Acta Salmat. Ser. Ciencias*, 68: 331-347.

SANZ, J. L. y SANCHIZ, B. (1980): Nota preliminar sobre los squamata (Reptilia) del Pleistoceno medio de Aridos-1 (Arganda, Madrid). *Ocupaciones achelenses del Valle del Jarama*. Publ. Excma. Dip. Prov. Madrid: 127-138.

SEILACHER, A.; REIF, W.E. y WESTPHAL, F. (1985): Sedimentological, ecological and temporal patterns of fossil Lagerstätten. *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London*, 311B: 5-23.

SESE, C. y GIL, E. (1987): Los micromamíferos del Pleistoceno medio del complejo cárstico de Atapuerca (Burgos). En: *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca* (E. AGUIRRE, E. CARBONELL y J.M. BERMUDEZ DE CASTRO ED.) Junta de Castilla y León: 75-92.

SHIPMAN, P. (1981): *Life History of a Fossil*. Harvard Univ. Press.

SKINNER, J. D. y AARDE, R. J. van (1981). The distribution and ecology of the brown hyaena (*Hyaena brunnea*) and spotted hyaena (*Crocuta crocuta*) in the Central Namibid Desert. *Madoqua*, 12 (4): 231-239.

SOTO, E. (1987): Grandes herbívoros del Pleistoceno medio de la trinchera de ferrocarril de Atapuerca (Burgos, España). En: *El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca* (E. AGUIRRE, E. CARBONELL y J. M. BERMUDEZ DE CASTRO ed.). Junta de Castilla y León: 93-116.

STINER, M. C. (1991): The faunal remains from Grotta Guattari: A Taphonomic perspective. *Current Anthropology*, 32 (2): 103-117.

TONI, I. y MOLERO, G. (1990): Los roedores (Rodentia, *Mammalia*) del yacimiento cuaternario de Pinilla del Valle (Madrid). *Acta Salmat. Ser. Ciencias*, 68: 359-373.

TOSCHI, A. y LANZA, B. (1959): Faune d'Italia. *Mammalia*: 1-488.

VERNET, J. L.; ANDRE, J.; BRUGAL, J. PH.; CASANOVA, J.; MICHAUX, J. y SEMAH, F. (1984). Paléoenvironnements quaternaires dans la région de Millau a partir des travertins, des macroflores et des faunes. *Geobios, Memoria especial* 8: 125-131.

Original recibido: Noviembre de 1994

Original aceptado: Diciembre de 1994

Caracteres metalogénicos y geoquímica isotópica del azufre y el plomo de los yacimientos de minerales metálicos del sureste de España.

Por A. ARRIBAS ROSADO (*) y A. ARRIBAS MORENO(**)

RESUMEN

Los yacimientos de minerales metálicos del sureste de España se clasifican aquí en tres grupos: (1) yacimientos estratoides de F-Pb-Zn-(Ba) en rocas carbonatadas del Trías (S^a de Gador y S^a Alhambilla); (2) yacimientos hidrotermales de Pb-Zn-Fe-Ba-(Ag-Cu-Sb-Sn), filonianos y en mantos, en metasedimentos paleozoicos y triásicos y rocas volcánicas y sedimentarias del Terciario (S^a de Cartagena, Mazarrón, Loma de Bas, S^a del Aguilón y S^a Almagrera); (3) yacimientos epitermales de metales básicos y preciosos en rocas efusivas miocenas del campo volcánico del Cabo de Gata (Rodalquilar y San José).

De acuerdo con los caracteres geológicos y la geoquímica isotópica del Pb, en el sureste de España se distinguen dos etapas de mineralización. Durante la primera se formaron los yacimientos de F-Pb-Zn-(Ba) del Grupo 1, en los que el Pb fué extraído por circuitos de convención hidrotermal de los metasedimentos paleozoicos del basamento. La segunda etapa, durante la cual se formaron los yacimientos de los Grupos 2 y 3, tuvo lugar a finales del Mioceno y fué consecuencia de la actividad hidrotermal asociada con la formación del arco magmático Almería-Cartagena. En los yacimientos del Grupo 2, los datos isotópicos indican que la fuente principal del Pb fueron los metasedimentos del basamento paleozoico, sin que haya habido removilización del Pb de las mineralizaciones del Trías. Por lo que se refiere al origen de los yacimientos del Grupo 3, dos casos se deben tener en cuenta. En el primero, el de los yacimientos de Au-alunita-(Cu-Te-Sn) de Rodalquilar, la composición isotópica del Pb es semejante tanto a la de las dacitas y riódacitas encajantes como a la de las andesitas con las que la mineralización está genéticamente asociada, por lo que no se puede decidir si el Pb proviene de la lixiviación de las primeras o ha sido aportado por fluidos magmáticos profundos. En el caso de los yacimientos de Pb-Zn-(Ag-Cu-Au) de San José, los datos isotópicos del Pb indican que estas mineralizaciones se formaron por un sistema geotérmico que afectó conjuntamente a las rocas volcánicas miocenas y al basamento paleozoico.

Teniendo en cuenta el valor medio de $\delta^{34}\text{S}$ (4‰), la homogeneidad de la composición isotópica y las características metalogénicas de los yacimientos hidrotermales de los Grupos 2 y 3, el S de estas mineralizaciones tiene un origen magmático. Además, en el caso del Grupo 3, el valor medio de $\delta^{34}\text{S}$ es semejante al de las rocas calcoalcalinas, no alteradas, del Cabo de Gata.

Palabras clave: Yacimientos hidrotermales: oro-plata-zinc-plomo-fluorita-alunita, Geoquímica, Isótopos: plomo-azufre, España: Cartagena-Mazarrón-Almagrera-Baza-Gata.

ABSTRACT

The ore deposits of southeastern Spain are divided into the following three groups: (1) F-Pb-Zn-(Ba) stratabound deposits hosted by Triassic carbonate rocks (e.g., S^a de Gador and S^a Alhambilla); (2) polymetallic (Pb-Zn-Fe-Ba-[Ag-Cu-Sb-Sn]) hydrothermal, vein -and manto- type deposits hosted by Paleozoic and Triassic metasedimentary rocks and Tertiary volcanic and sedimentary rocks (e.g., S^a de Cartagena, Mazarrón, Loma de Bas, S^a del Aguilón, y S^a Almagrera); (3) base -and precious- metal epithermal deposits hosted by volcanic rocks of the Cabo de Gata volcanic field (e.g., Rodalquilar and San José).

On the basis of geologic relations and the isotopic geochemistry of Pb, two distinct periods of mineralization may be recognized in southeastern Spain. The older period produced group 1 stratabound F-Pb-Zn-(Ba) deposits, in which Pb was leached

(*) Servicio Geológico de Japón, 1-1-3 Higashi, Tsukuba, 305 Japón

(**) Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Universidad Politécnica de Madrid, Ríos Rosas 20, Madrid 28006

by hydrothermal convection from Paleozoic metasediments that form the bulk of the basement in southeastern Spain. The younger period of mineralization resulted in group 2 and 3 deposits and was a consequence of hydrothermal circulation associated with formation of the Almería-Cartagena volcanic belt during the late Miocene. The Pb isotopic data for group 2 deposits indicates a dominantly Paleozoic basement metasedimentary rock source for ore Pb, without remobilization of less radiogenic Triassic (group 1) ore Pb. Of group 3 deposits, the Au-alunite-(Cu-Te-Sn) in the Rodalquilar caldera contain Pb isotopically indistinguishable from that of dacitic and rhyodacitic host rocks and the genetically related andesitic rocks; therefore, two alternatives are possible for the origin of this metal at Rodalquilar: leaching of the host volcanic sequence and injection of magmatic fluids from depth. The isotope data for the Pb-Zn-(Ag-Cu-Au) vein deposits at San José suggest an origin based on hydrothermal circulation through the Paleozoic basement and Tertiary volcanic rocks.

On the basis of the metallogenic features of group 2 and 3 deposits, the average $\delta^{34}\text{S}$ value (4‰), and the homogeneous isotopic composition, the sulfur in these hydrothermal deposits is interpreted to be magmatic. Furthermore, $\delta^{34}\text{S}$ values in group 3 deposits are similar to those of the calc-alkaline rocks of the Cabo de Gata volcanic field.

Key words: Hydrothermal deposits: gold-silver-zinc-fluorite-alunite, Geochemistry, Isotopes: lead-sulphur, Spain: Cartagena-Mazarrón-Almagrera-Baza-Gata.

INTRODUCCION

La Cordillera Bética, en el sureste de España, es un complejo cinturón orogénico de edad alpina que se formó como consecuencia de la colisión entre las placas europea y africana. En su parte oriental, entre Granada y Cartagena (Fig. 1), numerosos yacimientos de metales básicos y preciosos se han explotado de forma más o menos continua desde hace casi 2.500 años, habiendo sido algunos de ellos importantes productores de Pb, Zn y Ag en Europa durante el siglo XIX y principios del XX. Esta región constituye además un buen ejemplo de una de las características más importantes del orógeno alpino-mediterráneo: la presencia en una región relativamente pequeña de yacimientos situados en rocas muy variadas y pertenecientes a edades y estilos de mineralización muy diferentes.

Los avances logrados recientemente en el estudio de algunos factores geológicos que son decisivos para llegar a tener un conocimiento completo de la Zona Bética, entre ellos, los que se refieren a la posición estructural y evolución tectónica del basamento paleozoico-mesozoico, la génesis del magmatismo mioceno, y la situación geológica precisa de algunos yacimientos, permiten perfeccionar los modelos metalogénicos que se han establecido hasta ahora para esta región del sureste de España. Así, por ejemplo, de especial interés es poder dilucidar si algunos yacimientos de minerales metálicos se han formado en una o en varias etapas, pertenecientes éstas a episodios mineralizadores cuya edad va del Paleozoico Inferior al Plioceno. Un problema éste para el que se ha aplicado con éxito en otras regiones análogas de Europa la geoquímica

isotópica del Pb y el S, tratando de establecer así cuáles fueron las rocas originales de las que proceden los elementos y cuáles han sido los procesos geológicos que dieron lugar a la formación de los yacimientos (p.e., BREVART et al., 1982; KOPPEL y SCHROLL, 1988; BONI y KOPPEL, 1985; MARCOUX y BRIL, 1986; LUDWIG et al., 1989; LE GUEN et al., 1991). En estas regiones, al igual que ocurre en otras muchas donde los yacimientos ocupan posiciones geológicas bien definidas, pero donde las rocas encajantes y las etapas de mineralización son muy diferentes, los datos isotópicos del Pb han proporcionado información muy importante sobre el momento en que se produjo la mineralización. Sin embargo, excepto por lo que se refiere a los antiguos trabajos de FRIEDRICH et al. (1964) y GRAESER y FRIEDRICH (1970) en el distrito de Cartagena, ninguno de estos datos existía hasta ahora para el sureste de España.

En este trabajo se resumen las características geológicas y metalogénicas del sector oriental de la Cordillera Bética, entre Granada y Cartagena, y los resultados obtenidos en el estudio de la sistemática del Pb en rocas y minerales de diferentes yacimientos de este sector (ARRIBAS JR. y TOSDAL, 1994), al tiempo que se aportan nuevos datos sobre los isótopos de S. Las muestras analizadas cubren un amplio espectro de yacimientos que abarca tres tipos principales de mineralización: (1) mineralizaciones estratoideas (strata-bound) de F-Pb-Zn-(Ba) en rocas carbonatadas del Trías (FONTBOTE et al., 1983; FENOLL et al., 1987; MARTIN et al., 1987); (2) mineralizaciones epitermales de oro en rocas volcánicas del Mioceno formadas en un ambien-

te de fuentes termales asociadas con estructuras de calderas (ARRIBAS et al., 1989; RYTUBA et al., 1990); (3) mineralizaciones polimetálicas, tanto de tipo filoniano como de tipo manto, del Mioceno encajadas en rocas metamórficas y sedimentarias paleozoicas y mesozoicas, sedimentos neógenos, y rocas ígneas miocenas (OEN et al., 1975a; ARRIBAS et al., 1983).

MARCO GEOLOGICO

Las numerosas mineralizaciones de metales básicos, y ocasionalmente preciosos, que existen en el sureste de la Península Ibérica se encuentran principalmente en el sector de la Cordillera Bética comprendido entre Granada y Cartagena, es decir, en la Zona Bética propiamente dicha (Fig. 1). Si se prescindiera de la cobertura sedimentaria del Neógeno, la región sureste de España está constituida por dos formaciones geo-

lógicas principales: (1) las rocas metamórficas y sedimentarias, paleozoicas y mesozoicas, del orógeno bético alpino, y (2) las rocas ígneas miocenas de la faja volcánica que se extiende entre Almería y Cartagena.

La geología de la Cordillera Bética está controlada por un armazón estructural muy complejo que resultó de los complicados movimientos entre las placas europea y africana a partir de finales del Mesozoico. Así, los esfuerzos tectónicos en esta parte del Mediterráneo occidental evolucionaron desde un régimen compresivo, asociado éste con la subducción que comenzó a finales del Cretácico o principios del Paleógeno, a un régimen distensivo que tuvo lugar, después de la colisión, durante el Mioceno (DOBLAS y OYARZUN, 1989; PLATT y VISSERS, 1989). Procesos éstos que dieron lugar sucesivamente al adelgazamiento de la corteza continental, la formación de estructuras de despegue según fallas

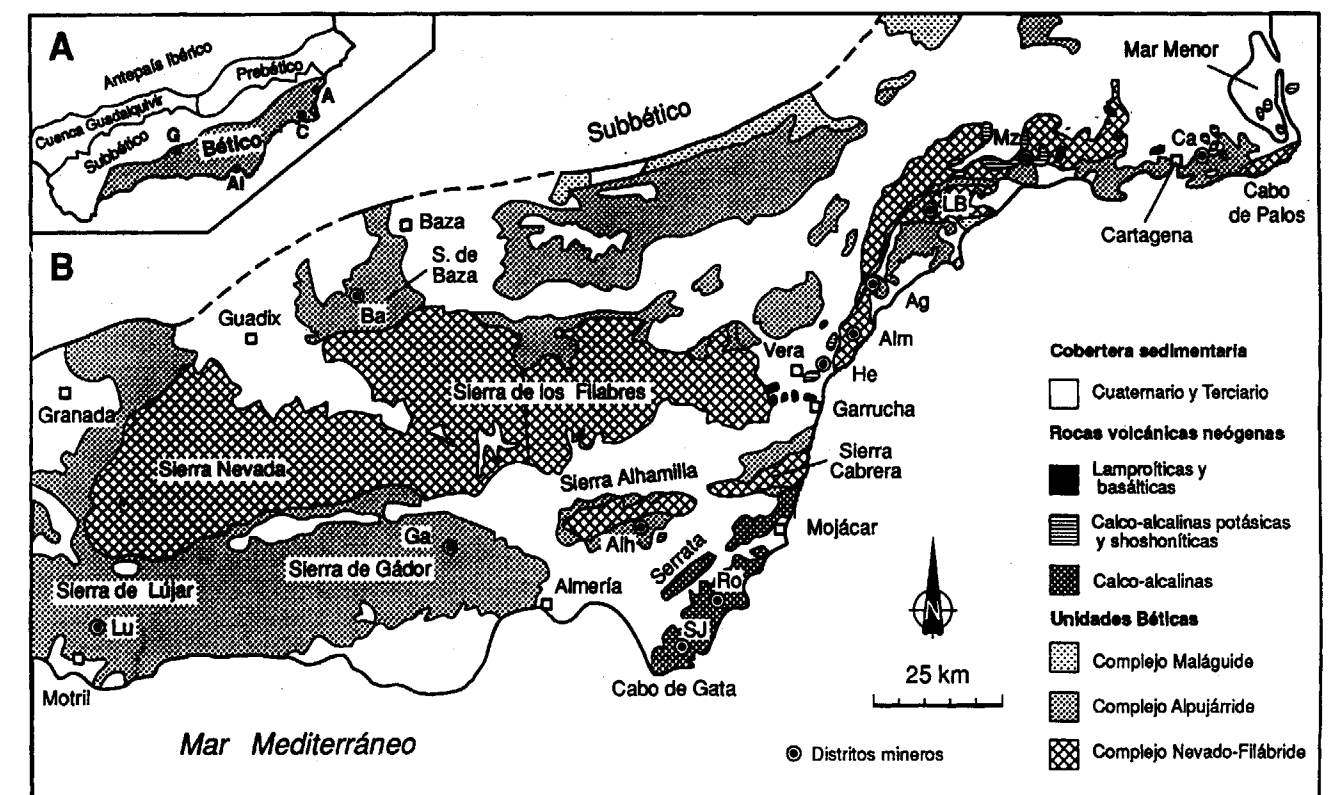


Figura 1. A. La Cordillera Bética en el sur de España. Subdivisiones tectónicas. (A)=Alicante, (C)=Cartagena, (Al)=Almería, (G)=Granada. B. Esquema litotectónico de la parte oriental de la Zona Bética en el que se indica la situación de los distritos mineros citados en este estudio: Ga=Sierra de Gádor, LU=Sierra de Lújar, Ba=Sierra de Baza, Alh=Sierra Alhamilla, Ca=Cartagena, Mz=Mazarrón, LB=Loma de Bas, Alm=Almagrera, Ag=Sierra del Aguilón, He=Herrerías, Ro=Rodalquilar, SJ=San José. Mapa recopilado con datos de ALDAYA et al. (1979), LOPEZ-RUIZ y RODRIGUEZ-BADIOLA (1980) y ALVAREZ et al. (1989).

normales de pequeño ángulo, la erosión de los núcleos de rocas metamórficas, y el magmatismo intracontinental (DOBLAS y OYARZUN 1989; PLATT Y VISSERS, 1989). La formación del cinturón volcánico fué seguida, a su vez, por el desarrollo de una actividad hidrotermal con amplia distribución geográfica y por el depósito de las mineralizaciones polimetálicas asociadas con ella. Tanto los procesos ígneos como los hidrotermales están estrechamente relacionados con las fallas de desgarre, de carácter regional (Fig. 2), que se formaron en respuesta al campo de

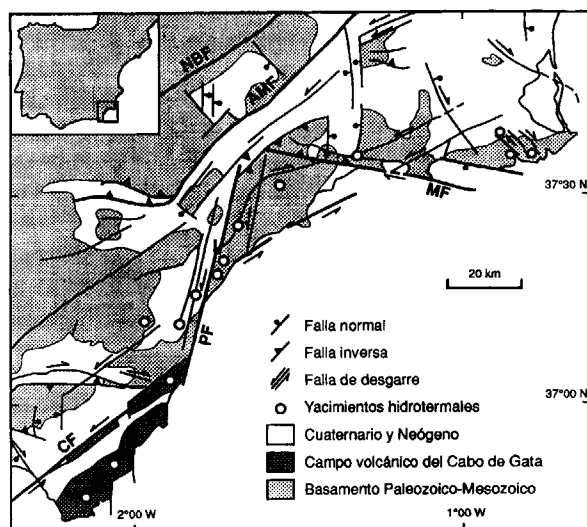


Figura 2. Mapa esquemático estructural del sureste de España durante el Mioceno Superior en el que se indica la posición de los yacimientos hidrotermales asociados con el magmatismo neógeno. Los afloramientos de rocas efusivas situados al norte del campo volcánico del Cabo de Gata no se muestran aquí (ver Fig. 1). Principales fallas de desgarre: NBF=Falla Bética Septentrional, AMF=Falla de Alhama de Murcia, PM=Falla de Palomares, MF=Falla de Las Moreras, CF=Falla de Carboneras. Basado en HERNANDEZ et al. (1987) y DE LAROUZIERE et al. (1988).

tensiones que se creó entre África y Europa a finales del Terciario y durante el Cuaternario (WEIJEMARS, 1987; DE LAROUZIERE et al., 1988).

La característica dominante en la Zona Bética, entre Málaga y el Mar Menor, es la existencia de tres grandes unidades litotectónicas: los Complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide (Fig. 1). Estos complejos se caracterizan por su diferente composición estratigráfica y evolu-

ción estructural y, sobre todo, por el distinto grado de metamorfismo que sufrieron sus materiales. Cada uno de los complejos está constituido por un zócalo paleozoico de edad incierta y las formaciones permo-triásicas y triásicas suprayacentes, todos los cuáles pueden dar lugar a unidades tectónicas menores (Fig. 3A). Se exceptúa de esta regla general el Complejo Maláguide, donde el Paleozoico está cubierto por una serie sedimentaria que puede llegar hasta el Eoceno.

Desde el punto de vista metalogénico, las unidades tectónicas de mayor interés son los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride, cuyas características petrográficas y estructurales se resumen a continuación tomando como base los estudios y síntesis geológicas más importantes realizados sobre la zona (p.e., EGELER y SIMON, 1969; JULIVERT et al., 1974; EGELER y FONTBOTE, 1976; ALDAYA et al., 1979; DURAND-DELGA y FONTBOTE, 1980; DELGADO et al., 1981; PLATT et al., 1983; FONTBOTE y VERA, 1986; SIMON, 1987; GARCIA-DUEÑAS et al., 1988; ALVAREZ et al., 1989; WEIJEMARS, 1991).

Complejo Nevado-Filábride

La unidad tectonoestratigráfica Nevado-Filábride está formada por dos series litológicas: la inferior o Nevávide, correspondiente al núcleo más antiguo, y la superior o Filábride. Ambas series fueron afectadas, primero, por un gradiente geotérmico anormalmente bajo (facies del glaucófano), con formación de onfacita y glaucófano, y después por una fase de presión intermedia (facies de las anfibolitas) con desarrollo de cloritoide, granate, estauroлита y distena. La formación de estas dos paragénesis ha sido atribuida, respectivamente, a los esfuerzos de compresión que tuvieron lugar en una zona de subducción durante el Cretácico Superior-Paleógeno y a los de extensión que se produjeron posteriormente durante el Mioceno.

La Serie Nevávide, de edad paleozoica, está constituida por una serie detrítico-arcillosa, mesometamórfica, formada por cuarcitas, micacitas, calcoesquistos y esquistos granatíferos y cuarcíferos, todos ellos con un alto contenido en grafito. Por é ello, estas rocas se han considerado semejantes a las pizarras ampelíticas del Silúrico o a las carboníferas del Culm que tan abun-

dantes son en el basamento hercínico de la Península Ibérica. La Serie Filábride está formada por una secuencia de edad probablemente permo-triásica, epi a meso metamórfica, constituida por micacitas y calcoesquistos (ocasionalmente granatíferos) cuarcitas, mármoles cipolinos, niveles de yeso y anhidrita, gneisses y micacitas albiticas (a las que algunos autores han atribuido un origen volcánico, por metamorfismo de rocas piroclásticas riolítico-querafoidicas), metavolcanitas básicas de tipo diabásico, y las llamadas margas conglomeráticas, una roca con aspecto de brecha sedimentaria pero de origen incierto.

Complejo Alpujárride

Las diferentes unidades tectono-estratigráficas que forman el Complejo Alpujárride, las cuáles están representadas de forma muy desigual en los distintos sectores de la Zona Bética, están formadas por un basamento paleozoico de micacitas y cuarcitas metamorfizadas en la facies de las anfibolitas y por una cobertera permo-triásica constituida, en la base, por metapelitas del Permo-Trías Inferior y, en lo alto, por una serie carbonatada del Permo-Trías Medio y Superior metamorfizada en la facies de los esquistos verdes.

Desde el punto de vista estructural, en el Complejo Alpujárride se pueden distinguir dos grupos de mantos: el inferior y el superior. Los mantos del Alpujárride Inferior están constituidos, a su vez, por dos unidades principales. En la inferior, que corresponde a una serie principalmente pelítica permo-werfeniense, hay intercalados niveles de cuarcitas, evaporitas (especialmente en la parte alta) y rocas piroclásticas de composición riolítica y andesítica. La unidad superior está formada enteramente por una serie carbonatada del Trías Medio y Superior que pueden tener más de 1000 m. de potencia. En las calizas y dolomías de esta serie, que son generalmente de aguas poco profundas y ocasionalmente contiene abundantes fósiles, especialmente braquiópodos, aparecen intercalados niveles de arcillas, yesos (principalmente a techo de la serie) y rocas volcánicas máficas, concretamente lentejones y sills de diabasa. En cuanto a los mantos del Alpujárride Superior,

ellos están formados por rocas detríticas triásicas que sólo en la parte superior contienen algunas intercalaciones de rocas carbonatadas.

Por lo que se refiere a los yacimientos existentes en las unidades tectónicas alpujárrides, cuyo nombre y número varía de unas zonas a otras según los diferentes autores, aquéllos se distribuyen en los cuatro grupos de mantos definidos por ALDAYA et al. (1979) de la forma siguiente. En el Grupo Lújar, que incluye al Subgrupo Ballabona-Cucharón, se encuentran prácticamente todas las mineralizaciones estratiformes del Trías, concretamente las de las Sierras de Gádor, Lújar, Baza y Alhamilla. En el Grupo Guadalfeo, que incluye al Subgrupo Alfaguara, se halla el yacimiento del Cerro del Toro, al norte de Motril, el que, aunque con algunas pequeñas diferencias, tiene características semejantes a las de las mineralizaciones del Grupo anterior. En el Grupo Contraviesa se encuentran casi todas las mineralizaciones filonianas y de tipo manto, estando las restantes en el Complejo Nevado-Filábride.

En algunas áreas, particularmente en las orientales, p.e., en las de Sierra Almagrera y Sierra Cabrera (Fig. 1), la clasificación de las micacitas y cuarcitas polimetamórficas de las unidades Alpujárrides o Nevado-Filábrides se hace muy difícil porque no existen criterios bien definidos para su distinción. Sin embargo, dada la naturaleza de este trabajo, no es necesario llegar aquí a una clasificación tectónica precisa, ya que la serie paleozoica basal del Alpujárride Inferior ha estado sometida al mismo metamorfismo de grado medio que afectó al basamento Nevado-Filábride y al conjunto de la corteza superior en el sureste de España. Por ello, para discutir los resultados obtenidos en el estudio de los isótopos de Pb, las muestras de rocas del basamento paleozoico-mesozoico se han agrupado de acuerdo con su edad y no según su clasificación tectono-estratigráfica.

Formaciones post-orogénicas

Las depresiones intramontañosas de la Zona Bética, que empezaron a formarse a principios del Mioceno y donde los sedimentos pueden alcanzar 3.000 y 4.000 m. de potencia, están ocupadas principalmente por materiales tortonienses, messinienses, pliocenos y cuaternarios de muy

diferente origen y composición. Así, las cuencas del Campo de Cartagena-Mar Menor, Lorca-Totana, Huércal-Overa, Guadix, Baza, Granada, Sorbas-Tabernas, Níjar-Carboneras y Vera contienen sedimentos marinos y/o continentales formados por materiales detríticos (areniscas, margas, brechas y conglomerados) depositados por abanicos aluviales, turbiditas, flujos de barro y derrubios, niveles de evaporitas (sobre todo, yesos), olistolitos, y formaciones carbonatadas (calizas, dolomías y lumaquelas, así como calizas arrecifales, de algas y estromatolíticas), materiales todos que pueden contener intercalaciones de, o estar atravesados por, rocas volcánicas (BARRAGAN et al., 1990; MONTENAT y OTT D'ESTEVOU, 1990; OTT D'ESTEVOU et al., 1990).

Por lo que se refiere a los extensos depósitos de sedimentos cuaternarios, éstos corresponden principalmente a arenas y conglomerados, aluviales y lacustres, y localmente a brechas de ladera, costras calcáreas, y dunas fósiles.

Rocas volcánicas del Neógeno

Las rocas ígneas de la Zona Bética se dividen en dos grandes grupos. El primero incluye las rocas subvolcánicas pre-orogénicas, esencialmente diabasas, intercaladas en la Serie Filábride y el Complejo Alpujárride. El segundo grupo, el más importante desde el punto de vista metalogénico, está formado por las rocas volcánicas y subvolcánicas, postorogénicas, del Neógeno que aparecen en el SE de España entre los Cabos de Palos y Gata (Fig. 1).

La actividad volcánica de la Zona Bética se desarrolló en dos etapas principales (LOPEZ-RUIZ y RODRIGUEZ-BADIOLA, 1980). La primera, que fué la más importante por la abundancia y variedad de sus materiales, dió lugar a cuatro tipos de rocas: calco-alcalinas s.s., calco-alcalinas potásicas (con corindón normativo), shoshoníticas, y ultrapotásicas (lamproítas). Estas rocas, que tienen edades comprendidas entre 15 y 6 Ma (NOBEL et al., 1981; BELLON et al., 1983; DI BATTISTINI, 1987) presentan, a medida que se avanza hacia el norte, una disminución de la edad y un progresivo enriquecimiento en elementos traza incompatibles y ferromagnesianos. Así, en

el Cabo de Gata, aparecen las lavas más antiguas, las calcoalcalinas s.s., que, hacia el norte, pasan a otras de composición calco-alcalina potásica y shoshonítica, contemporáneas o más jóvenes, y finalmente a las rocas ultrapotásicas que, en su mayor parte, son más recientes que las anteriores. Finalmente, durante la segunda etapa, entre hace 3 y 2 Ma., se produjeron las pequeñas emisiones de basaltos alcalinos que afloran en las inmediaciones de Cartagena.

Las características más importantes de las rocas ígneas miocenas de acuerdo con LOPEZ-RUIZ y RODRIGUEZ-BADIOLA (1980) se resumen a continuación.

Volcanismo calco-alcalino s.s.

El volcanismo calco-alcalino s.s. está representado en su totalidad por las andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas que forman el campo volcánico de la Sierra y el Cabo de Gata donde se encuentran muchas de las mineralizaciones filonianas de metales básicos y preciosos del SE de España, concretamente las de los distritos mineros de San José y Rodalquilar.

El volcanismo calco-alcalino s.s. se desarrolló en varias etapas, cada una de las cuales comenzó con un período de mayor o menor explosividad que dió lugar a la formación de ignimbritas, tobas y aglomerados, y terminó con el emplazamiento de intrusiones subvolcánicas a las que corresponden los numerosos domos que afloran en la zona. Las dataciones de edad absoluta restringen el volcanismo a un período de tiempo comprendido entre 15 y 7,5 Ma, pero no confirman la supuesta edad decreciente hacia el norte, ya que hay rocas de 16 Ma en Carboneras y de 7,5 Ma en el Cabo de Gata.

Los caracteres mineralógicos y geoquímicos de las rocas calco-alcalinas s.s. son muy parecidos a los de las formaciones análogas que se forman en las márgenes continentales. No obstante, las rocas del Cabo de Gata no contienen olivino en los términos menos silíceos, y sí cummingtonita en las dacitas y riolitas, aunque este mineral se formó probablemente en una etapa de alteración hidrotermal posterior (LOPEZ-RUIZ y RODRIGUEZ-BADIOLA, 1980).

Volcanismo calco-alcalino potásico y shoshonítico

El volcanismo calco-alcalino potásico y el shoshonítico están representados, respectivamente, por las andesitas, dacitas y riodacitas potásicas, y por las banakitas (andesitas shoshoníticas) y toscanitas (latitas) que afloran en el sector Hoyazo-Vera-Mazarrón-Cartagena (Fig. 3B). Los dos grupos de rocas se caracterizan porque dan lugar a abundantes domos y diques, mientras que son escasas las lavas y rocas de carácter brechoide. Además, en todas estas rocas son abundantes los enclaves de gneisses biotíticos, con granates y silimanita, y de cuarzo-dioritas, así como, ocasionalmente, de gabros, esquistos y cuarcitas.

La edad de estos episodios magmáticos, con los que están relacionados los procesos mineralizadores que dieron lugar a los yacimientos de Sierra Almagrera, Herrerías y Garrucha, y muy probablemente a los de la Sierra del Aguilón, está comprendida entre 13 y 7 Ma, lo que indica que este volcanismo se inició inmediatamente después de haber dado comienzo el calco-alcalino s.s. Además, desde el punto de vista mineralógico y geoquímico, las rocas calco-alcalinas potásicas son muy semejantes a las calco-alcalinas s.s. de la zona Gata-Carboneras, si bien aquéllas no tienen ni clinopiroxenos ni anfíboles.

Volcanismo ultrapotásico

El volcanismo ultrapotásico, poco importante en volumen pero geográficamente muy repartido, está constituido por las jumillitas, cancalitas, fortunitas y veritas que afloran, en su mayor parte, en una amplia zona situada al norte de la línea Mazarrón-Cartagena. Las rocas lamproíticas dan lugar a chimeneas de pequeño diámetro, aproximadamente 1 km., que deforman intensamente a las rocas encajantes. La presencia en estas chimeneas de brechas periféricas y materiales piroclásticos con surgencias basales indica que el ascenso fué rápido y violento y que culminó con fuertes explosiones y, en algunos casos, emisión de lavas. Sin embargo, estas rocas lamproíticas carecen de interés metalogénico, incluida la posible presencia de diamantes.

Los enclaves son raros en este grupo de rocas y, cuando los hay, se trata de peridotitas y rocas de tipo granítico, o de cristales de plagioclasa, cordierita, andalucita y cuarzo. En cuanto a la edad, los microfósiles de los sedimentos intercalados en los materiales lávicos indica que el emplazamiento de las rocas ultrapotásicas empezó en el Burdigaliense y terminó a finales del Mioceno. Además, como las lamproítas de Mazarrón atraviesan a los aglomerados andesíticos, ellas son posteriores al volcanismo calco-alcalino potásico y shoshonítico. Las dataciones de edad absoluta varían, por su parte, entre 11 Ma para las veritas y 6 Ma para las fortunitas.

Desde el punto de vista mineralógico, las rocas ultrapotásicas están formadas esencialmente por olivino, flogopita, clino y ortopiroxenos, leucita, richterita potásica, y vidrio. Consideradas en conjunto, estas rocas presentan un alto contenido en MgO, K₂O y P₂O₅, así como en Ni, Cr, Ba, Pb, Sr, Th y ZR, y bajo en Al₂O₃ y CaO, siendo de destacar que el porcentaje de SiO₂ es relativamente alto, tratándose en general de rocas saturadas o sobresaturadas (LOPEZ-RUIZ y RODRIGUEZ-BADIOLA, 1980).

Volcanismo basáltico alcalino

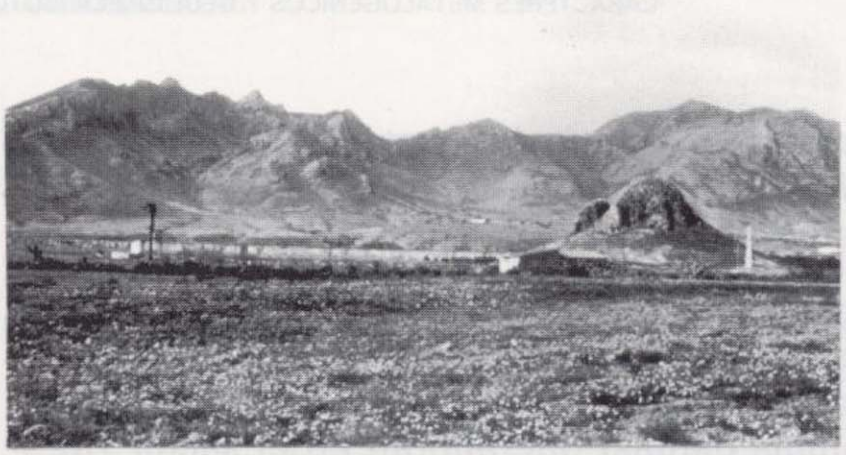
El volcanismo basáltico alcalino está representado por las pequeñas coladas de materiales lávicos y piroclásticos de escasa potencia que, acumulados alrededor de los centros de emisión, aparecen al noroeste de Cartagena (Fig. 3C). Estos basaltos contienen abundantes xenolitos de dunitas y harzburgitas, piroxenitas anfibólicas, y esquistos albiticos y cuarzo-feldespáticos. Los primeros son probablemente fragmentos del manto superior y de acumulados formados durante las etapas iniciales de cristalización magmática, y los últimos corresponden a xenolitos arrancados de un zócalo metamórfico de tipo granulítico. Este episodio volcánico, que se desarrolló entre hace 3 y 2 Ma, ha sido relacionado con una etapa geodinámica diferente a la que dió lugar a los episodios anteriores.

Petrogénesis

El controvertido origen del magmatismo del SE de España, que estaba ya dando lugar a la for-



A



B



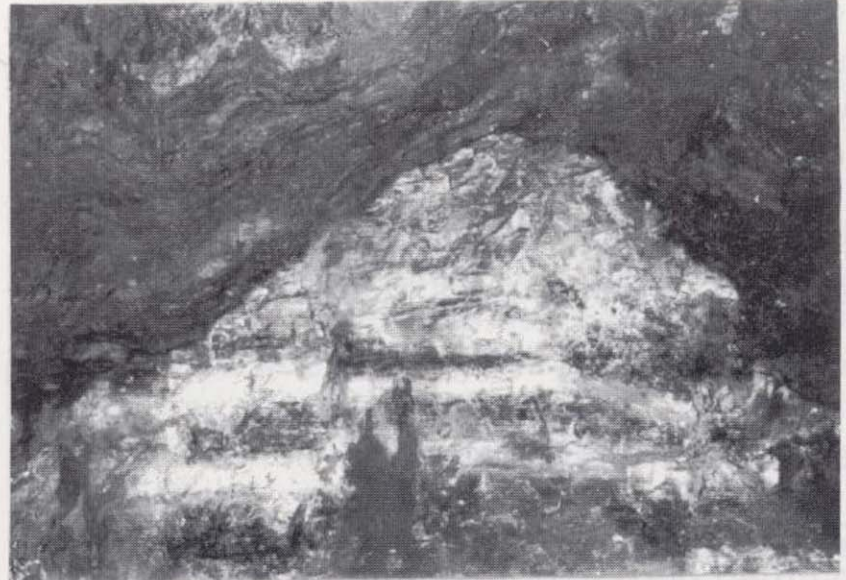
C



D



E

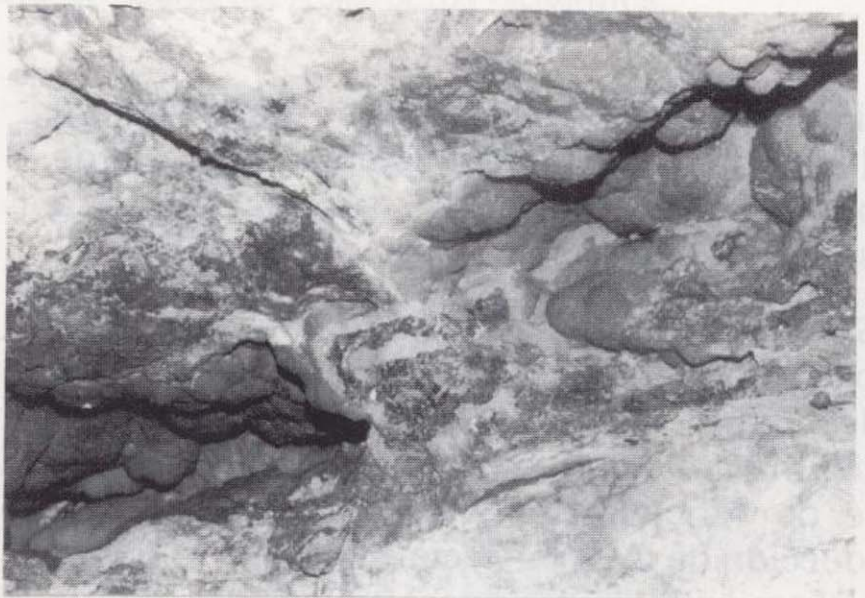


F

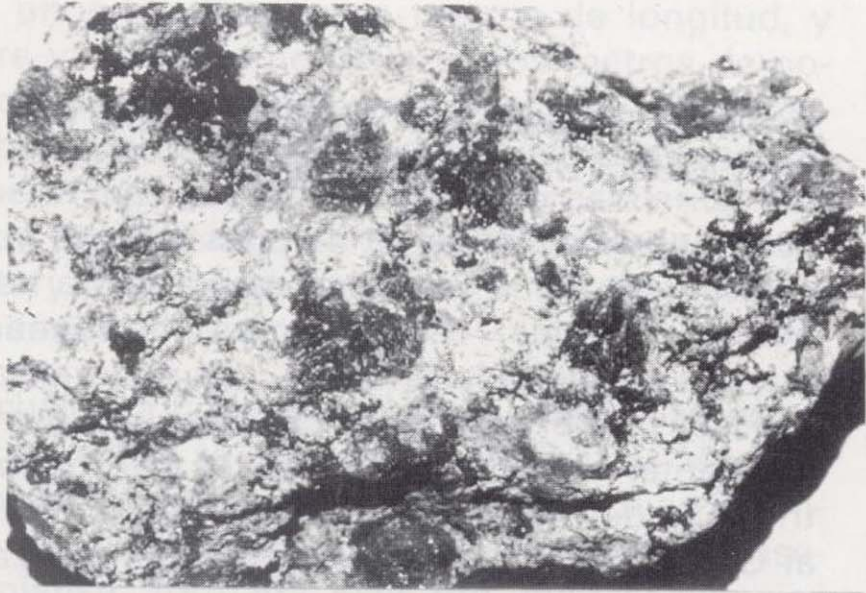
Figura 3. A.- El bloque tectónico de la Sierra Almagrera, limitado al oeste por la gran fractura de Palomares, está constituido por micacitas grafitosas y albiticas, a veces con biotita y granates, del zócalo paleozoico Nevado-Filábride. Numerosas fracturas, de dirección N 10-40° O, contienen los filones con sulfuros y sulfosales de Pb, Zn, Cu y Ag que fueron explotados a principios de siglo. B.- Aspecto del Cerro de los Perules en el centro de las rocas volcánicas neógenas, calcoalcalinas potásicas y shoshoníticas, que afloran al oeste de Mazarrón, entre los esquistos paleozoicos del Nevado-Filábride, al fondo, y las filitas y rocas carbonatadas del Alpujárride. C.- Vista de la cantera Emilia, junto a La Unión (Murcia). El yacimiento principal es un manto de reemplazamiento de 30 a 70 m. de potencia ("primer manto") en rocas carbonatadas del Trías Alpujárride. Un segundo yacimiento, más pequeño ("segundo manto"), estaba situado en el fondo de la cantera, en rocas carbonatadas del Trías Nevado-Filábride. En el horizonte se distinguen restos de los volcanes basálticos que forman pequeñas islas en el Mar Menor. D.- Mina La Tolva, Sierra de Gádor (Almería). Las bandas claras y oscuras que se ven en la parte inferior de la fotografía son ambas de fluorita ("piedra indiana"), pero las de la parte superior, situadas encima del martillo, corresponden a una dolomía cebrada ("piedra franciscana") de origen diagenético. Estas dolomías son frecuentes en los horizontes no mineralizados de la serie carbonatada triásica, y su presencia, junto a la fluorita bandeada, prueba el carácter pre- o sin-diagenético de las mineralizaciones de F-Pb-Zn-(Ba). E.- Vista de los antiguos trabajos llevados a cabo en el Cabezo Rajado, junto a La Unión, explotado desde el tiempo de los romanos. Las labores subterráneas son las de la mina Iberia, donde el sistema filoniano estaba encajado en un cuerpo sub-volcánico de traquiandesitas pertenecientes a la serie calcoalcalina potásica del Mioceno. En primer término se ven las rocas metasedimentarias del Nevado-Filábride, las cuales forman el borde septentrional de la Sierra de Cartagena. F.- Un aspecto típico del llamado "manto de azules", en la cantera Emilia, La Unión (Murcia). Los carbonatos bandeados del Trías Alpujárride que se ven en la parte inferior de la fotografía han sido reemplazados completamente por una masa de greenalita, magnetita y silicatos de Fe y Mg en la que se encuentran diseminados los sulfuros y sulfosales de Fe, Pb, Zn y Cu que se han venido explotando desde hace siglos en la Sierra de Cartagena



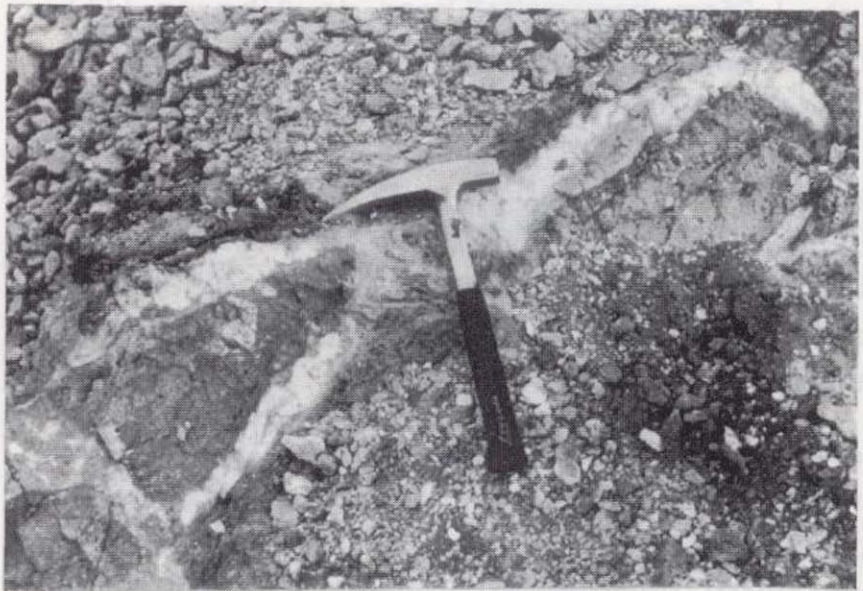
A



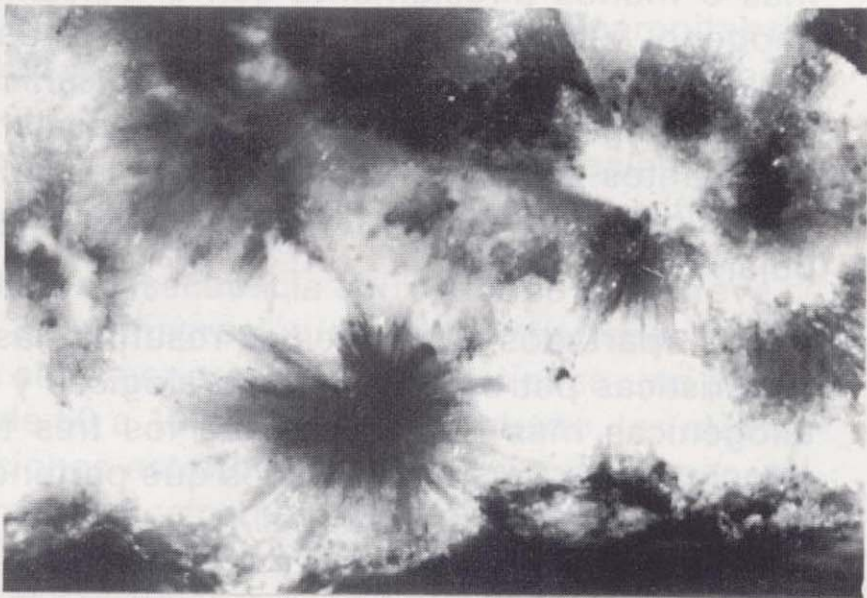
B



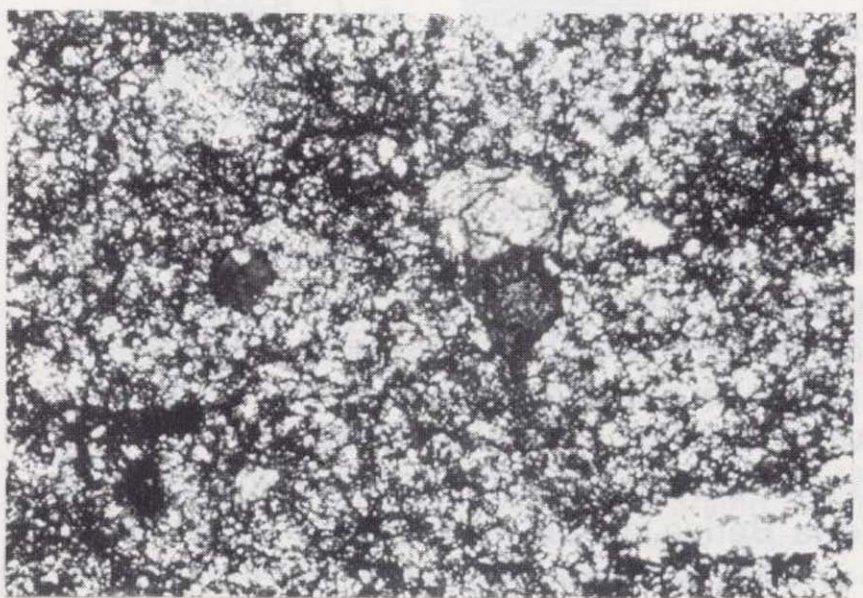
C



D



E



F

Figura 4. A.- Un aspecto de la mineralización tipo manto que reemplaza a los carbonatos del Trías Alpujárride en la corta de San Valentín. Las bandas concéntricas, constituidas alternativamente por cuarzo y carbonatos, con sulfuros de Fe, Pb y Zn, se desarrollan aquí en forma de anillos de Liesegang. B.- En la antigua mina San Rafael II, situada a unos 3 km. al sureste de La Unión (Murcia), los carbonatos de la ganga y los sulfuros de Fe, Pb, Zn y Cu se depositaron en las cavidades de un antiguo carst (con toda probabilidad, de origen hidrotermal) que se desarrolló en el contacto de las filitas (arriba) y los mármoles (abajo) de la serie Filábride (el borde inferior de la fotografía corresponde aproximadamente a 4 m.). C.- Minas de Cartes, El Llano (Murcia). Un aspecto del conglomerado mioceno, llamado el "almendrolón" (1/2 del tamaño natural), de la mina Belén. Aquí, los cantos de rocas carbonatadas del Trías han sido reemplazados por cuarzo y sulfuros de Fe, Pb, Zn y Cu en la proximidad del filón Rampa, el cual atraviesa las margas subyacentes y está formado por los mismos minerales. D.- Detalle de uno de los filones con caolín, alunita, y otros sulfatos de Al, que atraviesan las rocas calco-alcalinas potásicas, muy alteradas, del cerro de San Cristóbal, en el distrito de Mazarrón (Murcia). A finales del siglo pasado estos filones fueron objeto de una intensa explotación por su elevado contenido en alumbre. E.- En las mineralizaciones de la Loma de Bas (Murcia), y concretamente en las de Cuprosa y El Cantar, la casiterita es normalmente de tipo xiloide y análoga a la que se encuentra en los yacimientos de estaño del Rancho de la Fuente, Remunerada, y La Crisoleja, en la Sierra de Cartagena. F.- Pequeños cristales de casiterita diseminados en la natroalunita y jarosita que reemplazan a las riocacitas subvolcánicas, muy alteradas, en las que están encajados los filones que contienen la mineralización Pb-Zn-Fe-(Ag-Sn) de la Loma de Bas (sección transparente, x60, NC).

mación de corteza oceánica entre hace 25 y 20 Ma (edad de los basaltos toleíticos de la isla de Alborán), ha sido atribuido, sucesivamente, a los siguientes procesos:

(1) Subducción hacia el norte y durante el Mioceno Inferior y Medio de una placa oceánica que se desplazaba debajo de la cuenca de Alborán desde una antigua línea de sutura situada en el norte de África (ARAÑA y VEGAS, 1974). (2) Subducción de la placa hacia el sur, por lo que el emplazamiento de las rocas volcánicas habría tenido lugar a través de las fracturas generadas durante la formación del mar de Alborán (TORRES-ROLDAN, 1978). (3) Subducción simultánea hacia el norte y el sur, respectivamente, de los bordes septentrional y meridional de la cuenca del mar de Alborán (LOPEZ-RUIZ y RODRIGUEZ-BADIOLA, 1980). Así se podría explicar la polaridad de las rocas volcánicas, las cuales, salvo las lamproítas, existen también en el norte de Marruecos.

Sin embargo, los datos más recientes sobre la evolución geodinámica del Tetis han venido demostrando que la subducción había terminado en esta parte del Mediterráneo hace 20 Ma (DERCOURT et al., 1986), que no hubo engrosamiento de la corteza (PUGA, 1980; WEIJEMARS, 1987), que la presencia de rocas volcánicas análogas en la costa africana del mar de Alborán va en contra de la existencia de una polaridad (HERNANDEZ et al., 1987), y que cuando se formó el cinturón volcánico durante el Mioceno la corteza estaba adelgazando como consecuencia de los esfuerzos distensivos, post-colisión, que se desarrollaron durante el Neógeno (DOBLAS y OYARZUN, 1989; PLATT y VISSERS, 1989). Por todo ello, parece evidente que el volcanismo de la Zona Bética no ha podido estar relacionado con un proceso de subducción.

Actualmente, el origen de este volcanismo, un problema clave para entender la evolución metalogénica del SE de España, se atribuye a un proceso mixto de anatexia cortical y de fusión parcial del manto ascendente que tuvo lugar a favor de un profundo sistema de fallas de desgarre en una corteza continental adelgazada y sometida a un gradiente geotérmico relativamente elevado, unos 40° C/km (BOUSQUET, 1979; HERNANDEZ et al., 1987; DE LAROUZIERE et al., 1988; MARTIN ESCORZA y LOPEZ RUIZ,

1988). La complejidad litológica y geoquímica de las rocas volcánicas ha sido atribuida a diferentes procesos ígneos, entre los que se incluyen: fusión de un manto heterogéneo modificado química e isotópicamente por mezcla con materiales de una antigua zona de subducción, cristalización fraccionada, y contaminación por rocas corticales en grado variable (HERTOGEN et al., 1988; TOSCANI et al., 1990). Por lo que se refiere a los basaltos alcalinos, éstos tendrían un origen subcortical y se habrían formado durante la etapa distensiva que empezó en el Tortonense.

YACIMIENTOS DE METALES BASICOS Y PRECIOSOS DEL SE DE ESPAÑA

Las mineralizaciones de metales básicos y preciosos de la Zona Bética corresponden a tres tipos principales: estratiformes, filonianas, y mantos de reemplazamiento. Las mineralizaciones del primer tipo se encuentran en la mitad occidental de la zona, en series carbonatadas triásicas del Alpujarride Inferior pertenecientes al Grupo de Lújar. Las restantes mineralizaciones se hallan en la mitad oriental, relacionadas más o menos directamente con el volcanismo neógeno, y tienen carácter hidrotermal, dando lugar a filones en las propias rocas volcánicas o en las sedimentarias y metamórficas encajantes, y a mantos de reemplazamiento en las formaciones carbonatadas de las series Filábride y Alpujarride.

En los apartados siguientes se resumen las características petrográficas, mineralógicas y metalogénicas más importantes de los tres tipos principales de yacimientos a los que pertenecen los sulfuros de Pb analizados.

Grupo 1: Yacimientos estratoideos de Fe-Pb-Zn-(Ba) en rocas carbonatadas del Triás Alpujarride.

Los yacimientos de este tipo están todos situados en el Complejo Alpujarride, concretamente en las Sierras de Gádor, Lújar, Baza, y Alhamilla (Fig. 1), en series carbonatadas de aguas someras, generalmente dolomíticas y con niveles intercalados de rocas intra y supramareales, situadas en la parte superior del Alpujarride Inferior

(FENOLL, 1992). Otras mineralizaciones de Pb y Zn, con o sin fluorita, en mantos del Alpujarride Inferior son las del Cerrajón, Eduardo y El Aguila, en el manto de Víboras (MARTIN y ARANA, 1976), la de Dios Grande, cerca de Orjiva, en el manto de Lújar (TONA, 1973), y la del Cerro del Toro, en el Grupo Guadalfeo, al norte de Motril (HIGUERAS et al., 1981).

En todos estos casos se trata de yacimientos estratoideos, aunque ocasionalmente las mineralizaciones pueden dar lugar al relleno de fisuras y huecos que tienen generalmente forma lenticular, unos centenas de metros de longitud, y entre varios decímetros y varios metros de potencia. La paragénesis, muy sencilla, está formada por fluorita, que es, con raras excepciones, el mineral más abundante; galena y esfalerita; pirita, en parte framboidal; y ocasionalmente calcopirita y baritina. Las texturas son generalmente bandeadas.

En cuanto a la edad, todas las mineralizaciones estratiformes se encuentran en el Triás Medio y Superior, en niveles geológicamente bien definidos característicos de la transición Ladiniense-Carniense, formada ésta por megasecuencias sedimentarias que, de abajo a arriba, presentan la siguiente sucesión (Fig. 5): (1) calcarenitas dolomitizadas (facies de barra y arrecife), (2) micritas oscuras bien estratificadas (facies de laguna arrecifal), y (3) secuencias perimareales separadas por superficies de erosión y/o carstificación.

Cada megasecuencia corresponde a un breve ciclo de transgresión/regresión perteneciente a una serie general regresiva, y tienen una potencia de 60 a 100 m. En este contexto, las mineralizaciones estratoideas están asociadas generalmente con calcarenitas dolomitizadas, y menos frecuentemente con bancos de micritas (MARTIN et al., 1987), que se depositaron en una plataforma continental poco profunda situada en la parte norte del Complejo Alpujarride y, por ello, lejos del borde de la cuenca. Una situación comparable a la de los yacimientos análogos con Pb-Zn-F-Ba del Triás alpino de los Cárpatos y Dináridos (FONTBOTE et al., 1983).

Entre las mineralizaciones de F-Pb-Zn-(Ba) del sureste de España hay algunas que se han formado por procesos cársticos (MARTIN et al., 1987). Estas mineralizaciones, que aparecen re-

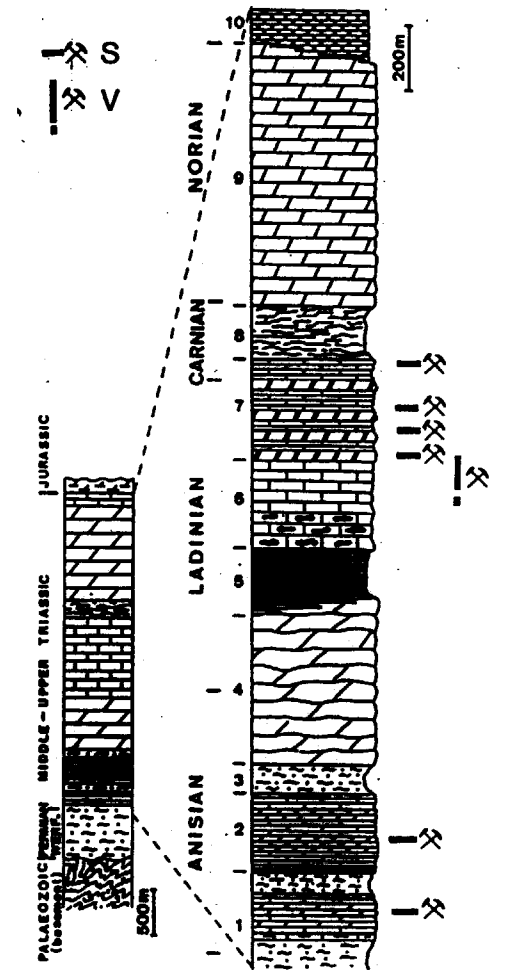


Figura 5. A.-Secuencia estratigráfica generalizada del Alpujarride en el que se muestra la posición de los horizontes mineralizados con F-Pb-Zn-(Ba), según MARTIN et al. (1981) y TORRES-RUIZ et al. (1985). Leyenda: (1) filitas y cuarcitas con intercalaciones de carbonatos; (2) calizas y dolomías; (3) filitas; (4) dolomías masivas; (5) margas y calizas finamente estratificadas; (6) calizas con nódulos de chert; (7) calizas con intercalaciones dolomíticas estratoideas (tramo mineralizado); (8) calizas, dolomías, margas, arcillas y yeso; (9) dolomía; (10) calizas finamente laminadas; s = yacimientos estratoideos; v = yacimientos filonianos.

llenando cavidades en casi todos los yacimientos estratiformes del Alpujarride, se encuentran en la parte alta de las megasecuencias que forman la transición Ladiniense-Carniense, y concretamente en una serie perimareal que tiene de 0,30 a 1 m. de potencia y está formada, de abajo a arriba, por bancos de facies lagoonal, micritas

finamente estratificadas y bioturbadas, calizas con laminaciones de algas (intermareales), las mismas rocas dolomitizadas y con texturas de desecación (inter y supramareales), y dolomías con moldes de evaporitas (supramareales). Los minerales que las forman son también en orden de abundancia, fluorita, galena y esfalerita, siendo el orden de cristalización fluorita, esfalerita y galena. Además, incluidas en este último mineral, hay pequeñas cantidades de pirita, jordanita, bournonita, tetraedrita-tennantita, enargita-famatinita, seligmanita y geocronita (MARTIN et al., 1987).

Los yacimientos de la Sierra de Gádor

El estudio metalogénico de las unidades tectónicas del Alpujarride que forman la Sierra de Gádor, entre Almería y Bédar, pertenecientes fundamentalmente al Grupo de Lújar y, en menor proporción, de la Contraviesa, se inició en 1964 con los trabajos de la Empresa Nacional Adaro (SIERRA et al., 1967) y continuó con los de JACQUIN (1968, 1970), ESPI (1977), y FONTBOTE y AMSTUTZ (1983).

Las mineralizaciones de fluorita y galena aparecen en numerosos puntos de la Sierra de Gádor, siempre en la base del Complejo Alpujarride, siendo las más importantes las del Pico de la Estrella y el Cerro del Conejo, al sur de Láujar, donde se encuentra el yacimiento de La Tolva (Fig. 3D). En todos estos casos, la mineralización está constituida por bandas alternantes de fluorita y dolomita, o solamente de fluorita, lo que JACQUIN (1970) llamó "piedra indiana", de color blanco y violeta muy oscuro. Las bandas oscuras están formadas por cristales de grano fino a medio que contienen numerosas inclusiones, sobre todo de materia orgánica, mientras que las blancas están constituidas por los mismos minerales, pero de grano grueso, bien cristalizados y sin inclusiones. En estas bandas la galena aparece como cristales aislados o reunidos en placas que tienen de 1 a 5 cm. de longitud, y que están orientados según la estratificación.

Las rocas donde se encuentra la mineralización son dolomías grises y negras con niveles de jaspe, y dolomías bandeadas, negras y blancas, con textura análoga a la de la fluorita indiana

(las llamadas por los mineros "piedra franciscana"), que pueden contener fluorita y galena, y a veces esfalerita, finamente diseminadas. Estos materiales, que de acuerdo con FONTBOTE y AMSTUTZ (1983) corresponden a ritmitas de cristalización diagenética, presentan normalmente texturas bipolares en las bandas claras y suturas estilolíticas entre unas y otras bandas.

Los yacimientos de la Sierra Alhamilla

Las mineralizaciones de Pb de la Sierra Alhamilla se encuentran en el Coto Láisquez, unos 30 km. al noreste de Almería, en rocas carbonatadas del Grupo de Lújar que, junto con las del Grupo de la Contraviesa, se han emplazado mecánicamente sobre las micacitas del Complejo Nevado-Filábride que aflora en el centro de la Sierra. De acuerdo con WEPPE y JACQUIN (1967) los niveles mineralizados del Coto Láisquez, que desde el punto de vista morfológico muestran algunas diferencias con los de las Sierras de Gádor, Lújar y Baza, se encuentran en el nivel superior del Alpujarride, en dolomías del Trías Medio y Superior situadas sobre las filitas epimetamórficas del Trías Inferior que aflora en la base. Las dolomías, generalmente compactas, fétidas y con textura franciscana, forman bancos de 0,5 a 2 m. de potencia y están separadas por juntas de estratificación arcillosas que, a menudo, son estilolíticas. Dentro de estas dolomías, la mineralización se distribuye en dos niveles de brechas sinsedimentarias que forman entre sí un ángulo diedro horizontal de unos 10° de apertura y cuya potencia, que varía entre unos centímetros y 1,5 m., está determinada por las irregularidades de las dolomías subyacentes. En el nivel inferior, los elementos de la brecha corresponden a cantos blandos de naturaleza dolomítico-arcillosa y, más raramente, silícea. En el nivel superior, los cantos tienen igual composición y tamaño, pero en la parte alta dominan los elementos silíceos. La mineralización primaria está formada principalmente por fragmentos angulosos de galena, algo de baritina, fluorita, calcopirita, y sus productos de alteración: cerusita, mimetita, piromorfita, malaquita, azurita y crisocola. Estos últimos minerales aumentan cuando las brechas están próximas a la superficie, de forma que en las zonas profundas

las brechas sólo tienen galena, y en las partes altas sólo cerusita. Además, los fragmentos de galena presentan el mismo tamaño y grado de desgaste que los restantes componentes de la brecha, por lo que WEPPE y JACQUIN (1967) concluyeron que los clastos de galena se depositaron al mismo tiempo que lo hacían los restantes elementos de la roca y son por ello sinsedimentarios.

Grupo 2: Yacimientos hidrotermales polimetálicos en rocas metamórficas, volcánicas y sedimentarias.

Se incluyen en este grupo los numerosos yacimientos de metales básicos, a menudo argentíferos, que forman los distritos de Cartagena-La Unión, Mazarrón, la Loma de Bas y las Sierras del Aguilón y Almagrera. Las mineralizaciones, pertenecientes al tipo Pb-Zn-Fe-(Ba-Ag-Cu-Sb-Sn), se presentan bajo las siguientes formas: (1) Filones, en rocas carbonatadas y filitas de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujarride Inferior. (2) Mantos de reemplazamiento, peniconcordantes, en rocas carbonatadas de los Com-

plejos Nevado-Filábride y Alpujarride Inferior de La Unión. (3) Filones y reemplazamiento de los componentes carbonatados (cantos y cemento), en margas y conglomerados del Mioceno de La Unión. (4) Filones, chimeneas de brecha, diseminaciones, y zonas de alteración hidrotermal ("blanquetes") en rocas metasedimentarias y volcánicas (calco-alcalinas potásicas y shoshoníticas) de los distritos de Cartagena-La Unión y Mazarrón. (5) Todos los yacimientos, salvo los de la Sierra del Aguilón, están situados cerca de centros volcánicos calco-alcalinos potásicos y shoshoníticos.

Los yacimientos de la Sierra de Cartagena

Los yacimientos polimetálicos de la Sierra de Cartagena, situada en el extremo oriental de la Cordillera Bética, constituyen el distrito minero de Cartagena-La Unión, donde numerosas mineralizaciones, que se distribuyen sobre una superficie de aproximadamente 60 km², han venido siendo explotadas, de forma discontinua y desde hace más de 2.000 años, por sus minerales de Pb, Zn, Fe, Mn, Cu, y Sn (Fig. 6).

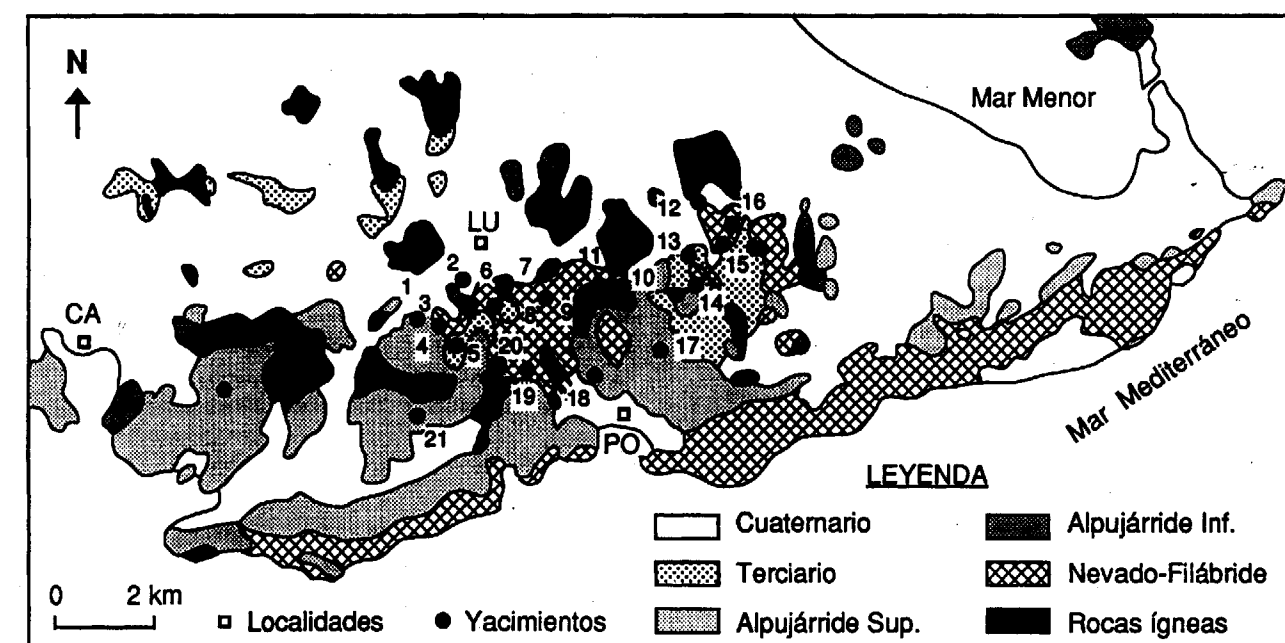


Figura 6. Esquema geológico de la Sierra de Cartagena con indicación de los yacimientos más importantes. 1 = Iberia, 2 = La Cierva, 3 = San Luis, 4 = Brunita, 5 = Cruz Chiquita, 6 = Las Lajas, 7 = Remunerada, 8 = Pablo y Virginia, 9 = San Valentín, 10 = Tomasa, 11 = Emilia, 12 = El Estrecho, 13 = Buen Consejo, 14 = Julio César, 15 = minas de Cartes, 16 = Los Blancos, 17 = Secretaria, 18 = Navidad, 19 = San José, 20 = Gloria, 21 = San Rafael, 22 = Cerro San Julián.

Por lo que se refiere a su origen, debe destacarse aquí que, si bien todos los autores que han estudiado estos yacimientos están de acuerdo en la importancia que, como factor de concentración, han tenido los procesos volcánicos del Neógeno, todavía existe una fuerte controversia entre los que propugnan por una etapa única de mineralización durante el Terciario (FRIEDRICH et al., 1964; GRAESER y FRIEDRICH, 1970; ESPINOSA et al., 1974b; OEN et al., 1975a y 1975b; ARRIBAS, 1980; ARRIBAS et al., 1983) y los que proponen un proceso metalogénico que se habría llevado a cabo en varias etapas y con removilización de mineralizaciones preexistentes triásicas y/o paleozoicas (URBAN, 1968; PAVILLON, 1969; ALLABERT, 1973; OVEJERO et al., 1975; OVEJERO, 1980; MANTECA y OVEJERO, 1992).

La Sierra de Cartagena está formada por la superposición de cuatro unidades tectono-estratigráficas principales: dos pertenecen al Complejo Nevado-Filábride y dos al Complejo Alpujárride. Los materiales del Nevado-Filábride (esquistos, cuarcitas, mármoles, y rocas albiticas), paleozoicos a triásicos, afloran en la zona central de la Sierra, entre Los Belones y Escombreras, bajo el Alpujárride, donde están generalmente muy alterados, especialmente en la zona meridional, en la llamada Cordillera Costera, que va desde Portman al Cabo de Palos. Por lo que se refiere al Alpujárride, sus materiales se dividen en cinco tramos fundamentales (Fig. 6). Los tres primeros, formados, de abajo a arriba, por esquistos y cuarcitas de la Serie Nevádride, filitas y cuarcitas del Permo-Triás, y calizas y dolomías ricas en braquiópodos del Triás Medio y Superior, constituyen el primer manto tectónico (Alpujárride Inferior). Los otros dos tramos, formados, respectivamente, por filitas y cuarcitas permo-triásicas y calizas dolomíticas triásicas, pertenecen al segundo manto tectónico (Alpujárride Superior). Sobre todos estos materiales, se disponen en discordancia las margas, areniscas, y conglomerados del Mioceno, todos ellos frecuentemente afectados por una fuerte alteración hidrotermal, y los sedimentos cuaternarios.

Las rocas volcánicas más antiguas de la Sierra de Cartagena son los sills, lentejones, y diques de diabasas que existen en el Complejo Nevado-Filábride y en el Alpujárride Inferior, a las que corresponden las metabasitas de los yacimientos de San Valentín y Emilia. Posteriormente, la

actividad ígnea está representada por las rocas volcánicas y subvolcánicas, potásicas alcalinas y shoshoníticas, del Mioceno, entre ellas las lavas, diques y chimeneas de brecha del Cabezo Rajado y Las Lajas, junto a La Unión (Fig 3E).

Las mineralizaciones de la Sierra de Cartagena se presentan en forma de filones de relleno y sustitución, reemplazamientos metasomáticos (mantos) (Figs. 3F y 4A), impregnaciones hidrotermales (blanquetes), y rellenos de cavidades, tanto en las rocas metasedimentarias de las series Nevado-Filábride Superior y Alpujárride Inferior como en las rocas sedimentarias y volcánicas del Mioceno. A este último tipo pertenecen dos mineralizaciones muy características de la Sierra de Cartagena. Una es la que se explotó en la mina San Rafael II, situada al SE de Brunita, en donde la mineralización estaba rellenando fracturas y huecos de un carst, de probable origen hidrotermal, que se desarrolló en el contacto de las filitas y mármoles de la serie Filábride (Fig. 4B). La otra mineralización se encuentra en las margas y conglomerados miocenos de Minas de Cartes (OEN et al., 1975b; ARRIBAS, 1980) donde forma, respectivamente, filones de relleno y un manto de reemplazamiento de características singulares ya que los sulfuros se hallan en los huecos que dejaron, al ser disueltos por las soluciones hidrotermales en la proximidad de los filones, los cantos de rocas carbonatadas del Triás que forman parte del conglomerado llamado el "almendrolón" (Fig. 4C).

En conjunto, los minerales que aparecen en los diferentes yacimientos de la Sierra de Cartagena (FRIEDRICH et al., 1964; OEN et al., 1975a; ARRIBAS, 1980; ARRIBAS y MORO, 1981; ARRIBAS et al., 1983) son: greenalita (que puede ser anterior o posterior a los sulfuros), clorita, talco, minnesotaíta, magnetita, hematites, pirrotina (frecuentemente reemplazada por marcasita), arsenopirita, estannita, pirita, marcasita, calcopirita, tetraedrita-tennantita, galena, esfalerita (normalmente marmatita), boulangerita, bournonita, samseyita, y casiterita xiloide. Los minerales más frecuentes de la ganga son: cuarzo (ocasionalmente jaseroideo y calcedonioso, a veces de la variedad amatista), siderita, calcita y barita. Los minerales de alteración, tanto los producidos por procesos hidrotermales como por meteorización, son: jarosita, alunita, nontronita,

calcosina, covelina, anglesita, yeso, beudandita, cerusita, smithsonita, goethita, delafossita, cripptomelana, pirolusita, polianita, psilomelana, calcofanita, heterolita y coronadita.

La magnetita, greenalita y, en general, los minerales cloríticos sólo aparecen en los mantos de reemplazamientos de los niveles carbonatados y, ocasionalmente, en las metabasitas intercalados en ellos. Basándose en la presencia o no de estos silicatos, así como en la de casiterita y óxidos de Mn, OEN et al., (1975b), que han encontrado también greenockita y hawleyita en el yacimiento de Los Blancos, han establecido tres asociaciones paragenéticas en la Sierra de Cartagena: (1) Sulfuros-carbonatos-sílice. (2) Sulfuros-carbonatos-sílice-greenalita-magnetita. (3) Óxidos-hidróxidos-sulfatos-carbonatos-sílice.

La primera asociación da lugar a filones y mantos, la segunda es típica de los mantos, y la tercera aparece en filones, mantos y blanquetes. Siendo de destacar que es a esta última asociación a la que pertenecen las mineralizaciones con óxidos de Mn, hematites y casiterita xiloide análogas a las que existen en las ignimbritas de Durango, en Méjico (Arribas y Moro, 1981).

Los yacimientos más importantes de la Sierra de Cartagena (Fig. 6) se hallan en las unidades tectono-estratigráficas que se indican a continuación (Fig. 7).

Nevado-Filábride ("1er. manto" tectónico, "2º manto" de los mineros).

Filones: Minas Secretaria, El Estrecho/Los Blancos, San Rafael 2, Concilio, Lola, La Balsa, El Estrecho, Remunerada, Joaquina y Rosa, Virgen del Carmen, Fortuna, Belleza, Mariana, La Lucera, Segunda, Paz, María Dolores/Catón, y Bella Aurora.

Mantos: Canteras Emilia (segundo manto), San Valentín, Tomasa y Navidad, y minas Gloria, San José, Cruz Chiquita, Brunita, San Juan, San Luis, Los Blancos, Julio César, y Segunda Paz

Blanquetes: Minas Las Lajas, La Cierva, y Lo Veremos.

Alpujárride Inferior ("1er. manto" Alpujárride, "1er. manto" de los mineros).

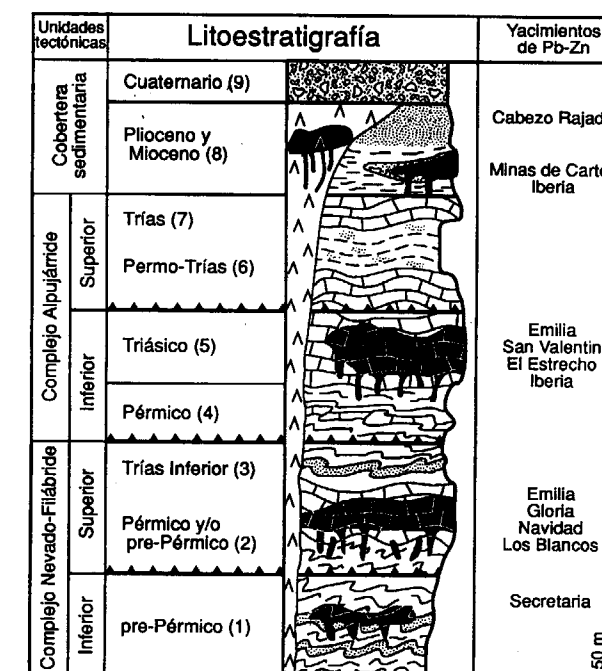


Figura 7. Secuencia estratigráfica generalizada de la zona central de la Sierra de Cartagena en la que se indica la situación de los más importantes yacimientos de Pb-Zn. Leyenda: 1 = esquistos y cuarcitas; 2 = mármoles, cuarcitas, geissos albiticos, esquistos, 3 = calizas, anhidrita, filitas, diabasas; 4 = mármoles, micacitas, filitas; 5 = calizas, dolomías, diabasas; 6 = filitas, cuarcitas, diabasas, 7 = calizas, dolomías; 8 = areniscas, margas, calizas, conglomerados, traquiandesitas, basaltos; 9 = arenas, arcillas, conglomerados. Negro = Yacimientos minerales: filones y mantos en rocas carbonatadas del Paleozoico-Mesozoico, filones y reemplazamientos irregulares en rocas sedimentarias y volcánicas del Terciario. Basado en datos estratigráficos y metalogénicos de GORDILLO et al. (1972), OEN et al. (1975a) y ARRIBAS et al. (1983).

Filones: Minas El Estrecho, y las de la zona El Gorguel-Portman.

Mantos: Canteras Emilia (primer manto), San Valentín y Las Lajas, y minas Iberia (Artesiana), La Cierva, Lo Veremos, Yenni/Buen Consejo, y Julio César.

Blanquetes: Mina Las Lajas.

Mioceno

Filones: Minas de Cartes (Veta Rica y Filón Rampa), y Josefina.

Mantos: Minas de Cartes (Coto Ponce y Belén), Confianza, y Buen Consejo.

Blanquetes: Canteras de Las Lajas y Los Blancos.

Rocas Volcánicas

Filones: Minas Iberia (Cabezo Rajado), La Cierva, La Parreta, Cabezo de San Ginés y El Estrecho, y las de la zona El Gorguel-Portman.

Diques y chimeneas: Minas Las Lajas, Remunerada, y Pablo y Virginia.

Los yacimientos del distrito de Mazarrón

El distrito minero de Mazarrón, que fué famoso a principios de siglo por sus mineralizaciones de Pb, Zn y Ag, y por los yacimientos de alumbre con ellas relacionados, está formado por unos centros volcánicos neógenos que se hallan entre los esquistos paleozoicos del Complejo Nevado-Filábride, que aflora al norte del pueblo, y las filitas y rocas carbonatadas del Alpujárride, situadas al sur (CORBELLA, 1969; ESPINOSA et al., 1974a). Las rocas volcánicas, que son calco-alcalinas potásicas y shoshoníticas, atraviesan también los sedimentos del Mioceno Superior que ocupan, hacia el oeste, la cuenca de Mazarrón.

Las mineralizaciones (ROLANDI y TEMPLADO, 1928; ARRIBAS et al., 1983) forman filones en las rocas volcánicas y/o metasedimentarias, pero las más importantes son, con mucho, las que se hallan en las primeras, a las que pertenecen los yacimientos del Cabezo de San Cristóbal, Cerro de Los Perules, Pedreras Viejas, y Coto Fortuna. De las segundas, sólo los filoncillos de barita y óxidos de Fe que atraviesan a las filitas de la Serie Filábride, en la mina Santa Rosa, al sur del Coto Fortuna, y los de galena del Cabezo de la Leonera, en las dolomías del Alpujárride, de la Sierra de las Moreras, tuvieron cierta importancia, careciendo las demás de interés económico. Por lo que se refiere a las mineralizaciones de las rocas volcánicas, situadas en la ladera septentrional de la Sierra de las Moreras, todas ellas presentan caracteres petrográficos, mineralógicos y metalogénicos semejantes entre sí.

Los yacimientos del Cerro de San Cristóbal y el Cabezo de los Perules, que fueron los más importantes, consisten en una red de filones más o

menos paralelos, a veces muy ramificados, por lo que dan lugar a stockworks, centrados en el filón San José. Las rocas encajantes (tobas, lavas y diques de riocacitas y dacitas) están afectadas por una fuerte alteración hidrotermal, y contienen grandes enclaves de filitas ("lágunas"), micacitas, rocas carbonatadas, y anfibolitas de la Serie Filábride. La mineralización está formada principalmente por galena argentífera, esfalerita, pirita, marcasita, barita y siderita, con magnetita, tetraedrita-tennantita, estibina y bertierita como minerales accesorios, y calcita, barita, dolomita y cuarzo, como ganga. Entre los minerales producidos por alteración hidrotermal, la alunita, jarosita y los alumbres son los más abundantes (Fig. 4D), junto con cuarzo, óxidos de Fe y Mn, y carbonatos, todos los cuales formaban parte de zonas de alteración que envolvían a los stockworks y tenían entre 10 y 20 m. de potencia. Entre los minerales de oxidación, el yeso, cerusita, anglesita, malaquita, azurita, y numerosos sulfatos solubles, principalmente alunógeno, halotriquita, melanterita y coquimbita (LOPEZ-AGUAYO y ARANA, 1987; ARANA y LOPEZ-AGUAYO, 1988), son los más frecuentes.

El yacimiento de Pedreras Viejas estaba formado por una red de filones de dirección NNE. que se explotó hasta más de 300 m. de profundidad. La mineralización estaba formada principalmente por esfalerita, pirita y galena muy argentífera, así como por reemplazamientos de las rocas carbonatadas, sobre todo en donde se cruzaban varios filones. Las rocas encajantes son sobre todo riocacitas y, ocasionalmente, metasedimentos de la Serie Filábride, constituidos aquí por micacitas, anfibolitas y cipolinos, que forman parte de un sinclinal dirigido al este. El proceso de alunización en este yacimiento es también muy fuerte. Por lo que se refiere al Coto Fortuna, éste consistía en una red de filones en las riocacitas miocenas, en este caso mucho menos alteradas, dirigidos al NNO.

Los yacimientos de la Loma de Bas

Las mineralizaciones de este distrito se encuentran en los esquistos paleozoicos del Complejo Nevado-Filábride que forman la vertiente meridional de la Loma de Bas, situada unos 15 km. al

norte de Aguilas. La geología de la zona ha sido estudiada por ALVAREZ y ALDAYA (1985), los que han definido aquí una nueva unidad tectonoestratigráfica a la que denominaron del Lomo de Bas. Esta unidad está constituida por un basamento de esquistos negros y cuarcitas del nevado-Filábride sobre los que cabalga una unidad del Alpujárride, formada ésta por una secuencia metapelítica y otra carbonatada a las que han atribuido edad permo-triásica y triásica, respectivamente.

En el yacimiento de La Vaca (ARRIBAS, 1980 y 1984; CASTROVIEJO et al., 1990), al que corresponden las antiguas labores de Cuprosa y El Cantar, las rocas encajantes de los filones son micacitas con abundante grafito y andalucita (en las que hay a veces intercalados niveles de cuarcitas) intensamente deformadas y boudinadas por los esfuerzos tangenciales alpinos. Estas rocas, que localmente están brechificadas y muy silicificadas, han sido atravesadas por filoncillos de cuarzo, microcristalino y calcedonioso, que contienen carbonatos, barita, galena, esfalerita, pirita, pirrotina y trazas de calcopirita, así como enargita, linneita, millerita, oro nativo y pequeñas cantidades de casiterita, principalmente xiloides (Fig. 4E), hematites y goethita rica en Mn, además de restos de micas y otros minerales de las rocas encajantes. Entre los minerales de la ganga originados por la alteración hidrotermal, la cual ha dado lugar a una fuerte decoloración de los esquistos, los más frecuentes son jarosita y natroalunita que, con la hematita, acompañan normalmente a la casiterita (Fig. 4F). Los minerales supergénicos más corrientes son limonita, algo de plata nativa, yeso y cerusita.

Las relaciones de este yacimiento con los análogos de la Sierra de Cartagena, especialmente los del Rancho de la Fuente, al sur de El Llano, Remunerada, y la montera de La Crisoleja, en el área de Las Lajas (ARRIBAS y MORO, 1984), son muy claras, ya que todos ellos se encuentran en los esquistos de la Serie Filábride, tienen la misma paragénesis y presentan el mismo tipo de alteración. Por otro lado, aunque las relaciones de la mineralización con el volcanismo no son aquí tan evidentes como en la Sierra de Cartagena, se debe destacar que en uno de los sondeos realizados por el I.G.M.E. en el yacimiento de La Vaca se atravesaron rocas volcánicas (riocacitas

muy alteradas, las llamadas por los mineros "rocas azules") a unos 150 m. de profundidad y que, además, fragmentos de estas mismas rocas se encuentran en las antiguas escombreras de la mina. Además, en una prospección realizada recientemente con Thematic Mapper aerotransportado se ha puesto de manifiesto la existencia de una cúpula subvolcánica (CASTROVIEJO et al., 1990).

Los yacimientos de la Sierra de Aguilón

Las mineralizaciones más interesantes de este distrito se encuentran en la vertiente SO. de la Sierra del Aguilón, en unos niveles carbonatados situados a techo de los esquistos paleozoicos de la Serie Filábride, cabalgada aquí por las filitas y calizas permo-triásicas del Alpujárride Inferior. Cerca de la superficie, la mineralización está formada por filoncillos anastomosados cuya densidad aumenta en profundidad, por lo que la roca adquiere el aspecto de una brecha cementada por calcita, un poco de barita y los sulfuros, los cuales son principalmente galena, algo de esfalerita, pirita, calcopirita y bournonita. Últimamente, MORALES et al. (1993) han señalado también la presencia de cubanita, arsenopirita y argentopentlandita.

Los yacimientos de la Sierra Almagrera

La Sierra Almagrera (Fig. 3A) es un bloque tectónico alargado, de dirección aproximada N30°E, constituido por micacitas grafiticas y albiticas, ocasionalmente con biotita y granates, que llevan intercaladas algunos niveles de cuarcitas, y que pertenecen al zócalo paleozoico Nevado-Filábride (ALVAREZ y ALDAYA, 1985).

Las mineralizaciones más importantes son las de los Barrancos Jaroso y El Francés (CALDERON, 1910; ARRIBAS, 1980; ENADIMSA, 1986; MORALES et al., 1993; NAVARRO et al., 1994), las que, como las restantes de la Sierra, forman filones de relleno en un sistema de fracturas abiertas de dirección N10-40°O. Los filones miden entre unos centímetros y 10 m. de potencia, y presentan texturas en peine, dendríticas y brechoideas. La mineralización, que poseía un alto contenido en plata en la zona de oxidación, está formada principalmente por galena, esfalerita, pirita y cal-

copirita, en una ganga de cuarzo, barita, celestina, hematites y carbonatos, especialmente siderita. Otros minerales acompañantes son tetraedrita-tennantita, johnstonita, steinmannita, veenita y bournonita (MARTINEZ-FRIAS et al., 1989). Recientemente, NAVARRO et al. (1994) han citado la presencia de oro en unos filones de cuarzo situados en la zona costera de la Sierra. Los principales minerales de alteración son natrojarosita, alunita, cerusita, anglesita, goethita, malaquita y covelina, así como una serie muy numerosa de sulfatos solubles de Fe, Mn, Mg, Al y Zn, especialmente alunógeno, halotriquitita, melanterita y coquimbita (LOPEZ-AGUAYO y ARANA, 1987). Por lo que se refiere a la génesis de estos yacimientos, y aunque los filones de Sierra Almagrera no están directamente conectados a rocas volcánicas, el hecho de que ellos presenten una paragénesis epitermal semejante a las de las mineralizaciones filonianas existentes en las volcánicas neógenas de los distritos de Cartagena-La Unión y Mazarrón, así como su proximidad a las mineralizaciones análogas que hay en el Tortonense de Herrerías (cuyas baritas presentan valores isotópicos del S semejantes; MARTINEZ-FRIAS et al., 1989), y las estrechas relaciones espaciales que hay entre ambos yacimientos y las riocitas shoshoníticas tortonienses que afloran a lo largo de la zona de falla de Palomares en Cerro Pelado y Mulería, las cuales tienen contenidos en Pb (92-300 ppm), Zn (309 ppm), Cu (14-70 ppm) y Ba (1737-4547 ppm) relativamente altos (MARTINEZ-FRIAS et al., 1989), parecen demostrar que los fluidos mineralizadores estuvieron relacionados con el emplazamiento de dichas rocas volcánicas y que, por ello, estos yacimientos son, al menos en parte, de origen magmático-hidrotermal.

El yacimiento de Herrerías

Este yacimiento se encuentra al este del pueblo de Herrerías, en el borde noreste de la cuenca tectónica de Vera y al pie del extremo meridional de Sierra Almagrera. La mineralización está constituida por filones y reemplazamientos, éstos a veces en forma de anillos de Liesegang (Fig. 8A), situados en la base de los sedimentos miocenos que cubren, discordantes, las micacitas gráficas paleozoicas (con niveles de mármoles intercalados) de la Serie Filábride. Las rocas en-

cajantes están intensamente deformadas por las cizallas que dieron lugar a la zona de falla de Palomares y están afectadas, a veces, por una fuerte alteración cuarzo-sericítica. El yacimiento está formado principalmente por óxidos de Fe y Mn, barita, galena (con un alto contenido en Ag), discrasa, pirargirita, heterolita, hausmanita, esfalerita, siderita, fluorita, cerusita, y anglesita. En la zona de oxidación, las dendritas de plata nativa eran muy frecuentes dentro de la limonita (MARTINEZ-FRIAS et al., 1989).

Los sedimentos tortonienses en donde se encuentra la mineralización, tienen unos 30 m. de potencia y están cubiertos por las margas areniscas del Messiniense y las terrazas del Pleistoceno, las cuales tienen 5 y 25 m. de potencia respectivamente. La serie estratigráfica miocena en donde se encuentran los yacimientos es la siguiente (MARTINEZ-FRIAS et al., 1989; BARRAGAN et al., 1990; ALVADO, 1986): conglomerados del Pleistoceno; margas del Messiniense; margas y geyseritas laminadas, con texturas debidas a escape de fluidos; alternancias, rojas y negras, de jaspe, barita y fluorita; calizas con laminaciones de algas, impregnadas por óxidos de Fe y Mn, con barita, pirita, fluorita y materia orgánica; areniscas oscuras, con costras formadas por óxidos de Fe y Mn que cementan fragmentos y cristales de baritina, cuarzo y fluorita; turbiditas, impregnadas localmente por óxidos de Fe y Mn; y esquistos del basamento Nevado-Filábride. Los sedimentos del Tortonense que están situados encima de las turbiditas corresponden, en parte, a sedimentos químicos depositados en fuentes termales relacionadas con el volcanismo riocítico neógeno y cuya edad coincide con la de las calizas con laminaciones de algas que están cubiertas ya por los sedimentos pelágicos del Messiniense.

Los niveles mineralizados, de tipo manto, como consecuencia de la impregnación y reemplazamiento de los sedimentos tortonienses, están atravesados por filones que pueden llegar a tener 10 cm. de potencia y están formados por grandes cristales de baritina con textura en peine. Las inclusiones fluidas de estos cristales de barita, fundamentalmente acuosas, tienen características semejantes a las de las baritas de Sierra Almagrera, en donde son más abundantes las inclusiones acuoso-carbónicas (MARTINEZ-FRIAS et



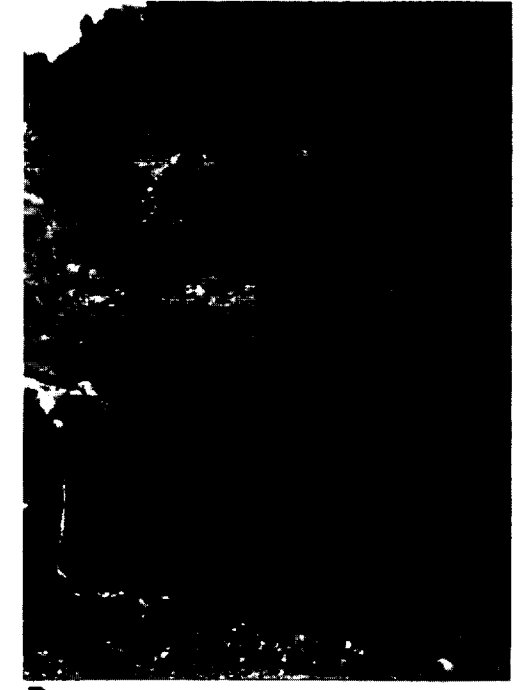
A



B



C



D

Figura 8. A.-Mina de Herrerías (Almería). Los sedimentos miocenos se depositaron en parte como sedimentos químicos a partir de fuentes termales relacionadas con el volcanismo neógeno. Ellos fueron reemplazados, ocasionalmente en forma de anillos de Liesegang, por óxidos de Fe y Mn, barita, sulfuros y sulfosales de Pb, Zn y Ag, fluorita, y cuarzo jasperoideo. B.-Los filones de cuarzo pertenecientes a la asociación mineral Pb-Zn-(Ag-Cu-Au) del distrito de San José, en el campo volcánico del Cabo de Gata destacan en el paisaje por su resistencia a la erosión. Estos filones epitermales pertenecen al tipo sericítico con adularia y forman filones de relleno de fracturas que se explotaron hasta más de 300 m. de profundidad. C.-Aspecto del filón San Diego, perteneciente a la asociación mineral Au-alunite-(Cu-Te-Sn) en el borde meridional de la caldera de Rodalquilar (Almería). Los filones de cuarzo están encajados en los domos que forman la pared de la caldera. D.-Fracturas silicificadas y mineralizadas con Au del Cerro del Cinto, un domo muy alterado de la caldera de Rodalquilar. La mineralización pasa en profundidad a una paragénesis de sulfuros complejos con sólo trazas de oro. Las rocas que se ven en la fotografía son el resultado de una alteración ácida sulfatada muy intensa (en su mayor parte hipogénica) de las riolitas, las cuáles están completamente reemplazadas por cuarzo, caolinita, alunita, pirofilita, jarosita y hematites.



A



B



C



D

Figura 8. A.-Mina de Herrerías (Almería). Los sedimentos miocenos se depositaron en parte como sedimentos químicos a partir de fuentes termales relacionadas con el volcanismo neógeno. Ellos fueron reemplazados, ocasionalmente en forma de anillos de Liesegang, por óxidos de Fe y Mn, barita, sulfuros y sulfosales de Pb, Zn y Ag, fluorita, y cuarzo jasperoideo. B.-Los filones de cuarzo pertenecientes a la asociación mineral Pb-Zn-(Ag-Cu-Au) del distrito de San José, en el campo volcánico del Cabo de Gata destacan en el paisaje por su resistencia a la erosión. Estos filones epitermales pertenecen al tipo sericítico con adularia y forman filones de relleno de fracturas que se explotaron hasta más de 300 m. de profundidad. C.-Aspecto del filón San Diego, perteneciente a la asociación mineral Au-alunita-(Cu-Te-Sn) en el borde meridional de la caldera de Rodalquilar (Almería). Los filones de cuarzo están encajados en los domos que forman la pared de la caldera. D.-Fracturas silicificadas y mineralizadas con Au del Cerro del Cinto, un domo muy alterado de la caldera de Rodalquilar. La mineralización pasa en profundidad a una paragénesis de sulfuros complejos con sólo trazas de oro. Las rocas que se ven en la fotografía son el resultado de una alteración ácida sulfatada muy intensa (en su mayor parte hipogénica) de las riolitas, las cuáles están completamente reemplazadas por cuarzo, caolinita, alunita, pirofilita, jarosita y hematites.

al., 1989). Por todo ello, y aplicando los mismos razonamientos que para las mineralizaciones de Sierra Almagrera, la génesis del yacimiento de Herrerías se puede atribuir también a la actividad hidrotermal que se desarrolló en niveles superficiales durante el emplazamiento de las rocas volcánicas shoshoníticas del Tortonense, algunas de las cuales afloran en las proximidades.

El yacimiento de Garrucha

Las mineralizaciones de Garrucha, constituidas, como las de Herrerías, por óxidos de Fe y Mn, barita, galena y esfalerita, formaban también vetas y reemplazamientos en las calizas con laminaciones de algas y sedimentos clásticos del Tortonense Superior (Fig. 9) situados al sur del afloramiento de brechas riolíticas del Cabezo Pelao, que se encuentra ya dentro de la zona de falla de Palomares y cuya edad radiométrica es 8 Ma. Por todo ello, y como en los niveles inferiores de la mina, a unos 100 m. de profundidad, la alteración hidrotermal de los sedimentos miocenos era muy fuerte, la génesis del yacimiento se puede relacionar igualmente con el emplazamiento de las rocas volcánicas neógenas.

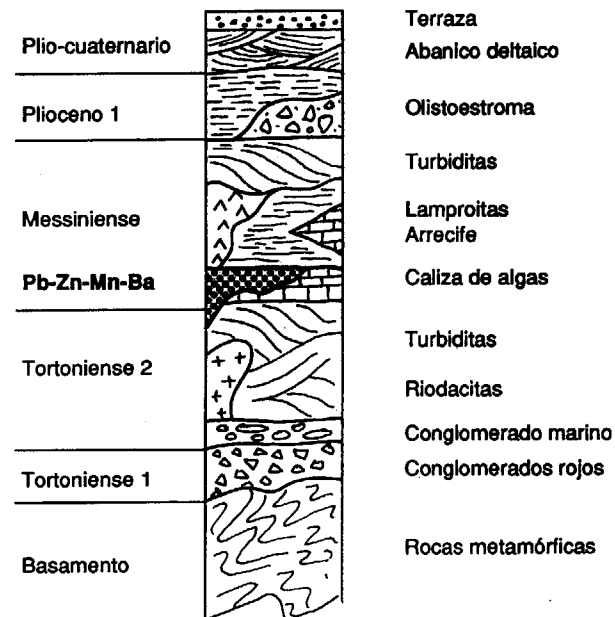


Figura 9. Corte estratigráfico del Neógeno en la cuenca Vera-Garrucha (BARRAGAN et al., 1990, simplificado) en el que se indica la posición de las mineralizaciones de Pb-Zn en relación con la "caliza de algas" de finales del Tortonense.

Grupo 3: Yacimientos espitermales de metales básicos y preciosos en rocas volcánicas neógenas

Los yacimientos de este grupo, que constituyen los distritos mineros de San José, Palaí, y Rodalquilar se encuentran en las rocas volcánicas calco-alcalinas s.s. (andesitas basálticas a riodacitas), de origen aéreo y subaéreo, que forman el campo volcánico del Cabo de Gata (Fig. 1). Los distritos de San José y Palaí se caracterizan por la asociación epitermal Pb-Zn-(Ag-Cu-Au), y el de Rodalquilar por la asociación Au-alunita-(Cu-Te-Sn).

Este complejo volcánico del Cabo de Gata está formado por las lavas, domos, brechas, aglomerados y rocas piroclásticas (a veces, con niveles sedimentarios, intercalados o suprayacentes) del Neógeno que forman la parte meridional del bloque tectónico constituido por las Sierras de Gata y Carboneras. Este bloque, alargado y de dirección noreste, tiene unos 50 km. de longitud y 12 de anchura media, y está limitado, al NE, por la zona de falla de Carboneras (Fig. 2), a la cual se debe la formación de la Serrata, una corrida alargada en dirección paralela a la del bloque, que está constituida por filitas triásicas y algunas rocas volcánicas ácidas análogas a las que aparecen en el campo volcánico del Cabo de Gata. La Serrata constituye, a su vez, el borde meridional de la cuenca neógena de Níjar-Carboneras en cuyo borde septentrional, perteneciente ya al bloque tectónico de Sierra Alhambra, sólo existe un afloramiento de rocas volcánicas, el de las riodacitas del Cabezo Hoyazo, en el campo de Níjar. Estas rocas, que contienen abundantes xenolitos de gneisses silimaníticos con granates y cordierita, y que han sido interpretadas como restitas aluminicas producidas por anatexia cortical (ZECK, 1970), pertenecen ya a la banda de rocas calco-alcalinas potásicas y shoshoníticas del arco Vera-Mazarrón-Cartagena.

El estudio detallado de las rocas volcánicas de las Sierras de Gata y Carboneras comenzó en el siglo pasado pero se ha desarrollado particularmente a partir de 1960 (p.e., PAEZ CARRION y SANCHEZ SORIA, 1965; COELLO y CASTAÑON, 1965; FUSTER et al., 1965 y 1967; LODDER, 1966; LEON, 1967; SANCHEZ-CELA, 1968; BELLON et al., 1983; PINEDA-VELASCO, 1984; BORDET, 1985; DI BATTISTINI et al., 1987; FERNANDEZ-

SOLER y MUÑOZ, 1988; RYTUBA et al., 1990; CUNNINGHAM et al., 1990; TOSCANI et al. 1990; ARRIBAS JR., 1993).

Consideradas en conjunto, las rocas volcánicas de las Sierras de Gata y Carboneras se pueden dividir en tres grupos principales que, de abajo a arriba, son los siguientes: (1) Riolitas, riodacitas, dacitas y andesitas, a veces ignimbríticas, con anfíbol (edades aproximadas, 15 a 11 Ma). (2) Dacitas y riolitas ignimbríticas, con alto contenido en K y generalmente muy alteradas, con las que están asociados los yacimientos de los distritos de Rodalquilar y Los Frailes (edades aproximadas, 12 a 9 Ma). (3) Andesitas basálticas y andesitas, con piroxenos rómbicos y monoclinicos, que son las rocas volcánicas más frescas y dan lugar a centros volcánicos individualizados (edades aproximadas, 9 a 7 Ma).

Por lo que se refiere a los sedimentos tortonienes intercalados en, o depositados sobre las rocas volcánicas, se trata normalmente de margas y calcarenitas fosilíferas, algunas veces conglomerados, que tienen entre 10 y 20 m. de potencia. Sin embargo, a diferencia de lo que ocurre en las cuencas de Almería, Sorbas-Tabernas, y Vera, en la de Níjar-Carboneras, especialmente en la zona situada al este de La Serrata, no existen, o apenas si están desarrolladas, las turbiditas. Esto confirma que los centros volcánicos del distrito de San José, y concretamente los de Los Frailes y Alemanes Nuevos, que se formaron en el Serravallense, estuvieron emergidos y rodeados por plataformas carbonatadas someras durante el Tortonense, permaneciendo así hasta el Messiniense.

Los estudios más recientes relacionados con la génesis de las rocas volcánicas de la Sierra de Gata (TOSCANI et al., 1990) efectuados sobre las andesitas basálticas y andesitas de dos piroxenos, que son las rocas menos fraccionadas y alteradas, vienen a confirmar lo ya dicho en apartados anteriores. Así, la peculiar distribución de los elementos mayores y en trazas de estas rocas, y las características isotópicas, que varían significativamente de unos puntos a otros de la zona, no se pueden explicar por el fraccionamiento de un magma máfico único. Por ello, los procesos petrogenéticos debieron ser más complejos y se deben atribuir a la generación de líquidos magmáticos por fusión de un manto he-

terogéneo (debido a lo cual tenían diferente composición química e isotópica) que se fraccionaron y reaccionaron en profundidad con la corteza continental.

Los yacimientos del distrito de San José

Los yacimientos de este distrito, que ocupa el extremo suroeste de la Sierra de Gata y está formado por los centros volcánicos de Los Frailes, Monsul, El Borronar, Morrón de los Genoveses, Alemanes Nuevos, y Lo Alto, están situados principalmente al oeste del puerto de San José (Fig. 10), en las rocas volcánicas que hay al suroeste del Pozo de Los Frailes y en la ladera norte del Pico Revancha, donde se encuentran, entre otras, las antiguas minas de Santa Bárbara, Alemanes Nuevos, La Revancha, Pirrimplín y Borrico Pesado (Fig. 8B). Las rocas más antiguas del distrito son las ignimbríticas riolíticas y andesíticas de La Revancha y Alemanes Nuevos, que tienen entre 15 y 12 Ma (DI BATTISTINI et al., 1987), y las de la base de la caldera de Los Frailes, cuya edad es 14.4 ± 0.8 (CUNNINGHAM et al., 1990), pertenecientes al Serravallense.

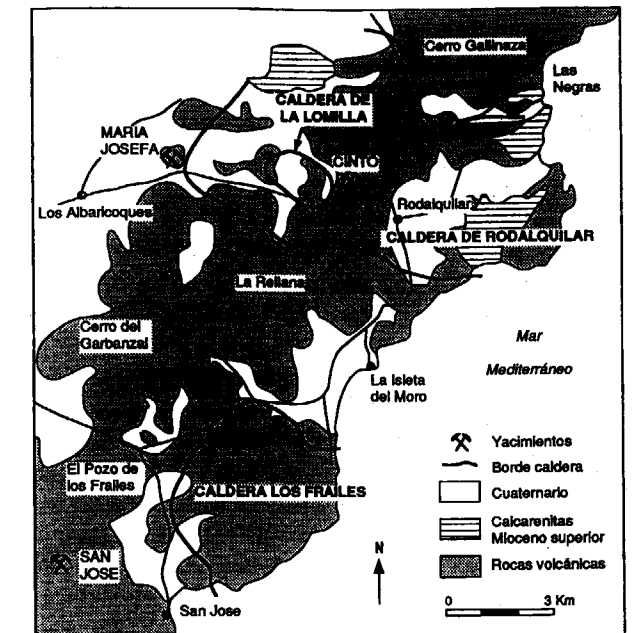


Figura 10. Mapa esquemático en el que se indica el borde de las calderas y los distritos mineros (Rodalquilar y San José) de la zona central del Cabo de Gata.

Las mineralizaciones epitermales Pb-Zn-(Ag-Cu-Au) de este distrito son del tipo adularia-sericita y formaban filones de relleno (que se llegaron a explotar a más de 300 m. de profundidad) en fracturas abiertas dentro de las rocas volcánicas, normalmente dacitas y tobas riódacíticas, muy afectadas a veces por una intensa alteración hidrotermal. Los filones, que continuaban en profundidad, estaban formados principalmente por galena argentífera, esfalerita, pirita, calcopirita y tetraedrita-tennantita, así como trazas de oro nativo, en una ganga de cuarzo (ocasionalmente calcedonioso y jasperoideo), barita y carbonatos.

Los yacimientos del distrito de Rodalquilar

Las mineralizaciones con Au-alunita-(Cu-Te-Sn) del distrito de Rodalquilar (Fig. 10), en el que también hay algunos yacimientos filonianos pertenecientes a la asociación Pb-Zn-(Ag-Cu-Au), pertenecen al tipo alta sulfuración, forman filones poco profundos, de hasta 100 m. como máximo, asociados a las estructuras de colapso que dieron lugar al complejo de la caldera de Rodalquilar, y se encuentran en rocas volcánicas de composición intermedia que están afectadas por un intenso proceso de alteración argílica avanzada (Figs. 8C y D).

El origen de las mineralizaciones del distrito de Rodalquilar está relacionado con el desarrollo de procesos magmáticos-hidrotermales que acompañaron al emplazamiento de una magma andesítico durante los estadios finales del ciclo de formación de la caldera (ARRIBAS JR. et al., 1995). Los yacimientos de Au-alunita-(Cu-Te-Sn), que son los más importantes desde el punto de vista económico, están situados principalmente en fracturas asociadas a la caldera Lomilla (Fig. 11). Los minerales con mayor ley en oro se encuentran en brechas de explosión hidrotermal muy silicificadas, y concretamente en una calcedonia bandeada, pirítica, que rellena fracturas y huecos en rocas volcánicas con una fuerte alteración arcílica y arcílica avanzada (ARRIBAS JR. et al., 1995). Estas mineralizaciones se formaron a poca profundidad, muy cerca de la paleo-superficie, y son un ejemplo típico de los sistemas de alta sulfuración que dieron lugar a los yacimientos de Summitville, Colorado, en los EE.UU. o a los del distrito de Nansatsu, en Japón (WHITE y HE-

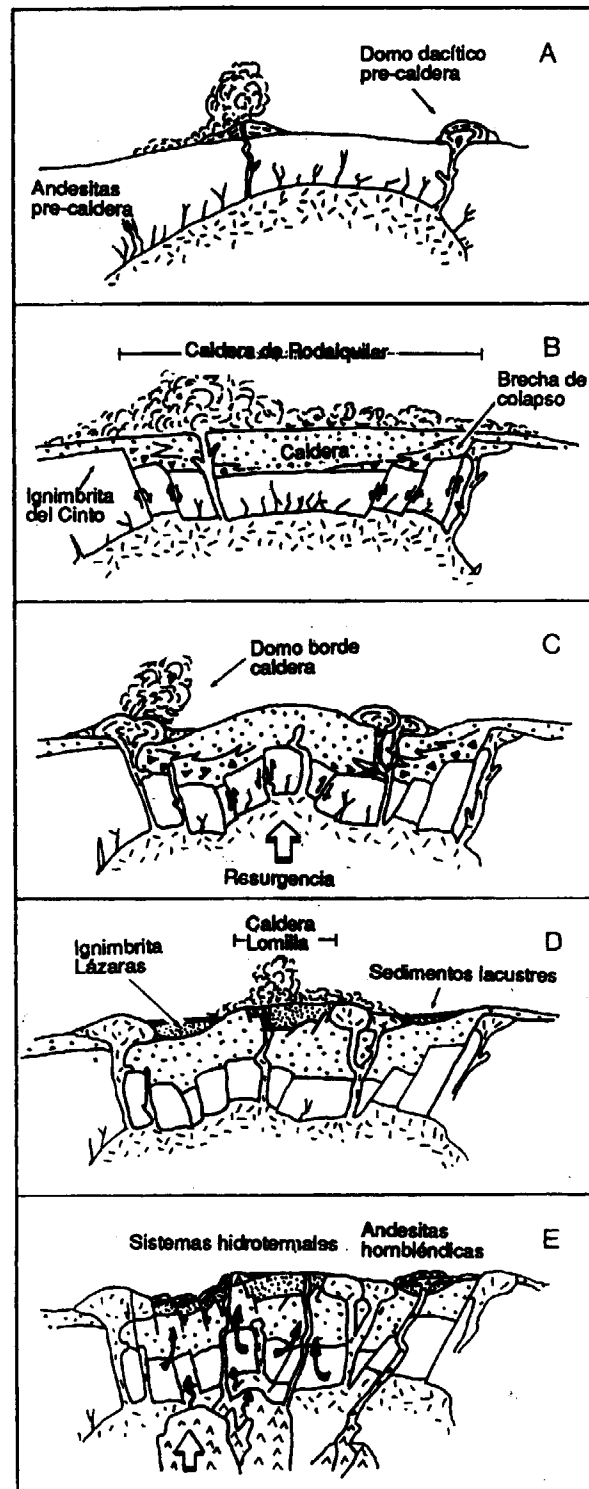


Figura 11. Secciones transversales esquemáticas (no sujetas a escala) que muestran la evolución del complejo de calderas de Rodalquilar hasta la formación de los sistemas hidrotermales que dieron lugar a las mineralizaciones epitermales de metales preciosos.

DENQUIST, 1990). Sin embargo, los yacimientos de alta sulfuración son relativamente raros en Europa (p.e., GARBARINO et al., 1991), donde están, por lo general, estrechamente relacionados con pórfidos cupríferos en los distritos de Bucium, en Rumanía (IANOVICI y BORCOS, 1982), PANAGYURISHTE, en Bulgaria (BOGDANOV, 1982) y Bor, en Yugoslavia (SILLITOE, 1983).

GEOQUIMICA ISOTOPICA DEL PLOMO Y EL AZUFRE DE LOS YACIMIENTOS DEL SE. DE ESPAÑA.

Estudios anteriores

Los primeros, y hasta ahora los únicos, estudios isotópicos sistemáticos del Pb y el S realizados en yacimientos de sulfuros de Fe, Pb, Zn y Cu del SE. de España son los que FRIEDRICH et al. (1964) y GRAESER y FRIEDRICH (1970) efectuaron en los yacimientos de la Sierra de Cartagena como continuación de los estudios mineralógicos y metalogénicos llevado a cabo anteriormente por FRIEDRICH et al. (1964) en esta misma zona.

Los análisis isotópicos del S se realizaron sobre 166 muestras procedentes de 19 mineralizaciones de las zonas central, media y extrema de la Sierra de Cartagena (FRIEDRICH et al., 1964). Zonas que fueron establecidas teniendo en cuenta principalmente el tipo, filoniano o en manto, de los yacimientos.

Las mineralizaciones comprendidas en el estudio representaban a la mayoría de los diferentes tipos de yacimientos existentes en el distrito de Cartagena-La Unión. Los resultados obtenidos en todos los yacimientos fueron muy semejantes y se pueden resumir así: (1) la media aritmética de $\delta^{34}\text{S}$ es 3,6‰ para todos los sulfuros de la zona. Para la galena, $\delta^{34}\text{S}$ varía entre 0,5‰ y 6,0‰; para la esfalerita y calcopirita, entre 1,0 y 6,5‰; y para la pirita, marcasita y melnicovita, entre 0,5‰ y 9,0‰. Solamente 9 muestras de pirita y marcasita presentaron desviaciones significativas, con valores de $\delta^{34}\text{S}$ comprendidos entre 11,9 y 36,9‰, y uno aislado de -42,2‰, pero en todos estos casos se trata de sulfuros más jóvenes. (2) el rango de variación de $\delta^{34}\text{S}$ es muy pequeño para los sulfuros de una misma muestra, mina y

zona, e incluso para los de todo el distrito. (3) aunque las variaciones de $\delta^{34}\text{S}$ entre los diferentes sulfuros son muy pequeñas, parece que, en general, dichos valores muestran una tendencia a variar en este sentido: $\delta_{\text{FeS}} > \delta_{\text{FeS}_2} > \delta_{\text{ZnS}} > \delta_{\text{PbS}}$. (4) los valores de la barita filoniana del Cabezo de San Ginés (31,7 y 27,6‰) son altos, y corresponden a sulfatos hidrotermales.

Estos resultados llevaron a los autores a concluir que, al igual que piensan otros investigadores que han trabajado en la zona, todas las mineralizaciones de la Sierra de Cartagena, tanto las de tipo manto como las filonianas, se formaron en una sola etapa y por un único proceso metalogénico, relacionado éste con el emplazamiento de las rocas volcánicas del Neógeno.

Por lo que se refiere a los isótopos de Pb, GRAESER y FRIEDRICH (1970) analizaron 6 muestras de galena procedentes de algunos de los yacimientos que ellos habían estudiado previamente para el S y que consideraron representativos de los 6 tipos de mineralización que habían establecido en la zona. Estos yacimientos fueron los siguientes: Tipo 1, Emilia: mantos con magnetita y sulfuros de Fe, Pb, Zn y Cu en niveles de mármoles dentro de las pizarras paleozoicas. Tipo 2a, Gloria: mantos con sulfuros de Fe, Pb y Zn en el contacto de las pizarras paleozoicas y las dolomías del Triás. Tipo 2b, Julio César: mantos con sulfuros de Fe, Pb y Zn en el contacto de las pizarras paleozoicas y las dolomías del Triás. Tipo 2b, Confianza: mantos con sulfuros de Fe, Pb y Zn en conglomerados miocenos. Tipo 3a, Secretaria: filones con sulfuros de Fe, Pb y Zn en conglomerados miocenos. Tipo 3b, Cabezo Rajado: filones con sulfuros de Fe, Pb y Zn dentro o en las proximidades de los afloramientos de rocas volcánicas miocenas.

Los valores medios corregidos de las relaciones isotópicas del Pb en los yacimientos de Cartagena (GRAESER y FRIEDRICH, 1970) indican que las mineralizaciones de los dos distritos tienen características isotópicas muy parecidas. Además, el rango de variación de las relaciones isotópicas del Pb en los seis tipos de yacimientos existentes en la Sierra de Cartagena es tan pequeño (entre 18,726 y 18,762 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; 15,696 y 15,715 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; y 38,936 y 39,055 para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) que estas mineralizaciones re-

presentan diferentes aspectos de un mismo proceso metalogénico (GRAESER y FRIEDRICH, 1970).

Métodos analíticos

Las composiciones isotópicas del Pb y el S de los minerales metálicos se midieron en 24 muestras de sulfuros procedentes de 9 yacimientos representativos. Además, se analizó también la composición isotópica del Pb en 27 muestras de rocas de la región y se determinaron las relaciones $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ en 3 de ellas. Las muestras de sulfuros se seleccionaron a mano observándolas con el microscopio, siendo en su mayor parte fragmentos de galena pura. La excepción correspondió a las muestras de silicatos con sulfuros diseminados de la Sierra de Cartagena, las cuales estaban formadas principalmente por cuarzo, galena, pirita, esfalerita y marcasita, y las de cuarzo calcedonioso, con oro, de Rodalquilar que contenían aproximadamente un 5% de pirita y pequeñas cantidades de otros sulfuros, entre ellos galena.

Para el análisis de los isótopos de Pb de la galena se disolvieron entre 1 y 3 mg de este mineral en HNO_3 concentrado, diluyendo después la solución hasta llegar a una concentración HNO_3 1N. Siguiendo entonces la técnica del gel de sílice-ácido fosfórico, se colocaron directamente pequeñas cantidades de la solución diluida sobre un filamento de Re, efectuándose el análisis con un espectrógrafo de masas Finnigan MAT 262, de colector múltiple, en los laboratorios del Servicio Geológico de los EE.UU. de Menlo Park, California. El Pb de las muestras de pirita y de roca total se extrajo por disolución con HF-HCl y separación posterior con HBr en columnas con resinas de intercambio aniónico. Los valores medidos para las relaciones isotópicas del Pb se corrigieron para un fraccionamiento de 0,125% por unidad de masa basándose en análisis repetidos del patrón de Pb NBS 981. Las muestras estériles (blancos) utilizadas rutinariamente en el laboratorio contenían 2 ng. de Pb, o menos, y la precisión de las medidas isotópicas fué superior al 0,1% para un nivel de confianza 2σ . Las relaciones entre los isótopos de Pb son reproducibles a $\pm 0,1\%$. Por lo que se refiere a los isótopos de S, éstos se analizaron en un espectrómetro

de masas Nuclide 6.60 RMS (modificado) en el Laboratorio de Isótopos Estables del Servicio Geológico de los EE.UU. de Denver, Colorado. El S se extrajo, en forma de SO_2 a partir de muestras de galena de 15 a 20 mg. por combustión con Cu_2O a 1025°C .

Las muestras de sulfuros impuros se convirtieron, antes de su combustión, en Ag_2S por disolución en caliente con HCl-CrCl_2 y precipitación del Ag_2S en una solución de amoníaco y nitrato de plata (ZHABINA y VOLKOV, 1978). Para separar el S de las muestras de roca total se utilizó una técnica modificada del reactivo Kiba (SASAKI et al., 1979). La composición de los isótopos de S se expresa como $\delta^{34}\text{S}$, es decir, como la desviación en ‰ del patrón de troilita del Cañón Diablo. Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ son reproducibles a $\pm 0,2\%$, excepto los que se refieren a las muestras preparadas siguiendo la técnica del reactivo Kiba, las cuales lo son únicamente a $\pm 1\%$.

RESULTADOS

Los datos correspondientes a los isótopos de Pb y S de las rocas y minerales del sureste de España se indican y proyectan, respectivamente, en las Tablas 1 a 3 y Figuras 12 a 14 junto con algunas relaciones isotópicas del Pb, aún no publicadas pertenecientes a rocas volcánicas de las series shoshonítica y calcoalcalina potásica (J. LOPEZ-RUIZ, com. personal, 1990). Las curvas de evolución del Pb promedio de la corteza de STACEY y KRAMERS (1975) y de CUMMING y RICHARDS (1975) se incluyen en la Figura 12. Las curvas de referencia de la Figura 13 son las de STACEY y KRAMERS (1975) y otra, de evolución en dos etapas, propuesta por LUDWIG et al. (1989) para el sur de Cerdeña. Las principales características de los datos isotópicos obtenidos para el Pb y el S del sureste de España son las siguientes:

Cuando se comparan con las curvas de evolución del Pb de STACEY y KRAMERS (1975) Y CUMMING y RICHARDS (1975), las composiciones isotópicas de las rocas y minerales del sureste de España son relativamente radiogénicas (Figs. 12 y 13).

Las relaciones isotópicas del Pb de los metasedimentos clásticos del Paleozoico y el Permo-

Tabla 1. Relaciones isotópicas del Pb de algunos yacimientos del sureste de España

Mineralizaciones y distritos mineros	No. de muestras	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1. Yacimientos estratoides de F-Pb-Zn-(Ba) en rocas carbonatadas del Triás				
Sierra de Gádor	2	$18,244 \pm 0,007$	$15,679 \pm 0,009$	$38,578 \pm 0,006$
Sierra Alhamilla	3	$18,228 \pm 0,008$	$15,690 \pm 0,008$	$38,490 \pm 0,007$
2. Yacimientos polimetálicos, filonianos y de tipo manto, del Mioceno				
Cartagena	3	$18,718 \pm 0,016$	$15,681 \pm 0,011$	$39,010 \pm 0,048$
Mazarrón	2	$18,760 \pm 0,006$	$15,701 \pm 0,011$	$39,087 \pm 0,088$
Loma de Bas	1	18,746	15,680	39,004
Sierra del Aguilón	2	$18,767 \pm 0,002$	$15,684 \pm 0,004$	$39,017 \pm 0,017$
Sierra Almagrera	4	$18,760 \pm 0,003$	$15,683 \pm 0,004$	$39,017 \pm 0,018$
3. Yacimientos epitermales de metales básicos y preciosos en rocas volcánicas del Mioceno				
Rodalquilar	5	$18,890 \pm 0,009$	$15,686 \pm 0,006$	$39,940 \pm 0,027$
San José	2	$18,788 \pm 0,005$	$15,686 \pm 0,002$	$38,987 \pm 0,010$

* Media aritmética \pm desviación standard

Tabla 2. Composición isotópica del S de galenas de algunos yacimientos del sureste de España

Mineralizaciones y distritos mineros	Yacimiento	Muestra no.	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)	
1. Yacimientos estratoides de F-Pb-Zn-(Ba) en rocas carbonatadas del Triás				
Sierra de Gádor	Mineraa	Min	0,4	
		Tolva	Tolv-1	2,6
Sierra Alhamilla	Coto Lataquez	Clal-1	0,2	
		Clal-2	0,4	
	Pantano Níjar	Ptno-1	-0,5	
2. Yacimientos polimetálicos, filonianos y de tipo manto, del Mioceno				
Cartagena	Emilia, 1º Manto	Spm10	3,8*	
		Emilia, 2º Manto	Spm12	3,8*
Mazarrón	Navidad	Spm14	3,2	
		San Cristóbal	R16A	5,6
		San Federico	Spm11	2,9
Loma de Bas	San Pedro	LB-1	8,1	
Sierra del Aguilón	La Galería	Ag1-1	5,8	
		Los Túneles	Ag1-2	5,7
Sierra Almagrera	Barranco Jaroso	Almg-1	2,0	
		El Francés	Almg-2	3,4
	Barranco Jaroso	Almg-3	2,5	
		Almg-4	1,5	
3. Yacimientos epitermales de metales básicos y preciosos en rocas volcánicas del Mioceno				
Rodalquilar	Consulta	87A58	3,0	
		87A88	3,8	
		87A90	2,8	
		Trifo-1	2,8	
		Carro del Cinto	87A240-1	3,4*
San José	Topera	CG-1	4,1	
		CG-3	4,0	

* Muestra con sulfuros diseminados

Tabla 3. Composición isotópica del S de rocas no alteradas del campo volcánico del Cabo de Gata

Muestra no.	Unidad y/o tipo de roca	Localidad	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
88BA50	Ignimbrita del Cinto (riodacita)	La Escarigüela	5,0
LAZ	Ignimbrita Lázaras (dacita)	Boo. Las Lázaras	4,9
86A50	Andesita hornbléndica	Risco La Chimba	7,8
87A343	Andesita piroxénica	Los Lobos	0,8

Triás (círculos blancos y negros, respectivamente, de la Fig. 12) se distribuyen sobre un amplio campo en ambos diagramas de variación, pero se diferencian porque los valores más pequeños ($<18,8$) corresponden al basamento paleozoico.

Las rocas calcoalcalinas del campo volcánico del Cabo de Gata (rombos negros de la Fig. 12) muestran una amplia variación de los valores $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, acompañada por otra más limitada de los valores $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Cuando se comparan estos valores con los de las curvas de referencia y con los correspondientes a los metasedimentos del Paleozoico-Mesozoico de las Béticas (círculos negros), el campo de las rocas volcánicas está ligeramente enriquecido en U, o bien empobrecido en Th. Las rocas calcoalcalinas potásicas y las shoshoníticas (rombos blancos de la Fig. 12) se proyectan dentro de un pequeño campo situado entre el de los magmas calcoalcalinos y el de los metasedimentos del Paleozoico.

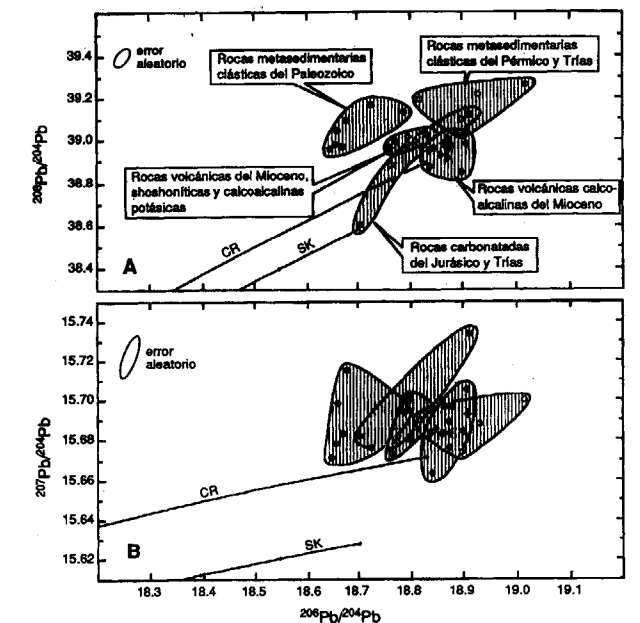


Figura 12. Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de rocas pertenecientes a la Zona Bética oriental del sureste de España. SK y CR son, respectivamente, las curvas de evolución del Pb medio de la corteza según STACEY-KRAMERS (1975) y CUMMING-RICHARDS (1975). Las composiciones isotópicas de cada muestra se encuentran en ARRIBAS JR. y TOSDAL (1994). Los datos correspondientes a las rocas volcánicas shoshoníticas y calcoalcalinas potásicas son de J. LOPEZ-RUIZ (comunicación personal, 1990).

La composición isotópica del Pb de las muestras pertenecientes a un mismo distrito minero es muy uniforme (Fig. 13), si bien se debe hacer notar que el número de determinaciones es, para algunos distritos, relativamente pequeño. No

obstante, la marcada homogeneidad que presentan los datos pertenecientes a un mismo grupo de yacimientos, con excepción de los del grupo 3, sugiere que, en realidad, la composición de los isótopos de Pb es uniforme para la mayoría de las mineralizaciones.

Las galenas de los yacimientos estratoideos de F-Pb-Zn-(Ba) del grupo 1 (rombos de la Fig. 13) presentan relaciones isotópicas del Pb que son uniformes para cada distrito y para los dos distritos estudiados. Las composiciones isotópicas de estas galenas son claramente menos radiogénicas que las de los otros grupos, pero compatibles con las tendencias definidas por los restantes datos isotópicos del Pb.

Las galenas de los yacimientos del grupo 2 (círculos y cuadrados, respectivamente, de la Fig. 13) definen un pequeño campo que es más radiogénico que el de las galenas del grupo 1, y que se solapa con el de las rocas del basamento paleozoico. Siendo de destacar que si se tienen en cuenta la diversidad de tipos de mineralización, así como las diferencias de edad, estilos estructurales y características litológicas de las rocas encajantes, esta homogeneidad isotópica es realmente notable. Además, los datos obtenidos en este trabajo para el distrito de Cartagena están de acuerdo con los hallados anteriormente por GRAESER y FRIEDRICH (1970), si bien hay que destacar que la única determinación efectuada por estos autores en una galena de Mazarrón se desvía claramente de los valores que se han obtenido ahora para este último distrito. Por ello, teniendo en cuenta el mayor número de análisis efectuados en este trabajo, la homogeneidad de los datos obtenidos, y los avances logrados en los métodos analíticos desde que GRAESER y FRIEDRICH efectuaron su estudio, aquel valor no se ha tenido en cuenta al discutir la fuente del Pb.

Las galenas del grupo 3 (triángulos de la Fig. 13) presentan la variación más amplia de las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, siendo los valores correspondientes a Rodalquilar ligeramente más radiogénicos que los de las galenas de los restantes yacimientos. Además, los valores isotópicos del Pb de las galenas de Rodalquilar (triángulos negros) coinciden con los de las rocas volcánicas calcoalcalinas encajantes, mientras que los de las galenas del distrito de San José (triángulos

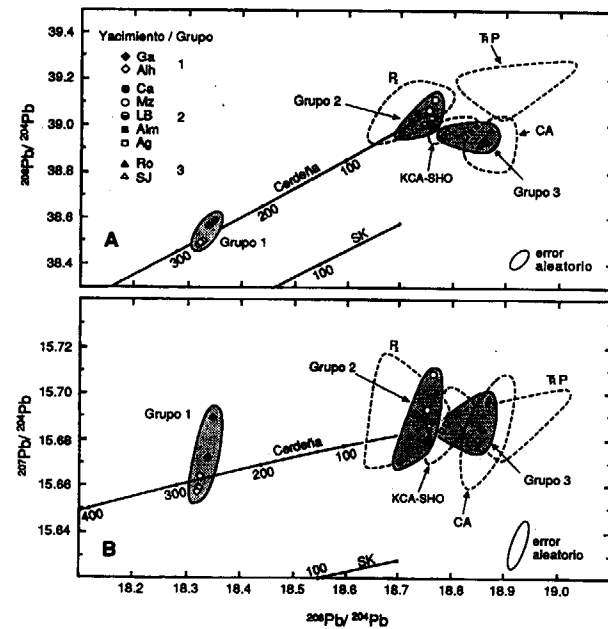


Figura 13. Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ correspondientes a los yacimientos de metales básicos y preciosos del sureste de España. Las abreviaciones utilizadas para identificar los símbolos corresponden a los distritos mineros que se incluyen en el mapa de la Fig. 1. Grupo 1, Yacimientos estratoideos de F-Pb-Zn-(Ba) en rocas carbonatadas del Trías: Ga = Sierra de Gádor, Alh = Sierra Alhamilla. Grupo 2, Yacimientos hidrotermales polimetálicos, filonianos y de tipo manto, del Mioceno: Ca = Cartagena, Mz = Mazarrón, LB = Loma de Bas, Alm = Sierra Almagrera, Ag = Sierra del Aguilón. Grupo 3, Yacimientos epitermales de metales básicos y preciosos en rocas volcánicas del Mioceno: Ro = Rodalquilar, SJ = San José. Estos datos se comparan con los campos definidos por los grupos de rocas que se indican en la Fig. 11: Pz = Basamento bético paleozoico, PTr = metasedimentos permotriásicos, KCA-SHO = rocas volcánicas shoshoníticas y calco-alcalinas potásicas del Mioceno, y CA = rocas volcánicas calco-alcalinas del Mioceno del campo del Cabo de Gata. La curva inferior (SK) es la de evolución del Pb de STACEY-KRAMERS (1975) y la superior es la de evolución del Pb en dos etapas propuesta por LUDWIG et al. (1989) para el centro y sur de Cerdeña. Las composiciones isotópicas de cada muestra se encuentran en ARRIBAS JR. Y TOSDAL (1994).

blancos) se proyectan entre los de las rocas del basamento paleozoico y los de las rocas volcánicas calcoalcalinas del Mioceno, y se solapan con los de las rocas shoshoníticas y calcoalcalinas potásicas.

Los valores $\delta^{34}\text{S}$ de las galenas analizadas (Tabla 2) son homogéneos y se distribuyen en dos poblaciones que corresponden a los yacimientos del grupo 1 y los grupos 2 y 3 (rectángulos negros y blancos de la Fig. 14, respectivamente).

Los valores medios de $\delta^{34}\text{S}$ para cada grupo de yacimientos (de los que se indica a continuación, entre paréntesis, el número de muestras analizadas en cada uno de ellos) son los siguientes: grupo 1, 0,6‰ (5); grupo 2, 3,6‰ (12) y grupo 3, 3,3‰ (7). No se observa correspondencia entre la variación de las relaciones isotópicas del Pb y la de los valores $\delta^{34}\text{S}$ de las galenas de los grupos 2 y 3. Los valores obtenidos para los isótopos de Cartagena son semejantes a los hallados anteriormente por FRIEDRICH et al. (1964). Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de las rocas frescas del campo volcánico del Cabo de Gata varían entre 0,6 y 7,3‰ (Tabla 3), y se solapan con los valores obtenidos para casi todos los demás yacimientos (Fig. 14C).

DISCUSION

La dispersión de las relaciones isotópicas del Pb de las galenas del sureste de España define dos poblaciones (Fig. 13) que reflejan el diferente origen y edad de sus yacimientos. Durante una primera etapa, el Pb menos radiogénico fué ex-

traído de sus fuentes e incorporado en la galena de las mineralizaciones de F-Pb-Zn-(Ba) situadas en rocas carbonatadas del Trías (grupo 1, rombos de la Fig. 13). Basándose en las edades radiométricas y en detalladas observaciones de campo (p.e., el reemplazamiento por la mineralización de los sedimentos del Tortoniense-Mesiniense), se puede decir que el segundo periodo mineralizador fué prácticamente contemporáneo en toda la región y que se produjo durante el Mioceno tardío (grupos 2 y 3; círculos, cuadrados y triángulos de la Fig. 13). Esta segunda etapa dió lugar a la formación de yacimientos polimetálicos, tanto filonianos como de tipo manto, de distribución regional, que se encuentran principalmente en rocas metamórficas y sedimentarias del basamento paleozoico-mesozoico, así como en algunas rocas volcánicas del Mioceno y en ciertos sedimentos del Mioceno tardío. Siendo importante destacar que, aparentemente, durante este segundo periodo mineralizador no se llegó a removilizar el Pb de los yacimientos formados durante la etapa anterior, por lo que la dispersión de las relaciones isotópicas del Pb que caracteriza a los yacimientos de la segunda generación se debe atribuir al diferente origen del Pb hidrotermal (p.e., de rocas ígneas frente al de rocas metamórficas) y no a la edad del emplazamiento de la mineralización.

Antes de analizar separadamente los datos correspondientes a cada uno de los cuatro grupos de yacimientos y a las rocas volcánicas del Cabo de Gata, se debe poner de relieve la excelente correlación que existe entre, por un lado, la curva de evolución del Pb propuesta por LUDWIG et al. (1989) para el sur de Cerdeña y, por otro, las tendencias definidas por los datos isotópicos del Pb para el sureste de España, con excepción de las que corresponden a las rocas volcánicas calcoalcalinas y a las mineralizaciones de Rodalquilar con ellas asociadas (Fig. 13). Las implicaciones que tienen los datos y el modelo propuesto para Cerdeña, así como los resultados obtenidos en otros distritos mineros del sur de Europa para determinar la naturaleza de la corteza continental en el sureste de España, el hecho de que se pueda establecer el carácter regional que caracteriza a los valores isotópicos del Pb de los yacimientos del sureste de España, y el que se disponga de modelos evolutivos para explicar razonablemente, en términos genera-

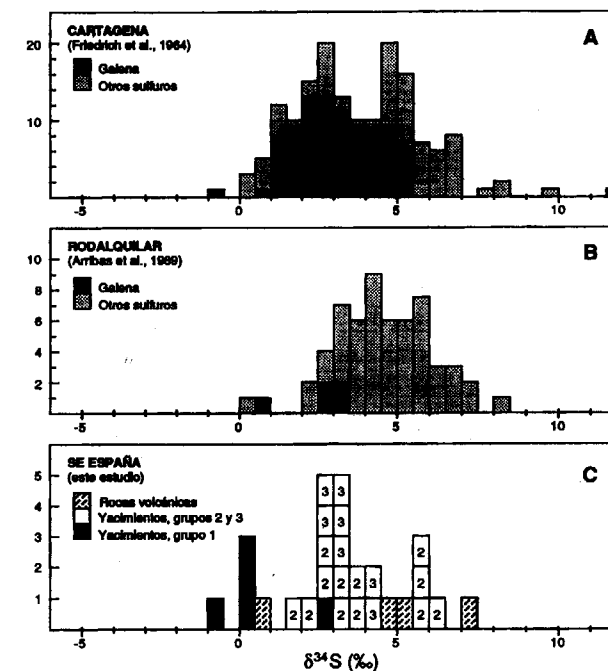


Figura 14. Histogramas de $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros y rocas volcánicas del sureste de España. A) sulfuros de Cartagena (FRIEDRICH et al., 1964), B) sulfuros de Rodalquilar y San José (ARRIBAS JR. et al., 1989), C) galenas y roca total (datos obtenidos en este estudio, Tablas 2 y 3).

les, sus principales características geológicas, simplifica las interpretaciones y proporciona una base firme para discutir la naturaleza de los posibles procesos mineralizadores.

Grupo 1: Yacimientos estratoideos de F-Pb-Zn (Ba) en rocas carbonatadas del Trías

Aunque el número de análisis isotópicos de Pb realizados en los yacimientos estratoideos de F-Pb-Zn-(Ba) del Trías alpujárride ha sido relativamente pequeño, la homogeneidad que presentan estos análisis dentro de cada yacimiento y entre todos los que constituyen el grupo permite hacer algunas consideraciones sobre la validez de los modelos propuestos hasta ahora para explicar la génesis de estas mineralizaciones (p.e., FONTBOTE et al., 1983; MARTIN et al., 1987). Para ello, conviene tener en cuenta los detallados estudios isotópicos del Pb y el S llevados a cabo en yacimientos análogos de F-Pb-Zn situados en el Trías de los Alpes meridionales y orientales, tales como los de Bleiberg-Kreuth, Salafossa, Raibl y Mezica (p.e., KOPPEL y SCHROLL, 1988).

Azufre: Admitiendo que la pequeña dispersión que presentan los valores de $\delta^{34}\text{S}$ en las galenas de los yacimientos del grupo 1 (Fig. 14C) es representativa de este tipo de mineralizaciones del sureste de España, el rango de valores observado (-0,5 a 2,6‰, con una media de $\delta^{34}\text{S}=0,6\text{‰}$) parece indicar que el S es de origen magmático. La fuente de este S podrían ser las rocas ígneas máficas que hay intercaladas en la serie del Trías en las que se encuentran los yacimientos. Sin embargo, antes de poder llegar a establecer definitivamente una relación genética entre el S de los minerales metálicos y el de los sills y diques de diabasas triásicas, se deberá disponer de un mayor número de análisis. Por otro lado, no se puede excluir la posibilidad de que los sulfuros metálicos con un valor $\delta^{34}\text{S}\sim 0\text{‰}$ se hubieran formado a partir de la reducción por materia orgánica del sulfato del agua del mar, cuyo valor $\delta^{34}\text{S}$ en el Triásico era $\sim 13\text{‰}$.

Plomo: La escasa dispersión que muestran las composiciones isotópicas del Pb de estos yacimientos indica o bien una fuente homogénea de este elemento o bien un sistema de transporte

que dió lugar a una completa mezcla del Pb procedente de varios orígenes. En este sentido, el basamento paleozoico es una fuente homogénea (campo Pz de la Fig. 13) que podría haber tenido una evolución isotópica simple durante el Mesozoico y Cenozoico, y que podría ser compatible con valores de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ y $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de alrededor de 10 y 4, respectivamente. Estos valores medios, que son característicos de las rocas corticales, han sido comprobados, para las muestras de rocas del sureste de España, por medio de análisis de Pb, U y Th (ARRIBAS JR. y TOSDAL, 1994).

Utilizando la curva de evolución de LUDWIG et al. (1989) para CERDEÑA (Fig. 13), las edades modelo para las galenas de los yacimientos de F-Pb-Zn-(Ba) del sureste de España varían entre 280 y 260 Ma, es decir, que su formación habría tenido lugar entre 60 y 30 Ma antes del Ladinense-Carniense, que es la edad sugerida por MARTIN et al. (1987) para la formación de estos yacimientos. Sin embargo, la edad modelo para la composición isotópica media del Pb de los metasedimentos clásticos del Paleozoico ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,687$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,688$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39,049$) sobrepasa también la edad de estos últimos en análoga proporción (50 Ma). Esto significa que, aunque los datos españoles no concuerdan exactamente con el modelo de Cerdeña (lo que era de esperar, dado que este modelo es sólo una aproximación), los metasedimentos del basamento paleozoico contienen un Pb que puede ser perfectamente el mismo que el de las mineralizaciones del Trías. Por otro lado, y aunque es posible que aquellos hayan aportado parte del Pb, los sedimentos del Permo-Trías no pueden ser la única fuente del Pb de la mineralización dada la pequeña potencia de estas rocas, 500 m. como máximo (Fig. 4), y su naturaleza claramente más radiogénica, lo que requeriría valores de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ superiores a 16. Tampoco los carbonatos son una fuente probable de este Pb, ya que las relaciones Th/U son más bajas en las calizas y dolomías (diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de la Fig. 11).

Un modelo genético que podría explicar, sin embargo, tanto las observaciones geológicas de detalle expuestas en numerosos trabajos (p.e., DELGADO et al., 1981; FONTBOTE et al., 1983; MARTIN et al., 1987) como los datos isotópicos

que se presentan en este estudio, implica la existencia de circuitos de convección hidrotermales impulsados por flujo calorífico o, lo que es más probable, por procesos magmatotérmicos. De acuerdo con este modelo (p.e., LEHURAY et al., 1987; RUSSELL y SKAULI, 1991), el Pb extraído de los metasedimentos del basamento habría sido transportado por soluciones hidrotermales hasta la interfase sedimento-agua, donde se habría ido acumulando para formar los yacimientos singenéticos. Una alternativa sería que los fluidos mineralizadores ascendentes hubieran sido inyectados en horizontes sedimentarios favorables que estaban siendo litificados, o bien en espacios abiertos y fracturas, lo que habría dado lugar, respectivamente, a la formación de yacimientos sindiagenéticos y epigenéticos.

Otras pruebas en favor de un modelo basado en la lixiviación del basamento, y que contradicen la validez de los modelos que se apoyan en la meteorización de rocas superficiales o en la expulsión de soluciones mineralizadoras desde cuencas sedimentarias, se obtienen al comparar los datos isotópicos del Pb de los yacimientos del sureste de España con los de otros yacimientos estratoideos de Pb-Zn existentes en el Cámbrico (Montagne Noire y sur de Cerdeña) y Trías (sur del Macizo Central Francés y Alpes orientales y meridionales) de Europa occidental (ARRIBAS JR. TOSDAL, 1994). Debe hacerse notar aquí que, aunque los datos de isótopos de Pb proporcionan información en cuanto al origen de los metales en los yacimientos del grupo 1, la edad de la mineralización no se puede conocer de forma absoluta.

Grupo 2: Yacimientos polimetálicos, filonianos y de tipo manto, del Mioceno

Al igual que ocurre con los yacimientos estratoideos del Trías (grupo 1), los yacimientos polimetálicos, filonianos y de tipo manto, del Mioceno (grupo 2) presentan composiciones isotópicas homogéneas de los isótopos de Pb y S (Figs. 13 y 14). Sin embargo, la interpretación de los datos isotópicos es en este caso más sencilla dado que se conoce mejor la posición geológica de la mineralización y porque la edad reciente de los yacimientos hace innecesario tener

que corregir las relaciones isotópicas del Pb de las posibles rocas-fuente como consecuencia de la desintegración "in situ" del U y el Th.

Azufre: Los valores $\delta^{34}\text{S}$ de las galenas pertenecientes a los yacimientos del grupo 2 varían entre 1,5 y 6,1‰ con un valor medio del 3,6‰ (Fig. 14C, Tabla 2). Este orden de variación es semejante al que encontraron FRIEDRICH et al. (1964) para los yacimientos del distrito de Cartagena, donde, de entre más de 150 muestras de sulfuros analizadas, sólo 6 de piritas presentaron valores anómalos de $\delta^{34}\text{S}$ (-42 a +37‰). Valores éstos que podrían ser debidos a procesos cinéticos desarrollados durante las últimas fases de la mineralización y no a la presencia de diferentes fuentes de S (G. PLUMLEE, comunicación personal 1992). Los valores positivos, moreadamente altos, de $\delta^{34}\text{S}$ en los yacimientos del grupo 2 se pueden atribuir a varias causas, aunque si se tiene en cuenta la situación geológica de los yacimientos, éstas se reducen únicamente a dos: (1) reducción inorgánica del sulfato del agua del mar, en el caso de que ésta hubiera sido el componente principal de los fluidos mineralizadores, y (2) azufre procedente de magmas del Cenozoico que hubieran estado enriquecidos en $\delta^{34}\text{S}$.

La superposición de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de las galenas de estas mineralizaciones con los de las rocas no alteradas del campo volcánico del Cabo de Gata (Tabla 3, Fig. 14C) parece indicar que la segunda alternativa, es decir, la que atribuye al S un origen ígneo, es la más probable. Además, S magmático pesado en relación con el S del manto, tal y como es el que se ha medido en las rocas volcánicas del Cabo de Gata, es común en las rocas de los arcos volcánicos, donde se han medido valores de $\delta^{34}\text{S}$ de hasta el 12‰, con una media del 5‰ (UEDA y SAKAI, 1984). Este S se ha citado también en las rocas volcánicas intracontinentales, post-colisión, del centro de Italia (CAVARETTA y LOMBARDI, 1990), las cuales presentan valores de $\delta^{34}\text{S}$ muy semejantes a los de las rocas magmáticas del sureste de España.

Las razones para explicar este enriquecimiento de las magmas en $\delta^{34}\text{S}$ no se conocen bien, aunque tres hipótesis se consideran como las más probables: fraccionamiento isotópico durante la desgasificación en niveles subsuperficiales, contaminación por asimilación de rocas corticales, y heterogeneidad del manto por incorporación de

corteza oceánica alterada o sedimentos marinos (TAYLOR, 1986; CAVARETTA y LOMBARDI, 1990). Cualquiera de estas tres alternativas, o una combinación de las tres, es perfectamente compatible con los restantes datos isotópicos obtenidos para las rocas volcánicas cenozoicas del sureste de España.

Plomo: Las estrechas relaciones genéticas existentes entre los yacimientos del grupo 2 se ponen de manifiesto por la homogeneidad que presentan las composiciones isotópicas del Pb (círculos y cuadrados de la Fig. 13). Además, la ausencia de valores isotópicos intermedios entre los de las galenas del grupo 1 y del grupo 2 (Fig. 13) indica la ausencia de Pb heredado de las mineralizaciones del Trías. Es, por ello, lo más probable que un solo proceso mineralizador haya dado lugar a la formación de los yacimientos del grupo 2 durante el Mioceno-Plioceno.

GRAESER y FRIEDRICH (1970), basándose también en los datos de los isótopos de Pb, llegaron a la misma conclusión para los yacimientos de la Sierra de Cartagena. Ahora, sin embargo, por el mayor número y variedad de las mineralizaciones incluidas en este estudio, y por el análisis de las relaciones geológicas y paragenéticas que existen entre los principales yacimientos estudiados aquí y las numerosas mineralizaciones de minerales metálicos que hay en la región (ARRIBAS et al., 1983; DELAROUZIERE et al., 1988), se puede afirmar que un único periodo de mineralización hidrotermal, que se desarrolló a finales del Terciario y estuvo relacionado sin duda con el magmatismo intracontinental, fue el que dió lugar a la formación de la mayor parte de los yacimientos que constituyen la provincia metalogénica del sureste de España. Por otra parte, al poder contar ahora con los datos de los isótopos de Pb de las rocas encajantes, y dado que no hay una coincidencia marcada entre sus campos isotópicos (Fig. 13), se dispone de una oportunidad excepcional para precisar las fuentes del Pb y, por deducción, de los otros metales.

La superposición de las composiciones isotópicas del Pb de los metasedimentos del Paleozoico y de las galenas del grupo 2 se puede atribuir al predominio, en estos minerales, del Pb procedente de aquellas rocas, que son las más abundantes en los niveles superiores del basamento

bético. El campo correspondiente al Pb de las rocas volcánicas shoshoníticas y calco-alcalinas potásicas (Fig. 13), que están asociadas espacial y temporalmente con algunos de los yacimientos, cae también muy próximo al del Pb de la mineralización, al que se sobrepone en parte en el diagrama uranogénico ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) pero no en el torogénico ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$).

Por otra parte, dada la conexión, ya discutida anteriormente, que existe entre el S de los magmas y el de los yacimientos, y teniendo en cuenta que los diferentes campos isotópicos del Pb de las rocas encajantes se ampliarán cuando se analicen muestras procedentes de otras localidades, parece lógico admitir que tanto el basamento paleozoico como las rocas volcánicas shoshoníticas y calcoalcalinas potásicas debieron aportar Pb para la formación de estos yacimientos. De todas formas, las analogías que presentan todos estos materiales en lo que se refiere a la composición isotópica del Pb pone de relieve la existencia de un importante componente cortical en las rocas volcánicas, lo que indica, a su vez, que también el Pb de los yacimientos procede últimamente de la corteza, ya sea directamente, por lixiviación de rocas del basamento, ya sea indirectamente, por contaminación de los magmas.

La uniforme composición isotópica del Pb de los yacimientos del grupo 2 demuestra igualmente que, a pesar de la gran variedad de estilos que presenta la mineralización, y de las diferencias de edad y litología de las rocas encajantes, ni el Pb ni los fluidos mineralizadores tuvieron un origen local. Esto es importante, porque si se exceptúan las rocas del distrito de Mazarrón, la mayoría de las rocas volcánicas asociadas con la mineralización tiene un volumen demasiado pequeño (la mayor parte corresponden a chimeneas y diques subvolcánicos) para explicar la gran extensión que llegan a tener algunas de las áreas mineralizadas. Además, varios filones (p.e., los del Cerro de San Cristóbal, en Mazarrón), llegaron a alcanzar profundidades superiores a los 500 m. Por ello, en nuestra opinión, estas características (procedencia del Pb de zonas alejadas, importante extensión vertical de la mineralización, manifestaciones volcánicas superficiales mínimas) indican que los magmas

con los que estas mineralizaciones están asociadas deben corresponder a cuerpos ígneos de mayor tamaño situados en profundidad, y no a los relativamente pequeños depósitos de rocas piroclásticas e intrusiones subvolcánicas que se observan en superficie. Estas últimas deben ser consideradas como inyecciones magmáticas muy localizadas y que ascendieron a favor de las profundas fracturas que tan frecuentes son en el sureste de España.

El modelo que se propone aquí para explicar la génesis de estos yacimientos implica la circulación muy penetrativa y generalizada de fluidos hidrotermales a través de los 2 a 3 km. superiores de la corteza, y la formación de los yacimientos de minerales metálicos cuando se dieron las condiciones físico-químicas requeridas para el depósito de la mineralización, p.e., ebullición de los fluidos, efervescencia del CO_2 , cambios en el estado de oxidación, mezcla con aguas meteóricas superficiales más frías, variaciones del pH, y reacciones con las rocas de caja (e.g., HENLEY et al., 1984). En estas condiciones, y de acuerdo con los datos isotópicos del Pb, los grandes circuitos hidrotermales se desarrollaron principalmente dentro del basamento pre-Pérmico, habiendo sido aportado directamente el componente ígneo por fluidos procedentes de magmas emplazados en profundidad, o por lixiviación de rocas ígneas preexistentes. La circulación de los fluidos se habría visto favorecida por la excelente red de fracturas que atraviesa el basamento bético, entre ellas algunas muy profundas, tales como la falla de Palomares, con las que están asociadas algunas de las mineralizaciones (Fig. 2). Ya cerca de la superficie, la intensa fracturación local y, por ejemplo, la superposición de horizontes carbonatados tardíos como consecuencia de la tectónica de mantos alpina proporcionó el marco estructural y litológico adecuado para que se depositara la mineralización. La posición relativa de los diferentes tipos de yacimientos se indica esquemáticamente en la Figura 15.

En cualquier caso, es importante destacar que las relaciones de campo y las características metalogénicas de los yacimientos miocenos del sureste de España son extraordinariamente parecidas a las que se han descrito en numerosas mineralizaciones de metales básicos y precio-

so del oeste de Norteamérica y, p. e., en las de los distritos mineros de Fresnillo y Santa Eulalia, en la Sierra Madre Oriental, Méjico. Aquí, basándose en el estudio de las composiciones isotópicas del Pb procedente de una amplia gama de yacimientos del norte de Méjico, entre los que se incluyen los que se acaban de mencionar, CUMMING et al. (1979) llegaron a la conclusión de que el Pb del basamento precámbrico fué la fuente principal del Pb de los minerales metálicos, si bien aquí el aporte se realizó indirectamente a través de los magmas con los que está relacionada genéticamente la mineralización. Siendo de destacar, en cualquier caso, que en esta región de Méjico el volumen de rocas ígneas del Terciario es muy superior al de las rocas volcánicas de esta edad que afloran en el sureste de España.

Grupo 3: Yacimientos epitermales en rocas volcánicas del Mioceno

Los dos yacimientos de este grupo que han sido estudiados, Rodalquilar y San José, están separados 10 km. entre sí y se encuentran en lavas calcoalcalinas y depósitos piroclásticos del campo volcánico del Cabo de Gata (Fig. 1). De acuerdo con la datación radiométrica de las rocas volcánicas encajantes y de los minerales de Rodalquilar (todavía no se dispone de datos para los minerales de San José), ambos yacimientos se formaron entre hace aproximadamente 14 y 8 Ma, es decir, en un intervalo de 6 Ma. Aunque no eran de esperar variaciones isotópicas importantes en ninguno de estos dos yacimientos, el resultado de las determinaciones isotópicas del Pb ha revelado algunas diferencias interesantes.

Azufre: Las galenas de Rodalquilar y San José presentan valores de $\delta^{34}\text{S}$ muy homogéneos (2,0 a 4,1‰, Fig. 14), lo que parece revelar la existencia de una fuente ígnea con S enriquecido en ^{34}S (ver la discusión anterior sobre los yacimientos del grupo 2).

Plomo: Los valores isotópicos del Pb se proyectan, por el contrario, según dos poblaciones bien definidas, lo que puede deberse a que el Pb procede de dos fuentes diferentes. Las relaciones isotópicas del Pb de Rodalquilar son semejantes a las de las rocas volcánicas calcoalcali-

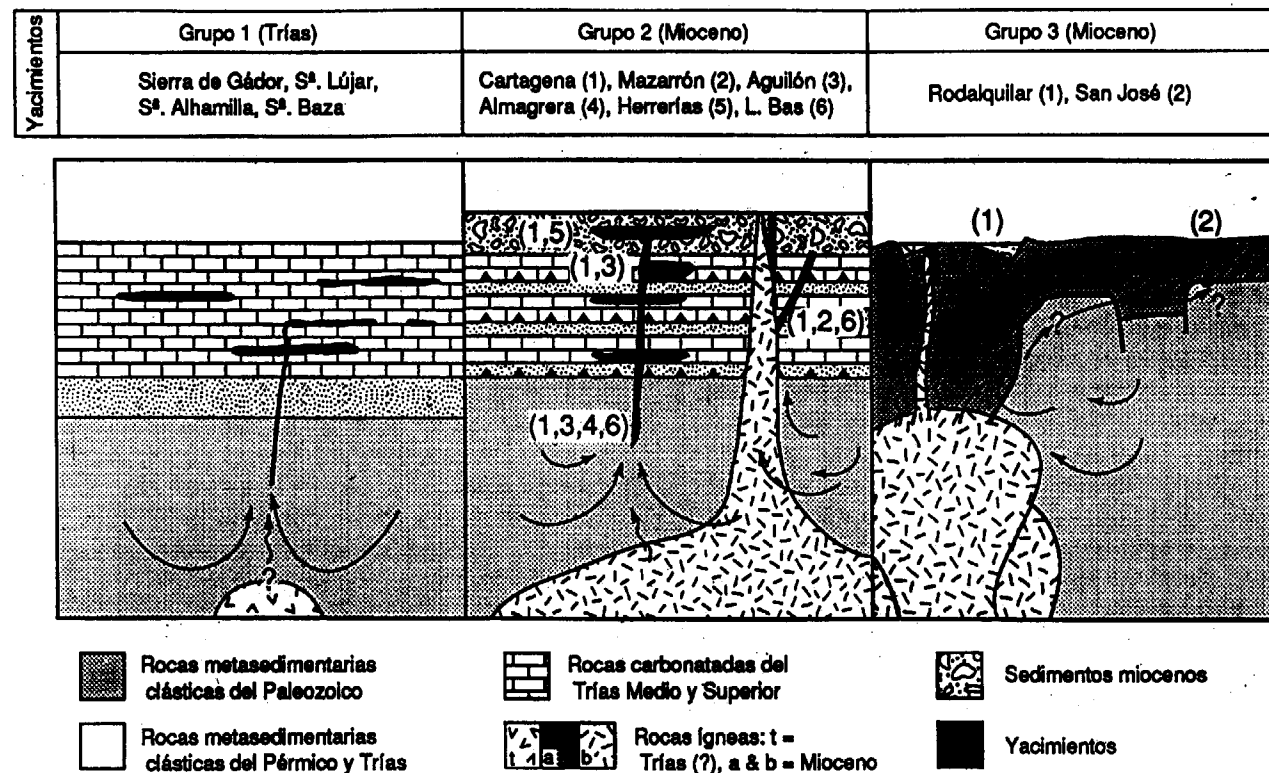


Figura 15. Representación esquemática de las relaciones genéticas existentes entre las mineralizaciones de los Grupos 1, 2 y 3 que se discuten en este trabajo.

nas encajantes, mientras que las del Pb de San José se desplazan hacia el campo definido por las relaciones isotópicas del basamento paleozoico (Fig. 13). El estudio de otros isótopos estables (O, H, S, Sr) del yacimiento de Rodalquilar (ARRIBAS JR. et al., 1995) indica igualmente que los componentes de los fluidos hidrotermales tienen también un componente magmático. Además, de acuerdo con los resultados obtenidos en este estudio, una primera etapa de aguas cargadas de volátiles magmáticos dió lugar a la intensa alteración hipogénica de tipo ácido sulfatado que afecta a las rocas encajantes, mientras que la siguiente etapa de alteración, que fué la responsable del depósito de la mayor parte de los metales preciosos, parece que estuvo dominada por la presencia de aguas meteóricas modificadas por intercambio químico e isotópico (ARRIBAS JR. et al., 1995).

Dos alternativas se pueden proponer para explicar el origen de los metales de Rodalquilar: lixi-

viación de las rocas que forman la serie volcánica intracaldera en la que se encuentran las mineralizaciones, o inyección en profundidad de soluciones de origen magmático. Alternativas semejantes han sido propuestas por DOE et al. (1979) para explicar el origen del yacimiento de sulfuración intensa de Summitville, Colorado. En ambos casos, la composición isotópica del Pb no ofrece por sí sola suficientes pruebas para poder decidirse por una de las dos opciones. Sin embargo, el detallado estudio de los isótopos de Sr de las rocas encajantes y de los minerales de Rodalquilar indica la existencia de una buena correlación de los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con la estratigrafía de las rocas volcánicas y con la mineralización. Esto permite afirmar que el Sr, y quizá los otros metales, fueron extraídos por fluidos hidrotermales a partir de las rocas volcánicas que rellenan la caldera (ARRIBAS JR et al., 1995). El modelo propuesto para Rodalquilar implica que, en este tipo de sistemas magmático-hidrotermales, los halógenos y los metales pro-

ceden de fuentes diferentes. Así, el S, Cl, y F habrían sido aportados principalmente como SO_2 , HCl y HF por la descarga de fluidos magmáticos, mientras que el Sr, y probablemente los otros metales, habrían sido extraídos de las rocas encajantes por los fluidos ascendentes.

Por lo que se refiere a los datos isotópicos del Pb de San José, ellos reflejan una mezcla de Pb procedente de las rocas volcánicas calco-alcalinas encajantes y de las rocas metamórficas del basamento. Esto es lógico, porque el basamento bético está cubierto por sólo una delgada cobertera de sedimentos neógenos (~10 km.) inmediatamente al noroeste del distrito de San José (Fig. 1). Dado el tipo de mineralización que caracteriza a este distrito, de baja sulfuración o sericitico con adularia (p.e., WHITE y HEDENQUIST, 1990), su situación con respecto al yacimiento de Rodalquilar y la profundidad a la que llegaron aquí las mineralizaciones (algunos yacimientos se explotaron por debajo de los 300 m.), se puede pensar que los filones de San José se formaron por un sistema geotérmico que atravesó las rocas volcánicas y el basamento paleozoico, y que estaba conectado lateralmente con el sistema magmático-hidrotermal que dió lugar al yacimiento de Rodalquilar, situado más hacia el norte (Fig. 15C).

Una primera comprobación de esta hipótesis se podrá obtener cuando se disponga de la datación, por el método K-Ar, de la adularia de los filones de San José, pues si ambos yacimientos resultan ser contemporáneos, su relación genética sería más que probable. Otra posibilidad es que el Pb de San José proceda únicamente de magmas shoshoníticos y calcoalcalinos potásicos que habrían hecho intrusión en la base del campo volcánico del Cabo de Gata. Esta posibilidad se considera sin embargo menos probable, ya que este tipo de magmas parece estar restringido geográficamente a la mitad septentrional del cinturón volcánico Almería-Cartagena.

Relación entre las rocas-fuente de los metales y el valor Ag/Au de los yacimientos del Mioceno

Entre los diferentes yacimientos polimetálicos del Mioceno que existen en el sureste de España, los que tienen Ag dominante y poco o nada de Au (yacimientos del grupo 2) presentan rela-

ciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ más bajas (18,70 - 18,76) que las del yacimiento de Rodalquilar (18,85 - 18,87), en el que es más abundante el Au. Los yacimientos del distrito de San José, que produjeron Ag y algo de Au, tienen valores intermedios (18,78 - 18,79). Por otra parte, los datos isotópicos que se presentan en este trabajo indican que el desplazamiento hacia valores más altos de la relación $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ está asociado con la presencia de un componente ígneo, no cortical, que es importante en Rodalquilar, no tan importante en San José, e insignificante en los yacimientos del grupo 2. Esta correspondencia entre las relaciones del contenido en metales preciosos y la composición isotópica se puede interpretar de varias formas.

Por un lado, se podría pensar que las relaciones Ag/Au de estos yacimientos reflejan los papeles relativos jugados por el manto y la corteza, es decir, que las menas argentíferas estarían asociadas con rocas corticales, mientras que las auríferas lo estarían con magmas de composición intermedia que tendrían un importante componente mantélico. En este sentido, la relación existente entre las proporciones de metales preciosos y la naturaleza del basamento con el que los yacimientos están asociados ha sido estudiada recientemente en el suroeste de los EE.UU. (TITLEY, 1991). En esta región, las mineralizaciones epigenéticas relativamente enriquecidas en plata se encuentran en regiones (p.e., el noroeste de Arizona) donde el basamento está formado por típica corteza continental, mientras que las mineralizaciones relativamente ricas en oro se hallan en regiones (p.e., el sureste de Arizona) donde el basamento tiene una composición más próxima a la de los arcos islas. Además, los dos tipos de basamento se pueden diferenciar en base a la composición isotópica del Pb de los yacimientos existentes en ambas regiones (BOUSE et al., 1990). Este razonamiento podría llevar a la conclusión de que, eventualmente, las relaciones Ag/Au de un yacimiento reflejan los papeles relativos jugados por el manto y la corteza en la evolución geológica de una región y, en consecuencia, de los yacimientos situados en ella.

Otra alternativa para explicar la variación de las proporciones relativas de los metales preciosos en los yacimientos del sureste de España es que

el principal factor responsable de dicha variación haya sido el cambio de las características físico-químicas de los fluidos mineralizadores a medida que aumentaba el componente magmático. Así, por ejemplo, y de acuerdo con SEWARD (1973), una alta concentración de H₂S y SO₂ magmático, como ocurrió en Rodalquilar, tiene una fuerte influencia sobre el transporte y deposición del oro. Igualmente, la neutralización de los fluidos ascendentes cuando éstos reaccionan con las rocas encajantes (p.e., las del basamento metamórfico) o se diluyen en las aguas meteóricas, tal y como probablemente ocurrió en los yacimientos del grupo 2, tuvo que modificar drásticamente la composición química del fluido hidrotermal, borrando las características magmáticas más evidentes y afectando a la solubilidad de los diferentes metales básicos y preciosos (p.e., HENLEY, 1985).

CONCLUSIONES

Basándose en las relaciones geológicas y en la geoquímica de los isótopos de Pb, dos períodos de mineralización en metales básicos, y ocasionalmente preciosos, bien definidos, se pueden distinguir en la zona interna de la Cordillera Bética en el sureste de España. (1) El primer período dió lugar a yacimientos de F-Pb-Zn-(Ba) (grupo 1), probablemente en una plataforma carbonatada que se desarrolló en el Paleotetis durante el Triás Medio a Superior, aunque los datos isotópicos del Pb no excluyen una edad de la mineralización varios millones de años más joven que las rocas encajantes. Los yacimientos son predominantemente de tipo estratoideo (strata-bound), pero también los hay de tipo filoniano y cástico. De acuerdo con los datos isotópicos, el Pb de estos yacimientos proviene de los esquistos y cuarcitas paleozoicas, los cuales forman la mayor parte del basamento bético. El modelo que se propone aquí para explicar el origen de estas mineralizaciones supone la existencia de circuitos de convección hidrotermal, la lixiviación del Pb y probablemente de otros metales del basamento metamórfico, y formación de yacimientos singenéticos, sindiagenéticos, y epigenéticos de acuerdo con las condiciones litológicas y estructurales que encontraron en su ascenso los fluidos mineralizadores, incluyendo entre ellas las de la interfase sedimento-agua.

Estas mineralizaciones de F-Pb-Zn-(Ba), así como las unidades rocosas pre-alpinas del sureste de España de las que forman parte, sufrieron un episodio de compresión desde finales del Cretácico y principios del Paleógeno, el cual fué seguido por otro de extensión y elevación, posterior a la colisión, durante el Mioceno. Los yacimientos forman ahora parte de las unidades tectono-estratigráficas del Alpujárride de la Cordillera Bética, y aparecen distribuidos en varias sierras de las provincias de Almería y Granada.

(2) El segundo período mineralizador fué consecuencia de la extensa circulación hidrotermal que siguió a la formación del cinturón volcánico Almería-Cartagena a finales del Mioceno. Las mineralizaciones originadas durante este período incluyen filones polimetálicos complejos, mantos de reemplazamiento y diseminaciones irregulares. Los yacimientos de este período se encuentran en metasedimentos del Paleozoico-Mesozoico y en rocas volcánicas y sedimentarias de finales del Mioceno, y se pueden subdividir en dos grupos. El primero corresponde a las mineralizaciones polimetálicas de Pb-Zn-Fe-(Ba-Ag-Cu-Sb-Sn) del grupo 2 que se encuentran principalmente en formaciones paleozoicas y triásicas; el tercer grupo (grupo 3) está constituido por típicos filones epitermales encajados en rocas volcánicas. El análisis de los datos isotópicos del Pb revela la estrecha relación genética existente entre todos los yacimientos que se formaron a finales del Terciario, e indica que no existió la removilización del Pb de los yacimientos del Triás que ha sido sugerida por algunos autores.

La uniformidad de los datos isotópicos del Pb de las mineralizaciones de los grupos 2 y 3 apunta hacia una fuente común para el Pb, el cual no puede proceder de fuentes locales dadas las complejas características geológicas de cada distrito minero. Además, en base a las semejanzas que presentan las composiciones isotópicas, se puede decir que el Pb de estos yacimientos proviene principalmente de los metasedimentos del basamento paleozoico, con una componente menos importante de los magmas miocenos. Los datos isotópicos, junto con las consideraciones geológicas, indican que los yacimientos del grupo 2 se originaron como consecuencia de la circulación de soluciones hidrotermales que atravesaron el basamento bético y fueron im-

pulsadas por la intrusión en profundidad de rocas ígneas durante el Mioceno (Fig. 16). De las mineralizaciones del grupo 3, los yacimientos de Au-alunita-(Cu-Te-Sn) de Rodalquilar contienen únicamente Pb de origen ígneo extraído de las rocas que forman la serie volcánica intra-caldera en la que están encajados. Los yacimientos filonianos de Pb-Zn-Cu-(Ag-Au) de San José tienen una mezcla de Pb procedente tanto de las rocas volcánicas encajantes como del basamento paleozoico. Por lo tanto, Rodalquilar y San José representan a mineralizaciones asociadas, respectivamente, con un sistema hidrotermal-magmático y otro geotérmico, es decir, a yacimientos de alta y baja sulfuración.

Por otra parte, los datos isotópicos del Pb indican también que las relaciones Ag/Au de las mineralizaciones epitermales del Mioceno (grupos 2 y 3) están controladas por la naturaleza de las rocas de donde provienen los metales. Así, los yacimientos con Ag dominante obtuvieron la

mayor parte del Pb de los metasedimentos clásicos del Paleozoico, mientras que en los auríferos, como es el caso de Rodalquilar, el Pb es enteramente de origen magmático. Por lo que se refiere al S, una fuente ígnea de este elemento es la más probable para todos los yacimientos (grupos 1 a 3), si bien el número de determinaciones efectuadas en las mineralizaciones del grupo 1 es insuficiente para establecer conclusiones definitivas. El valor de $\delta^{34}\text{S}$ de las galenas del Triás oscila alrededor de 6‰, mientras que el de los sulfuros del Mioceno-Plioceno es ligeramente más alto, variando entre 1,5 y 6,1‰. Este intervalo es semejante al que ha obtenido para el S total de las rocas no alteradas del campo volcánico del Cabo de Gata (0,6 a 7,3‰).

Finalmente, las composiciones isotópicas del Pb de las rocas volcánicas del Mioceno, y de todas las mineralizaciones del sureste de España son relativamente radiogénicas cuando se comparan con las de los modelos de evolución del Pb medio de la corteza, lo que indica que la fuente del Pb tenía un componente importante de corteza continental, bien fuera del Arcaico o del Proterozoico Inferior.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado en parte por el Comité Conjunto Hispano-Norteamericano de Investigación Científica y Técnica.

REFERENCIAS

- ALDAYA, F., GARCIA DUEÑAS, V. y NAVARRO VILA, F. (1979): *Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides*: Acta Geológica Hispánica, v. 14, p. 154-166.
- ALLABERT, J. (1973): *La province plombo-zincifère des Cordillères Bétiques (Espagne méridionale) Essai typologique*: Thèse, Université de Nancy, I, p. 148.
- ALVADO, J.C. (1986): *Sédimentation et manifestations magmatiques néogènes associés au couloir de décrochement de Palomares, Basin de Vera (Sud-Este de l'Espagne)*: Thèse Sc., Mém. Sc. Terre, Univ. P. et M. Curie, Paris, 232 p.
- ALVAREZ, F., y ALDAYA, F. (1985): *Las Unidades de la zona Bética en la región de Aguilas-Mazarrón (Prov. de Murcia)*: Estudios Geológicos, v. 41, p. 139-146.

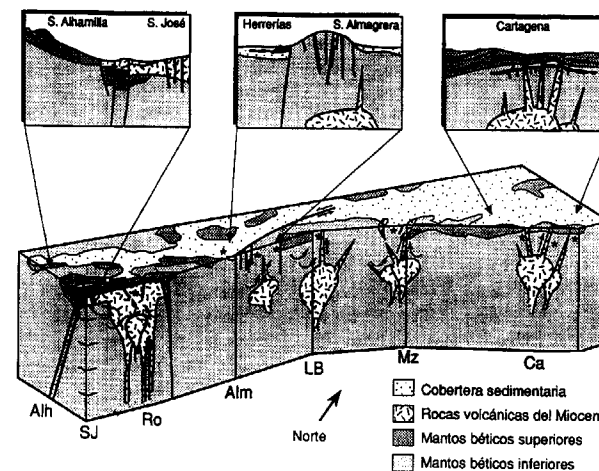


Figura 16. Bloque-diagrama teórico de los 5 km. superiores de la corteza situada bajo la Zona Bética oriental. En él se representa la posición de alguno de los yacimientos que se discuten en el texto y cuya situación se indica en la Fig. 1. La estructura geológica está basada en secciones transversales de PLATT et al. (1983), WEIJEMARS (1987) y ALVAREZ et al. (1989). El tamaño, posición y forma de las rocas intrusivas, incluidas las que forman la raíz del campo volcánico del Cabo de Gata, son hipotéticos. Los mantos béticos superiores no se han subdividido en Alpujárrides, Maláguides, u otras unidades estructurales. Los mantos béticos inferiores representan principalmente el complejo Nevado-Filábride. Las flechas indican la dirección de flujo de los fluidos hidrotermales. Las pequeñas estrellas muestran la posición de los yacimientos minerales.

ALVAREZ, F., ALDAYA, F. y NAVARRO VILA, F. (1989): *Miocene extensional deformations in the region of Aguilas-Mazarrón (Eastern Betic Cordilleras)*: Estudios Geológicos, v. 45, p. 369-374.

ARANA, R. and LOPEZ-AGUAYO, F., RUIZ GOMEZ, J. M., PEREZ SIRVENT, C. y RODRIGUEZ GORDILLO, J. (1988): *Quimismo de los productos de alteración supergénica en los distritos mineros de Mazarrón y Sierra Almagrera (SE España): Aproximación estadística*: Boletín Sociedad Española Mineralogía, v. 11, p. 36-37.

ARAÑA, V. y VEGAS, R. (1974): *Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar Arc*: Tectonophysics, v. 24, p. 197-212.

ARRIBAS A. (1980): *Distribución geoquímica de los elementos en trazas de los yacimientos españoles del tipo BGPC*: Fundación Juan March, Madrid, Serie Universitaria, v. 146, 54 p.

ARRIBAS, A. (1984): *Estudio mineralógico de los indicios estanníferos del Lomo de Bas, Mazarrón (Murcia)*: Ibergesa, (Informe interno), Madrid, 45 p.

ARRIBAS, A. y MORO, M. C. (1981): *Distribución de los elementos en trazas en las esfaleritas y galenas de los yacimientos filonianos españoles del tipo B.G.P.C.*: Tecniterrae, v. 44, p. 10-44.

ARRIBAS, A. y MORO, M. C. (1984): *El estaño asociado al subvolcanismo neógeno de La Crisoleja, Sierra de Cartagena (Cordilleras Béticas)*: I Congr. Español de Geología, Segovia, v. 2 p. 403-414.

ARRIBAS, A., ESPINOSA, J. y MORO, M. C. (1983): *Distribución de elementos en trazas en las esfaleritas y galenas de las mineralizaciones españolas asociadas con rocas volcánicas*: Tecniterrae, Madrid, v. 55: 12-40.

ARRIBAS, JR. A. (1993): *Mapa geológico del distrito minero de Rodalquilar, Almería*: Instituto Geológico Tecnológico de España.

ARRIBAS, JR., A. y TOSDAL, R. M. (1994): *Isotopic composition of Pb in ore deposits of the Betic Cordillera, Spain: Origin and relationship to other deposits in southern Europe*: Economic Geology, v. 89, p. 1074-1093.

ARRIBAS JR., A., RYTUBA, J. J., RYE R. O., CUNNINGHAM, C. G., PODWYSOCKI, M. H., KELLY, W. C., ARRIBAS, A., McKEE, E. H., y SMITH, J. G. (1989): *Preliminary study of the ore deposits and hydrothermal alteration in the Rodalquilar caldera complex, southeastern Spain*: U.S. Geological Survey Open-File Report 89-327, 39 p.

ARRIBAS JR., CUNNINGHAM, C. G., RYTUBA, J. J., RYE, R. O., KELLY, W. C., McKEE, E. H., PODWYSOCKI, M. H., y TOSDAL, R. M. (1995): *Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar Au-alunite deposit, Spain*: Economic Geology (en prensa).

BARRAGAN, G., MONTENAT, C. y OTT D'ESTEVOU, PH., (1990), *The Vera Basin*: in, Iberian Neogene Basins, Insti-

tut Paleontologic Dr. M. Crusafont, Memòria Especial 2, p. 35-43.

BELLON, H., BORDET, P. y MONTENAT, C. (1983): *Le magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne)*: Chronologie et principaux caractères géochimiques: Bull. Soc. Géol. France, V. 25, 7, 2, p. 205-218.

BOGDANOV, B. (1982) *Bulgaria*, in: F. W. Dunning y others (ed), Mineral deposits of Europe, Vol. 4/5, Southwest and Eastern Europe, The Mineralogical Society-Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 215-232.

BONI, M. y KÖPPEL, V. (1985): Ore-lead isotope pattern from the Iglesias-Sulcis area (SW Sardinia) and the problem of remobilization of metals: Mineral. Deposita, v. 20, p. 185-193.

BORDET, P. (1985): *Le volcanisme Miocene des Sierras de Gata et Carboneras (Espagne du Sudest)*. Documents et Travaux, Institut Geologique Albert de Lapparent, no. 8, 70 p., Paris, France.

BOUSE, R.M., RUIZ J., TITLEY, S. R. y LANG, J. R. (1990): *Common Pb isotopic evidence from Laramide plutons and Phanerozoic mineralization in Arizona for the inheritance of isotopic and metal ratios from Proterozoic basement*: American Geophys. Union, EOS 71 p., 1681 (abs).

BOUSQUET, J.C. (1979): *Quaternary strike-slip fault in southeastern Spain*: Tectonophysics, v. 52, p. 277-286.

BREVART, O., DUPRE, B. y ALLEGRE, J. C. (1982): *Metallogenic provinces and the remobilization process studied by lead isotopes: Lead-zinc ore deposits from the southern Massif Central, France*: Economic Geology, v. 77, p. 564-575.

CALDERON, S. (1910): *Los minerales de España*: Junta para Ampliación de Estudios e Investigaciones Científicas, Madrid, v. 1, 415 p.

CASTROVIEJO, R., NODAL, T. PODWYSOCKI, M. M., e INSUA, M. (1990): *Mineralizaciones subvolcánicas (Au-Sn-Ag-sulfuros polimetálicos) y hallazgo de afloramientos microanalíticos neógenos en la Sierra de Lomo de Bas (Murcia)*: Boletín Sociedad Española de Mineralogía, v. 13-1, p. 96-97.

CAVARETTA, G. y LOMBARDI, G. (1990): *Origin of sulphur in the Quaternary perpotassic melts of Italy*: Evidence from hauyne sulphur isotope data: Chemical Geology, v. 82, p. 15-20.

COELLO, J. y CASTAÑON, A. (1965): *Las sucesiones volcánicas de la zona de Carboneras (Almería)*: Estudios Geológicos, v. 21, p. 145-166.

CORBELLA, H. (1969): *Etude géologique de la Sierra de las Moreras (Prov. de Murcia, Espagne)*: Thèse Univ. Paris, 159 p.

CUMMING, G. L. y RICHARDS, J. R. (1975): *Ore lead in a continuously changing Earth*: Earth and Planetary Science Letters, v. 28, p. 155-171.

CUMMING, G. L., KESLER, S. E. y KRSTIC, D. (1979): *Isotopic composition of lead in Mexican mineral deposits*: Economic Geology, v. 74, p. 1395-1407.

CUNNINGHAM, C. G., ARRIBAS, A., JR., RYTUBA, J.J. y ARRIBAS, A. (1990): *Mineralized and unmineralized calderas in Spain*: Part I, evolution of the Los Frailes caldera, Mineralium Deposita, v. 25 (Suppl.), p. 21-28.

DE LAROUZIERE, F. D., BOLZE, J., BORDET, P., HERNANDEZ, J., MONTENANT, C. y OTT D'ESTEVOU, P. (1988): *The Betic segment of the lithospheric trans-Alboran shear zone during Upper Miocene*: Tectonophysics, v. 152, p. 41-52.

DELGADO, F., ESTEVEZ, A., MARTIN, J. M. y MARTIN-ALGARRA, A. (1981): *Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los Mantos Alpujarrides (Cordilleras Béticas)*: Estudios Geológicos, v. 37, p. 45-57.

DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L. P., RICOU, L. E. y otros (1986): *Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*: Tectonophysics, p. 241-315.

DI BATTISTINI, G., TOSCANI, L., IACCARINO, S. y VILLA, I. M. (1987): *K/Ar ages and the geological setting of calc-alkaline volcanic rocks from Sierra de Gata, SE Spain*: Neues Jahrbuch Für Mineralogie Monatshefte, v. 8 p. 369-383.

DOBLAS, M. y OYARZUN R. (1989): *Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and Magmatic activity*. Geology, v. 17, p. 430-433.

DOE, B. R., STEVEN, T. A., DELEVAUX, M. H., STACEY, J. S., LIPMAN, P. W., y FISHER, F. S. (1979): *Genesis of ore deposits in the San Juan volcanic field, southwest Colorado-Lead isotope evidence*: Economic Geology, v. 74, p. 1-26.

DURAND-DELGA, M. y FONTBOTE, J. M. (1980): *Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie*: Revue de Géographie Physique et de Géologie dynamique, v. 2,3, p. 181-187.

EGELER, C.G. y FONTBOTE, J. M. (1976): *Aperçu géologique sur les parties centrale et orientale des Cordillères Bétiques*: Bull. Soc. Géol. France, v. 7, 18, 3, p. 571-582.

EGELER, C. G. y SIMON, O. I. (1969): *Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne)*: Verh. Kned. Akad. Wet., v. 25, p. 1-90 p.

ENADIMSA (1986): *La Minería Andaluza*: Consejería de Economía y Comercio, Dirección General de Industria, Geología y Minas, Junta de Andalucía, 989 p.

ESPI, J. A. (1977): *Aspecto Metalogenético de los Criaderos de Flúor-Plomo de Sierra de Gádor (Almería)*: Tesis Doctoral, E.T.S. Ingenieros de Minas, Madrid, 184 p.

ESPINOSA, J., MARTIN-VIVALDI, J. M., MARTIN, J. M. y PEREDA, M. (1974a): *Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja 26-41 (Lano del Beal)*: Int. Geol. Min. España, Madrid.

ESPINOSA, J., MARTIN-VIVALDI, J. M. y PEREZ-ROJAS, A. (1974b): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, Hoja 1.015 (Garrucha)*: Inst. Geol. Min. España, Madrid.

FERNANDEZ-SOLER, J. M. y MUÑOZ, M. (1988): *Algunos modelos de facies en el volcanismo del Cabo de Gata: Importancia de las emisiones "multi-vent" en una zona calco-alcalina*. II Congreso Geol. España, Simposio sobre volcanismo, p. 397-404.

FENOLL, P. (1992): *Yacimiento de F-Pb-Zn asociados a rocas carbonatadas triásicas del SE de España*: Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, p. 1069-1083.

FENOLL, P., DELGADO, F., FONTBOTE, L., GERVILLA, F., MARTIN, J. M. RODRIGUEZ, J. F., TORRES, J. y VELILLA, N. (1987): *Los yacimientos de fluorita, plomo, zinc y bario del sector central de la Cordillera Bética*: Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, 127 p.

FONTBOTE, J. M. y VERA, J. A. (1986): *La Cordillera Bética*: in Comba, J. A. (ED), Geología de España (Libro Jubilar J.M. RIOS), Instituto Geológico y Minero de España, v. 2, p. 205-343.

FONTBOTE, J. M. FONTBOTE, L. y AMSTUTZ, G. C. (1983): *Observations on the setting of the Strata-bound F-(Pb-Zn) deposits in the Triassic of the Alpujarrides (Betic Cordillera, Souther Spain)*, in H.J. Schneider (ed): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe: Springer-Verlag, Heidelberg, p. 249-258.

FONTBOTE, L. y AMSTUTZ, G. C. (1983): *Facies and Sequence Analysis of Diagenetic Crystallization Rhytmities in Strata-bound Pb-Zn(Ba-F) Deposits in the Triassic of Central and Southern Europe*, in H.J. Schneider (ed): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe: Springer-Verlag, Heidelberg, p. 347-358.

FRIEDRICH, G., SCHACHNER, D. y NIELSEN, H. (1964): *Schwefelisotopen-Untersuchungen an sulfiden aus den Erzvorkommen der Sierra de Cartagena in Spanien*: Geochim et Cosmochim. Acta, v. 28, p. 683-698.

FUSTER, J. M., AGUILAR, M. J. y GARCIA, A. (1965): *Las sucesiones volcánicas en la zona del Pozo de los Frailes dentro del vulcanismo cenozoico del Cabo de Gata (Almería)*. Estudios Geológicos, v. 21, p. 199-222.

GARBARINO, C., GRILLO, S. M., MARCELLO, A., PRETTI, S. y URAS, I. (1991): *First data on Tertiary epithermal occurrences in Sardinia, Italy*: in Ladeira E.A. (ed), Brazil Gold '91, Blakema, Rotterdam, p. 143-150.

GARCIA-DUEÑAS, V., MARTINEZ, J. M. y SOTO, J. I. (1988): *Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegues-mantos separados por zonas de cisalla*: Symposium, II Cong. Geología España, Granada, p. 17-26.

GORDILLO, A., ESPINOSA, J., MARTIN-VIVALDI, J. M. y PEREZ ROJAS, A. (1972): *Mapa geológico de España 1:50.000, Hoja 977 (Cartagena)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

GRAESER, S. y FRIEDRICH, G. (1970): *Zur Frage der Alterstellung und Genese der Blei-Zink-Vorkommen der Sierra de Cartagena in Spanien*: Mineralium Deposita, v. 5, p. 365-374.

HENLEY, R. W. (1985): *The geothermal framework of epithermal deposits*; in Berger, B.R., and Bethke, P.M. (eds), *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*: Society of Economic Geology, Reviews in Economic Geology, v. 2, p. 1-24.

HENLEY, R. W., TRUESDELL, A. H. y BARTON, P. B. (1984): *Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems*: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, v. 1, 267 p.

HERNANDEZ, J. DE LAROUZIERE, F. D., BOLZE y J., BORDET, P. (1987): *Le magmatisme néogène bético-rifain et le couloir de décrochement "trans-Alboran"*: Bull. Soc. Géol. Fr., v. 8, p. 257-267.

HERTOGEN, J., LOPEZ RUIZ, J., DEMAIFFE, D. y WEISS, D. (1988): *Modelling of source enrichment and melting processes for the calc-alkaline-shoshonite-lamproite suite from SE Spain*: Chem. Geol. v. 70, p. 153.

HIGUERAS, P., FENOLL, P. y RODRIGUEZ-GORDILLO, J. (1981): *Geología, mineralogía y génesis del yacimiento de Pb-Zn del Cerro del Toro (Motril, Granada)*: Tecniterrae, v. 44, p. 65-76.

IANOVICI, V. y BORCOS, M. (1982) Romania, in: *F.W. Dunning and others (ed), Mineral deposits of Europe, Vol. 4/5, Southwest and Eastern Europe*, The Mineralogical Society-Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 55-142.

JACQUIN, J. P. (1968): *Répartition géographique et lithostratigraphique des minéralisations de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne)*: Chronique des Mines et de la Recherche Minière, v. 3, p. 231-243.

JACQUIN, J. P. (1970): *Contribution à l'étude géologique et minière de la Sierra de Gádor, Almería (Espagne)*: Thèse Doctorale, Univ. de Nantes, 501 p.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974): *Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*: Mem. Inst. Geol. Min. de España, Madrid, 113 p.

KÖPPEL, V. y SCHROLL, E. (1988): *Pb-isotope evidence for the origin of lead in strata-bound Pb-Zn deposit in Triassic carbonates of the Eastern and Southern Alps*: Mineralium Deposita, v. 23, p. 96-103.

LE GUEN, M., ORGEVAL, J. J. y LANCELOT, J. R. (1991): *Lead isotope behaviour in a polyphased Pb-Zn ore deposit Les Malines (Cévennes, France)*: Mineralium Deposita, v. 26, p. 180-188.

LEHURAY, A., CAULFIELD, J. B. D., RYE, D. M. y DIXON, P. R. (1987): *Basement control on sediment-hosted Zn-Pb de-*

posits: A Pb isotope study of Carboniferous mineralization in central Ireland, Economic Geology, v. 82, p. 1695-1709.

LEON, C. (1967): *Las formaciones volcánicas del Cerro de los Lobos (Almería, S. E. de España)*: Estudios Geológicos, v. 23, p. 15-28.

LODDER, W. (1966): *Gold-alunite deposits and zonal wall-rock alteration near Rodalquilar, SE Spain*. Geologisch Instituut, Mededeling No. 318, Universiteit van Amsterdam, 93 p.

LOPEZ-AGUAYO, F. and ARANA, R. (1987): *Alteración supergénica de sulfuros en algunos yacimientos del SE de España*. Nota preliminar: Estudios Geológicos, v. 43, p. 117-125.

LOPEZ RUIZ, J. M. and RODRIGUEZ-BADIOLA, E. (1980): *La región volcánica neógena del SE de España*: Estudios Geológicos, v. 36, p. 1-63.

LUDWIG, K. R., VOLLMER, R., TURI, B., SIMMONS, K. R. y PERNA, G. (1989): *Isotopic constraints on the genesis of base-metal ores in southern Sardinia*: Eur. J. Mineral., v. 1, p. 657-666.

MANTECA, J. I. y OVEJERO, G. (1992): *Los yacimientos de Zn, Pb, Ag-Fe del Distrito Minero de La Unión-Cartagena, Bética Oriental*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, p. 1085-1102.

MARCOUX, E. y BRIL, H. (1986): *Héritage et sources des métaux d'après la géochimie isotopique du plomb. Exemple des minéralisations filoniennes (Sb, Pb, Ba, F) du Haut-Allier (Massif Central, France)*: Mineralium Deposita, v. 21, p. 35-43.

MARTIN, J. M. y ARANA, R. (1976): *Estudio geológico de la mina del Aguila (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas)*: Estudios Geológicos, v. 32, p. 385-390.

MARTIN, J. M., TORRES-RUIZ, J., FONTBOTE, L. (1987): *Facies control of strata-bound ore deposits in carbonate rocks. The F-(Pb-Zn) deposits of the Alpine Triassic of the Alpujarrides, southern Spain*: Mineralium Deposita, v. 22, p. 216-226.

MARTIN-ESCORZA, C. y LOPEZ RUIZ, J. (1988): *Un modelo geodinámico para el volcanismo Neógeno del sureste Ibérico*: Estudios Geológicos, v. 44, p. 243-251.

MARTINEZ-FRIAS, J. GARCIA GUINEA, J., LOPEZ RUIZ, J. M. LOPEZ GARCIA, J. A. y BENITO, R. (1989): *Las mineralizaciones epitermales de Sierra Almagrera y de la cuenca de Herrerías, Cordilleras Béticas*: Boletín Sociedad Española de mineralogía, v. 12, p. 261-271.

MONTENAT, C. y OTT D' ESTEVOU, PH. (1990): *The Nijar-Carboneras Basin*. In: Iberian Neogene Basins: Institut Paleontologic Dr. M. Crusafont, Memória Especial 2, p. 44-53.

MORALES, S., BOTH, R. A. y FENOLL, P. (1993): *Paragenesis and regional zoning of the polymetallic ore deposits in the Aguilas and Sierra Almagrera-Herrerías areas, southe-*

astern Spain: in P. Fenoll, J. Torres, and Gervilla (eds.), *Current research in geology applied to mineral deposits*, Granada, Spain, University of Granada, p. 171-174.

NAVARRO, A. VILLADEVALL, M. FONT, X. y RODRIGUEZ, P. (1994): *Las mineralizaciones auríferas de Sierra Almagrera (Almería)*. Estudio geoquímico y modelos de yacimientos, Bol. Geológico y Minero, v. 105-1, p. 85-101.

NOBEL, F. A., ANDRIESEN, P. A. M., ANDRIESEN, P. A., HEBEDA, E. H., PRIEVN, H.N.A. y RONDEEL, H. E. (1981): *Isotopic dating of the post-Alpine Neogene volcanism in the Betic cordilleras, southern Spain*: Geol. Mijnbouw, v. 60, p. 209-214.

OEN, I. S., FERNANDEZ, J. C. y MANTECA, J. I. (1975a): *The lead-zinc and associated ores of La Unión-Sierra de Cartagena, Spain*: Economic Geology, v. 70, p. 1259-1278.

OEN, I. S. WINDT, C. J., WINNUST, T.G.M. y KAGER, P. (1975b): *Epigenetic lead-zinc mineralization in Miocene pebbly mudstones, Sierra de Cartagena, Spain*: Mineralium Deposita, v. 10, p. 362-373.

OTT D'ESTEVOU, PH., PASCUAL, A. y MONTENAT, C. (1990): *The Sorbas-Tabernas Basin*. In: Iberia Neogene Basins, Institut Paleontologic Dr. M. Crusafont, Memória Especial 2, p. 29-34.

OVEJERO, G. (1980): *Volcanismo preorogénico (Trias?) y tardiorogénico y mineralizaciones asociadas (Fe, Pb, Zn, Ag, Mn, Ba, Sn), Cartagena, Cordilleras Béticas, España*: 26 th. Int. Geol. Cong., Paris, p. 982 (abs).

OVEJERO, G., TONA, F., MARIN, J. M. GUTIERREZ, A., JACQUIN, J. P. SERVAJEAN, G. y ZUBIAUR, J.F. (1975): *Las mineralizaciones de plomo-fluorita de Sierra de Lújar (provincia de Granada)*: V Jornadas de Minería y Metalurgia, Bilbao, v. 9, p. 83-119.

PAEZ-CARRION, A. y SANCHEZ-SORIA, P. (1965): *Vulcanología del Cabo de Gata entre San José y Vela Blanca*: Estudios Geológicos, v. 21, p. 223-246.

PAVILLON, M. J. (1969): *Les minéralisations plombo-zincifères de Carthagène (Cordillères Bétiques, Espagne)*: Mineralium Deposita, v. 4, p. 368-385.

PINEDA-VELASCO, A. (1984): *Las mineralizaciones metálicas y su contexto geológico en el área volcánica del Cabo de Gata (Almería, SE de España)*: Boletín Geológico y Minero, v. 95-96, p. 569-592.

PLATT, J. P. y VISSERS, R. L. M. (1989): *Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc*: Geology, v. 17, p. 540-543.

PLATT, J. P., VAN DEN ECKHOUT, B., JANZEN, E., KONERT, G., SIMON, O. J. y WEIJERMARS, R. (1983): *The structure and tectonic evolution of the Aguilón fold-nappe, Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain*: Journal Structural Geology, v. 5, p. 519-538.

PUGA, E. (1980): *Hypothèse sur la genèse des magmatismes calcoalcalins intra-orogénique et postorogénique alpins dans les Cordillères Bétiques*: Bull. Soc. Géol. France, v. 22, p. 243-250.

ROLANDI, B. y TEMPLADO (1928): *Catálogo de criaderos de zinc del distrito minero de Murcia*. Bol. Oficial Minas y Metalurgia, v. 134 (p. 599-648), v. 135 (p. 677-723), and v. 136 (p. 751-797).

RUSSELL, M. J. y SKAULI (1991): *A history of theoretical developments in carbonate-hosted base metal deposits and a new tri-level enthalpy classification*: Economic Geology Monograph 8, p. 96-116.

RYTUBA, J. J., ARRIBAS, A., JR., CUNNINGHAM, C.G., MCKEE, E. H., PODWYSOCKI, M. H., SMITH, J. G., KELLY, W. C. y ARRIBAS, A. (1990): *Mineralized and unmineralized calderas in Spain; Part II, evolution of the Rodalquilar caldera complex and associated gold-alunite deposits*, Mineralium Deposita, v. 25 (Suppl), p. 29-35.

SANCHEZ-CELA, V. (1968): *Estudio petrológico de las sucesiones volcánicas del sector central de la formación del Cabo de Gata (Almería)*. Estudios Geológicos, v. 24, p. 1-38.

SASAKI, A., ARIKAWA, Y. y FOLINSBEE, R. E. (1979): *Kiba reagent method of sulfur extraction applied to isotope work*: Bull. Geol. Surv. Japan, v. 30, p. 241-245.

SEWARD, T. M. (1973): *Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions*: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 37, p. 379-399.

SIERRA, J. ORTIZ, A. y BURKHALTER, J. (1967): *Origen de algunas mineralizaciones de fluorita y galena de la Sierra de Gádor, en relación con la singénesis y la epigénesis*: Notas y Comunicaciones, Inst. Geol. Min. España, v. 97-98, p. 289-308.

SILLITOE, R. H. (1983): *Enargite-bearing massive sulfide deposits high in porphyry cooper systems*: Economic Geology, v. 78, p. 348-352.

SIMON, O. J. (1987): *On the Triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain)*: Cuadernos de Geología Ibérica, Madrid, v. 2, p. 385-402.

STACEY, J. S. y KRAMERS, J. D. (1975): *Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model*. Earth and Planet Sc. Lett., v. 26, p. 207-221.

TAYLOR, B. E. (1986): *Magmatic volatiles: isotopic variation of C, H, and S, in: Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*, Valley, J. W., Taylor, H. P., Jr. and O'Neil, J. R. (eds), Reviews in Mineralogy, v. 16, Mineralogical Society of America, p. 185-226.

TITLEY, S. R. (1991): *Correspondence of ores of silver and gold with basement terranes in the American southwest*: Mineralium Deposita, v. 26, p. 66-71.

TONA, F. (1973): *Positions des horizons dolomitiques minéralisés en fluorine et galène au sein des sédiments tria-*

siques de la Sierra de Lújar (Grenade). Evolution et géochimie: Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI, 166 p.

TORRES-RUIZ, J., VELILLA, N., MARTIN, J. M., DELGADO, F., FENOLL, P. (1985): *The Flourite (Ba-Pb-Zn) deposit of the "Sierra de Baza" (Betic Cordillera, South East Spain): Bull. Mineralogie, v. 108, p. 421-436.*

TORRES-ROLDAN, R. L. (1978): *The tectonic subdivision of the Betic zone (Betic Cordilleras, southern Spain): its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine belt: Amer. J. Sci., v. 279, p. 19-51.*

TOSCANI, L., VENTURELLI, G., BARBIERI, M. CAPEDE, S., FERNANDEZ-SOLER, J. M. y ODDONE, M. (1990): *Geochemistry and petrogenesis of two-Pyroxene Andesites from Sierra de Gata (SE Spain): Mineralogy and Petrology, v. 41, p. 199-213.*

UEDA, A. y SAKAI, H. (1983): *Simultaneous determination of the concentration and isotope ratio of sulfate-and sulfide-sulfur and carbonate-carbon in geological samples. Geochemical Jour., v. 17, p. 185-196.*

UEDA, A. y SAKAI, H. (1984): *Sulfur isotope study of Quaternary volcanic rock from the Japanese Island Arc., Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 48, p. 1837-1848.*

URBAN, H. (1968): *Neue Untersuchungsergebnisse zur Genese der im östlichen Teil der Erz provinz von Cartage-*

na (Spanien) gelegenen Blei-Zinkerz vorkommen: Mineral. Deposita, v. 3, p. 162-170.

WEIJERMARS, R. (1987): *The Palomares brittle-ductile shear zone, SE Spain: Journal of Structural Geology, v. 9, p. 139-157.*

WEIJERMARS, R. (1991): *Geology and tectonics of the Betiz Zone, SE Spain: Earth-Science Reviews, v. 31, p. 153-236.*

WEPPE, H. y JACQUIN, J. P. (1967): *Estudio preliminar del yacimiento de plomo de Coto Láisquez, Sierra Alhamilla (Almería): Bol. Inst. Geol. Min. España, v. 103-104, p. 18-32.*

WHITE, N. C. y HEDENQUIST, J. W. (1990): *Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration: Journal Geochemical Exploration, v. 36, p. 445-474.*

ZECK, H. P. (1970): *An erupted migmatite at the Cerro de Hoyazo, SE Spain: Contrib. Mineral. Petrol. v. 26, p. 225-246.*

ZHABINA, N. N. and VOLKOV, I. I. (1978): *A method of determination of various sulfur compounds in the sea sediments and rocks: in W.E. Krumbein (ed.), Environmental biogeochemistry and geomicrobiology, Vol. 3: Ann Arbor Science Publishers, p. 735-746.*

Original recibido: Noviembre de 1994

Original aceptado: Diciembre de 1994

Características hidrodinámicas y funcionamiento del acuífero carbonatado de la Sierra de Lújar (Granada).

Por J. CARDENAL (*), J. BENAVENTE (*) y J.J. CRUZ-SANJULIAN (*)

RESUMEN

Se ha realizado un estudio hidrogeológico en un acuífero carbonatado triásico situado en una cadena montañosa costera al sur de Granada (Sierra de Lújar, Complejo Alpujárride, Cordillera Bética). El interés aplicado del estudio reside en la creciente demanda de agua del área. El análisis, durante el período 1989-1992, de la descarga de una serie de manantiales que drenan el acuífero indica una evolución muy regular de los caudales, con un marcado carácter inercial en la respuesta a las precipitaciones. Varias razones pueden explicar este comportamiento. En primer lugar, la formación carbonatada presenta una considerable heterogeneidad litológica, con intercalaciones pelíticas relativamente potentes, y una estructura compleja que origina la compartimentación horizontal y vertical del acuífero y la aparición de varios sistemas de flujo. Como consecuencia de ello, el gradiente hidráulico no es uniforme e, incluso, el flujo puede verse restringido a fracturas dentro del material pelítico. La escasez de formas kársticas -superficiales o a nivel de redes espeleológicas- en los carbonatos, junto con la abundancia de material dolomítico con una densa microfisuración puede tener una significativa influencia en dicho comportamiento, que también existe en otros acuíferos carbonatados alpujárrides situados hacia el oeste. Por otra parte, se ha identificado una tendencia decreciente en la magnitud de la descarga de algunos sistemas, posiblemente relacionada con causas climáticas, que no aparece en los que reciben recarga procedente de aguas superficiales. Por último, se presentan datos de aforos diferenciales y balances de masas obtenidos en diferentes puntos del río Guadalfeo que contribuyen a mejorar el conocimiento de las relaciones aguas superficiales-subterráneas y del funcionamiento del acuífero.

Palabras clave: Acuífero carbonatado fisurado, análisis de manantiales, flujo subterráneo difuso, relaciones río-acuífero, Complejo Alpujárride, Cordillera Bética.

ABSTRACT

A hydrogeological study was carried out in a carbonate aquifer located in a coastal mountain chain to the south of Granada (Sierra de Lújar, Alpujárride Complex, Betic Cordillera). The applied interest of this study stems from the increasing water requirements of the area. The analysis of the discharge from different springs draining the aquifer indicates a very regular evolution, with a marked inertial behaviour in the response to recharge by precipitation of the flow systems involved. Several reasons are necessary to explain this behaviour. First, the carbonate formation presents considerable lithological heterogeneity, with relatively thick marly and/or pelitic intercalations, and a complexity of the geological structure which gives rise to vertical and horizontal partitioning of the aquifer. As a consequence of this, the hydraulic gradient is not uniform and, even, the flow is constrained to circulating through fractures inside the pelitic material. On the other hand, the karstic forms are not well developed either in the surface or at the level of speleological networks in the carbonate material. The abundance of dolomitic material with highly developed, dense microfissuration has a significant influence on the behaviour of this aquifer, similarly to other carbonate aquifers of the Alpujárride Complex located westernwards of this. A decreasing trend in the discharge of some systems, which could be related to climatic causes, has been identified. This trend doesn't appear in those systems affected by streamwater recharge. Finally, data of flow measures and mass balances made in different points of the Guadalfeo river are presented, which contribute to a better understanding of the relationships between streamwaters and groundwaters as well as of the behaviour of the aquifer.

Key words: Carbonate fissured aquifer, springs discharge analysis, diffuse groundwater flow, Alpujárride Complex, Betic Cordillera.

(*) Instituto del Agua de la Universidad de Granada. C/ Rector López Argüeta, s/n - 18071-Granada

1. INTRODUCCION: NATURALEZA, GEOMETRIA Y LIMITES DEL ACUIFERO

La Sierra de Lújar se localiza al sur de la provincia de Granada, entre el macizo de Sierra Nevada y el Mar Mediterráneo. Tiene una superficie ligeramente inferior a 100 km², ocupada mayoritariamente por materiales carbonatados triásicos pertenecientes al Complejo Alpujárride (Zonas Internas de la Cordillera Bética). El relieve es abrupto, hasta el punto de que se alcanzan a 10 km. de la costa altitudes superiores a 1800 m.

La formación carbonatada que constituye el acuífero de la Sierra de Lújar tiene una potencia superior a los 1500 m. Constituye un conjunto permeable por fisuración y, en menor medida, karstificación, como se discutirá más adelante. Presenta, en el detalle, niveles estratigráficos en los que predominan materiales pelíticos de carácter acuitado o acuícludo cuyo espesor puede alcanzar los 200 m. (DELGADO et al., 1981; ESTEVEZ y MARTIN-ALGARRA, 1989). La carencia de datos cartográficos sobre tales niveles nos impide precisar sobre su trascendencia hidrogeológica, aunque, en cualquier caso, dicha heterogeneidad litológica, unida a la gran complejidad estructural (ESTEVEZ et al., 1985; CAMPOS y SIMANCAS, 1989; ESTEVEZ y MARTIN-ALGARRA, 1989), parece indicar un contexto notablemente menos simple que el planteado en investigaciones previas (BENAVENTE, 1982).

La formación carbonatada se encuentra intensamente replegada y afectada por cizallas (ESTEVEZ et al., 1985). De las distintas cizallas existentes, ESTEVEZ y MARTIN-ALGARRA (1989) indican la posible incidencia hidrogeológica de una que discurre desde las proximidades del puente de Orgiva, en dirección SSO, hasta ocultarse bajo la superficie de corrimiento de la Unidad de Escalate, al noreste del pueblo de Vélez de Benaudalla. Este accidente puede haber determinado una compartimentación piezométrica que más adelante se detallará.

El sector investigado se encuentra afectado también por varios sistemas de fallas posteriores a la superposición de mantos, entre los que cabe destacar los de dirección N70-100E y N10-30E, que controlan el trazado del cauce del río Guadalfeo y motivan la desaparición de los materiales permeables de la Sierra de Lújar hacia el N y O bajo

otros mantos alpujárrides (SANZ DE GALDEANO et al., 1984). Se trata de fallas de salto en dirección que posteriormente presentan movimientos muy diversos, de manera que saltos verticales de 700 m. o más son fácilmente constatables (SANZ DE GALDEANO et al., op. cit.). GUTIERREZ-ELORZA y ESTEVEZ (1988) aportan argumentos geomorfológicos acerca de la intensa actividad neotectónica del sector de Sierra de Lújar, con saltos en la vertical de varios cientos de metros desde el Riss o el Wurm.

Entre otros materiales permeables existentes en el área, cabe destacar la formación carbonatada triásica de la Unidad de Escalate y los materiales cuaternarios que forman el complejo travertínico de Vélez de Benaudalla y el aluvial del río Guadalfeo (fig. 1).

Los materiales de comportamiento impermeable corresponden a las formaciones metapelíticas basales de las unidades alpujárrides de Lújar y Escalate y del manto de Murtas (fig. 1).

En su borde occidental, el acuífero es cabalgado por materiales impermeables, lo que constituye, en las inmediaciones del pueblo de Vélez de Benaudalla, un límite de descarga.

El borde septentrional corresponde al contacto de los materiales carbonatados con los aluviones del Río Guadalfeo. La compleja relación río-acuífero ha sido apuntada en trabajos previos (MORELL, 1976; CARRASCO, 1981; BENAVENTE, 1982; IGME, 1983 y 1985; ITGE, 1988; INTECSA, 1990; CARDENAL et al., 1992) y se comentará con detalle más adelante.

A lo largo del borde meridional se localiza la charnela del pliegue sinclinal tumbado que conforma la estructura general de la sierra (ESTEVEZ et al., 1985), por lo que los materiales carbonatados no tienen continuidad en profundidad hacia el sur. El contacto entre el acuífero y los materiales impermeables discurre en este borde entre las cotas 500 y 1000 m. mientras que en los bordes NO y N los materiales permeables afloran a cotas inferiores (200 y 250 m., respectivamente). No existe, pues, descarga significativa a lo largo del borde sur.

En cuanto al borde oriental, la existencia de importantes cizallas (CAMPOS y SIMANCAS, 1989) y el recubrimiento por otros mantos alpujárrides

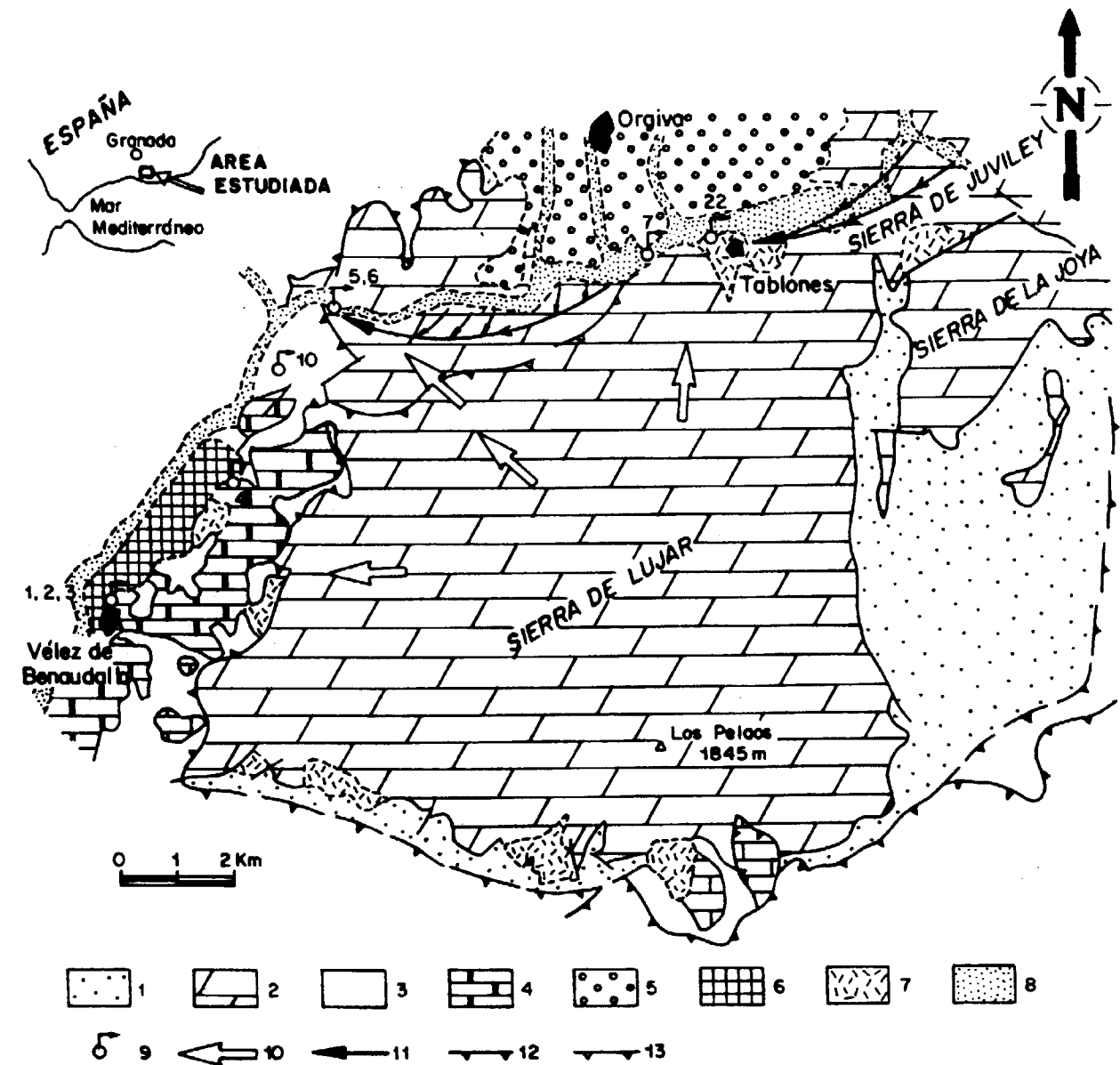


Figura 1.-Localización y esquema hidrogeológico del área estudiada. Sierra de Lújar: Formación metapelítica basal (1) y acuífero carbonatado (2). 3: Metapelitas de unidades alpujárrides superiores (indiferenciadas). 4: Materiales carbonatados de la Unidad de Escalate. 5: Pliocuaternario de Orgiva. 6: Travertinos. 7: Derrumbios de ladera. 8: Aluvial del río Guadalfeo. 9: Surgencia significativa en relación con el acuífero de la Sierra de Lújar. 10: Dirección aproximada del flujo subterráneo. 11: Líneas de flujo de la infiltración del río Guadalfeo. 12: Cabalgamiento. 13: Falla inversa.

hacen difícil establecer o descartar la continuidad estructural necesaria para confirmar una conexión hidráulica con otros acuíferos situados más al este. La hipótesis de una conexión entre los acuíferos de Sierra de Lújar y Albuñol ya fue su-

gerida en los trabajos de FERNANDEZ-RUBIO y NIETO (1971) y NIETO (1974), para ser más adelante cuestionada (BENAVENTE, 1981; FERNANDEZ-RUBIO, et al., 1982) y vuelta de nuevo a ser tomada en cuenta (ALMECIJA et al., 1986). En tra-

bajos más recientes (BENAVENTE et al., 1990; CARDENAL et al., 1992; CARDENAL, 1993) se aportan nuevos datos a favor de la citada hipótesis.

En relación con el extremo NE del acuífero, la estructura definida por ESTEVEZ et al. (1985) parece descartar una conexión entre las sierras de la Joya y Lújar. No obstante, CARDENAL (1993) encuentra argumentos que apoyan una posible conexión con el acuífero de la Sierra de Lújar procedente del río Guadalfeo a su paso por la Sierra de Juviley, según se esquematiza en la fig. 1.

El interés de las investigaciones hidrogeológicas en este acuífero y sus bordes es elevado, debido, en primer lugar, a no estar sometido en la actualidad a una explotación significativa y, en segundo lugar, a su situación estratégica en la proximidad de sectores con gran demanda de agua (Costa del Sol granadina), además de a las posibilidades de uso conjunto dadas sus relaciones con el río Guadalfeo (BENAVENTE y CARRASCO, 1983; ITGE, 1988a; LOPEZ-GETA et al., 1991).

En los apartados siguientes se describen las principales características del acuífero, deducidas del control hidrogeológico realizado a la largo de tres años, a partir de mayo de 1989, en los puntos más significativos del mismo (fig. 1). El tratamiento de estos resultados y el análisis de los datos previos existentes permiten establecer un nuevo y más completo modelo de funcionamiento del sistema. Buena parte de la información reciente adquirida procede de perforaciones llevadas a cabo en el marco de las investigaciones para la construcción de la presa de Rules sobre el río Guadalfeo, unos cuatro kilómetros al norte de Vélez de Benaudalla.

2.- LOS MANANTIALES DE VELEZ DE BENAUDALLA Y DE LA COLORA

Los manantiales de Vélez de Benaudalla (Fuente Nueva, El Nacimiento y El Torchal: números 1, 2 y 3, respectivamente, figs. 1 y 2) surgen en el seno del afloramiento travertínico a cotas comprendidas, aproximadamente, entre 180 y 190 m. Es muy probable que su ubicación esté condicionada por una falla, oculta bajo dicho recubrimiento, que pone en contacto a los materiales del manto de Murtas con otros, metapelíticos y carbonatados, de la unidad de Escalate (fig. 2).

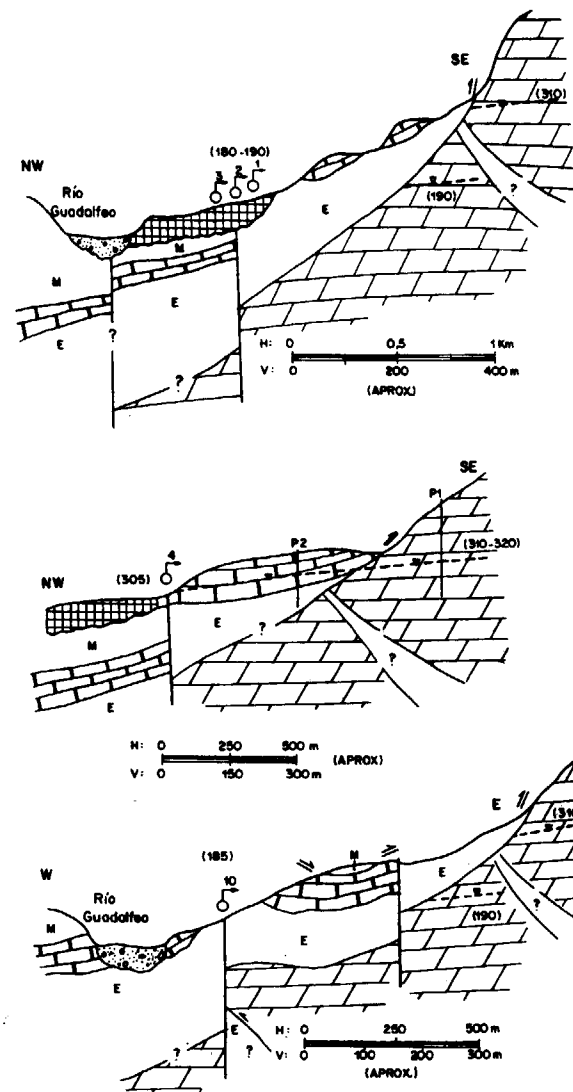


Figura 2.-Cortes hidrogeológicos esquemáticos de las surgencias de Vélez de Benaudalla (arriba), El Algarrobo y La Colorá (abajo). Sin trama: materiales metapelíticos de la unidad de Escalate (E) y del manto de Murtas (M). Las cifras entre paréntesis indican cotas aproximadas de surgencias y de niveles piezométricos (líneas de trazos). Resto de los símbolos como en fig. 1

Un sondeo de investigación próximo a los manantiales, en el labio levantado de dicha falla, ha tratado de localizar materiales carbonatados del acuífero bajo los materiales metapelíticos de la unidad de Escalate. Se perforaron 100 m y no se alcanzó el objetivo. Tales materiales deben de estar, seguramente, a una mayor profundidad, sobre la que no hay referencias actualmente. En el

labio hundido de la falla se realizó otra perforación que, bajo materiales metapelíticos del manto de Murtas, encontró materiales carbonatados y luego metapelíticos de la unidad de Escalate, en los que se terminó la perforación.

De Fuente Nueva se bombea en la misma surgencia un caudal de unos 20 l/s, destinado al abastecimiento del núcleo de Vélez de Benaudalla. Este bombeo es intermitente, dependiente del nivel en el depósito regulador. El resto de los caudales se emplean, para riego. Cuando el caudal en Fuente Nueva es insuficiente, en El Torchal hay instalada otra bomba que extrae unos 25 l/s y que eleva el agua hasta Fuente Nueva para poder regar desde esa cota.

La atribución hidrogeológica de estas surgencias al acuífero de Sierra de Lújar se basa en la magnitud de la descarga, que no resulta justificable si no se admite una superficie de afloramientos permeables suficientemente extensa. Tal superficie, en el contexto del área investigada, sólo puede corresponder al citado acuífero de Sierra de Lújar. Criterios de otro tipo, como el contenido en isótopos estables (^{18}O y Deuterio) y radiactivos (Tritio) de estas aguas, también apoyan esta afirmación (CARDENAL, 1993). Las características de dicha descarga se tratan a continuación.

Durante los años 1970 a 1972 la Confederación Hidrográfica del Sur de España (CHSE) realizó 6 medidas de caudal. De ellas se desprende un caudal medio conjunto de 600 l/s y un coeficiente de variación del 20%. A partir de 19 afloramientos realizados durante 1979 y 1980, la media que resulta es de 500 l/s, con un coeficiente de variación del 23% (BENAVENTE, 1986). Del período de 1981 a 1983 hay 10 medidas procedentes de la CHSE y del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) que indican un valor medio de 260 l/s y un coeficiente de variación del 24%. Por último, entre 1985 y 1986 hay 8 valores procedentes de los organismos antes citados; la media es de 234 l/s y el coeficiente de variación es del 37%.

Parece deducirse de tales datos que a partir de 1980 hay una disminución apreciable (de, aproximadamente, el 50%) en los caudales drenados por estas surgencias, hecho que se comentará más adelante.

En el período de control correspondiente a esta investigación se han efectuado 52 medidas de caudal en cada una de estas tres surgencias. Los

caudales medidos en Fuente Nueva han variado entre cero (todo el caudal sería objeto del bombeo antes citado) y 188 l/s; la media que resulta es de 54 l/s. Los caudales medidos en El Nacimiento han variado entre algo más de 30 l/s y 321 l/s; el valor medio es de 105 l/s. En el Torchal los caudales han variado entre 80 y 120 l/s, con un valor medio de 87 l/s. Existe, pues, una relación directa entre la cota de surgencia y la variabilidad en la descarga, que obedece al flujo a través de los materiales travertínicos. Así, en períodos de estiaje, mientras Fuente Nueva puede llegar a dejar de funcionar, El Torchal mantiene su caudal prácticamente invariable.

En la figura 3 se representa la variación de la descarga de cada manantial y la conjunta en el tiempo, junto con la precipitación diaria en Vélez de Benaudalla, apreciándose el efecto de las importantes precipitaciones del otoño de 1989 y de otras de menor importancia en Abril de 1990 y 1991.

El manantial de la Colorá (nº 10, figs. 1 y 2), de carácter termal (temperatura media de 26°C) y con una descarga bastante constante entre 7 y 11 l/s, surge a una cota aproximada de 185 m. dentro de la formación metapelítica de la unidad de Escalate, asociado a una fractura de dirección subparalela al trazado del cauce del río y en las proximidades de éste.

En la ladera en cuya parte inferior se localiza este manantial existen intercalaciones de materiales evaporíticos dentro de la formación metapelítica que, además, han sido cortados en diversos sondeos efectuados en el entorno (INTECSA, 1990).

A partir de la atribución litoestratigráfica de los materiales atravesados en las perforaciones realizadas en ese sector (ESTEVEZ Y MARTIN ALGARRA, 1989) y de las profundidades de los niveles piezométricos, se deduce la relación de este manantial con el acuífero de Sierra de Lújar, que se encontraría en una situación de confinamiento en este sector, tal y como se esquematiza en la figura 2.

3. LAS SURGENCIAS DE RULES Y SU ENTORNO

Se han identificado dos salidas principales, denominadas "principal" y "pequeña" (números 6 y

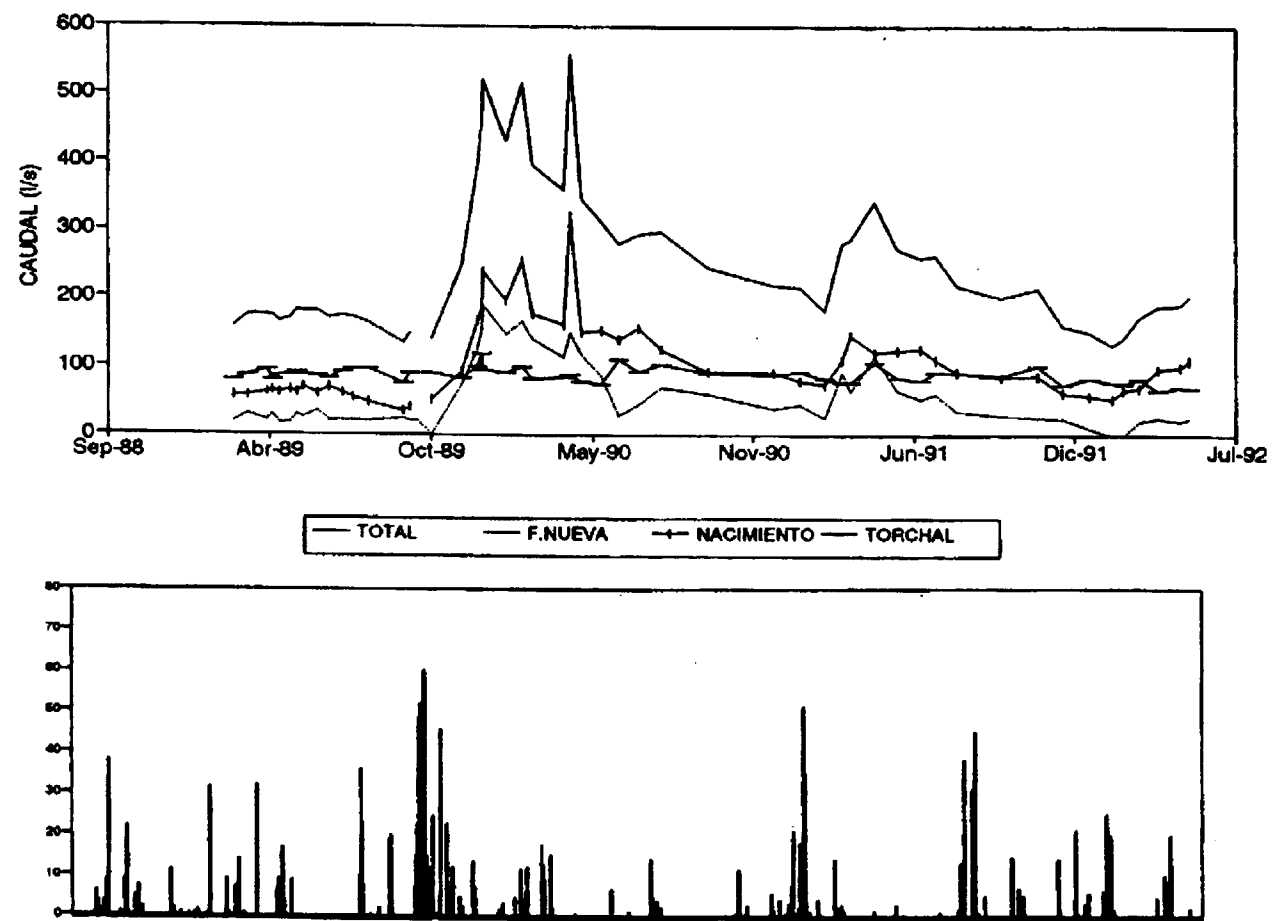


Figura 3.-Evolución del caudal en las surgencias de Vélez de Benaudalla durante el período estudiado y precipitaciones (en mm) en Vélez de Benaudalla.

5, respectivamente: figs. 1 y 4) en atención al caudal que normalmente presentan. Aparecen en materiales aluviales del río Guadalfeo, en la inmediata proximidad del contacto tectónico entre el acuífero y materiales metapelíticos de la unidad de Escalate, a una cota aproximada de 187 m. (fig. 4).

Aunque en el informe de EUROESTUDIOS, S.A. (1984) se asigna a estas surgencias un origen exclusivamente aluvial, parece más lógico pensar en la existencia de un gradiente hidráulico entre los materiales carbonatados y los aluviones en ese sector. En efecto, a escasa distancia, y ya en el acuífero carbonatado, está situado el piezómetro G-4 perforado por el SGOP (CARRASCO, 1981). Las medidas efectuadas ponen de manifiesto una cota piezométrica ligeramente inferior a 190 m. Esto, unido al hecho de que no parece evidente una desconexión entre ambas formaciones per-

meables, conduce a invocar una alimentación procedente del acuífero de Sierra de Lújar hacia estas surgencias. Criterios basados en análisis de isótopos estables (^{18}O y D) apoyan esta hipótesis (BENAVENTE et al., 1990; CARDENAL, 1993).

No ha sido posible efectuar medidas en los piezómetros G-2 y G-3 (también realizados por el SGOP, fig. 4) durante el período de control, por hallarse obstruidos. A partir de los datos que presenta CARRASCO (1981), se deduce que el nivel piezométrico en el acuífero carbonatado, aguas arriba de las surgencias de Rules, está algunas decenas de metros por debajo del nivel del río Guadalfeo (fig. 4).

En el ámbito de esta investigación se han efectuado 37 aforos en la surgencia principal y 15 en la pequeña. En la surgencia nº 5 se ha obtenido una media de 10 l/s, con un coeficiente de varia-

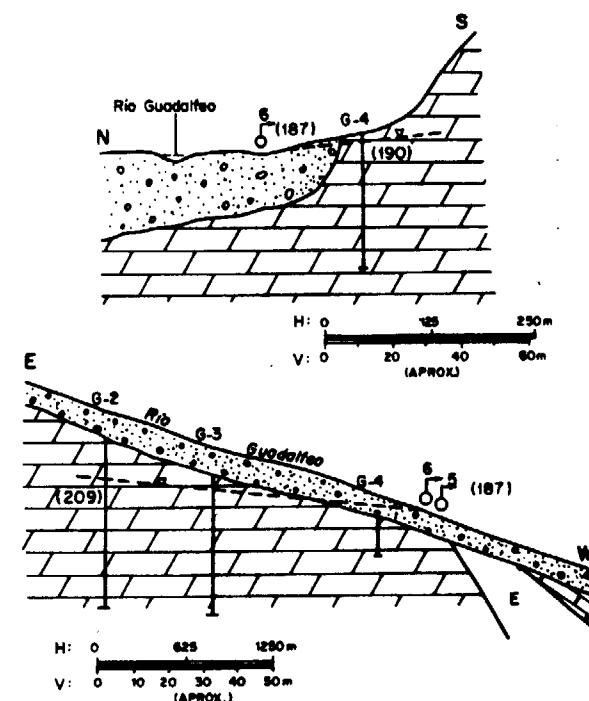


Figura 4.-Cortes hidrogeológicos esquemáticos de las surgencias de Rules. Los símbolos son los mismos que en la fig. 2.

ción del 36%. En la surgencia nº 6 los caudales presentan un valor medio de 122 l/s y un coeficiente de variación del 12%.

Los datos foronómicos previos (CHSE e IGME) se refieren a la surgencia principal. Para el período comprendido entre 1981 y 1984 (11 medidas), se obtiene una media de 144 l/s y un coeficiente de variación del 21%. En el período entre 1985 y 1986 (7 medidas) la media es de 130 l/s y el coeficiente de variación es del 14%.

A diferencia de lo comentado en el apartado anterior, parece que desde 1981 hasta la actualidad no se registra una tendencia apreciable al descenso de los caudales de estas surgencias.

En cualquier caso, y debido a la particular tipología de surgencia, hay que resaltar que la descarga visible en relación con estos dos puntos debe ser sólo una fracción de la descarga total, ya que parte del drenaje del acuífero carbonatado ha de producirse subterráneamente hacia los aluviones y de éstos al río Guadalfeo. Estas salidas son fácilmente detectables durante el estiaje, con la ayuda de un conductímetro, en las márgenes del río, debido al contraste entre los valores rela-

tivamente elevados que dicha variable presenta en las surgencias frente a los de las aguas de superficie. De hecho, aforos diferenciales en el río Guadalfeo, aguas arriba y abajo de este punto, muestran unos incrementos de caudal entre 260 y 490 l/s. Los balances de masas realizados a partir de las conductividades medidas en las surgencias y en el río, indican unos porcentajes de mezcla concordantes con las diferencias de caudales apreciadas (tabla I). En este sector, la descarga ha sido también evaluada por LOPEZ ARECHAVALA et al. (1992) en 490 l/s, a partir de aforos diferenciales realizados en períodos invernales y en épocas de deshielo. En el trabajo de INTECSA (1990), por otro lado, se cifra en 700 l/s la ganancia de caudal en este tramo.

4. LA SURGENCIA DE EL ALGARROBO Y SU ENTORNO

La surgencia de El Algarrobo (nº 4, figs. 1 y 2) corresponde en realidad a una galería excavada en las proximidades del contacto entre los materiales carbonatados de la unidad de Escalate y la formación travertínica. Los materiales metapelíticos basales de la unidad de Escalate afloran en las inmediaciones de este punto, por lo que se trata en apariencia de una surgencia de muro acondicionada posteriormente por la citada galería, de unos 10 m. de longitud, cuya cota de salida es de 305 m.

Los materiales postorogénicos ocultan un contacto tectónico entre la unidad de Escalate y los esquistos del manto de Murtas. Debe tratarse de la misma fractura cuya prolongación hacia el SO, aunque desplazada por otras de menor entidad, se comentó en el caso de los manantiales de Vélez de Benaudalla (fig. 2).

Esta surgencia ha funcionado de modo intermitente durante el período de control en que se ha desarrollado esta investigación. Por ello, sólo ha sido posible medir el caudal en diez ocasiones a partir de las fuertes lluvias de noviembre y diciembre de 1989, y en cuatro ocasiones más en 1991. El máximo registrado ha sido de 187 l/s, a principios de 1990, valor a partir del cual ha decrecido de forma progresiva hasta llegar a ser nulo en septiembre del mismo año. La surgencia volvió a funcionar a partir de las lluvias de la primavera de 1991, si bien con caudales inferior-

Fecha	Lugar	Caudal l/s	Porcentaje Acuífero	Río
12/07/91	Arr.Rules	738	26%	74%
	Abj.Rules	997		
	Diferencia	259		
	Cond. microS/cm		Porcentaje Acuífero	Río
1/10/91	Arr.Rules	706	33%	67%
	Abj.Rules	976		
	Rules	1530		
	Cond. microS/cm		Porcentaje Acuífero	Río
16/11/91	Lugar	Caudal l/s	Porcentaje Acuífero	Río
	Arr.Rules	1100	20%	80%
	Abj.Rules	1370		
	Diferencia	270		
16/11/91	Cond. microS/cm		Porcentaje Acuífero	Río
	Arr.Rules	683	24%	76%
	Abj.Rules	881		
	Rules	1501		
27/2/91	Lugar	Caudal l/s	Porcentaje Acuífero	Río
	Arr.Rules	1380	26%	74%
	Abj.Rules	1874		
	Diferencia	486		
27/2/91	Cond. microS/cm		Porcentaje Acuífero	Río
	Arr.Rules	548	22%	78%
	Abj.Rules	760		
	Rules	1505		
27/2/91	Lugar	Caudal l/s	Porcentaje Acuífero	Río
	Arr.Rules	2127	14%	86%
	Abj.Rules	2482		
	Diferencia	355		
27/2/91	Cond. microS/cm		Porcentaje Acuífero	Río
	Arr.Rules	474	12%	88%
	Abj.Rules	602		
	Rules	1527		

res: entre 15 y 50 l/s. La variación en el tiempo de la descarga de esta surgencia se representa en la figura 5.

La situación que se acaba de comentar no es novedosa, ya que de hecho comenzó a registrarse a partir de comienzos de 1981. Así, desde dicho momento hasta el comienzo de esta investigación, se tienen referencias (datos procedentes de CHSE e IGME) de que en 19 ocasiones se planteó un aforo pero en 11 de ellas se encontró un caudal nulo. De las 8 veces en que se pudo registrar su caudal, éste fue siempre inferior a 75 l/s.

Fecha	Lugar	Caudal l/s	Porcentaje Acuífero	Río
1/10/91	Tablones	728	24%	76%
	P.Orgiva	953		
	Diferencia	226		
	Cond. microS/cm		Porcentaje Acuífero	Río
16/11/91	Tablones	542	25%	75%
	P.Orgiva	622		
	La Raja	866		
	Lugar	Caudal l/s	Porcentaje Acuífero	Río
16/11/91	Tablones	805	53%	47%
	P.Orgiva	1700		
	Diferencia	895		
	Arr.Rules	1380	¿Infiltración en el acuífero?	
17/1/91	Diferencia	-320		
	Cond. microS/cm		Porcentaje Acuífero	Río
	Tablones	420	28%	72%
	P.Orgiva	535		
17/1/91	La Raja	856		
	Lugar	Caudal l/s	Porcentaje Acuífero	Río
	Tablones	630	38%	62%
	P.Orgiva	1014		
17/1/91	Diferencia	384		
	Cond. microS/cm		Porcentaje Acuífero	Río
	Tablones	558	30%	70%
	P.Orgiva	650		
17/1/91	La Raja	872		

Tabla I.- Resultados de aforos diferenciales en el río Guadalfeo (sectores de Rules y puente de Orgiva). Se incluyen balances de masas respecto a la conductividad medida en el río y en las surgencias de Rules y La Raja (ver texto para más detalles).

En un trabajo anterior (BENAVENTE, 1982) se presentan datos de caudal correspondientes al período de 1979 y 1980. En dicho período se registraron 16 valores comprendidos entre 2 y 335 l/s, con un valor medio de 170 l/s. En todas las visitas el manantial estaba en funcionamiento.

Los datos más antiguos de caudal en esta surgencia de que se dispone proceden de la CHSE y corresponden al período de 1970 a 1972 (CHSE). Se trata de seis aforos, con valores comprendidos entre 124 y 484 l/s, con una media de 302 l/s.

En cualquier caso, los valores medios reseñados, independientemente de su mayor o menor varia-

ción, no pueden explicarse en función de la recarga producida por el pequeño afloramiento carbonatado de la unidad de Escalate en cuya base aparece la surgencia, por lo que su origen debe atribuirse, al igual que para los manantiales de Vélez de Benaudalla, al acuífero de la Sierra de Lújar.

Por otra parte, y también al igual que en el caso de las surgencias de Vélez, se aprecia una disminución significativa en la magnitud de la descarga a partir del año 1981, en que empieza a ser cada vez más frecuente el que la surgencia permanezca inactiva durante largos períodos de tiempo.

En trabajos recientes (INTECSA, 1990; BENAVENTE et al., 1991; BENAVENTE et al., 1993) se ha apuntado la posibilidad de que la progresiva reducción de la descarga en las surgencias de Vélez y El Algarrobo pueda deberse a los efectos de la explotación en el cercano acuífero aluvial del río Guadalfeo, en el tramo comprendido entre la vega litoral de Motril-Salobreña y el Azud de Vélez de Benaudalla, circunstancia que implicaría una compleja conexión hidráulica entre el acuífero aluvial y el carbonatado de la Sierra de Lújar.

La hipótesis anterior debe matizarse, pues a partir del año 1979/80 se suceden una serie de años en los que generalmente la pluviometría ha sido inferior a la precipitación media anual. No cabe, por tanto, descartar las causas climatológicas. Además, la pérdida de la masa forestal que cubría la Sierra de Lújar a causa del incendio ocurrido a finales de la década de los 70 puede haber aumentado la escorrentía superficial en detrimento de la infiltración. También puede haber sucedido una conjunción de ambos factores. Con los datos de que se dispone hasta ahora no hay argumentos suficientes para inclinarse por una u otra interpretación. En cualquier caso, el hecho de que esta surgencia sea la única del sector acondicionada como galería induce a pensar que su funcionamiento intermitente se ha registrado también en épocas pasadas.

Los sondeos P1 y P2 están situados en el entorno de la surgencia de El Algarrobo (fig. 2). El primero (186 m. de profundidad) se localiza en materiales del acuífero de Sierra de Lújar, mientras que el segundo atraviesa 92 m. de la formación carbonatada de la unidad de Escalate y luego profundiza otros 40 m. en las metapelitas basales de dicha unidad.

En la figura 5 se representa la evolución durante el período de control de la cota piezométrica en estos dos sondeos. Es apreciable la estrecha correlación que existe entre ambas variables y el caudal de la galería. Se ha comprobado, a partir de estos datos, que al descender el nivel en el P1 a 308 m. y en el P2 por debajo de 306 m. (valores aproximados) el manantial de El Algarrobo deja de funcionar. Por otro lado, un ascenso en el nivel piezométrico en torno a 3 m. puede hacer variar el caudal de esta surgencia desde 0 a 100 l/s. Parece, pues, claro que esta surgencia funciona como un aliviadero (similar a un manantial tipo "trop plein") de un sector compartimentado del acuífero de la Sierra de Lújar, cuya descarga se produce en torno a las cotas 300-310 m. Este compartimento parece extenderse hacia sectores más septentrionales del acuífero, donde se han identificado puntos de descarga a cota similar, como se comentará a continuación. A este respecto, la falla inversa a que se hizo alusión en el apartado 1, y que se representa en la figura 1, puede haber contribuido a la individualización de dicho compartimento.

5. LAS SURGENCIAS DE EL CASTILLEJO-TABLONES

El manantial de El Castillejo (nº 7, fig. 1) surge en el contacto de la formación carbonatada de la unidad de Lújar con los aluviones del río Guadalfeo, a 303 m. de cota. Su ubicación concreta dentro de la citada formación debe de estar condicionada por algún accidente tectónico próximo, o por variaciones litológicas entre los tramos que integran la unidad.

A poca distancia aguas arriba de dicha surgencia, también en el contacto entre los materiales carbonatados y los aluviones, aunque emboquillado sobre los primeros, está el piezómetro G-1, de 100 m. de profundidad, realizado por el SGOP (CARRASCO, 1981). A partir de las medidas de profundidad del nivel piezométrico realizadas, se deduce una cota del agua ligeramente superior a los 311 m., lo que implica que el nivel piezométrico del acuífero carbonatado está en este sector algo por encima del nivel del río, por lo que debe existir descarga subterránea hacia los aluviones. Otras observaciones indican que lo mismo ocurre a lo largo de este borde del acuífero hasta sectores situados aguas arriba (barriada de Ta-

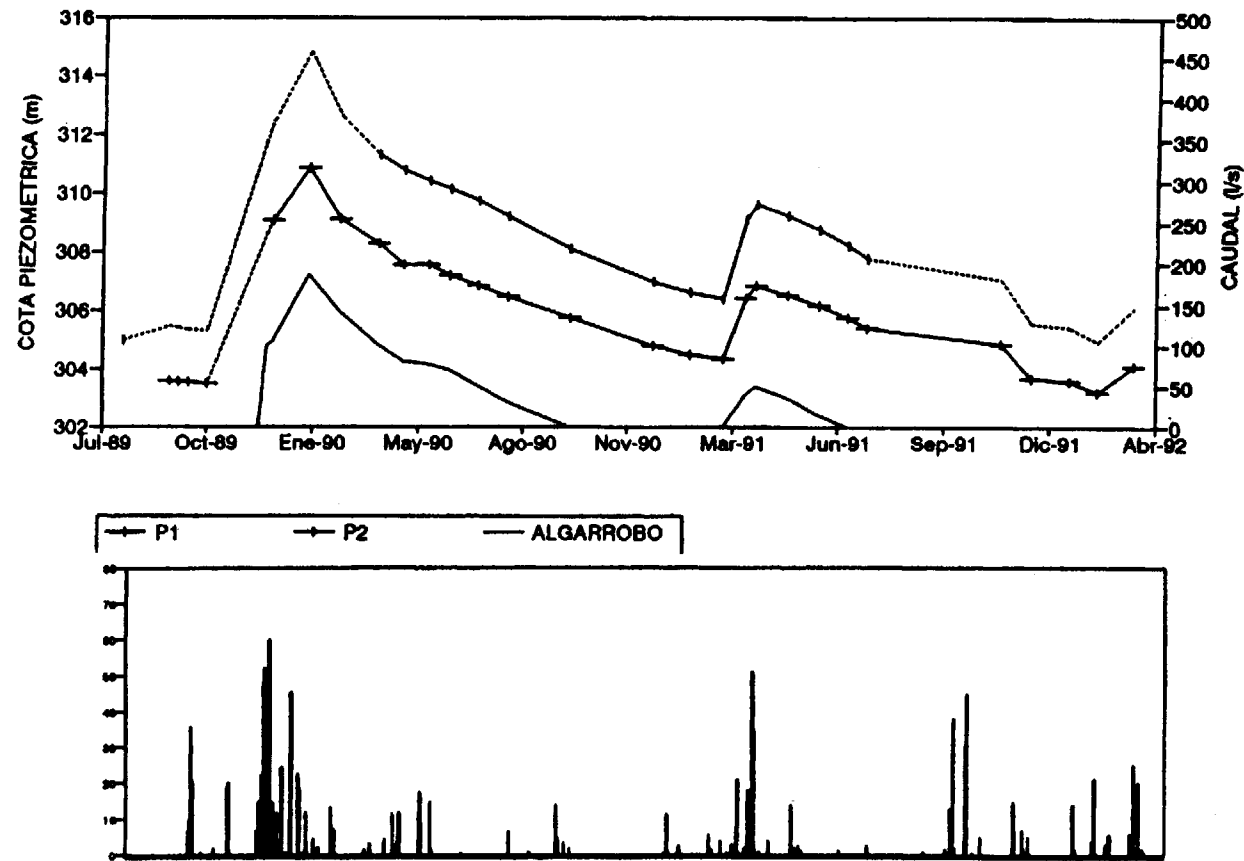


Figura 5.- Evolución del caudal en la surgencia de El Algarrobo y de la cota piezométrica en los sondeos P1 y P2 durante el período estudiado. Se incluyen las precipitaciones en Vélez de Benaudalla (valores en mm.)

blones). Por ejemplo, la existencia de descarga al río se deduce en los aforos diferenciales efectuados aguas arriba y abajo del tramo Tablones-Puente de Orgiva (tabla I). En ese sector existía una antigua surgencia, denominada La Raja (nº 22, fig. 1), actualmente desaparecida bajo la escombrera de una antigua explotación minera. En la actualidad, esta aportación continúa de modo oculto hacia los aluviones, como efectivamente se comprueba unos 500 m. aguas abajo de este punto, donde existen una serie de manantiales difusos que surgen a una cota próxima a 320 m.

Consecuentemente, el sector de la Sierra de Lújar que comprende desde Tablones hasta el manantial de El Castillejo ha sido interpretado como un borde de descarga del acuífero en varios trabajos (INTECSA, 1990; CARDENAL, 1991; CARDENAL et al., 1992). Sin embargo, los resultados de unos ensayos de dilución realizados en el piezómetro G1 ponen de manifiesto una realidad mu-

cho más compleja, en la cual se alternan áreas de descarga y recarga en apenas 1 km. de trayecto a lo largo del límite NE del acuífero (CARDENAL, et al., 1994).

El drenaje visible en el manantial de El Castillejo se ha estimado a partir de siete medidas de caudal, que han proporcionado resultados comprendidos entre 20 l/s y 26 l/s. MORELL (1976) asigna a esta surgencia un caudal de 15-25 l/s y BENAVENTE (1982) del orden de 20 l/s. Al igual que sucedía con las surgencias de Rules, parece que la fracción subaérea de la descarga total es bastante constante en el tiempo.

Debido al carácter difuso del drenaje en el sector de Tablones, la surgencia de La Raja no ha podido ser aforada. Sin embargo, su caudal visible es reducido y no supera los 10 l/s. En ocasiones, estos aportes son encauzados y, junto con aguas del río Guadalfeo, son derivados hacia las vegas del paraje de El Castillejo. Las diversas salidas

son claramente detectables en las márgenes del río con ayuda de un conductivímetro, por razones similares a las comentadas en el caso de las surgencias de Rules, lo que también ha posibilitado la realización de balances de masas en este sector (tabla I). A partir de lo expuesto en dicha tabla se aprecia que la descarga oculta en este tramo debe cifrarse en algo más de 500 l/s (CARDENAL, 1993).

6. ANALISIS DE LAS CURVAS DE DECRECIDA. CONSIDERACIONES METODOLÓGICAS

Se han obtenido los coeficientes de agotamiento aproximados correspondientes a la descarga conjunta de los manantiales de Vélez de Benaudalla, aplicando la fórmula de MAILLET. Se han considerado las decrecidas entre Abril de 1990 y Febrero de 1991, y entre Abril de 1991 y Enero de 1992. Se han elegido los últimos puntos de éstas para caracterizar el agotamiento, evitando así el posible efecto del vaciado del acuífero travertínico.

Los valores que resultan para el coeficiente de agotamiento son de 1.2×10^{-3} y de 2.2×10^{-3} días⁻¹, para las decrecidas de 1990 y 1991, respectivamente; de ello se deducen unos volúmenes dinámicos de reservas de 22 y 10.7 hm³, respectivamente. Son valores del mismo orden de magnitud que los que encuentra BENAVENTE (1982) para el período de 1979 y 1980 y que el calculado en INTECSA (1990) para el año 1989.

Por extrapolación de los agotamientos estudiados, se ha representado en la figura 6 el porcentaje de volumen dinámico emitido por estas surgencias en función del tiempo, aunque estos valores deben ser considerados con reservas dado el relativamente escaso número de datos de caudal que han podido ser utilizados. Se deduce una gran capacidad de regulación del sistema drenado por estos manantiales, lo que sería coherente con el ligero aumento de caudal durante el mes de Julio de 1990, en respuesta a las precipitaciones de Abril y Mayo. Este retardo de uno o dos meses en la respuesta del acuífero también se ha registrado en algunos de los piezómetros construidos en el acuífero de la Sierra de Lújar.

El cociente de dividir el volumen dinámico (Vd) por el volumen global de tránsito (Vt), que corresponde al volumen emitido por el sistema en un ciclo de 365 días, representa, según MANGIN (1975), el parámetro k. Este parámetro permite ca-

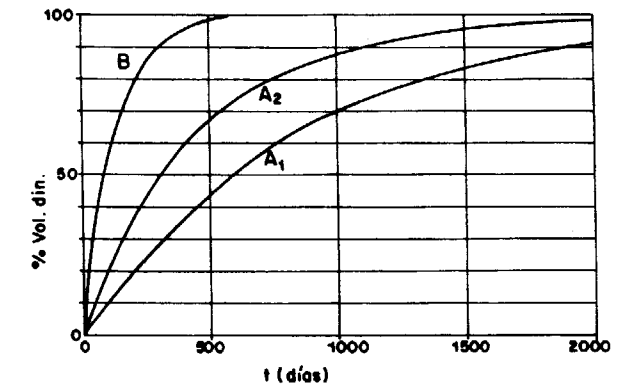


Figura 6.- Evolución del volumen dinámico (%) en función del tiempo para las decrecidas de 1990 (A1) y 1991 (A2) en el conjunto de surgencias de Vélez de Benaudalla, y en la surgencia de El Algarrobo para la decrecida de 1990 (B).

racterizar de forma cuantitativa el funcionamiento y capacidad de regulación de los acuíferos kársticos y comparar distintos sistemas entre sí. Considerando el caudal medio conjunto de los manantiales de Vélez de Benaudalla en 1990 (354 l/s), se obtiene un valor de $k=Vd/Vt=2.0$. De acuerdo con el caudal medio para 1991, el volumen global de tránsito para ese año fue de 7.6 hm³, por lo que el parámetro k adquiere un valor de 1.4.

MANGIN (op. cit.) considera que valores de k superiores a 0.5 corresponden a sistemas poco o nada karstificados. El sistema drenado por las surgencias de Vélez supera ampliamente este límite y, según este criterio, debería ser considerado como un acuífero poroso.

En la surgencia de El Algarrobo, para el período comprendido entre Diciembre de 1989 y Septiembre de 1990, el coeficiente de agotamiento obtenido es superior a los anteriormente calculados: 7.8×10^{-3} días⁻¹. El valor del volumen drenable por gravedad obtenido a partir del modelo exponencial de MAILLET es de 1.8 hm³, netamente inferior al del total de las surgencias de Vélez, pero del orden del encontrado por BENAVENTE (1982) para el período 1979 y 1980 (1 hm³). Al representar la variación del volumen dinámico en función del tiempo (fig. 6), queda patente un decrecimiento más rápido de los caudales que en el caso anterior. El volumen global de tránsito para 1990 es de 1.9 hm³, que corresponde a un caudal medio de 60 l/s. El valor que se obtiene del parámetro k es de 0.95, por lo que, al igual que en las surgencias de Vélez y de acuerdo con MANGIN (1975), el sistema drenado por

El Algarrobo no puede considerarse como estrictamente kárstico.

Cabe indicar aquí que puede ser discutible la validez de la aplicación del parámetro k en esta región. En efecto, siempre según MANGIN (1975), el valor de k no puede ser mayor que 1; sin embargo, en muchos de los acuíferos andaluces en que se ha aplicado esta metodología resultan valores que exceden de dicho límite. Así, CRUZ-SANJULIAN et al. (1986) recomiendan comparar sistemas sometidos a parecidas aportaciones pluviométricas. La influencia del clima sobre el valor del parámetro k es patente, ya que tanto el volumen dinámico como el volumen de tránsito están condicionados por dicho factor. Cuanto más acusado y prolongado sea el período de estiaje, como es el caso de las regiones mediterráneas, más disminuye la pendiente de la curva de decrecida y con ella el valor de α , por lo que V_d aumenta.

Como indica MORAL (1992), en las regiones mediterráneas V_d tiende a ser mayor, mientras que V_i tiende a ser menor (al ser tanto mayor este parámetro cuanto mayor es la recarga específica). Por tanto, el parámetro k es considerablemente mayor en un acuífero localizado en estas regiones que si estuviese ubicado en la región nortipirenaica (en la cual MANGIN estableció su clasificación).

Circunstancias similares se han descrito en otros sistemas acuíferos alpujarrides del sector litoral de la provincia de Málaga (Sierra Blanca: ANDREO et al., 1992) o de Granada (acuífero de Albuñol: CARDENAL, 1993), resultando cifras muy parecidas a las aquí calculadas. En concreto, el manantial de Coín, que drena el acuífero de Sierra Blanca, presenta un coeficiente $\alpha = 1.2 \times 10^{-3}$ días⁻¹. El volumen dinámico es de 31 hm³, y se necesitan del orden de 350 días para emitir el 50% de éste. El parámetro k que resulta es de 2.13. Estos autores (ANDREO et al., 1992), apoyándose en datos adicionales hidroquímicos y de ensayos de bombeo, concluyen que este sistema presenta una extensa zona saturada con un alto grado de fisuración y diaclasado, responsable de la notable regulación de las aportaciones.

En el caso de Sierra de Lújar se puede llegar a parecidas conclusiones. Ello está de acuerdo con los diversos reconocimientos efectuados en el área, donde no se han encontrado evidencias de una karstificación desarrollada a gran

escala (aunque a pequeña escala, en testigos de sondeos, sí se ha detectado). Diversas investigaciones espeleológicas llevadas a cabo en el sector, con vistas a descubrir conductos y/o cavidades de cierta entidad, han tenido hasta ahora un resultado negativo (F. ALCALDE, del Grupo de Actividades Espeleológicas de Motril, com. pers.).

Igualmente, tal comportamiento hidrodinámico se refleja en las características hidroquímicas de las aguas subterráneas del acuífero de la Sierra de Lújar, aspecto que se tratará con más detalle en otro trabajo (CARDENAL et al., in litt.). De acuerdo con la clasificación establecida por SCHUSTER y WHITE (1971) en dos modelos conceptuales de acuíferos carbonatados ("conduit flow system" y "diffuse flow system"), los acuíferos alpujarrides se clasificarían como sistemas de flujo difuso. En este tipo de acuíferos existe una escasa variabilidad en el tiempo de las características físico-químicas de las aguas, con histogramas de frecuencias de los distintos parámetros que presentan, por lo general, formas unimodales, circunstancias observadas en el estudio hidroquímico detallado del acuífero de Sierra de Lújar (CARDENAL, 1993).

7. CONCLUSIONES

La recarga del acuífero carbonatado de la Sierra de Lújar se efectúa por la infiltración de las precipitaciones y a partir de la percolación de aguas del río Guadalfeo en diversos tramos de éste a su paso por los afloramientos permeables. La descarga se produce en torno a dos intervalos de cota:

-De 300 a 320 m. Corresponde al sistema El Algarrobo-Tablones. La descarga se produce hacia el borde NE del acuífero, principalmente de forma subterránea hacia los aluviones del río. Este compartimento se extiende hacia el borde O a través de una surgencia de funcionamiento intermitente (El Algarrobo) en función del nivel piezométrico de este sector del acuífero.

-De 180 a 200 m. En este intervalo altitudinal aparecen las surgencias de Vélez de Benaudalla, Rules y el manantial termal de La Colorá, alineadas según una dirección aproximadamente paralela al valle del río Guadalfeo, por lo que su situación, muy posiblemente, esté condicionada por sistemas de fracturas.

Las razones de la compartimentación observada hay que buscarlas, principalmente, en causas tectónicas (se han descrito fracturas, normales e inversas, que afectan al conjunto permeable) así como en la propia litología de las unidades alpujarrides, con intercalaciones significativas de tramos pelíticos dentro de la serie carbonatada. Como consecuencia de ello, es frecuente que el flujo presente importantes saltos de gradiente, a lo que también contribuye, en ocasiones, el que la circulación esté restringida a fracturas en el seno de los materiales metapelíticos. En cualquier caso, la compartimentación piezométrica de los acuíferos carbonatados alpujarrides es un hecho bastante general, como puede comprobarse también en otros casos situados al oeste de Sierra de Lújar: Sierras Blanca, Mijas, Tejeda y Almijara (provincias de Málaga y Granada; ver, a este respecto, las síntesis de ITGE, 1988b y 1990). Lamentablemente, la ausencia de datos cartográficos publicados que reflejen -con el detalle requerido en las investigaciones hidrogeológicas- las circunstancias estructurales y litoestratigráficas antes apuntadas, impide por el momento profundizar más en dicho aspecto.

Respecto a periodos anteriores, se ha identificado un descenso en los caudales drenados por el conjunto de surgencias de Vélez de Benaudalla y El Algarrobo, cuya causa podría estar en la correspondiente reducción de la recarga pluviométrica, pues de no ser así habría que invocar relaciones complejas entre el acuífero carbonatado y otras formaciones permeables adyacentes. Este efecto no se ha reconocido en aquellos sistemas en cuya recarga intervienen caudales del río Guadalfeo.

El acuífero estudiado presenta un marcado poder regulador. De hecho, el tiempo necesario para emitir el volumen dinámico asociado a las crecidas resulta ser superior a un ciclo hidrológico. En ello influye -además de lo reseñado en el párrafo anterior- el que la karstificación no se encuentra desarrollada a nivel de grandes redes espeleológicas jerarquizadas y haya una ausencia generalizada de formas kársticas de absorción. La abundancia de material dolomítico, con un gran desarrollo de la microfisuración, también parece contribuir a este efecto. En este sentido, hay que indicar que este comportamiento hidrodinámico inercial es también muy similar al observado en otros sistemas carbonatados alpujarrides en el litoral de las provincias de Málaga y Granada.

REFERENCIAS

- ALMECIJA, C., BENAVENTE, J. y FERNANDEZ-RUBIO, R. (1986). Evaluación de recursos en los acuíferos de la rambla de Albuñol. *II Simposio sobre el Agua en Andalucía*, Vol. I, p. 155-165. Granada.
- ANDREO-NAVARRO, B., CARRASCO, F. y CRUZ-SAN JULIAN, J.J. (1992). Contribución al conocimiento hidrodinámico del sistema carbonatado drenado por el manantial de Coín (Málaga). *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, vol. XV, p. 775-782. Alicante.
- BENAVENTE, J. (1981). Sobre el drenaje de la Sierra de Lújar (Granada). *I Simposio sobre el Agua en Andalucía*, Vol. II, p. 589-598. Granada.
- BENAVENTE, J. (1982). *Contribución al conocimiento hidrogeológico de los acuíferos costeros de la provincia de Granada*. Tesis Doctoral Univ. Granada (inédita). 435 p.
- BENAVENTE, J. y CARRASCO, F. (1983). Datos hidrogeológicos sobre la Sierra de Lújar (Granada). Posibilidades de regulación. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, Vol. VII, p. 287-298. Madrid.
- BENAVENTE, J., CARDENAL, J., CRUZ-SANJULIAN, J.J., GARCIA-LOPEZ, S., ARAGUAS, L. y LOPEZ-VERA, F. (1990). Content analysis of stable isotopes in aquifers from the coastal mountainous chain of Gádor-Lújar (Southeast Andalusia, Spain). *Memoires of the XXIIInd Congress of IAH: Water Resources in Mountainous Regions*. Vol. XXII, Part 1, p. 415-424. Lausanne.
- BENAVENTE, J., CARDENAL, J., CRUZ-SANJULIAN, J.J. y FERNANDEZ-GUTIERREZ, R. (1991). Exploitation effects in the Guadalfeo alluvial aquifer (Escalate Canyon area, Granada, Southeastern Spain). *XXIII Congreso AIH: Sobre explotación de acuíferos*. Vol. I, p. 499-502. Puerto de La Cruz, Tenerife.
- BENAVENTE, J., CARDENAL, J., CRUZ-SANJULIAN, J.J., GARCIA-LOPEZ, S. y NEVOT, A. (1993). Karstic hydrogeological investigations for the construction of the Rules reservoir (Granada, Spain). *Hydrogeological Processes in Karst Terranes*, I.A.H.S. Publ. n^o. 207, p. 25-31.
- CAMPOS J. y SIMANCAS, J.F. (1989). Los pliegues tumbados del manto de Lújar y su modificación por el sistema de cabalgamientos frágiles (Complejo Alpujarride, Cordillera Bética). *Geogaceta*, 6 p. 50-52.
- CARDENAL, J. (1991). *Hidrogeología del borde N y O de la Sierra de Lújar (provincia de Granada)*. Tesis de Licenciatura Univ. Granada. 157 p. y anexos (inédita).
- CARDENAL, J. (1993). *Hidrogeología del sector Sierra de Lújar-Albuñol (provincia de Granada)*. Contribución de la hidrogeoquímica al conocimiento de acuíferos carbonatados fisurados en áreas mediterráneas montañosas. Tesis Doctoral Univ. Granada. 402 p. y anexos (inédita).
- CARDENAL, J., BENAVENTE, J., CRUZ-SANJULIAN, J.J. y GARCIA-LOPEZ, S. (1992a). Consideraciones sobre el origen de los recursos de los acuíferos de la cuenca de la

rambla de Albuñol (Granada) a partir de datos regionales de isótopos ambientales. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*. Vol. XVII, p. 421-432.

CARDENAL, J., BENAVENTE, J. y CRUZ-SANJULIAN, J.J. (1992b). Caracterización hidroquímica de las relaciones río-acuífero en la Sierra de Lújar (Granada). *Geogaceta*, 11, p. 59-60.

CARDENAL, J., BENAVENTE, J. y CRUZ-SANJULIAN, J.J. y SAN ROMA, A. (in litt.): Implicaciones del funcionamiento de un acuífero carbonatado, fisurado complejo (Sierra de Lújar, Granada) en la variabilidad hidroquímica de su descarga natural. *Estudios Geol.*

CARDENAL, J., GARCIA-LOPEZ, S., BENAVENTE, J. y CRUZ-SANJULIAN, J.J. (1993). Determinación de velocidades de flujo en acuíferos carbonatados alpujárrides mediante ensayos de dilución. *Geogaceta*, 14, p. 3-5.

CARRASCO, F. (1981). Características hidrogeológicas del borde Norte del acuífero calizo-dolomítico de la Sierra de Lújar. Su relación con el río Guadalfeo. *I Simposio sobre el Agua en Andalucía*. Vol. I, p. 233-248. Granada.

CRUZ-SANJULIAN, J.J., GARCIA-LATORRE, F. e IBARRA-LOZANO, V. (1986). Delimitación del sistema kárstico del manantial de Iturrioz (Trucios, Vizcaya). *Bol. Geol. y Minero*, T. XCVII-VI, p. 782-792.

DELGADO, F., ESTEVEZ, A., MARTIN, J.M. y MARTIN-ALGARRA, A. (1981). Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos alpujárrides (Cordillera Bética). *Estudios Geol.*, 37, p. 45-57.

ESTEVEZ, A., DELGADO, F., SANZ DE GALDEANO, C. y MARTIN-ALGARRA, A. (1985). Los Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada. Una revisión de su estructura. *Mediterránea Ser. Geol.*, 4, p. 5-32.

ESTEVEZ, A. y MARTIN-ALGARRA, A. (1989). *Informe Geológico en relación con la construcción del embalse de Rules*. Informe técnico (inédito) para INTECSA.

EUROESTUDIOS, S.A. (1984). *Estudio de viabilidad de la ampliación de la zona regable de Motril y Salobreña hasta la cota 300 m*. Informe técnico. Vol. 5. CHSE-IRYDA.

FERNANDEZ-RUBIO, R. y NIETO, M. (1971). Hidrogeología de la ventana tectónica de Albuñol (Alpujárrides Meridionales). *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, VII, p. 181-187. Granada.

FERNANDEZ-RUBIO, R., ARANA, R., PULIDO, A., BENAVENTE, J. y NIETO, M. (1982). Termalismo y mineralogénesis en la ventana tectónica de Albuñol (Granada-España). *III Semana de Hidrogeología*. Facultade de Ciencias de Lisboa-Portugal, p. 123-142.

GUTIERREZ-ELORZA, M. y ESTEVEZ, A. (1988). Depósitos periglaciares en la vertiente septentrional de Sierra de Lú-

jar. Implicaciones neotectónicas. *Mediterránea Ser. Geol.*, 7 p. 95-105.

IGME (1983). *Investigación hidrogeológica de las cuencas del sur de España (sector occidental)*. Informe técnico (inédito).

IGME (1985). *Estudio hidrogeológico de la cuenca del Guadalfeo y sectores costeros adyacentes*. Informe técnico (inédito).

INTECSA (1990). *Proyecto Presa de Rules. Estudio hidrogeológico*. Informe técnico (inédito) para DGOH.-CHSE.

ITGE (1988a). *Investigación hidrogeológica para apoyo a la gestión hidrológica en la cuenca del río Guadalfeo (Cuenca Sur de España. Granada)*. Informe técnico (inédito).

ITGE (1988b). *Atlas hidrogeológico de la provincia de Málaga*. Ed. Diput. Provincial de Málaga. 151 p.

ITGE (1990). *Atlas hidrogeológico de la provincia de Granada*. Ed. Diput. Provincial de Granada. 107 p.

LOPEZ-ARECHAVALA, G., ARAGON, R., RUBIO, J.C. y GONZALEZ-FERNANDEZ, L.A. (1992). La regulación hidrogeológica de manantiales: conceptos, técnicas, programa, aplicaciones. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, vol. XV, p. 759-774. Alicante.

LOPEZ-GETA, J.A., RUBIO, J.C., LOPEZ-ARECHAVALA, G., GONZALEZ-FERNANDEZ, L. y LINARES, L. (1991). Investigación hidrogeológica para apoyo a la gestión hidrológica en la cuenca del río Guadalfeo (Granada). *III Simposio sobre el Agua en Andalucía*, p. 437-488. Córdoba.

MORAL-MARTOS, F. (1992). *Estudio hidrogeológico de la unidad del Espino (Sierra de Segura, Jaén)*. Tesis de Licenciatura Univ. de Granada (inédita). 126 p.

MORELL, I. (1976). *Estudio hidrogeológico del curso medio del río Guadalfeo (Granada)*. Tesis de Licenciatura Univ. de Granada (inédita). 138 p.

NIETO, M. (1974) *Estudio hidrogeológico de la Rambla de Albuñol (Granada)*. Monografías de Geología Univ. de Granada. 102 p.

OVEJERO, G., TONA, F., MARIN, J.M., GUTIERREZ, A., JACQUIN, J.P., SERVAJEAN, G. y ZUBIAUR, J.F. (1982). Las mineralizaciones estratiformes F₂Ca-Pb en las dolomías triásicas de Sierra de Lújar, Granada (Cordilleras Béticas, España). *Bol. Geol. y Min.*, T. XCIII-VI, p. 475-495.

SANZ DE GALDEANO, C., ESTEVEZ, A., LOPEZ-GARRIDO, A.C. y RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1984). La fracturación tardía al SO de Sierra Nevada. *Estudios Geol.*, 40, p. 183-191.

SHUSTER, E.T. y WHITE, W.B. (1971). Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers. *Journal of Hydrology*, 14, p. 93-128.

Original recibido: Agosto 1994

Original aceptado: Octubre 1994

Los manantiales de España: clasificación según caudales y litologías y estimación de sus aportaciones.

Por E. SANZ PEREZ (*)

RESUMEN

En este trabajo se pretende ofrecer una visión global de los manantiales de España, haciendo un resumen general de algunos aspectos importantes desde el punto de vista hidrogeológico, como puede ser la distribución de las fuentes según caudales y litologías y una estimación de la recarga para los diferentes grupos litológicos de nuestro país. En particular, la aplicación del análisis estadístico a las fuentes registradas (inventariadas) ha permitido una nueva cuantificación de los recursos subterráneos de España.

Palabras clave: Manantiales. Análisis Estadístico. Recarga-litología. Escorrentía Subterránea. España.

ABSTRACT

In the present paper a global view of the Spanish springs is offered. Some of the most relevant hidrogeological aspects such as lithology and spring flow distribution are summarized, and the recharge of the different types of rocks of Spain is estimated. In particular, from the application of a statistical analysis of the registered springs a new calculation method for the Spanish water resources is provided.

Key words: Springs. Statistical Analysis. Lithology-Recharge. Groundwater Flow. Spain.

1. INTRODUCCION Y CONSIDERACIONES PRELIMINARES

Actualmente, y entre otros aspectos, el estudio de los manantiales está dirigido hacia el análisis y modelación matemática de su caudal, tanto en régimen natural como en régimen influenciado. Inicialmente, sin embargo, los estudios tenían un enfoque más geológico y global, proponiéndose diversas clasificaciones según diferentes criterios. Así, por ejemplo, TOLMAN (1937) hizo una clasificación en función de la naturaleza lito-

lógica del acuífero, y MEINZER (1942), según el valor del caudal medio.

En España, salvo trabajos de ámbito regional, los estudios generales referidos a todo el país se restringen a las fuentes termales y mineromedicinales. En otros trabajos se resalta la importancia y posibilidades que existen en nuestra nación de la regulación racional de manantiales (BAYO et al., 1986) (SANZ, 1987), a la vez que se llama la atención sobre los valores ecológicos que algunas surgencias representan, y que es necesario respetar (SAENZ et al., 1990).

Antes de entrar en el estudio propiamente dicho, se cree que es necesario hacer una serie de consideraciones conceptuales y metodológicas:

(*) Departamento de Ingeniería y Morfología del Terreno. Esc. Téc. Sup. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. Universidad Politécnica. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid.

1º Se considera el manantial como un punto o zona del terreno en el que se produce el desagüe por el que sale la infiltración o recarga que reciben los embalses subterráneos (CUSTODIO y LLAMAS, 1986). Salen fuera de nuestro inventario las descargas difusas que no son fácilmente aforables individualmente y que, junto con los manantiales, constituyen el caudal de base de los ríos.

2º La mayor parte de las aguas de los manantiales proceden de la infiltración de las precipitaciones meteóricas; las aguas congénitas juveniles no se consideran por su escaso volumen en términos comparativos al cómputo global. También son de poca relevancia los manantiales termales y minerales, que no están dentro del inventario utilizado, aunque algunos representen la descarga de sistemas importantes, como las Termas de Alhama de Aragón (Zaragoza).

3º Las resurgencias podrían generar en las estimaciones estadísticas errores por contaje doble. Sin embargo se cree que serán poco importantes ya que los manantiales grandes kársticos, alimentados total o parcialmente por corrientes generadas en otras fuentes de cabecera no son frecuentes; es más común la alimentación por parte de ríos y arroyos con escasa aportación de aguas subterráneas.

4º El dato de caudal que en los registros figura para cada manantial -se supone que en algunos casos sea una estimación- y, dada la variabilidad

del mismo, dicha estimación responda a un valor medio anual.

Estas consideraciones, salvo la primera, se cree que no restan validez significativa al cálculo global que aquí se hace.

La mayor parte de la información utilizada para la realización del análisis estadístico procede del archivo de puntos de agua del Instituto Geológico y Minero de España, en el que se han localizado 13.876 manantiales con datos de caudal. A éstos se han añadido 2.875 distintos, procedentes de las hojas del Mapa Geológico de España a escala 1/50.000 (Serie Antigua) y algunos otros de diversa procedencia, sobre todo en lo concerniente a los grandes manantiales, como pueden ser los informes internos del IGME, del Servicio Geológico de Obras Públicas y una extensa bibliografía que abarca desde las memorias de la Comisión del Mapa Geológico Nacional del siglo pasado, hasta las más recientes comunicaciones de congresos de hidrogeología y artículos de revistas científicas. Este estudio está basado entonces en una muestra que rebasa los 17.000 manantiales, que se cree es de un tamaño suficiente a los efectos del análisis propuesto. Para gran parte de ellos, incluidos los grandes, no figuran alguna de las características de las que se ha tomado nota, como el tipo litológico. En el Cuadro 1 figura un resumen de los manantiales recopilados según caudales y grupos litológicos.

Caudal l/s	1 Abrujones	2 Conglomerados	3 Areniscas	4 Calizas	5 Margas	6 Cuarcitas	7 Pizarras	8 Fonolitic.	9 Otras	Totales con Litología	Totales sin Litología	TOTALES
Hasta 0,2	296	99	81	680	453	4	84	65	6	1.768	1.883	3.651
0,21 - 0,5	343	67	56	487	338	19	50	29	1	1.390	1.503	2.893
0,51 - 1	255	55	58	498	171	11	22	27	4	1.101	1.091	2.192
1,1 - 2	158	70	62	508	162	11	41	33	4	1.049	1.104	2.153
2,1 - 5	173	67	56	704	119	11	14	20	2	1.166	1.259	2.425
5,1 - 10	85	35	33	402	48	7	3	8	4	625	1.206	1.831
11 - 50	77	27	21	456	33	11	5	7	2	639	922	1.561
51 - 100	19	8	2	77	3	-	-	-	-	109	174	283
101 - 200	6	6	-	47	4	-	1	-	-	64	77	141
201 - 500	1	2	-	37	-	-	-	-	-	40	51	91
501 - 1000	1	-	-	30	-	-	-	-	-	31	20	51
1001 - 1500	-	-	-	9	-	-	-	-	-	9	8	17
1501 - 2000	1	-	-	4	-	-	-	-	-	5	1	6
2001 y más	-	-	-	4	-	-	-	-	-	4	6	10
TOTAL	1.415	436	369	3.943	1.331	74	220	189	23	8.000	9.305	17.305

Cuadro 1.-Manantiales censados en España según caudales y litologías.

No es posible asignar una referencia concreta de este análisis ya que los datos del archivo se han ido recogiendo en el transcurso de varios años. Ahora bien, por si se realizase un estudio semejante en épocas futuras para ver la variación en el tiempo de los caudales del conjunto de los manantiales, podemos centrar una fecha aproximada en la década de 1970-79.

2. ESTIMACIONES PARA EL TERRITORIO MUESTREADO

2.1. Los manantiales registrados según su caudal

Dichos manantiales suponen una muestra que cubre el 62% del territorio nacional (excluido el archipiélago canario). Su distribución geográfica se supone que se aproxima a la realidad, si bien en algunos casos se han podido apreciar concentraciones locales por haberse detallado mejor los inventarios en proyectos hidrogeológicos concretos. El territorio cubierto por esta muestra se representa en el mapa de la Figura 1.

En el Cuadro 2 se resume la clasificación de los 17.305 manantiales para los que se ha conseguido información sobre caudal, según 14 intervalos de caudales. Al último intervalo, que es abierto, se le ha asignado la marca de clase 3.000 l/s por ser el valor medio aproximado del caudal de los diez manantiales registrados en él. Las aportaciones en litros por segundo se han calculado multiplicando el caudal medio de cada intervalo (marca de clase) por el número

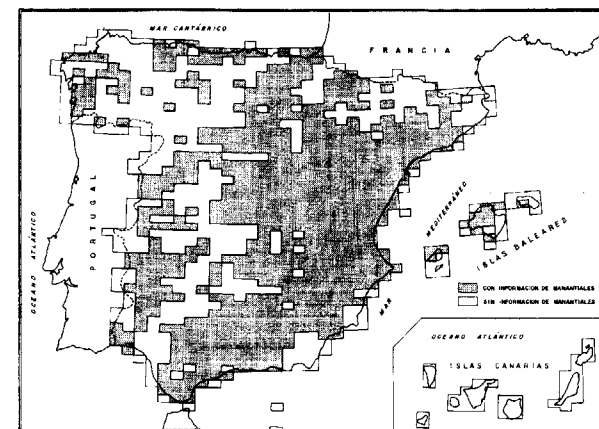


Figura 1.-Territorio de España cubierto por la muestra

de manantiales y este resultado por 0,031536 para expresarlo en hm³/a. Las alturas del histograma, en cada intervalo, serán por lo tanto el cociente entre la aportación y la amplitud del intervalo.

Intervalos	CAUDALES (l/s)		Nº DE MANANTIALES REGISTRADOS	APORTACION DE AGUA		
	Amplitud Intervalos	Marcas de Clases		En l/s	En hm ³ /a	ALTURAS DE HISTOGRAMA (l/s)
Hasta 0,2	0,2	0,1	3.651	365	11,5	1.825
0,21 - 0,5	0,3	0,35	2.893	1.013	31,9	3.377
0,51 - 1	0,5	0,75	2.192	1.644	51,8	3.288
1,1 - 2	1	1,5	2.153	3.230	101,9	3.230
2,1 - 5	3	3,5	2.425	8.488	267,7	2.829
5,1 - 10	5	7,5	1.831	13.733	433,1	2.747
11 - 50	40	30	1.561	46.830	1.476,8	1.171
51 - 100	50	75	283	21.225	668,4	425
101 - 200	100	150	141	21.150	667,0	212
201 - 500	300	350	91	31.850	1004,4	106
501 - 1000	500	750	51	38.250	1.206,2	76
1001 - 1500	500	1.250	17	21.250	670,1	43
1501 - 2000	500	1.750	6	10.500	331,1	21
2001 y más	2.000	3.000	10	29.600	433,5	15
TOTAL			17.305	249.128	7.856,4	

Cuadro 2.-Número de manantiales registrados y aportación de los mismos

Puesto que la amplitud de los intervalos de clase es muy variable y tanto el número de manantiales como la aportación está influenciada por dicha amplitud, la representación gráfica ha de hacerse por un histograma donde tanto el número como la aportación estén representados por el área del rectángulo correspondiente a cada intervalo.

A la vista de estos datos se deduce la gran dispersión de la frecuencia de los manantiales según su caudal, y así, el caudal medio de este conjunto de 17.305 manantiales que es de 14,4 l/s no es representativo pues su desviación típica asciende a 56,6 l/s y su coeficiente de variación al 38,2%. El mayor número de manantiales se sitúan entre los de pequeño caudal; cerca del 60% de los mismos no rebasan el caudal de 1 l/s y más del 97% de ellos no alcanzan el caudal medio del conjunto. Esto por lo que se refiere a los manantiales del inventario; la realidad física, como se verá, es aún más exagerada.

La aportación total anual de agua de este conjunto de manantiales asciende a 7.856,4 hm³, que si se compara con la escorrentía subterránea de España calculada por diferentes autores, 15.000 hm³/a, aproximadamente (LLAMAS, 1967; HERAS, 1970; COMA, 1974; MOPU, 1982 y 1984) representa tan sólo el 51,3% de ésta. Pero hay fuentes sumergidas, evapotranspiración directa y descargas difusas a los ríos que aquí no

se consideran, aparte de que el inventario de los manantiales es incompleto. Por ello, en base a la muestra recopilada, se intentará una estimación de lo que pudiera ser más próximo a la realidad. Como hay manantiales afectados por el bombeo de aguas subterráneas, el análisis que se efectuará será una mezcla de régimen influenciado con régimen no influenciado.

2.2. Estimación del número de manantiales en el territorio muestreado, según el caudal. Aportación hídrica de los mismos

No resulta fácil, y en todo caso puede resultar arriesgado, hacer una estimación, aún teniendo en cuenta que los datos disponibles forman una muestra muy grande, ya que es de suponer que dicha muestra no es igualmente representativa en los distintos intervalos de caudal.

No obstante, se hace el intento en base a la consideración, de que los fallos del registro hay que situarlos en el elevado número de los pequeños manantiales con mayores discrepancias a medida que disminuye el caudal de los mismos y que, por el contrario, los manantiales que rebasan cierto caudal debido a su mayor relevancia, están mejor censados y pueden considerarse en buena medida próximos a la realidad. Si, por otra parte la distribución de estos últimos manantiales ofreciese algún tipo de variación funcional, una vez ajustada ésta, se podría extrapolar a los intervalos inferiores.

A estos efectos, en la Figura 2 se ha representado, con escalas logarítmicas, la distribución de

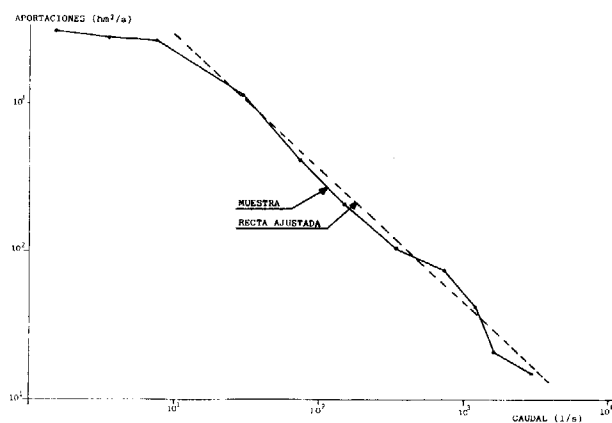


Figura 2.-Distribución de aportaciones según caudales (en l/s)

las aportaciones según intervalos de caudal de los manantiales. Dicha distribución nos sugiere una distribución lineal para caudales superiores a los 10 l/s y ésta la tomaremos como base de extrapolación, de acuerdo con la consideración ya apuntada de que los registros de estos tamaños de manantiales se aproximan bien a la realidad.

Si se obtuviese una función de distribución teórica de estas aportaciones en función del caudal x, que denominaremos a(x) y que diese un buen ajuste con los datos registrados, sería inmediata la del número de manantiales f(x), también en función del caudal x, pues se tendría

$$f(x) \cdot \Delta x = a(x) \cdot \Delta x / x, \text{ o sea, } f(x) = a(x) / x. \quad (1)$$

No obstante, la misma Figura 2 puede sugerir un ajuste parabólico y también se ha hecho, pero sus resultados apenas difieren del ajuste lineal; sin embargo, se cita porque el ajuste parabólico se puede expresar en la forma de una distribución logarítmico-normal que es la que siguen algunas variables de naturaleza análoga. Así, WALTON (1962) usa la distribución logarítmico-normal para las frecuencias de las capacidades específicas de los pozos. Pero en este caso, la distribución teórica ha resultado con unos parámetros tan dispares ($\bar{x} = 1,68 \cdot 10^{-21} \approx 0$, $\sigma = 7,468 \cdot 10^7$) que prácticamente es idéntica a una función de la forma $f(x) = k/x \cdot e^{-c \cdot \ln x}$ y que según (1) daría para las aportaciones:

$$a(x) = k \cdot e^{-c \cdot \ln x}, \text{ o bien } \ln a(x) = -c \cdot \ln x + \ln k$$

Por tanto para el tramo indicado se ha ajustado la recta

$$\ln a(x) = -c \cdot \ln x + d \quad (2)$$

o sea

$$a(x) = e^{-c \cdot \ln x + d} = k e^{-c \cdot \ln x} = k x^{-c}$$

y que para el número de manantiales daría

$$f(x) = k/x \cdot x^{-c} = kx^{-c-1}$$

Ajustada la función (2) a los ocho datos de caudales superiores a los 10 l/s se ha obtenido el siguiente resultado

$$\ln a(x) = -0,91 \ln x + 10,09 \quad (3)$$

La prueba de la bondad de este ajuste por el método de la chi-cuadrado da $\chi^2 = 0,096$ que para 5 grados de libertad (8-2-1) es inferior al valor de esta distribución hasta con un nivel de significación del 0,5% ($\chi^2_{0,005} = 0,412$); quiere ello decir que la concordancia es aceptable aún al nivel de confianza de 0,995.

Quedarán, por lo tanto, las siguientes funciones para las distribuciones del número de manantiales, f(x), y de sus aportaciones, a(x), según el caudal x de dichos manantiales:

$$a(x) = 24.101 e^{-0,91 \ln x}; f(x) = 24.101 e^{-0,91 \ln x} / x$$

o bien expresados en forma potencial:

$$a(x) = 24.101 x^{-0,91} \quad (4)$$

$$f(x) = 24.101 x^{-1,91} \quad (5)$$

Los resultados calculados con estas funciones, en todos los intervalos de caudal, tanto para las aportaciones de las distintas clases de manantiales, así como para el número de los mismos, figuran en el Cuadro 3. Estos resultados corresponden al territorio que abarca la muestra que como ya se ha dicho cubre el 62% de todo el país, y no considera Canarias.

Caudal (l/s)	ln x	ln a(x)	Aportaciones Calculadas		Alturas Calculadas Histograma hm3	Nº de Manantiales
			l/s	hm3/a		
Hasta 0,2	-2,30	12,18	38.970	1.228,9	6.144,5	389.700
0,21 - 0,5	-1,05	11,05	18.883	595,5	1.985,0	53.951
0,51 - 1	-0,29	10,35	15.689	494,7	989,4	20.919
1,1 - 2	0,41	9,72	16.595	523,3	522,3	11.063
2,1 - 5	1,25	8,95	23.181	731,0	243,7	6.623
5,1 - 10	2,01	8,26	19.347	610,1	122,0	2.580
11 - 50	3,40	7,00	43.690	1.377,8	34,4	1.456
51 - 100	4,32	6,16	23.643	745,6	14,9	315
101 - 200	5,01	5,53	25.237	795,8	8,0	168
201 - 500	5,86	4,76	35.023	1.104,4	3,7	100
501 - 1000	6,62	4,07	29.156	919,4	1,8	39
1001 - 1500	7,13	3,60	18.330	578,0	1,2	15
1501 - 2000	7,47	3,29	13.452	424,2	0,8	8
2001 y más	8,01	2,80	32.889	1.037,1	0,5	11
TOTAL			354.085	11.165,8		486.948

Cuadro 3.-Estimación del número de manantiales y aportaciones de los mismos en la zona muestreada.

Las aportaciones calculadas en este territorio, que ascienden a 11.166 hm³ suponen un incremento respecto a las muestrales de 3.310 hm³/a, incremento que en términos relativos representa el 42% de las registradas. Este incremento se ha operado en los seis primeros intervalos de

caudal, o sea por la estimación de un destacable mayor número de fuentes con caudales inferiores a los 10 l/s. Respecto a este número de manantiales, si bien se tiene una distribución análoga a la de la muestra para los intervalos de mayor caudal, el de los seis intervalos inferiores se ha multiplicado por factores crecientes, desde 1,4 para el intervalo de caudal de 1 a 10 l/s hasta por 106,7 para el número de fuentes con caudales que no rebasan los 0,2 l/s. El caudal medio por manantial es de 0,73 l/s y la desviación típica de la distribución asciende a 20,6 l/s. Estas aportaciones han de considerarse mínimas de acuerdo con las limitaciones formuladas en la introducción.

2.3. Los manantiales según clases de litologías

Es bien sabido que las litologías, debido a sus propiedades y parámetros hidráulicos (porosidad, permeabilidad, coeficiente de almacenamiento) tienen un comportamiento hidráulico distinto, aunque también influyen causas externas como pueden ser la mayor o menor recarga por parte de la infiltración de la lluvia o de los ríos, estructura geológica, etc. Así por ejemplo, los manantiales en calizas son más caudalosos que los de areniscas, éstos más que los de granitos, y éstos lo son más que los que drenan terrenos arcillosos.

A continuación se intenta la cuantificación de esta relación caudal-litología, relación que se estudia para el valor medio y concreto de España, con sus propias y particulares condiciones climáticas e hidrogeológicas.

Para ello hemos distribuido los manantiales recopilados en 9 grupos de clases litológicas de semejantes características hidrogeológicas, resumiendo así los diferentes tipos de rocas empleas por el IGME. Esta agrupación ha quedado como sigue:

1. Aluvión, arenas. Arenas y gravas.
2. Conglomerados.
3. Areniscas.
4. Calcarenitas. Calizas fisuradas, calizas karstificadas, calizas dolomíticas, dolomías, carniolas, mármoles, tobas.
5. Margas, margocalizas, limos, arcillas.
6. Cuarzitas.
7. Pizarras, esquistos.
8. Rocas plutónicas. Neises. Granitos. Diques.
9. Otras; yesos, rocas volcánicas.

Aunque en este último grupo se integran litologías de comportamiento hidrogeológico distinto, se puede decir que la mayor parte de los manantiales inventariados son de zonas yesíferas. Los afloramientos de rocas volcánicas en la Península son muy escasos.

Se ha podido clasificar una muestra de 8.000 manantiales (el 46% de los registrados), tanto por caudales como por litologías del terreno en que están ubicados, puesto que figuraba este dato en el archivo del IGME. La clasificación cruzada por ambos conceptos figura en el Cuadro 1.

Esta muestra creemos que permite inferir la distribución general por clases de grupos litológicos, tanto para el número de manantiales en el territorio muestreado como de sus aportaciones.

Respecto al ajuste de los datos de la muestra procede hacer las dos observaciones siguientes, que pueden afectar, una al método de cálculo y otra a la interpretación de los resultados:

a) Así como en el apartado anterior se suponía razonablemente que la distribución del número de manantiales de la muestra, según caudales, está sesgada en el sentido de que las omisiones crecen con la pérdida de interés del manantial por su menor caudal, no se piensa ahora que haya motivos para suponer algún sesgo en esta clasificación de litologías y que las muestras, dentro de cada intervalo de la clasificación por caudales, sean representativas respecto a la distribución por litologías, con lo que dicha distribución de la muestra puede elevarse a los resultados imputados, para cada intervalo de caudal, en el punto anterior. Dichas distribuciones figuran en el Cuadro 1 y en él puede observarse que únicamente para la litología 4 (calizas, etc.), su contribución relativa, en cuanto a número de manantiales respecto del total, va creciendo a medida que aumenta el intervalo de caudal, oscilando entre el 37,8% para el grupo de manantiales con caudal igual o inferior a 0,5 l/s hasta suponer casi la totalidad de los manantiales con caudales superiores a los 1.000 l/s. Las demás litologías, como tendencia, registran el fenómeno contrario y únicamente cabe la salvedad en la 2 (conglomerados) cuya contribución oscila alrededor del 6% hasta los 500 l/s y la 1 (aluviones) con una irregularidad en

los caudales altos. En otras litologías, de escasa importancia a estos efectos, puede no ser tan regular esta tendencia, pero se piensa que tanto esta irregularidad como la misma presencia de manantiales en ellas puede ser debida a la observación siguiente.

b) Aunque no debe haber duda en atribuir el manantial al material permeable del acuífero, se han detectado atribuciones incorrectas al grupo litológico. Así, se han localizado en algunos casos manantiales importantes en litologías prácticamente impermeables. Si bien esta observación habrá de tenerse en cuenta para la correcta interpretación de los resultados que se obtienen más adelante sobre aportaciones de caudales de las diversas litologías, puede anticiparse que los errores de adscribir estas aportaciones a acuíferos de la misma litología son escasos y quizás destaque en este sentido la litología 7 (pizarras, esquistos) que es prácticamente impermeable (aunque pueden existir en algunas zonas esquistos facturados permeables en cierto grado).

Teniendo en cuenta la observación a), los resultados en el punto anterior, tanto para número de manantiales como aportaciones, en cada uno de los intervalos de caudal, se han distribuido entre las 9 clases de rocas de forma proporcional al número de fuentes en la muestra para cada intervalo de caudal. Los resultados de las aportaciones, según clasificación cruzada de caudales y litologías, figuran en el Cuadro 4.

En general los resultados no contradicen lo que se podría esperar de ellos, pero tienen el valor de cuantificar los mismos para todo el territorio de la muestra. En ellos influyen, además de la capacidad de infiltración, almacenamiento y circulación del agua para cada litología, la extensión superficial de los afloramientos de las mismas y su distribución geográfica según zonas de diferente pluviometría.

A la cabeza de los 9 grupos de litologías, y de forma destacada, figura el 4 (calizas) ya que él solo registra el 71,2% de la aportación de agua que proporcionan todos los manantiales debido a que en esta litología se localizan la mayoría de los grandes (el 82% de los que superan los 100 l/s y el 94% de los que superan los 1.000 l/s). Ello

Caudal l/s	Aluviones 1	Conglomerados 2	Areniscas 3	Calizas 4	Margas 5	Cuarcitas 6	Pizarras 7	Plutonic. 8	Otras 9	TOTALES
Hasta 0,2	205,7	68,8	56,2	472,7	314,9	2,8	58,4	45,2	4,2	1.228,9
0,2 - 0,5	146,9	28,7	24,0	208,6	144,8	8,4	21,4	12,3	0,4	595,5
0,5 - 1	114,6	24,7	26,1	223,8	76,8	4,9	9,9	12,1	1,8	494,7
1 - 2	78,8	34,9	30,9	253,4	80,8	5,5	20,5	16,5	2,0	523,3
2 - 5	108,5	42,0	35,1	441,4	74,6	6,9	8,8	12,5	1,2	731,0
5 - 10	83,0	34,2	32,2	392,4	46,9	6,8	2,9	7,8	3,9	610,1
11 - 50	166,0	58,2	45,3	983,2	71,2	23,7	10,8	15,1	4,3	1.377,8
51 - 100	130,0	54,7	13,7	526,7	20,5	-	-	-	-	745,6
101 - 200	74,6	74,6	-	584,4	49,7	-	12,5	-	-	795,8
201 - 500	27,6	55,2	-	1.021,6	-	-	-	-	-	1.104,4
501 - 1000	29,7	-	-	889,7	-	-	-	-	-	919,4
1001 - 1500	-	-	-	578,0	-	-	-	-	-	578,0
1501 - 2000	84,8	-	-	339,4	-	-	-	-	-	424,2
2001 - 4000	-	-	-	1.037,1	-	-	-	-	-	1.037,1
TOTAL	1.250,2	476,0	263,5	7.952,4	880,2	59,0	145,2	121,5	17,8	11.165,8
Distribución (%)	11,2	4,3	2,4	71,2	7,9	0,5	1,3	1,1	0,1	100,0

Cuadro 4.-Aportaciones calculadas en la muestra según litologías y caudales (en hm³).

hace que el caudal medio de los manantiales de esta litología (1,36 l/s) sea casi el doble de la media general (0,73 l/s).

Al grupo litológico carbonatado siguen en importancia el 1 (aluvión, arenas y gravas) y el 5 (margas, etc.), el primero por ocupar el segundo puesto en aportaciones de agua (el 11,2%) y tercero en número de fuentes (18,4%) y el grupo litológico 5, a la inversa, por ocupar el segundo puesto en el número de fuentes (25,1%) y el tercero en aportaciones (7,8%). Prácticamente los caudales de este grupo provienen de las margocalizas intercaladas en las margas. No hay duda de que las formaciones poco consolidadas, permeables por porosidad intergranular, como es el caso del grupo litológico 1 forman sistemas acuíferos más importantes que las margas y, aunque más escasas, dan origen a manantiales de mayor caudal que en algunos casos rebasan los 500 l/s.

A cierta distancia de estos tres grupos litológicos y en orden decreciente, se sitúa el 2 (conglomerados) que con un 5,7% de manantiales dan una aportación de agua que supone el 4,3% del total. También en esta litología, como en el grupo 1, se presentan acuíferos de cierta consi-

deración y el caudal medio de sus manantiales es superior al de las dos litologías anteriores (la 1 y la 5). En el conjunto de rocas permeables figura también la litología 3 (areniscas) que aún teniendo un cierto volumen de manantiales (el 4,7% en número), la aportación de los mismos es tan sólo el 2,4% del total.

Entre estos 5 grupos litológicos, de calificación permeable, cubren el 94,1% del total de manantiales y lo que es más importante, el 97% del caudal aportado por todas las fuentes. Quiere ello decir que el resto de los grupos litológicos tiene escasa relevancia a estos efectos, si bien pudiera destacarse entre ellos el grupo 7 (pizarras y esquistos), que con sus pequeñas fuentes (el 4,5% del total) aportan el 1,3% del agua.

2.4. La recarga según grupos de litologías

La recarga total anual estimada para España (20.690 hm³/a), y que sólo supone el 18,4% del agua útil, da una media unitaria general para toda nuestra nación de 41 l/m²/a y si nos referimos totalmente a la escorrentía subterránea drenada por los ríos (15.300 hm³/a), dicha recarga se sitúa en los 30,3 l/m²/a. Ahora bien, esta media es

poco representativa debido a la diferente capacidad de infiltración de las rocas y a la gran diversidad litológica de nuestro territorio. Es por ello que nos ha parecido de interés el deducir las tales medias de la capacidad de infiltración de los grupos litológicos para la pluviometría media de España. Aún con todas las salvedades de ser valores medios y que pueden tener alguna desviación de la realidad porque determinadas litologías predominen bien en la España seca o bien en la húmeda, no dejarán de tener un valor indicativo para la comparación entre los distintos grupos de roca. Aunque la naturaleza litológica la consideramos como el factor más importante que afecta a la recarga, no hay que olvidar que en la infiltración influyen también otros numerosos factores, como el tipo de suelo, la cobertura vegetal, la pendiente, etc.

TIPOS LITOLÓGICOS	Extensión Superficial (km ²)			Distribuciones (%)			% Censada Sobre Total
	Zona Censada	Zona No Censada	Total	Zona Censada	Zona No Censada	Total	
1. Aluviones, arenas y gravas	52.126	27.978	80.104	16,9	14,8	16,1	65,1
2. Conglomerados	22.824	8.317	31.141	7,4	4,4	6,3	73,3
3. Areniscas	12.029	7.184	19.213	3,9	3,8	3,9	62,6
4. Calizas y dolomías	59.837	14.745	74.582	19,4	7,8	15,0	80,2
5. Margas, margocalizas, limos y arcillas	92.839	30.625	123.464	30,1	16,2	24,8	75,2
6. Cuarcitas	4.935	6.427	11.362	1,6	3,4	2,3	43,4
7. Pizarras	36.395	59.926	96.321	11,8	31,7	19,4	37,8
8. Plutónicas	19.740	32.137	51.877	6,4	17,0	10,4	38,1
9. Otras (Yesos, etc.)	7.711	1.702	9.413	2,5	0,9	1,8	81,9
TOTALES	308.436	189.041	497.477	100,0	100,0	100,0	62,0

Cuadro 5.-Extensión superficial de los grupos litológicos en España (exc. Canarias) (En base al Mapa litológico de España E 1/500.000 RIBA 1969).

A tal objeto se ha planimetrado la extensión superficial de los nueve grupos litológicos aquí establecidos, tanto para la zona muestreada del territorio nacional como para el resto, excluido Canarias. Para ello se ha utilizado el mapa litológico de España a escala 1/500.000 de RIBA ARDERIU (1969). Los resultados de esta planimetría figuran en el Cuadro 5. La comparación por cociente entre aportaciones (Cuadro 4) y extensión de cada litología en la zona censada nos dará la recarga por unidad de superficie. Estos resultados figuran en el Cuadro 6.

El valor de la recarga media anual en todo el conjunto territorial muestreado se sitúa en 36,2 l/m²/a, cifra superior a la que se obtiene de los datos del balance hidrológico nacional para la recarga drenada por los ríos que ya se ha dicho se sitúa en 30,3 l/m²/a. Ha de tenerse en cuenta

GRUPOS LITOLÓGICOS	Extensión Superficial (km ²)	Aportación Anual (hm ³)	Infiltración por Unidad de Superficie	
			en l/m ² /a	Índice Media = 100
1. Aluviones, arenas y gravas	52.126	1.250,2	24,0	66,3
2. Conglomerados	22.824	476,0	20,9	57,7
3. Areniscas	12.029	263,5	21,9	60,5
4. Calizas y dolomías	59.837	7.952,4	132,0	364,6
5. Margas, margocalizas, limos y arcillas	92.839	880,2	9,5	26,2
6. Cuarcitas	4.935	59,0	12,0	33,1
7. Pizarras	36.395	145,2	4,0	11,0
8. Plutónicas	19.740	121,5	6,2	17,1
9. Otras (Yesos, etc.)	7.711	17,8	2,3	6,4
TODAS	308.436	11.165,8	36,2	100,0

Cuadro 6.-Recarga media anual de los grupos litológicos en la zona registrada.

que los ámbitos territoriales de estas dos informaciones son diferentes y que en el territorio muestreado que aquí se considera, las rocas fisuradas están en mayor proporción que en el conjunto nacional. En el capítulo siguiente se verá que al extrapolar estos resultados a todo el territorio nacional, los resultados quedan muy próximos.

Como era de esperar, las calizas, con sus 132 l/m²/a de recarga media para la pluviometría de España, forman el grupo litológico que destaca del resto. La recarga en ellas es casi 4 veces superior a la media de todo el territorio muestreado y, lo que es más significativo, 10 veces superior a la media de los demás grupos. A distancia de éste se sitúan los grupos 1 (aluviones), 2 (conglomerados) y 3 (areniscas) con valores que oscilan entre 21 y 24 l/m²/a. El grupo de margas, margocalizas, limos y arcillas que ocupan casi el 25% de todo el territorio y originan el 25% de todos los manantiales (en su mayoría de escaso caudal), tiene una capacidad de infiltración que es el 26,2% de la media general. Los restantes grupos litológicos, cuyos afloramientos ocupan una extensión que supone el 34% de todo el territorio, son prácticamente impermeables y alimentan los ríos por la escorrentía superficial.

3. ESTIMACION DE MANANTIALES Y APORTACIONES PARA TODO EL TERRITORIO NACIONAL

En base a estos resultados, que cubren el 62% de todo el territorio nacional, se hace a continuación una estimación a todo el territorio, excepto Canarias.

Se supone que la zona registrada es uniforme al conjunto nacional en algunos aspectos (climatología, altitud, etc.) y con este supuesto habrán de tomarse los resultados.

3.1. Recarga total por grupos litológicos. Estimación de la escorrentía subterránea en España.

Aquí supondremos que la recarga media por unidad de superficie en todo el país es análoga a la de la muestra dentro de cada grupo litológico.

En el Cuadro 5 figuran las extensiones totales de dichos grupos litológicos y en el 6 la infiltración por unidad de superficie. Con estos datos se compone el Cuadro 7 que da la aportación por grupos litológicos. La aportación total asciende a 14.876,6 hm³/a.

GRUPOS LITOLÓGICOS	Extensión Superficial (km ²)	Aportación (l/m ² /a)	Recarga Total (hm ³ /a)	Extensión (%)	Recarga (%)
1. Aluviones, arenas y gravas	80.104	24,0	1.922,5	16,1	12,9
2. Conglomerados	31.141	20,9	650,8	6,3	4,4
3. Areniscas	19.213	21,9	420,8	3,9	2,8
4. Calizas y dolomías	74.582	132,0	9.844,8	15,0	66,2
5. Margas, margocalizas, limos y arcillas	123.464	9,5	1.172,9	24,8	7,9
6. Cuarcitas	11.362	12,0	136,3	2,3	0,9
7. Pizarras	96.321	4,0	385,3	19,4	2,6
8. Plutónicas	51.877	6,2	321,6	10,4	2,2
9. Otras (Yesos, etc.)	9.413	2,3	21,6	1,8	0,1
TOTALES	494.477	29,9	14.876,6	100,0	100,0

Cuadro 7.-Estimación de la recarga total por grupos litológicos (en hm³/a)

Varios autores han desglosado el ciclo hidrológico en España, estimando la componente subterránea. En la Tabla 8 se pueden apreciar las pequeñas diferencias entre las cifras de los cinco trabajos que se citan. Todos estos valores han de considerarse como primeras aproximaciones, tal como hacen observar los propios autores. Por lo general, todas estas estimaciones se han fundamentado en los datos pluviométricos, de evaporación y de aforos de ríos, es decir, se han elaborado por caminos muy distintos al que aquí se ofrece. En los trabajos del MOPU (1985, 1984) se desconoce la metodología seguida.

La cifra aquí obtenida, drenada por los manantiales, queda algo inferior a la media drenada por los ríos según las estimaciones efectuadas por todos los autores que lo han estudiado. En principio no se puede hablar de disparidad pues

AUTOR	Escorrentía Subterránea a los Ríos	Flujo Subterráneo al Mar	TOTAL
Llamas (1967)	15.200	4.300	19.500
Heras (1970)	16.900	3.300	20.200
Coma (1974)	—	—	19.970
MOPU (1982)	16.000	4.300	20.300
MOPU (1984)	15.300	5.390	20.690
Media de estas estimaciones	15.850	4.322	20.132

Tabla 8.-Estimaciones de la Recursos Hídricos Subterráneos de la España Peninsular (en hm³/año)

la drenada por los manantiales no incluye los manantiales difusos que drenan directamente a ríos y embalses, ni tampoco incluye la extraída por los bombeos.

Los valores de escorrentía subterránea (una vez sustraído el bombeo) de todos los acuíferos detríticos y calcáreos de las unidades hidrogeológicas definidas por la MOPU-ITGE (1990) se estima en 4.794,4 hm³/año y 11.534 hm³/año, respectivamente. Si lo comparamos con las aportaciones de los manantiales que drenan litologías equivalentes a estos dos tipos de acuíferos calculadas en este trabajo (4.167 hm³/año para los detríticos y 9.845 hm³/año para los calcáreos), vemos que también son algo inferiores, aunque próximos.

3.2. El coeficiente de infiltración medio por grupos litológicos.

Se define el coeficiente de infiltración como la relación entre el volumen de agua recargado procedente de la lluvia durante un cierto período de tiempo con el valor de la precipitación en este mismo intervalo. Se trata de ofrecer aquí una aproximación al coeficiente de infiltración medio para los distintos tipos de litologías que se contemplan en este trabajo. Para ello se ha calculado la precipitación media en cada clase de litología en base al mapa de isoyetas medias de España. Como el período de elaboración de las isoyetas es más amplio que el de las medidas de caudales de los manantiales, y como además aquí no se contempla la descarga difusa, que en los acuíferos aluviales y detríticos homogéneos puede ser relativamente importante, los valores obtenidos y que se reflejan en el Cuadro 9 hay que tomarlos como orientativos, aunque sin que por ello pierdan interés.

GRUPOS LITOLÓGICOS	Coefficiente de Infiltración (%)
1. Aluviones, arenas y gravas	5,3
2. Conglomerados	3,2
3. Areniscas	3,3
4. Calizas y dolomías	20,3
5. Margas, margocalizas, limos y arcillas	2,4
6. Cuarcitas	1,7
7. Pizarras	0,6
8. Plutónicas	0,75
9. Otras (Yesos, etc.)	0,35 *
MEDIA PONDERADA	4,6

* No se considera representativo pues hay poca información de este grupo litológico

Cuadro 9.-Coeficientes de infiltración medios para los distintos grupos litológicos de España

Como se puede observar, para la precipitación media de España (650 mm.), el coeficiente de infiltración es de 4,6%. Esta cifra hay que tomarla como un mínimo pues, como ya se ha dicho, no se calcula la descarga difusa de aguas subterráneas a la red superficial y al mar, ni tampoco se considera el bombeo.

En las calizas alcanza el 20,3%, que destaca mucho sobre el resto de las litologías. Le sigue las formaciones aluviales con el 5,3%. Las areniscas y los conglomerados tienen un coeficiente de infiltración muy parecido, alrededor del 3%. Siguen las margas con el 2,4% y las cuarcitas con el 1,7%. Las rocas plutónicas lo tienen muy bajo (0,75%), y las rocas más impermeables son las pizarras, cuyo coeficiente es del 0,6%. El valor obtenido del grupo litológico número 9 no puede considerarse representativo pues carece de datos suficientes. Como se puede ver, la distribución de los valores del coeficiente de infiltración, según litologías, son coherentes y están acordes con lo que se podría esperar de ellos.

3.3. Funciones de distribución y de densidad de manantiales y aportaciones según caudales.

En este caso los supuestos de extrapolación son que los tipos de distribución se mantienen con el mismo parámetro c (Apartado 2.2.).

Puesto que la relación de aportaciones entre el total (14.876,6 hm³) y la muestra (11.165,8 hm³) vale 1,333234, por este factor habrá que multiplicar el coeficiente de las fórmulas (4) y (5).

Con ello quedarían las siguientes para aportaciones, $a(x)$, y para número de manantiales, $f(x)$, en función del caudal x .

$$a(x) = 32.110 x^{-0,91} ; f(x) = 32.110 x^{-1,91}$$

Se trata de dos funciones decrecientes situadas en el primer cuadrante y que tienen por asíntotas los ejes coordenados.

La integración de estas dos funciones nos darán las acumuladas de las mismas $A(x)$ y $F(x)$ entre los límites establecidos. Si suponemos que el límite inferior de caudales es x_0 , el superior de 4.000 l/s y expresando el resultado de $A(x)$ en hm³/año se tendría:

$$A(x) = 11.251 (4.000^{0,9} - x_0^{0,09})$$

$$F(x) = 35.285 (4.000^{-0,91} - x_0^{-0,91})$$

o bien

$$A(x) = 23.734 - 11.251 x_0^{0,09} ; F(x) = 35.285 x_0^{0-0,91}$$

El establecimiento de un tope inferior en el caudal anual medio de las fuentes está planteando realmente conocer el límite entre la escorrentía subterránea rápida o subsuperficial y la infiltración profunda. Y puesto que se desconoce si hay un límite inferior de caudal anual para que una surgencia o rezume pueda merecer el calificativo de manantial que drena agua subterránea, seguidamente se reflejan algunos valores que muestran la influencia de este límite inferior:

Valores de x_0 (l/s)	Total de manantiales (en millones)	Total de Aportaciones (en hm ³ /año)
0,0	∞	23.734
0,001	18,9	17.691
0,005	4,4	16.750
0,01	2,3	16.300
0,02	1,2	15.822

MEINZER (1942), por ejemplo, en su clasificación de los manantiales según el caudal asigna

un límite inferior próximo a 0,01 l/s., con lo cual se tendría una aportación de 16.300 hm³/año.

CONCLUSIONES

La información básica que sobre los manantiales de España aquí se resume procede principalmente del inventario de puntos de agua del Instituto Geológico y Minero de España. Forman una muestra de 17.035 manantiales que cubren el 62% del territorio nacional; para todos ellos figura el caudal medio y para casi la mitad, el grupo litológico en que se ubican. Para los manantiales de cierta importancia, el control de los registros se estima aceptable, y para los de caudal inferior a 10 l/s., dicho control va perdiendo precisión a medida que disminuye la importancia de las fuentes. No entran en este inventario las descargas difusas que desaguan en el continente o en el mar, ni los manantiales termales y mineromedicinales.

En base a esta muestra se ha estimado una distribución según caudales, tanto para el número de manantiales como de sus aportaciones. Partiendo de una distribución logaritmo-normal para los manantiales, los resultados se simplifican en una potencial sin pérdida significativa de rigor. Estas funciones de distribución, extendidas a todo el país, excluida Canarias, son las siguientes:

$$f(x) = 32.110 \cdot x^{-1,91} \text{ para el número de manantiales en función del caudal } x$$

$$a(x) = 32.110 \cdot x^{-0,91} \text{ para aportaciones según el caudal } x$$

El tratamiento estadístico aplicado al inventario de manantiales ha permitido una nueva cuantificación de los recursos subterráneos de España. Así, se estima que la escorrentía subterránea drenada por los manantiales en la década de 1970-79 ha sido de 16.300 hm³/año. Esta cifra ha de considerarse como un mínimo pues no se ha evaluado la descarga difusa, la evapotranspiración directa y el bombeo en los acuíferos. Aunque se trata de un estudio preliminar, la relativa

proximidad de esta cifra con los valores obtenidos por otros autores que han estudiado la componente subterránea del ciclo hidrológico de España, parece avalar de alguna manera la garantía del método que aquí se propone. Sería conveniente, sin embargo, que esta línea de investigación contase con nuevos estudios más amplios y detallados, pues creemos que los recursos subterráneos en España han sido infravalorados en las estimaciones que se han realizado hasta ahora.

Del estudio estadístico se deduce que los cinco grupos calificados de permeables (aluviales, areniscas, conglomerados, calizas y margocalizas) cubren el 94,2% del total del caudal aportado por todas las fuentes. Se evidencia la escasa relevancia del resto de los grupos litológicos, si exceptuamos las cuarcitas. Las calizas y rocas similares registran el 66,2% de la recarga que proporcionan todos los manantiales (9.845 hm³/a), con una aportación de 132 l/m²/a, cuatro veces superior a la de la media de todos los grupos litológicos.

Se ofrece una aproximación al coeficiente de infiltración medio para los nueve grupos de análogo comportamiento hidrogeológico. Los resultados obtenidos son coherentes con lo que cabría esperar de la naturaleza de los terrenos considerados, aunque tienen el valor de cuantificarlos para el caso concreto de España, con sus propias y particulares características geológicas y climáticas. En concreto, es de destacar el alto coeficiente de infiltración de las calizas (20,3%), muy superior al de los aluviales arenosos (5,3%) y al resto de las litologías, que se aproximan o son inferiores al 3%. Para la precipitación media de España (650 mm/a), resulta un coeficiente de infiltración medio mínimo de 4,6%.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a la Dirección de Aguas Subterráneas y Geotécnica del Instituto Tecnológico Geominero de España por habernos facilitado el acceso al inventario de puntos de agua. Así mismo a ANDRES SANZ SANCHEZ por su valioso asesoramiento estadístico y matemático.

Este trabajo ha sido parcialmente subvencionado por el Proyecto de Investigación núm. PS90-0012 de la D.G.I.C.Y.T. del Ministerio de Educación y Ciencia sobre la recarga natural de acuíferos.

REFERENCIAS

BAYO, A.; CASTIELLA, J.; CUSTODIO, E.; NIÑEROLA, S. y VIRGOS, L. (1986): *Ensayo sobre las diversas tipologías de acuíferos en rocas carbonatadas de España. Identificación, técnicas de estudio y formas de captación*. Jornadas sobre el karst en Euskadi. Tomo 2. pp. 255-340.

COMA, J. E. (1974): *El Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas*. Hidrología, Núm. 15/16. 85-104.

CUSTODIO, E. y LLAMAS, M. R. (1976, 1983): *"Hidrología Subterránea"*, Ed. Omega. Barcelona. 2 Vol., 2347 páginas.

HERAS, R. (1970): *Données pour l'Etude du Bilan Hydrique en Espagne. Symposium of Reading, Pub. n° 93, Intern. Assoc. Scient. Hidrol., 332-341*.

LLAMAS, M. R. (1967): *Sobre el papel de las aguas subterráneas en España. Agua, julio-agosto. 2-19*.

MEINZER, O. E. (1942): *Ground-Water, Hydrology* (Edit. Meinzer). Mc.Graw-Hill Co. 443-484.

MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS Y URBANISMO (1982): *Política Hidráulica y Planificación Hidrológica Nacional*. Boletín de Información del MOPU, núm. 296/197. p. 9-32.

MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS Y URBANISMO (1984): *Medio Ambiente en España. Dirección General de Medio Ambiente. Pág. 183*.

MOPU-ITGE (1990): *Unidades Hidrogeológicas de la España Peninsular e Islas Baleares*. Informaciones y Estudios n° 52. 32 p. Mapa a escala 1:1.000.000.

RIBA ARDERIU, O. (1969): *Mapa litológico de España a escala 1:500.000*. IGME, Inst. Nac. Edaf. y Serv. Geol. de Obras Públicas. Madrid-Zaragoza. 4 hojas 88 x 118, 1 hoja de texto.

SAENZ RIDRUEJO, C.; SANZ PEREZ, E.; MARTIN MORENO, S. (1990): *The current state of the Spanish Springs*. 6th Intern. Cong. Int. Assoc. of Eng. Geology. Vol. 2. pp. 1395-1402, Amsterdam.

SANZ PEREZ, E. (1987): *La regulación de los manantiales y su incidencia en España*. Bol. Geol. y Minero. T.XCVIII-VI. pp. 831-858.

TOLMAN, C. F. (1937): *Ground-Water* Mc. Graw-Hill. Co., 593 pág.

WALTON, W. C. (1962): *Selected analytical methods for well and aquifer evaluation*: Illinois State Water Survey Bull. pp. 49, 81.

Original recibido: Noviembre de 1994.

Original aceptado: Enero de 1995.

Análisis espacial y cartografía de anomalías radiométricas.

Por M. CHICA (*), G. LEAL (**), A. SALGUERO (*) y J. DELGADO (*)

R E S U M E N

En este trabajo se presentan los resultados más importantes de la aplicación de las técnicas geoestadísticas al análisis espacial y cartografía de anomalías geofísicas, realizado conjuntamente entre la Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, S.A. y el Grupo de Investigación "Geoestadística y Teledetección" de la Universidad de Granada (CHICA-OLMO et al., 1991). El área de estudio es un sector comprendido entre las poblaciones de Almuradiel y Viso del Marqués, provincia de Ciudad Real, en el que se ha llevado a cabo una campaña de prospección radiométrica, totalizando 1366 medidas distribuidas en los aproximadamente 8 Km² de superficie del área. El objetivo propuesto consistía en la caracterización de las zonas de radiometrías elevadas como indicio de la existencia de mineralizaciones de rutilo y circón.

Las técnicas geoestadísticas son herramientas indispensables en prospección minera que el geólogo tiene a su disposición para intentar cuantificar y localizar las áreas con mayor interés. El análisis de la variabilidad espacial de los datos ha puesto de manifiesto la presencia de una anisotropía geométrica, consecuencia directa de un control geológico del fenómeno mostrando una mayor continuidad del mismo según unas direcciones preferenciales, de fuerte control estructural. La aplicación de técnicas de estimación, tanto a nivel puntual como de valores medios de áreas, ha permitido el estudio en detalle de la distribución de anomalías. Los resultados obtenidos constituyen una inestimable ayuda para la localización de un posible yacimiento de interés económico, al tiempo que aportan la información necesaria para planificar, de forma óptima, una posterior campaña de reconocimiento geomínero del sector mediante sondeos mecánicos.

Palabras clave: Geoestadística, Prospección minera, Estimación, Krigeaje.

A B S T R A C T

In this work we present the most important results derived from the application of the geostatistical methodology to the geophysical anomalies analysis and mapping. The studied area is located between Almuradiel and Viso del Marqués (C. Real). In this area, a radiometric prospection campaign was realized, in the aproximated 8 Km² surface, 1366 points were sampled. The objective of the study was the characterization of the highest radiometric zones as indicator to the rutile and zircon mineralizations. The application of the estimation technics, both puntual as block, has been made possible the detailed analysis of the spatial anomalies distributions. The obtained results are very valious to the possible localization of possible ore and later mechanical sondage planification.

Key words: Geostatistics, Mining prospecting, Estimation, Kriging.

INTRODUCCION

Es evidente el importante cambio que se ha registrado en las últimas décadas dentro del mundo de las Ciencias Geológicas, en cuanto al tra-

tamiento cuantitativo de los problemas geológicos. Así hemos pasado de unas técnicas fundamentalmente descriptivas del fenómeno a un análisis eminentemente cuantitativo, esto ha traído consigo lógicamente el desarrollo de nuevas técnicas estadísticas, que permiten el adecuado tratamiento y resolución de los problemas que se plantean, teniendo en cuenta las peculiaridades que la Geología presenta.

(*) G.I. Geoestadística y Teledetección. Dpto. Geodinámica-IAGM. Universidad de Granada-CSIC. Avda. Fuentenueva s/n. 18071-Granada

(**) Empresa Nacional de Investigaciones Mineras, S.A. c/. Doctor Esquerdo, 138. Madrid.

Entre las diversas metodologías y técnicas desarrolladas destacan por su importancia las geoestadísticas. Bajo esa denominación se incluyen aquellas que basándose en la Teoría de Variables Regionalizadas (MATHERON, 1962) permiten el estudio de un fenómeno que fluctúa en el espacio y/o tiempo. Dichas técnicas han sido elaboradas específicamente para el tratamiento de problemas geológicos, lo que evita el problema de adaptaciones que presentan otros métodos.

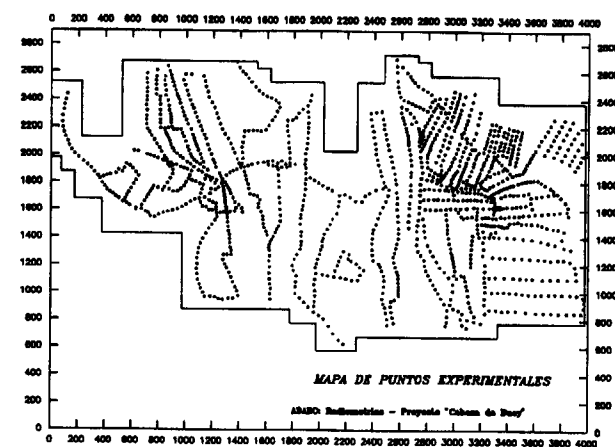
El enfoque geoestadístico, que es de tipo topoproabilístico permite completar la información experimental con la información estructural, que mediante el cálculo de la función variograma pone de manifiesto la variabilidad espacial del fenómeno a estudiar. Es por ello que las técnicas utilizadas en este trabajo son especialmente adecuadas para el tratamiento de los datos de prospección geofísica, en este caso radiometría, permitiéndonos conocer la estructura de variabilidad de la variable, mediante la elaboración de mapas de valores estimados, tanto a nivel local como cualquier otro soporte deseado, y de errores cometidos en la estimación, lo que nos informa de la fiabilidad de los resultados.

ESTUDIO ESTADÍSTICO DE LOS DATOS EXPERIMENTALES

En la figura 1 se puede observar la distribución de los 1366 puntos de medida de radiometría en superficie, situados según perfiles de reconocimiento de campo, orientados preferentemente en direcciones N-S y E-O, en función de las directrices estructurales del área de estudio. Las dimensiones aproximadas del sector estudiado son 4200 x 2900 m.

Tras una etapa previa de depuración e informatización de los datos, la primera etapa de todo estudio geoestadístico consiste en la realización de un tratamiento estadístico básico de los mismos. Esto permitirá disponer de una primera información numérica de la variable de gran interés en posteriores etapas del trabajo.

En la figura 2 se muestra el histograma de los datos experimentales, calculado con un intervalo de 20 cps (cuentas por segundo), junto con la



GRUPO DE INVESTIGACION: "GEOESTADISTICA Y TELEDETECCION" UNIVERSIDAD DE GRANADA

Figura 1.-Mapa de localización de estaciones de medida

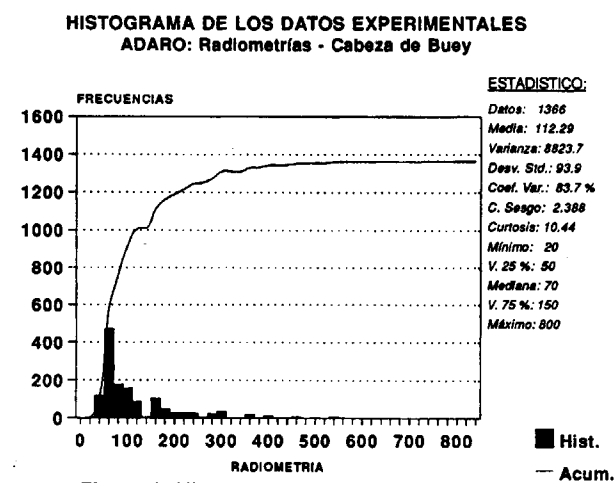


Figura 2.-Histograma de datos experimentales

curva de frecuencias acumuladas y los parámetros estadísticos más representativos de la distribución de la variable.

La distribución es ligeramente asimétrica con un máximo de frecuencia del 34.4% (470 datos). El valor medio radiométrico es de 112 cps y la desviación típica de 93.3 cps, lo que supone un coeficiente de variación próximo al 84%. La distribución obtenida se asemeja a una distribución lognormal, con una cola de dispersión mayor hacia los valores elevados, especialmente a partir de los 160 cps, mostrando una disminución progresiva en las frecuencias de valores radiométricos crecientes, así sólo el 4.1% de los datos son superiores a 300 cps.

ANALISIS DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA RADIOMETRIA

Desde el punto de vista geoestadístico la variable experimental estudiada, la radiometría, se puede interpretar como una variable regionalizada $Z(x)$, esto es, como una función que proporciona el valor de la radiometría, anotada por Z , en un punto del espacio x .

Esta variable regionalizada se caracteriza por presentar una determinada variabilidad espacial, que puede ser cuantificada por la función variograma:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E\{ (Z(x+h) - Z(x))^2 \}$$

La función variograma representa la mitad de los incrementos cuadráticos medios de la variable, por consiguiente cuantifica el grado de variabilidad, o bien de correlación, de la variable en el espacio y constituye la base para la aplicación de los métodos geoestadísticos.

Se han calculado los variogramas correspondientes a las direcciones N-S, E-O, NE-SO y NO-SE utilizando un intervalo de distancia de 35 m. los resultados obtenidos se muestran en la figura 3.

VARIOGRAMAS DE LOS DATOS EXPERIMENTALES ADARO: Radiometrías - Cabeza de Buey

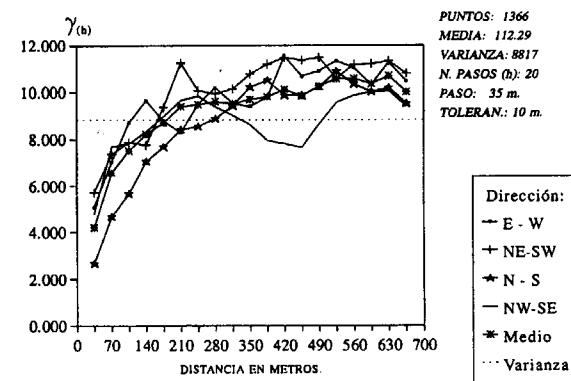


Figura 3.-Variogramas experimentales

Del análisis de estos variogramas cabe resaltar lo siguiente:

-Presentan una discontinuidad en el origen, conocida geoestadísticamente como efecto de pepita. Este hecho puede ser interpretado como la existencia de una estructura de variabilidad espacial de la radiometría a pequeña escala, no detectada por la malla de muestreo utilizada, aproximadamente 35 m. de media.

-La variable muestra un comportamiento anisótropo de tipo geométrico, es decir, existe una mayor correlación espacial en la dirección N-S que en la E-O, direcciones que se interpretan como alineamientos geológicos de interés en el estudio prospectivo. Este aspecto puede corroborarse observando la figura 4, que muestra el mapa de isovalores radiométricos, en el que las estructuras radiométricas principales se presentan alineadas en la dirección N-S

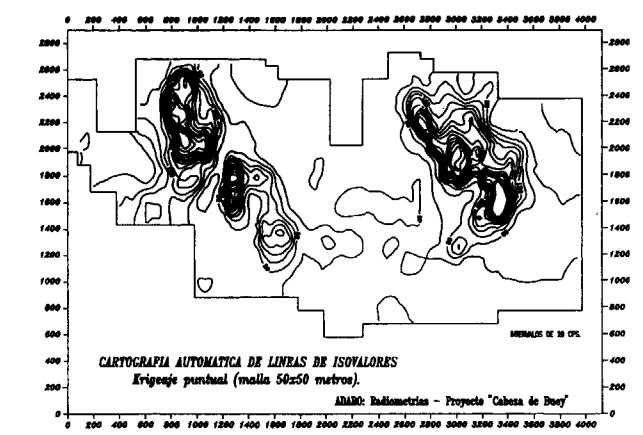


Figura 4.-Mapa de valores de radiometría estimados a nivel puntual (Valores en cps).

-Disminución de la variabilidad en la dirección NO-SE a distancia en torno a 400 m., esto se puede interpretar como la presencia de estructuras correlacionables entre sí y separadas, esa distancia siguiendo dicha dirección.

Los variogramas experimentales han sido modelizados ajustando una función teórica, necesaria para los procesos de estimación. La función está compuesta por tres estructuras (Tabla I), un efecto de pepita $C_0=2300$, que representa un 23.7% de la dispersión total espacial del fenómeno estudiado, y dos modelos esféricos de pequeño y gran alcance, ambos anisótropos según el comportamiento observado.

Tabla I

Tipo	Alcance (m)	Meseta (cps ²)	Anis.X	Anis.Y
Efecto pepita	---	2300	---	---
Esférico	100	2700	1.0	0.5
Esférico	200	4700	1.0	0.5

El primer modelo, de alcance de 200 m. y meseta 2700 (27.8% de la dispersión total) se puede interpretar como la estructura de correlación de la radiometría a escala intermedia y su comportamiento es anisótropo en las coordenadas X e Y en la relación 1:2. El segundo modelo también es esférico, con un alcance de 400 m. y un valor de meseta de 4700 (48.5% de la variabilidad) se corresponde genéticamente con una estructura de

variabilidad de la radiometría a mayor escala. Esta estructura también es anisótropa en X e Y en la misma relación 1:2.

En la figura 5 se representan los variogramas experimentales para las distintas direcciones así como el modelo ajustado cuyos parámetros han sido comentados con anterioridad.

En la figura 6 se ha dibujado el variograma medio direccional que queda ajustado correctamente por el modelo definido.

ESTIMACION DE LA RADIOMETRIA POR KRIGEAJE: CARTOGRAFIA DE ISOVALORES

Para estudiar la distribución espacial de las anomalías radiométricas en el área de trabajo se ha

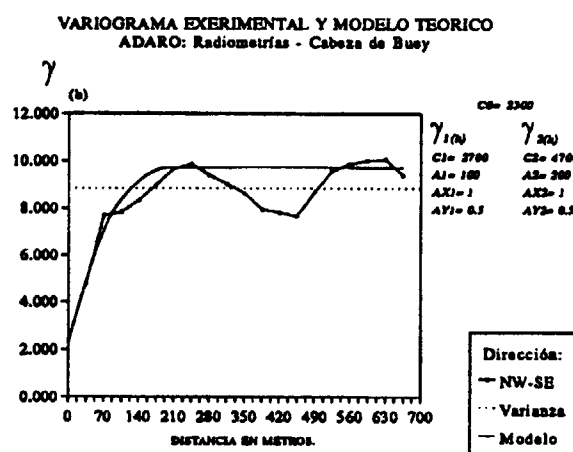
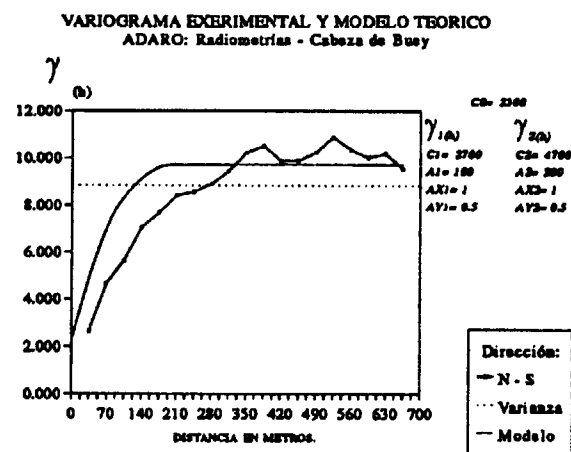
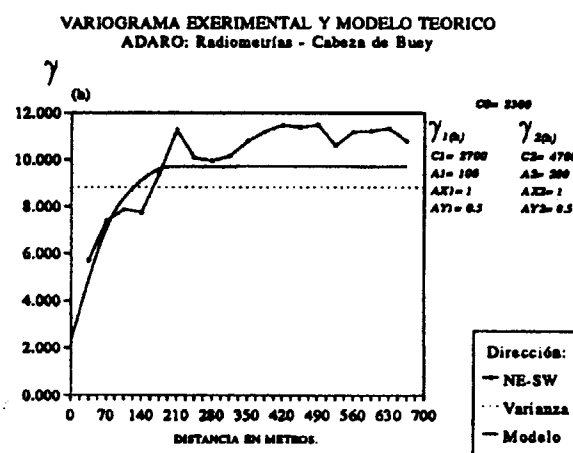
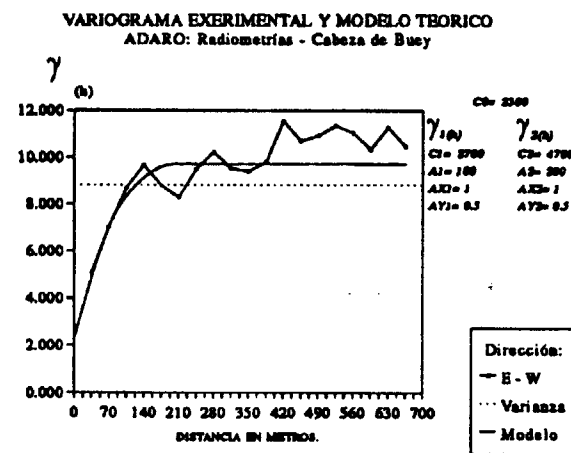


Figura 5.-Variogramas experimentales y modelos ajustados.

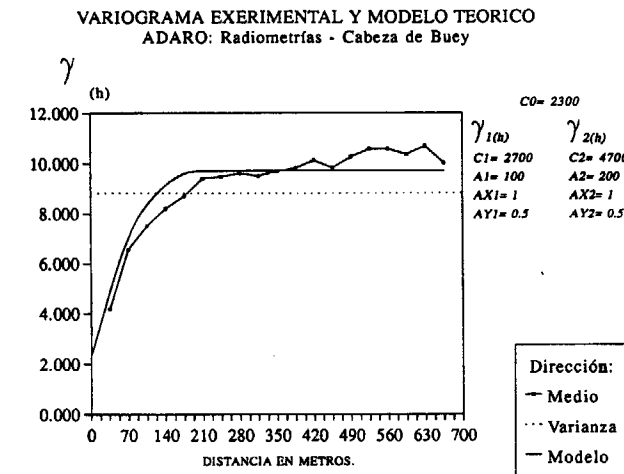


Figura 6.-Variogramas medio y modelo ajustado.

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i, x_j) - \mu = \gamma(x_i, x_j)$$

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j = 1$$

siendo el error de estimación;

$$\sigma_k^2 = \sum_{i=1}^n \lambda_i \gamma(x_i, x_0) + \mu - \gamma(x_0, x_0)$$

1. Estimación puntual de la radiometría: Cartografía automática de isovalores.

aplicado la técnica de estimación geoestadística de Krigeaje, tanto a nivel puntual como a nivel de valores medios por bloques, según una malla cuadrada de 50 x 50 m.

A modo de breve resumen cabe resaltar que el estimador de Krigeaje de la radiometría en un punto o en una celda unidad X_0 , anotado por Z_k , es una combinación lineal de los valores radiométricos que intervienen en la estimación:

$$Z_k = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)$$

donde:

- $Z(x_i)$ valor radiométrico en el punto x_i
- λ_i factor de ponderación del valor
- n número de datos que intervienen en la estimación

La ventaja más sobresaliente de este método, en comparación a otras clases de estimadores (JOURNAL & HUIJBREGTS, 1978; CHICA, 1987), es que los ponderadores se obtienen de forma óptima, imponiendo dos condiciones: que la estimación no tenga sesgo y que el error sea mínimo. Los pesos se obtienen de la resolución del sistema de ecuaciones lineales que viene expresado en términos de la función variograma ajustada a los datos experimentales:

La elaboración de planos de isovalores constituye uno de los métodos tradicionalmente más usados para la interpretación espacial de las variables geológicas.

Clásicamente, la construcción de este tipo de representaciones gráficas se ha hecho aplicando técnicas de interpolación lineal de datos, p. ej. el método de triangulación, y posterior dibujo "a mano" de las líneas de isovalores.

Esta metodología ampliamente utilizada presenta ciertos inconvenientes ya que plantea un trabajo tedioso en su elaboración y un tanto subjetivo, especialmente, en el trazado de curvas, además, no considera la estructura de variabilidad espacial del fenómeno, por lo que en este sentido los resultados no son estadísticamente correctos.

En este trabajo, se ha utilizado una metodología geoestadística, se ha realizado la cartografía espacial de la radiometría por aplicación de la técnica de Krigeaje. Para ello se ha estimado dicho parámetro según una malla cuadrada 50 m. x 50 m. en el interior de un contorno poligonal que engloba a la información experimental.

Para la estimación se ha utilizado una vecindad máxima de 8 valores en el interior de una elipse de semiejes 200 m. en la dirección E-O y 400 m. en la N-S correspondientes a los alcances del variograma ajustado.

En cuanto a la calidad de la estimación, ésta depende, no solamente, del modelo de variograma ajustado, esto es, de la correlación espacial del fenómeno, sino que también es función del número de datos que intervienen en la estimación. Para su análisis se ha elaborado el mapa de curvas de isovalores de los errores relativos de estimación (fig. 7), pudiéndose destacar los siguientes rasgos. Las áreas más densamente reconocidas poseen errores relativos inferiores al 20% lo que demuestra una muy buena calidad de la estimación radiométrica. Dichas áreas se encuentran asociadas a los sectores mejor reconocidos y con anomalías radiométricas más fuertes. Los errores relativos más importantes,

incluso superiores al 100%, se localizan en regiones con poca información, entre los perfiles de reconocimiento, y en zonas con respuestas radiométricas muy bajas, (40-60 cps), por consiguiente poco atractivas desde el punto de vista geominero.

En la figura 8 puede verse el histograma simple y acumulado de los datos a nivel puntual estimados en la malla. Se constata que el valor medio próximo a 80 cps es inferior al valor medio de los datos experimentales; este sesgo aparente del estimador se debe a la inclusión de zonas periféricas a los perfiles de muestreo cuya respuesta radiométrica es baja.

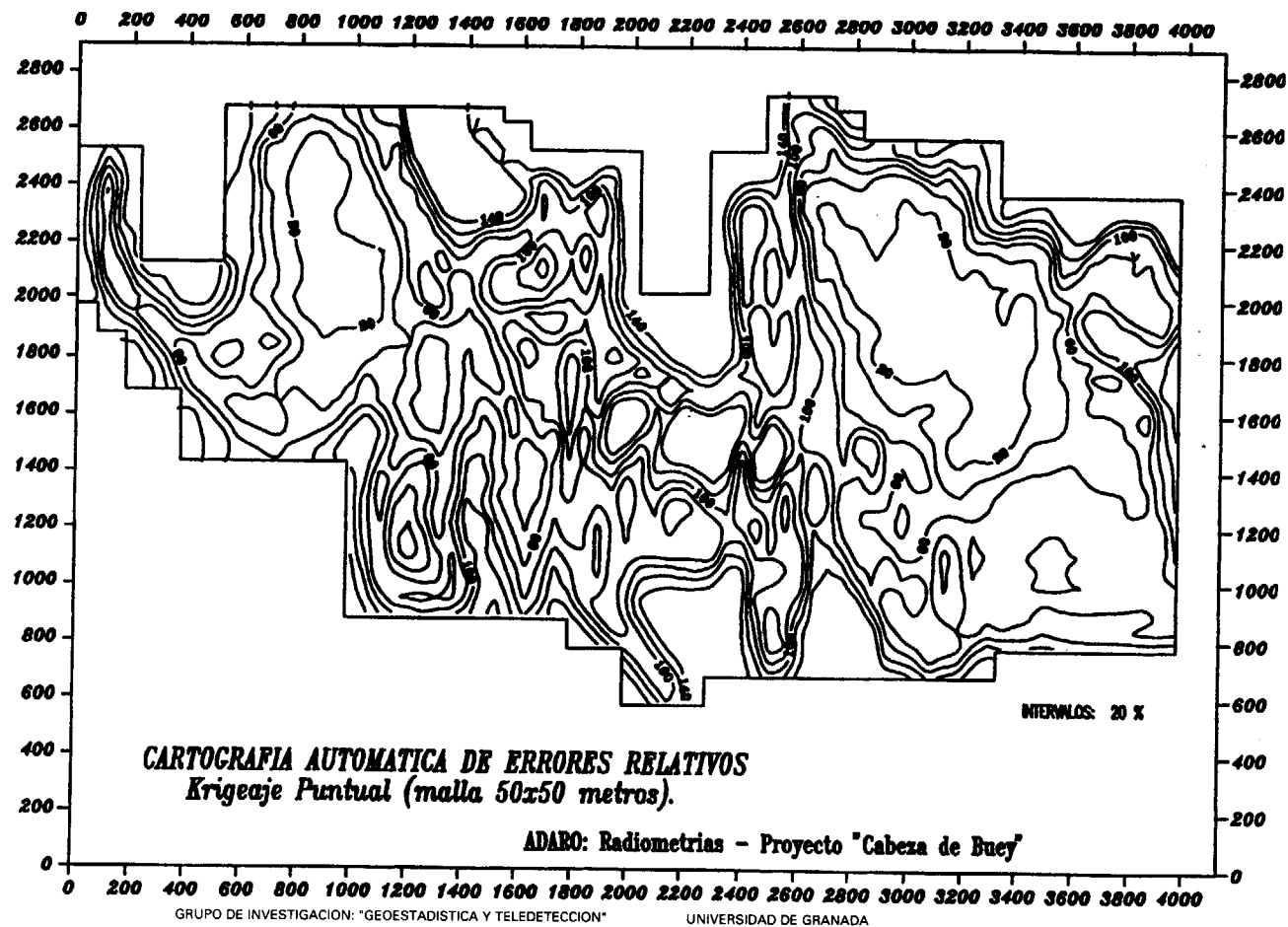


Figura 7.-Mapa de errores de estimación a nivel puntual.

2. Estimación de la radiometría por bloques.

Cuando se trabaja con información geológica, a menudo es más interesante conocer el valor medio que alcanza la variable en un bloque o sector que el valor que presenta a nivel puntual, el valor que toma en un determinado área esto nos lleva a plantearnos la estimación a nivel de bloque.

El procedimiento es similar al utilizado en la estimación puntual, para ello se ha construido una malla de bloques de tamaño 50 x 50 m. estimándose el valor radiométrico de los mismos. Una clasificación de los valores estimados en intervalos de clase nos ha permitido elaborar el mapa de sombreado de bloques que se presenta en la figura 9, donde nuevamente resaltan las dos estructuras anómalas a las que se hacía referencia en el apartado previo.

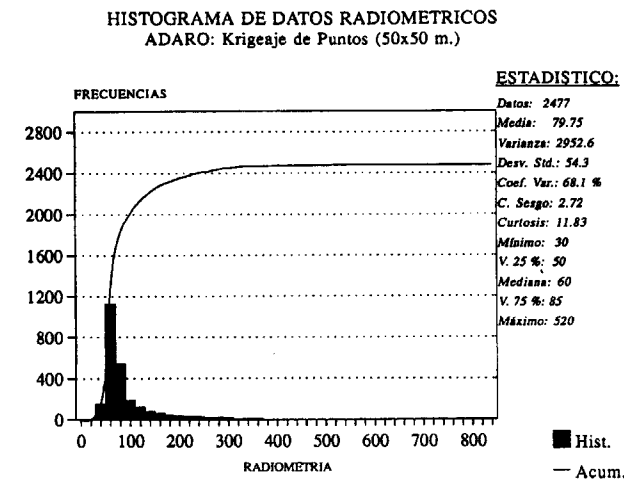


Figura 8.-Estadísticos de la estimación puntual.

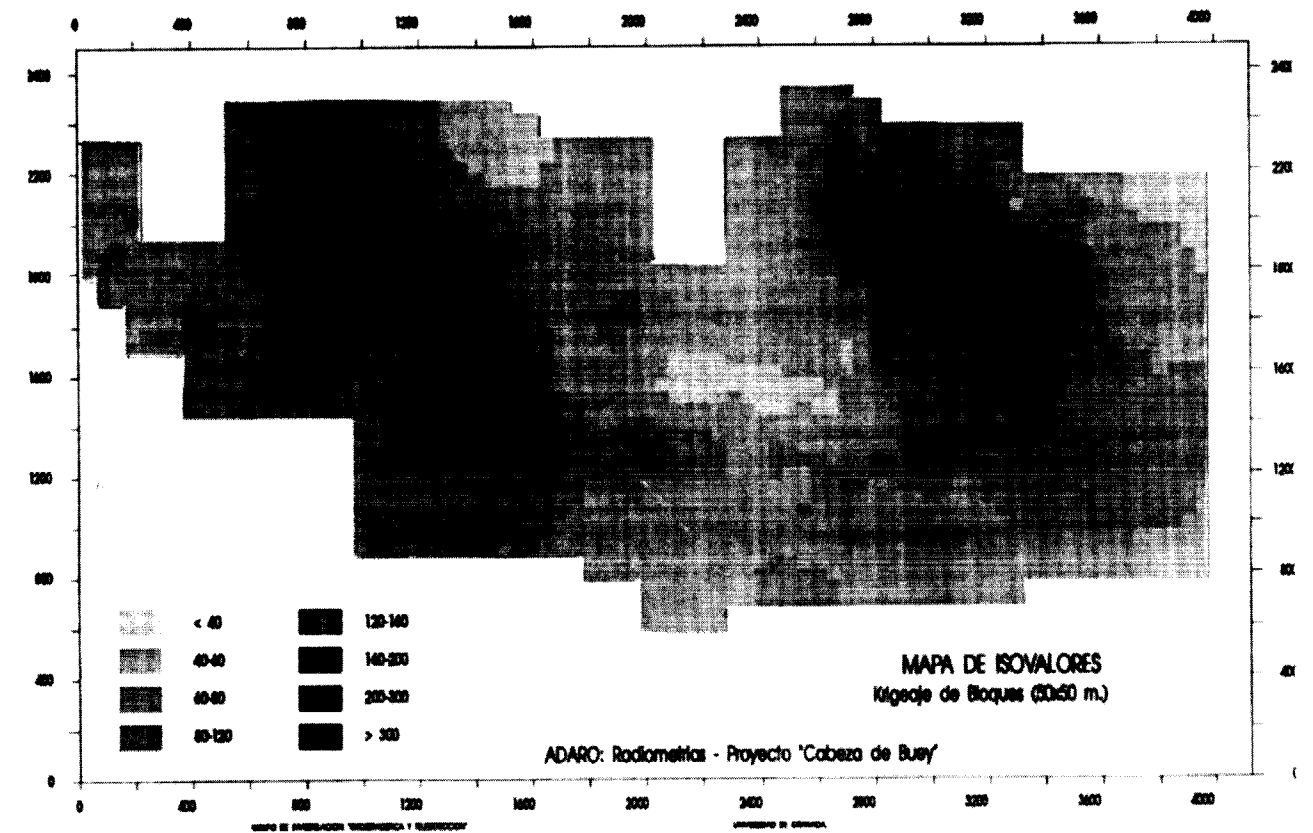


Figura 9.-Mapa de valores estimados a nivel de bloque. Valores expresados en cps.

HISTOGRAMA DE DATOS RADIOMETRICOS
ADARO: Krigeaje de Puntos (50x50 m.)

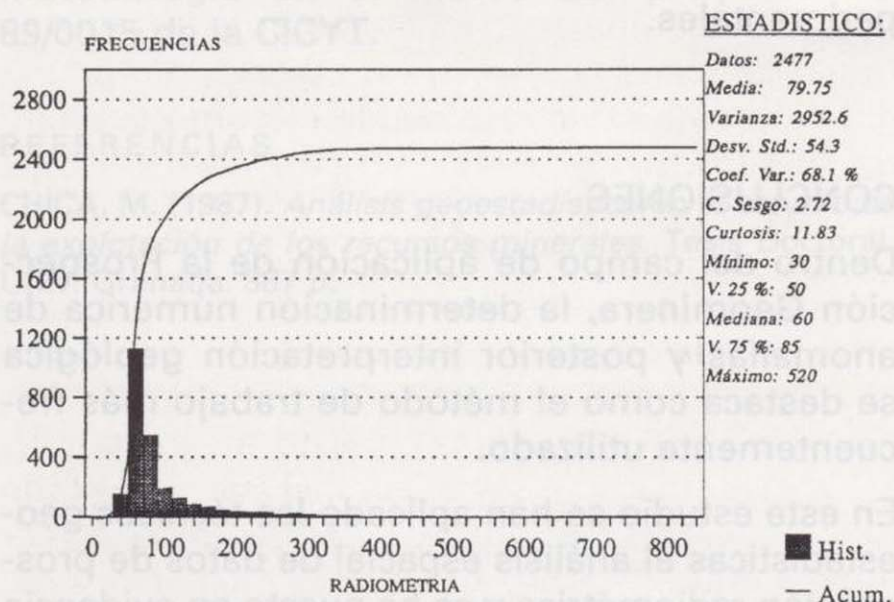


Figura 8.-Estadísticos de la estimación puntual.

2. Estimación de la radiometría por bloques.

Cuando se trabaja con información geológica, a menudo es más interesante conocer el valor medio que alcanza la variable en un bloque o sector que el valor que presenta a nivel puntual, el valor que toma en un determinado área esto nos lleva a plantearnos la estimación a nivel de bloque.

El procedimiento es similar al utilizado en la estimación puntual, para ello se ha construido una malla de bloques de tamaño 50 x 50 m. estimándose el valor radiométrico de los mismos. Una clasificación de los valores estimados en intervalos de clase nos ha permitido elaborar el mapa de sombreado de bloques que se presenta en la figura 9, donde nuevamente resaltan las dos estructuras anómalas a las que se hacía referencia en el apartado previo.

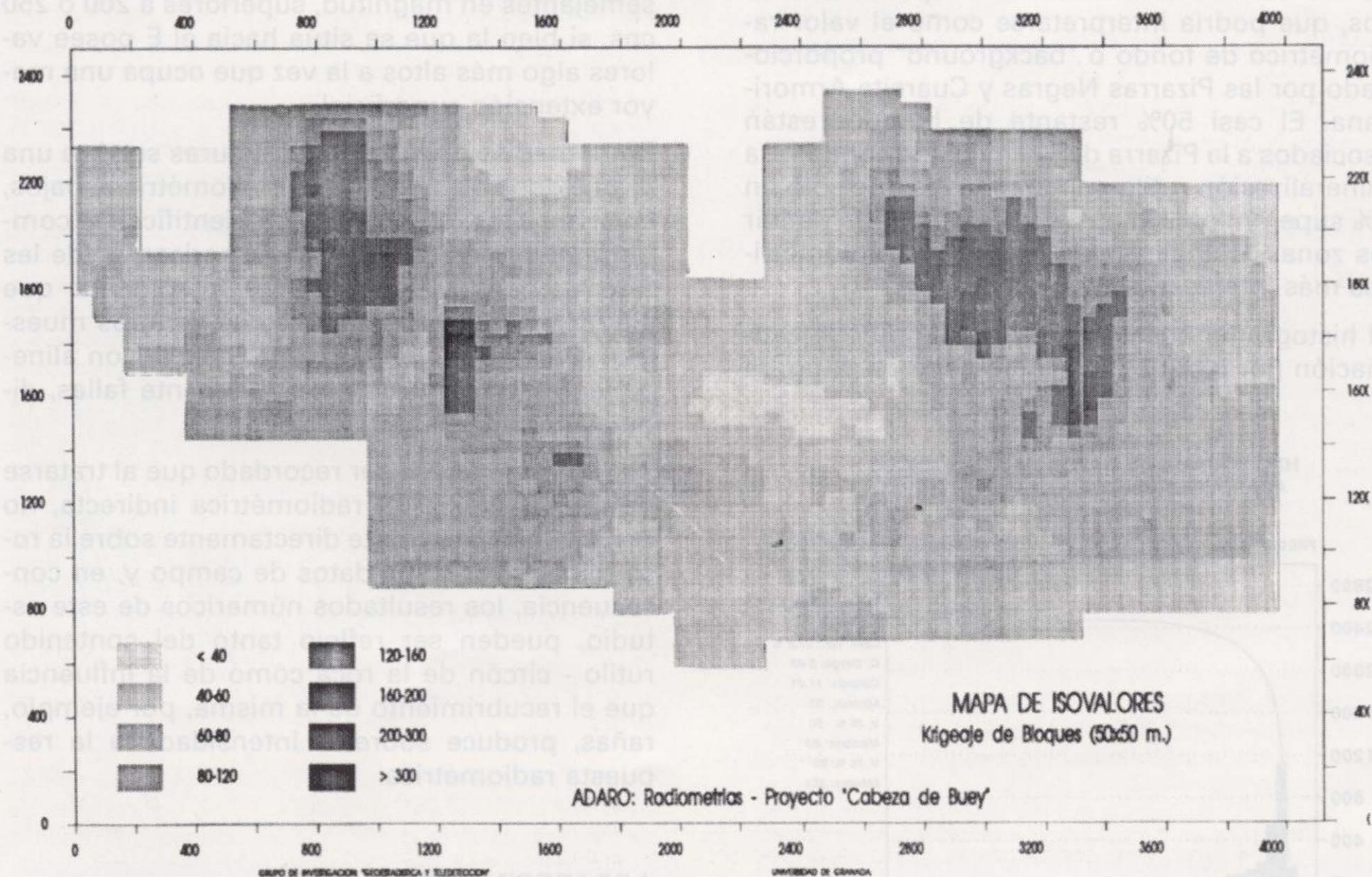


Figura 9.-Mapa de valores estimados a nivel de bloque. Valores expresados en cps.

La estructura localizada en el E parece poseer una mayor continuidad espacial con valores estimados que pueden llegar a 400 y 500 cps. En la siguiente tabla se expresa la frecuencia absoluta y acumulada en % para las clases utilizadas, así como la litología a la que mayoritariamente se asocian (Tabla II).

Tabla II

Clase (cps)	Litología	Frec.Rel.(%)	Frec.Acu.(%)
0 - 40	Pizarra negra	5.9	5.9
40 - 60		45.2	51.1
60 - 80	Pizarra de Pochico	22.0	73.1
80 - 120		12.7	85.8
120 - 160		6.0	91.8
160 - 200		3.0	94.8
200 - 300		4.2	99.0
> 300		1.0	100.0

Del análisis de estos datos se deduce que el 50% de los valores estimados son superiores a 60 cps, que podría interpretarse como el valor radiométrico de fondo o "background" proporcionado por las Pizarras Negras y Cuarcita Armoricana. El casi 50% restante de bloques están asociados a la Pizarra de Pochico que contiene la mineralización rutilo - circón, de los que sólo un 5% superan los 200 cps, valor que puede definir las zonas litológicas con anomalías radiométricas más interesantes.

El histograma absoluto y acumulado de la estimación por bloques se ha dibujado en la figura

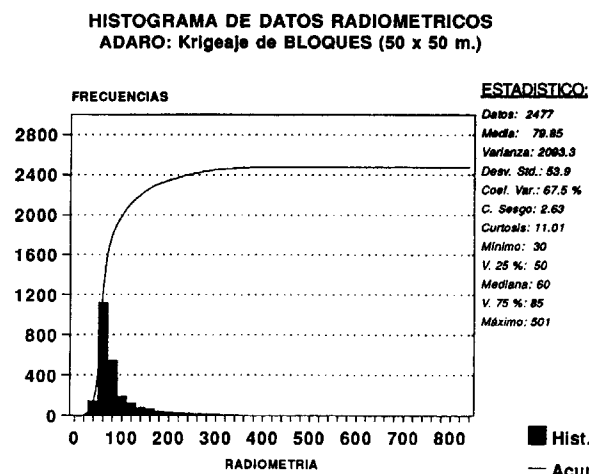


Figura 10.-Estadísticos de la estimación por bloques.

10, que, en términos relativos, presenta una buena semejanza con el histograma de datos experimentales.

CONCLUSIONES

Dentro del campo de aplicación de la Prospección Geominera, la determinación numérica de anomalías y posterior interpretación geológica se destaca como el método de trabajo más frecuentemente utilizado.

En este estudio se han aplicado las técnicas geoestadísticas al análisis espacial de datos de prospección radiométrica y se ha puesto en evidencia la presencia de dos estructuras de gran escala, localizadas respectivamente en el E y O del área de estudio, asociadas a las Pizarras de Pochico, cuya continuidad parece vislumbrarse hacia el Sur. Estas estructuras que se alinean en dirección aproximada N - S presentan valores radiométricos semejantes en magnitud, superiores a 200 o 250 cps, si bien la que se sitúa hacia el E posee valores algo más altos a la vez que ocupa una mayor extensión superficial.

Entre medias de las dos estructuras se abre una gran extensión con valores radiométricos bajos, en torno a los 40 - 60 cps, que identifican el comportamiento de la Cuarcita Armoricana y de las Pizarras negras. Es sorprendente constatar que algunos de los límites de las estructuras muestran cierto grado de correspondencia con alineamientos estructurales, posiblemente fallas, dibujados en el plano geológico.

Por último, merece ser recordado que al tratarse de una prospección radiométrica indirecta, no realizada en gran parte directamente sobre la roca mineralizada, los datos de campo y, en consecuencia, los resultados numéricos de este estudio, pueden ser reflejo tanto del contenido rutilo - circón de la roca como de la influencia que el recubrimiento de la misma, por ejemplo, rañas, produce sobre la intensidad de la respuesta radiométrica.

AGRADECIMIENTO

El desarrollo de este estudio ha sido posible gracias a un proyecto de investigación financiado

por ENADIMSA, habiendo sido desarrollada la metodología en el marco del proyecto PB 89/0015 de la CICYT.

REFERENCIAS

CHICA, M. (1987). *Análisis geoestadístico en el estudio de la explotación de los recursos minerales*. Tesis Doctoral. Univ. Granada. 387 p.

CHICA, M.; SALGUERO, A. y DELGADO, J. (1991). *Análisis y cartografía de Anomalías Radiométricas*. Informe interno ENADIMSA-Univ. Granada.

JOURNEL, A. y HUIJBREGTS, Ch. (1978). *Mining Geostatistics*. Academic Press. Nueva York. 600 p.

MATHERON, G. (1965). *Les Variables Régionalisées et leur estimation*. Masson et Cie. París. 212 p.

Original recibido: Enero de 1994.

Original aceptado: Octubre de 1994.

INFORMACION

Necrológica

JUAN MANUEL LOPEZ DE AZCONA

La Coruña 1907 - Madrid 1995

El pasado 6 de Febrero fallecía en Madrid D. Juan Manuel López de Azcona. El lunes 23 de Enero realizaba su última visita al Instituto al que acudía de forma asidua desde su jubilación en 1977.

Difícil es en estos momentos, y más para quien ha estado tantos años a su lado, hacer una semblanza de la extraordinaria figura que fue López de Azcona. Hombre comprometido con su tiempo, interesado en la ingeniería, las ciencias y las artes, estudioso e investigador infatigable, unía a una inteligencia nada común una vivacidad, vehemencia y capacidad de trabajo extraordinaria, y por añadidura la suerte de una salud envidiable que le acompañaría toda su vida.

Así, a los 22 años finalizaba los estudios superiores de Ingeniero de Minas en la Escuela de Madrid (promoción de 1929) obteniendo el Premio Gullón a la mejor memoria de fin de carrera.

Un año después, el 1 de Octubre de 1930, ingresaba en el Instituto Geológico y Minero de España como ingeniero del Ministerio dependiente, permaneciendo ininterrumpidamente en el mismo centro hasta su jubilación el 15 de Enero de 1977.

Su inquietud y afán de superación es tal que en 1934 obtendría el título de Ingeniero Sanitario. En el año 1936 la Licenciatura en Ciencias Físicas y el Doctorado en Ciencias Físico-Matemáticas en 1941. Años más tarde alcanzaría la graduación de Comandante del Cuerpo de Ingenieros Aeronáuticos.

No es de extrañar que con tal bagaje académico, unido a su inquietud y curiosidad por todas las ramas de las Ciencias, pronto se iniciara lo que sería una riquísima e insuperable trayectoria profesional a lo largo de los 47 años de servicios prestados a la Administración del Estado.

Dentro del Instituto, intervendría en proyectos de geología, hidrogeología y exploración geofísica y geoquímica, y de una manera muy destacada en las aplicaciones de la espectroscopia a la caracterización química y estructural de los materiales sobre los cuales trabajaba. Su gran valía pronto le llevó a ocupar cargos de responsabilidad, especialmente en los Departamentos de Laboratorios y de Publicaciones, Información y Biblioteca. Sin embargo su labor no se circunscribió estrictamente al ámbito del Instituto propiamente dicho, extendiéndose en un horizonte más amplio, como vocal representante del Ministerio de Industria en el Consejo Superior Geográfico, en la Junta Asesora Balnearia, en la Comisión Permanente de Pesas y Medidas, en las Comisiones Nacionales de Geodesia y Geofísica, de Geografía y de Investigación Espacial de la Energía, etc.

Además de la labor realizada al frente de los Departamentos citados, en los que alcanzaría pronto las jefaturas de los mismos, es de destacar su labor docente, sus muchos e importantes trabajos históricos, así como la gran dedicación prestada a cuantos organismos nacionales e internacionales perteneció, sin olvidar su importante labor académica como miembro del Instituto de España, ya que a temprana edad sería promovido Académico Numerario de

la Real Academia de Farmacia, así como de la de Doctores, siendo de esta última, Presidente de Honor.

Como Ingeniero del Departamento de Laboratorios analizó y valoró, a partir de 1930 los cationes para la tramitación de los expedientes de potabilidad, declaración de minero-medical y declaración de utilidad pública de numerosos manantiales mediante una técnica original espectroquímica de excitación por arco, con corriente continua y electrodo de carbón desarrollada por él, de una sensibilidad extraordinaria y fidelidad elevada, por lo cual establece con precisión la composición oligometálica de las aguas normales y minerales. Sobre esta técnica presentó Comunicaciones en varios Congresos, como el de Belgrado en 1963 con motivo del XI Colloquium Spectroscopicum Internationale (C.S.I.), titulado "Análisis espectroquímico de aguas"; y para el "Grupo para el Avance de las Medidas Espectroscópicas" (GAMS) de París (1962), "Análisis espectroquímico de cationes de aguas".

En 1958 con la categoría de Ingeniero Jefe sustituyó a Romero Ortiz en los Laboratorios del Instituto, cargo en el que permaneció casi 15 años produciendo la primera transformación hacia la modernidad de esas unidades, en la que destacó sobre todo su intensa labor científica en el campo de la espectroscopía. De su dedicación a esta especialidad dan idea las más de 30 publicaciones realizadas tanto a título individual como en colaboración con otros espectroscopistas como Piña de Rubies, Camuñas, Puig, Asensí Alvarez-Arenas, San Román y otros, que junto a él fueron los pioneros de esta ciencia en España. También es destacable que un trabajo de López de Azcona y Camuñas mereciera el 1º premio de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, en 1948.

Asimismo, en el año 1960, fue fundador del Grupo Espectroquímico de las Reales Sociedades Españolas de Física y de Química y primer presidente del mismo, y posteriormente presidente honorario, destacando como actos más relevantes la organización y presidencia del XV Colloquium Spectroscopicum Internationale en Mayo de 1969.

De igual forma, es también resaltable la puesta a punto de una técnica original en los Laboratorios del Instituto sobre la determinación de sílice libre en el medio ambiente minero, y el descubrimiento en el Laboratorio de Espectroquímica de "Estudios y Experiencias" del Ministerio del Aire, del "Efecto de estructura de la emisión espectral", basándose en los estudios que hacía sobre el material de aviones alemanes caídos en España. Por este descubrimiento fue premiado varias veces por diversos organismos científicos, tanto el autor como sus colaboradores, y fue tema de trabajo en varios centros de investigación de diferentes países. Se dio a conocer por primera vez en el extranjero en 1949 en Charleroi, y en Mayo de 1967, pronunció un discurso sobre el mismo en la Universidad de Ottawa, con ocasión del XIV Colloquium Spectroscopicum Internationale.

Como Jefe del Departamento de Publicaciones, Información y Biblioteca, dirigió la Revista del ITGE "Notas y Comunicaciones" que tendría su prolongación en el actual "Boletín Geológico y Minero", publicándose hoy día con la misma conformación y estructuración que él le diera en 1968.

Asimismo, fue un gran impulsor de las publicaciones de la primera serie de cartografía geológica a E. 1:50.000, estableciéndose para ello los primeros convenios con la Universidad Complutense y el Laboratorio de Laxe (La Coruña) del que fue creador y director el insigne Parga Pondal. Modernizó la presentación de las mismas, lo que ha sido tenido en consideración para la publicación de la actual 2ª Serie del Mapa Geológico Nacional, E. 1:50.000.

En 1962 finalizó la recopilación de datos que conformarían una extensa publicación: "Bibliografía de Minería, Metalurgia, Geología y Ciencias afines" en la que se recogen las publicaciones de Organismos Oficiales del sector minero o con él relacionados, libro de consulta imprescindible en cualquier biblioteca y que pronto quedaría agotado.

Da nueva vida a las antiguas colecciones del Instituto, modernizándolas en su presentación y acortando la periodicidad de sus apariciones.

López de Azcona, hasta su fallecimiento, seguiría muy unido al hoy denominado Servicio de Publicaciones y han sido continuas sus colaboraciones en el "Boletín Geológico y Minero", especialmente en esta última etapa de su vida, con diversos artículos históricos, algunos de ellos con motivo del V Centenario.

También era frecuente ver en esas páginas de la revista dedicadas a Información, sus reseñas bibliográficas, notas necrológicas y otras noticias de interés que aportaba puntualmente.

Ni que decir tiene que como revisor de cuantos trabajos a publicar se le daban eran devueltos siempre con gran prontitud y muchas veces con precisas correcciones, así como con cuantas consideraciones estimaba oportunas en pos de una mejora de los mismos, siempre agradecidas por los correspondientes autores.

Otro aspecto que con gran fuerza marcó su trayectoria profesional en el Instituto fue su interés y dedicación al estudio de las aguas minerales y mineromedicinales.

En este sentido se pueden destacar los Proyectos de captación y planta balnearia de Nº Sra. de la Salceda, en Salceda (Pontevedra), en Pardiñas (Lugo) y en Guardias Viejas (Almería) y el descubrimiento y proyecto de captación de los manantiales "Tiberio", en Panticosa (Huesca) y "Lunar" de Jaraba (Zaragoza).

Estudió e investigó las aguas minerales de Castro de Caldas (Pontevedra), Catoira (Pontevedra), Manantiales de "Peinador" en Mondariz (Pontevedra), Fontenova y Soursas, en Verín (Orense).

Promovió y tomó parte en la redacción de las memorias editadas por la Real Academia de Farmacia, sobre el estudio de los manantiales, establecimiento y acción clínica de las aguas de: Caldas de Tuy, Cuntis, Montemayor, Corconate, Ledesma, Solán de Cabras, y otras muchas.

Inició el estudio oligometálico de las aguas minerales por provincias, y ha publicado completos los de La Coruña y Pontevedra.

También es destacable el discurso de ingreso como Académico Numerario de la Real Academia de Farmacia en el

año 1960, titulado "Las aguas mineromedicinales y su industrialización".

En ese mismo año, fue ponente en la Asamblea de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (U.I.C.G.), celebrada en Helsinki del tema "La cartografía de las aguas subterráneas". Dos años después publicó el "Mapa de los manantiales minero-medicinales de España Peninsular y Baleares", así como un "Vocabulario hidrogeológico mine-ro-medicinal".

Con motivo de la Fiesta del Libro, el 23 de Abril de 1966 pronunció un discurso en el Instituto de España, titulado "Las aguas minerales en el siglo XVII".

Fue el ponente de España en el 11º simposio celebrado en Praga (1969), sobre las aguas termales y minerales del mundo, al que asistieron los ingenieros Cantos Figuerola y Gálvez Cañero, sorprendiéndoles la entrada de los tanques rusos que pusieron fin a la "primavera de Praga".

También fueron importantes sus trabajos de cartografía geológica, publicando las Hojas y Memorias (1ª serie) siguientes: La Coruña (1948) y S. Salvador de Serantes (1949), ambas con la colaboración de Hernández Sampelayo, Comba y Lizaur. Sisargas (1952), Carballo (1953), Lage (1953), Túy (1953), Camariñas (1954) y Tomiño (1963), las seis con la colaboración de Parga Pondal y Martín Cardoso Oya (1954), Muguía (1955), La Guardia (1956), Sta. Comba (1957), Outes (1958), Finisterre (1959), Betanzos (1960), Ordenes (1961), Puente deume (1963) y Oza de los Ríos (1962), todas ellas con la colaboración de Parga Pondal y Torre Enciso.

Formaría y publicaría en E. 1:200.000 los mapas geológicos de la Provincia de La Coruña (1964) con la colaboración de Parga Pondal y Torre Enciso, y Salamanca (1967) con F. Mingarro y Mª C. López de Azcona.

Trabajaría también en la formación del Mapa Geológico a E. 1:400.000 con la publicación de las Hojas correspondientes al cuadrante NO de la Península en colaboración con García Fuentes y Hernández Sampelayo, así como en la formación y publicación del Mapa Vulcanológico de España a E. 1:1.000.000 (1954) en el que también trabajarían Maximino San Miguel de la Cámara y Francisco Hernández Pacheco. En esa misma escala y en colaboración con J.M. Munuera publicaría en 1964 el Mapa Sismotectónico de España.

Aspecto relevante de su trayectoria profesional fue, sin duda, la extraordinaria labor docente que desarrolló a lo largo de su vida. Así, impartió la asignatura de Geofísica en la Facultad de Ciencias de la Universidad Central (Doctores en Física y Ciencias Naturales) desde 1940 a 1949. Se le designó Profesor Honorario de Geofísica al cesar a petición propia.

Dirigió 20 tesis doctorales para la Universidad de Madrid (Naturales, Geológicas, Químicas, Medicina y Farmacia), y 2 para la Universidad de Oporto. Todas con máxima calificación y varias con premio.

Organizó seis cursos sobre radiactividad en el Instituto Nacional de Geofísica entre los años 1944 y 1950, explicando en ellos los temas de Geonucleónica. Posteriormente im-

partió cuatro cursillos entre los años 1951 y 1955 en la Academia Militar de Ingenieros Aeronáuticos, sobre "Energía Nuclear". En la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, impartió clases de espectroquímica durante el curso 1959-60 dentro de "Investigación y refinado de Hidrocarburos", y también, la de Espectroquímica y aguas minerales y termales de los cursillos de los años 1966 a 1970, dentro de "Hidrogeología".

Organizó la parte de análisis espectroquímico de los seis cursillos de "Aplicaciones metalúrgicas de las técnicas modernas no destructivas" de las Escuelas de Ingenieros de Minas e Ingenieros Aeronáuticos desde 1957 a 1963.

Pronunció cerca de 400 conferencias en numerosísimos países, entre los que cabe destacar la conferencia magistral encargada por la Universidad de Carleton (Ottawa) en 1967, con ocasión de la conmemoración del centenario de Canadá, titulada "Effect de l'Etat Physico-Chimique de l'Emission Spectrale des Produits métallurgiques", y en España pronunció el discurso de apertura de Curso, en el año 1949, en la Academia de Doctores titulado "La Energía Nuclear", y el de apertura del XV Colloquium Spectroscopicum Internationale celebrado en Madrid en el año 1969.

Perteneció, asimismo, a numerosas comisiones internacionales, entre las que cabe destacar, la Comisión de Datación Absoluta en 1956, la Comisión de la Historia de las Ciencias Geológicas en 1956, de la que fue Vocal en representación de los países de lenguas latinas de dicha Asociación; la Comisión de Espectroscopia en 1967 de la que fue Presidente mundial entre 1967 y 1969, y Vocal hasta Octubre en 1971, y la Comisión del Mapa Geológico de Europa en 1968, todas ellas pertenecientes a la Unión Internacional de Ciencias Geológicas.

Formó parte de la Delegación Española en varias asambleas internacionales de la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica y de la Unión Internacional de Ciencias Geográficas y de cuatro Congresos Geológicos Internacionales.

Al mismo tiempo, su gran actividad le llevó a fomentar la creación de diversas entidades que han contribuido en gran medida con el paso de los años al desarrollo geológico y minero de nuestro país. Destacan el Instituto Nacional de Geofísica, creado en 1941, del que fue Secretario General, la Comisión Nacional de Geología, creada en 1957, de la que también fue Secretario General y el Grupo Espectroquímico, creado en 1959 y del que fue Presidente Honorario.

López de Azcona desarrolló también una gran labor en el campo de la Historia de la Ciencia y la Tecnología, centrándose especialmente en el campo geológico-minero, sobre todo a partir de los últimos diez años de su vida profesional y posteriormente hasta su jubilación.

A nivel general, publicó en 1964 su "Contribución a la Historia de la Geología y Minería en España".

Su interés por la enseñanza, se materializó en dos publicaciones, una en 1960, sobre "La enseñanza de la Minerología", y otra en 1978 "La enseñanza de la Minería en el Nuevo Mundo", en la que analizó el surgimiento de las pri-

meras Escuelas de Ingeniería en todo el continente americano, que fueron las de Potosí y Ciudad de México en el XVIII, dedicadas a la formación de ingenieros de minas.

Dentro del conjunto de biografías de López de Azcona, resulta especialmente destacable la de los hermanos Elhúyar, descubridores del volframio en 1783, realizada por encargo de la Asociación Nacional de Ingenieros de Minas para la conmemoración del 2º Centenario de este hecho. También dedicó un trabajo especial al descubrimiento de tres metales por españoles en el XVIII: *el platino*, dado a conocer por el marino Ulloa, descubierto por los mineros de Nueva Granada; *el volframio*, por los ingenieros de minas, *Hnos. Elhúyar*, y *el vanadio* por *Andrés Manuel del Río*.

En esta faceta histórica, además de los trabajos referidos, entre sus 26 libros publicados está también "Contribución a la historia de la geología y minería españolas" (en colaboración con *José Meseguer Pardo*), publicado en Madrid, en 1963 por el Instituto Geológico y Minero de España, y entre sus 366 artículos publicados, destacamos en este aspecto las biografías de, Casiano del Prado y Valle, Cortés de Albar, Ibáñez de Ibero, Juan Santacilla y Carbonell Trillo Figueroa.

Su relación con la Farmacia, le llevó a publicar en 1972, un trabajo: "Farmacéuticos titulados en minas en el siglo XIX", que vio la luz en los Anales de esta Academia.

Ya jubilado y con ocasión del V Centenario del Descubrimiento de América, coordinó dos trabajos fundamentales, el volumen de "La Minería en Nueva Granada (1500-1800)" y el "Repertorio Bibliográfico de la Minería Iberoamericana", realizando en ambas, aportaciones originales suyas, y que publicadas por el ITGE, serían presentadas en el incomparable marco del Museo Geominero por el Director General del Instituto, D. Camilo Caride de Liñán.

Se trata, en el caso del Repertorio, de la culminación y actualización de los trabajos de *Eugenio Maffei* en 1892 para el Cuarto Centenario del Descubrimiento de América, que no llegaron a ver entonces la luz. En el Repertorio, especialmente en el volumen de Biografías de geógrafos, geólogos, mineros y metalúrgicos iberoamericanos, *López de Azcona* aporta sus numerosas biografías realizadas a lo largo de treinta años de trabajo. Esta obra, supone un trabajo fundamental, el más importante junto al de *Maffei* en el XIX y es punto de partida necesario para los historiadores de ambos lados del Atlántico.

Su labor académica fue incansable, llegando a figurar entre los académicos más asiduos, superando el medio millar de asistencias a las sesiones ordinarias. En los "Anales" de la Real Academia de Farmacia, se han publicado

muchas de las memorias que realizó sobre Balnearios españoles así como diversos estudios sobre aguas mineromedicinales.

Contestó a innumerables discursos de ingreso. Recordamos en la Academia de Doctores los dedicados a: D. José María Ríos García, D. Jorge Doestch-Sundhein, D. Joaquín Sánchez Cordovés, D. Florentino Gómez Ruimonte, D. Juan Bonelli Rubio, D. Pío Suárez Inclán y Aravaca, D. José Cantos Figuerola, D. José García Santesmases, D. José Paz Maroto, D. Juan Abelló y D. Félix Aranguren Sabas.

Con motivo de su fallecimiento, ambas Academias han celebrado Sesiones Necrológicas en su memoria y concretamente en la Real Academia de Farmacia estuvo representado el ITGE por su Director General que glosó la amplia e importante labor realizada por López de Azcona a lo largo de los 47 años de permanencia en el Instituto.

También fue miembro correspondiente de la Real Academia de Ciencias, Nobles Letras y Bellas Artes de Córdoba, de Ciencias y Artes de Barcelona, así como de la Real Academia Gallega, de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba (Argentina) y miembro del Instituto de Coimbra (Portugal).

Entre sus muchas distinciones fue Colegiado de Honor y Distinguido Nacional del Colegio de Licenciados y Doctores. Laureado tres veces por la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Premio Adaro de Historia de las Ciencias y Premio Extraordinario de Licenciatura y Doctorado. Entre sus condecoraciones están la Gran Cruz del Mérito Civil, Gran Oficial de la Orden del Mérito Agrícola e Industrial (Portugal), Encomienda de Número de Isabel la Católica, del Mérito Agrícola, de Alfonso X el Sabio, Cruz de Guerra, Medalla de Oro de Gerona, Medalla de la Campaña, Medalla Militar Colectiva de Minadores, Medalla al Mérito Doctoral de plata y de oro, Medalla Carracido, etc.

López de Azcona, consciente desde el primer momento de su gravedad y pensando pudiera alargarse la enfermedad, expresó su deseo de que la Real Academia de Farmacia dispusiera de su plaza de Académico de Número, con el único objeto de que no estuviera ésta inactiva. Asimismo, quiso fuese entregado a dicha Institución el Collar de Miembro del Instituto de Coimbra.

En sus últimos momentos reiteró su deseo de que las honras fúnebres no traspasaran el ámbito familiar, así como que en todo se ajustaran a la estricta y severa austeridad dictada por la Venerable Orden Tercera a la que pertenecía, y así esperó su fin con toda serenidad y confianza en Dios.

NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará paginado y mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

Parte gráfica.

La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras, tablas y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia)

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de diez días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

**Toda la correspondencia referente a las publicaciones
deberá dirigirse a:
Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara
Jefe del Servicio de Publicaciones
Instituto Tecnológico Geominero de España
Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid**

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Finalidad:

*Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería
Agua subterráneas, y Disciplinas conexas*



GEOLOGIA

MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA
GEOLOGIA MARINA



RECURSOS MINERALES

EXPLORACION MINERA E INVESTIGACION DE YACIMIENTOS
METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS
PROCESOS, TECNOLOGIA Y ECONOMIA MINERAS
NORMATIVA Y SEGURIDAD MINERA



AGUAS SUBTERRANEAS

CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOS
RECURSOS GEOTERMICOS



INGENIERIA GEOAMBIENTAL

RIESGOS GEOLOGICOS
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA
ESTUDIOS MEDIOAMBIENTALES



LABORATORIOS Y ENSAYOS

ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA
GEOFISICA Y TELEDETECCION APLICADA
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS
CARACTERIZACION DE ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES
SONDEOS MECANICOS Y ENSAYOS DE BOMBEO



INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS

FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS
LITOTECA
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES



SERVICIO DE PUBLICACIONES

CARTOGRAFIA TEMATICA A DIVERSAS ESCALAS
PUBLICACIONES SOBRE GEOLOGIA, MINERIA Y CIENCIAS CONEXAS
«BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO»
«REVISTA ESPAÑOLA DE MICROPALAEONTOLOGIA»



MUSEO GEOMINERO

PALEONTOLOGIA Y MINERALOGIA
CATALOGACION Y GESTION DE COLECCIONES GEOLOGICAS
EXPOSICIONES: TEMPORALES Y PERMANENTES
DIVULGACION CIENTIFICA

Sede Central:

C/Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID

☎: 91/349 57 00. Fax: 91/349 57 62

Centro de Laboratorios:

C/La Calera, 1 - 28760 TRES CANTOS (MADRID)

☎: 803 22 00