

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín geológico y minero

VOLUMEN 110

Noviembre-Diciembre 1999

NUMERO 6



REVISTA BIMESTRAL DEL ITGE FUNDADA EN 1874

ISSN 0366-0176

Volumen 110
Número 6
Noviembre-Diciembre 1999

boletín geológico y minero



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

JU AGU 2000

Sumario

Geología	P. CÓZAR y S. RODRÍGUEZ: Evolución sedimentaria del Carbonífero Inferior del Área del Guadiato (España).	3
	A. GOY y A. RODRIGO: Catálogo de los Ammonoideos del Triásico español depositados en el Museo Geominero (ITGE, Madrid).	21
	A. PEREJÓN, E. VENNIN, E. MORENO-EIRIS y J. J. ÁLVARO: Cronología de los procesos kársticos en los montículos cámbricos del Cerro del Hierro (Zona de Ossa-Morena, Sevilla, SO de España).	33
Minería	R. RODRÍGUEZ DÍEZ y J. TORAÑO ÁLVAREZ: Análisis retrospectivo de la subsidencia de capas de carbón. Aplicación de una función de perfil general para cualquier inclinación de la capa (0°-90°).	41
	J. L. GARCÍA LOBÓN y A. PELÁEZ MARTÍNEZ: Cartografía geofísica y situación de indicios mineros respecto de anomalías magnéticas, radiométricas y gravimétricas en cuatro áreas de la Faja Pirítica.	55
Hidrogeología	A. LÓPEZ, C. CONDE, J. M. PÉREZ y A. HIDALGO: Un método de volúmenes finitos para la simulación del transporte de contaminantes en la geosfera.	79
Información	Publicaciones recientes.	89
	Índice de Materias.	91
	Índice de Autores.	95

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

 Instituto Tecnológico
GeoMinero de España



Ministerio de Medio Ambiente

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.

PORTADA:
Formas erosivas en las granodioritas de Santa Eulalia de Pena. Ferial, Lugo

Foto: F. Bellido

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366-0176
NIPO 320-99-001-2

Graficas Chile, S.A.L. - Chile, 27 - Telef./Fax 91 359 57 55 - 28016 -MADRID

Impreso en papel ecológico

EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA DEL CARBONÍFERO INFERIOR DEL ÁREA DEL GUADIATO (ESPAÑA).

Por P. CÓZAR (*) y S. RODRÍGUEZ (*)

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados estratigráficos y sedimentológicos obtenidos a partir de 51 afloramientos y secciones estratigráficas localizadas en el sector Norte del Área del Guadiato. Los materiales existentes pertenecen al Precámbrico y Carbonífero (Viseense superior, Serpujoviense-Namuriense y Westphaliense). Los materiales del Carbonífero Inferior han sido correlacionados con más precisión mediante zonas de foraminíferos (cronoestratigráficas). Las zonas identificadas son la 14, 15 y 16 (Viseense superior), 17 y 18 (Serpujoviense).

Una vez establecida la correlación cronoestratigráfica de los niveles, se ha realizado una síntesis de los ambientes sedimentarios identificados en cada una de las cronozonas.

Durante el Viseense superior se desarrolló una amplia rampa. En los sedimentos de la zona 14 situados hacia el NO se define una estrecha llanura mareal, pudiéndose encuadrar la mayor parte de los afloramientos en la plataforma interna. Las facies de plataforma externa son escasas. En los sedimentos de la zona 15 no llegan a registrarse las llanuras mareales, y los materiales de la plataforma externa siguen siendo escasos. Los afloramientos de la plataforma interna son frecuentes. Los sedimentos son más profundos y potentes hacia el SE del Área del Guadiato.

Las condiciones de la sedimentación cambiaron en el Serpujoviense. Los sedimentos se depositaron en cubetas pequeñas y aisladas, en las que se desarrollaron facies de talud, plataforma interna, llanura mareal y deltas. En función del área analizada la sucesión varía, pero siempre siguiendo una secuencia de somerización.

Los sedimentos del Viseense superior-Serpujoviense definen en su conjunto un gran ciclo transgresivo-regresivo, cuyo origen se debe tanto a eustatismo como control tectónico.

Palabras clave: Sedimentología, Estratigrafía, Viseense superior, Serpujoviense, Ossa-Morena.

ABSTRACT

The stratigraphical and sedimentological data of 51 outcrops and stratigraphic sections are summarised in this paper; these are located on the North of Guadiato Area. The rocks outcropping there are Precambrian and Carboniferous (upper Viséan, Serpukhovian-Namurian and Westphalian). The Lower Carboniferous materials have been accurately correlated by means of foraminiferal chronostratigraphic zones. The identified zones are 14, 15, and 16 (upper Viséan), 17 and 18 (Serpukhovian).

Taking into account the chronostratigraphic correlation, a synthesis of the sedimentary environments of each chronozone is attempted.

A wide ramp developed during upper Viséan in which a narrow tidal flat in the sediments of the zone 14 located towards NW, is defined, whilst most of the sediments were deposited within inner platform environments. The talus and outer platform facies are scarce. A tidal flat does not appear during zone 15, and the sediments of the outer platform are scarce. There outcrops of the inner platform are frequent. The sediments are deeper and thicker towards SE along the Guadiato Area (during upper Viséan).

The characteristics of the sedimentation changed during Serpukhovian. The sediments were laid down on small and isolated basins; among which, talus, inner platform, tidal flat and deltaic facies were developed. This sequence can change in function of the analysed area, but it always shows a shallowing sequence.

The rocks of upper Viséan-Serpukhovian together define a transgressive-regressive cycle, whose origin is due to both eustatism and tectonic control.

Key words: Sedimentology, Stratigraphy, Upper Viséan, Serpukhovian, Ossa-Morena.

(*) Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040-Madrid. E mail: Serprodr@eucmax.sim.ucm.es.

INTRODUCCIÓN

Los materiales que han sido estudiados se encuentran localizados al Noroeste de la provincia de Córdoba; estos afloramientos han sido incluidos por algunos autores en la Zona de Ossa-Morena (GABALDÓN et al. 1983a), mientras que para otros representaría el borde meridional de la Zona Centroibérica (BURG et al., 1981). Este estudio se ha centrado en las rocas del Carbonífero Inferior, aunque en el sector también afloran materiales desde el Precámbrico hasta el Westphaliense (además de Terciarios y Cuaternarios). Los nombres utilizados en la bibliografía para referirse a estos materiales del Carbonífero han sido numerosos y confusos (CÓZAR y RODRÍGUEZ, 1999); en este mismo trabajo se recomienda el término de Área del Guadiato en relación con los materiales datados como Viseense superior-Namuriense y que afloran a lo largo del Valle del Río Guadiato. La denominación de área (y no cuenca) es necesaria ya que la disposición final de los materiales del

Carbonífero Inferior no tiene mucha relación con la cuenca de sedimentación original. En esta zona existen muchas áreas de edad semejante, aunque existe una gran polémica acerca de cuales formarían parte de la cuenca. GABALDÓN et al. (1983a) proponen una cuenca del Carbonífero Inferior de la Zona Norte de Ossa-Morena y otra en la Zona Sur. En éstas quedarían englobados todos los afloramientos existentes. Aunque existen algunos problemas respecto a la definición de estas dos cuencas, para facilitar la comprensión del lector en relación al contexto estratigráfico del Guadiato, diremos que los afloramientos estudiados pueden localizarse en las facies de plataforma de la cuenca de la Zona Norte de Ossa-Morena (Fig. 1).

El estudio de la zona ha sido tradicionalmente abordado mediante las tres bandas definidas por PÉREZ-LORENTE (1979). Los materiales en los que se ha centrado nuestro estudio sólo están implicadas las bandas meridional y central de este autor. Los sedimentos de la banda meridio-

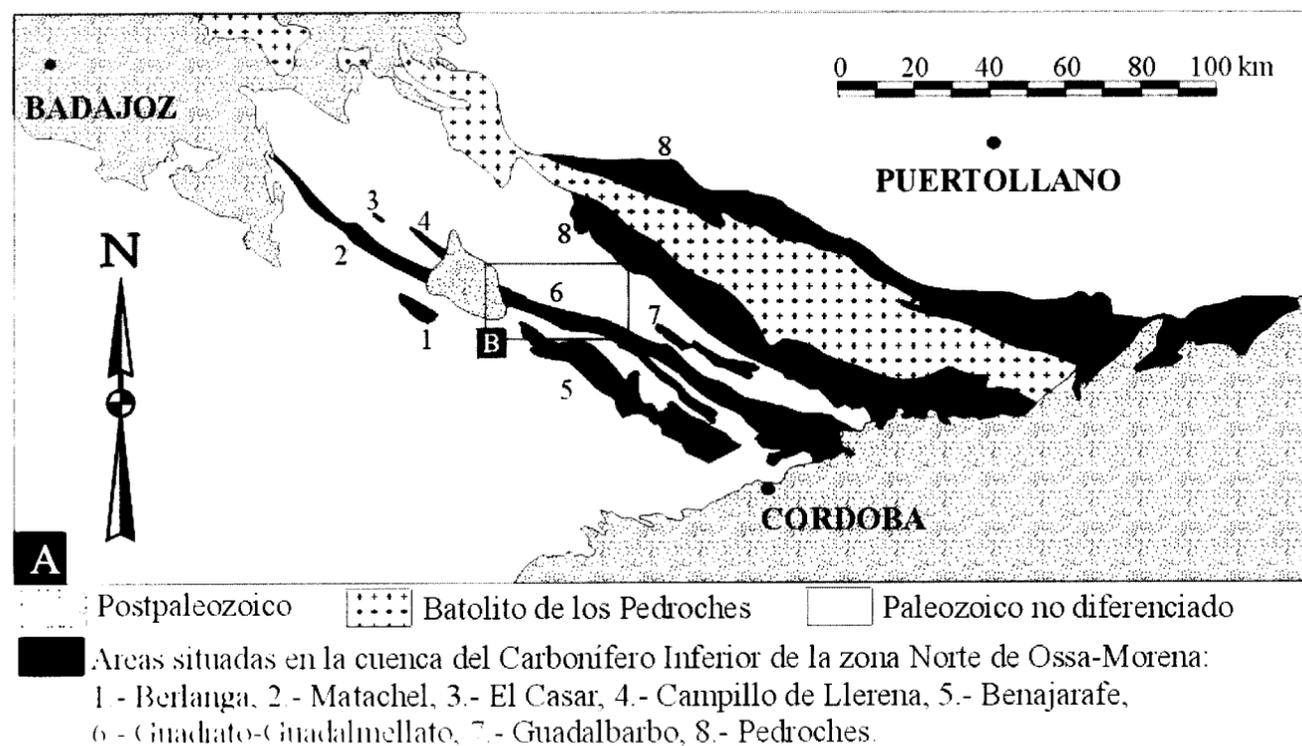


Fig. 1. A. Localización del Área del Guadiato en Ossa-Morena. B: área estudiada (modificado de Cózar y Rodríguez, 1999).

nal han sido interpretados como turbidíticos por algunos autores (ALMARZA et al. 1973, PÉREZ-LORENTE 1979), y tempestíticos por otros (GABALDÓN et al. 1983b y 1985, GABALDÓN 1990). Los materiales de la banda central han sido interpretados como calizas arrecifales o de plataforma somera donde se llegan a observar canalizaciones tipo "debris flow" en el talud (PÉREZ-LORENTE 1979, APALATEGUI et al. 1985); por encima de éstos aparecen arenas y conglomerados en facies deltaicas (WAGNER et al. 1983).

A partir de estas dos bandas, CÓZAR y RODRÍGUEZ (1999) proponen tres unidades de carácter estructural (Fig. 2): Unidad del Fresnedoso, Unidad de la Sierra del Castillo y Unidad de San Antonio-La Juliana. Dentro de esta última se llegan a diferenciar una sedimentación alóctona, sedimentación autóctona y los Terrígenos de Sierra Boyera. Estas unidades

reflejan las variaciones sedimentológicas, estratigráficas así como tectónicas que se produjeron durante la sedimentación de los materiales. La gran cantidad de sedimentos alóctonos encontrados en la Unidad de San Antonio-La Juliana son importantes para la reconstrucción sedimentológica de las otras dos unidades. La Unidad de la Sierra del Castillo no se encuentra en continuidad estratigráfica con la Unidad del Fresnedoso, aunque sus edades son semejantes, por lo que la primera de estas dos también puede considerarse estructuralmente como alóctona.

El objetivo primordial de este trabajo es la aportación de nuevos datos relacionados con la sedimentación del Área del Guadiato, observando sus variaciones tanto espaciales como temporales.

El afloramiento actual es bastante complejo, totalmente influenciado por una tectónica muy

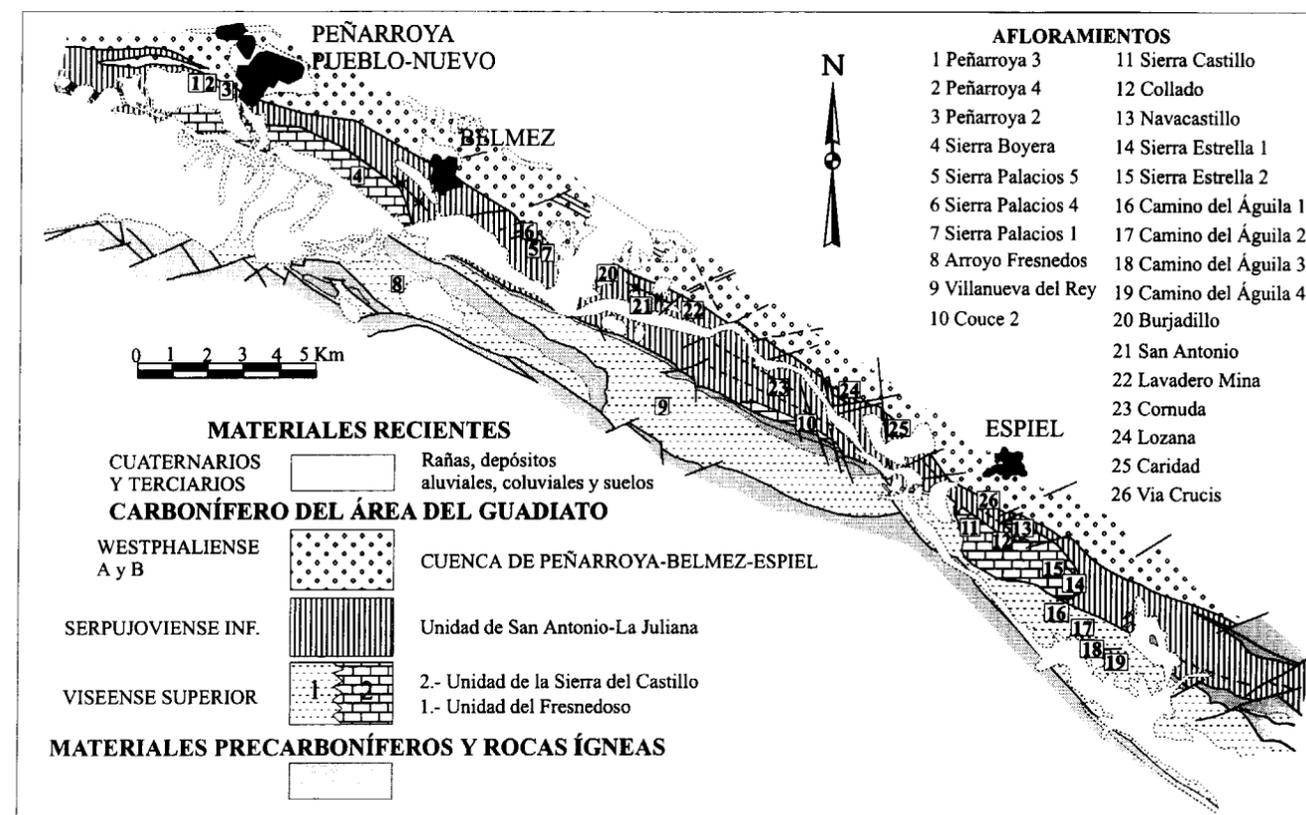


Fig. 2. Detalle de la Fig. 1B. Afloramientos mencionados en este trabajo (modificado de Cózar y Rodríguez en prensa).

activa, tanto sin- como post-sedimentaria. Debido a esta tectónica, el estudio y correlación de los materiales en función de unidades estructurales no es el más adecuado, puesto que el alto grado de aloctonía de las rocas distorsiona los resultados finales. El modo de salvar estos problemas es correlacionar las secciones estratigráficas encontradas basándonos en las cronozonas de foraminíferos identificadas. Las correlaciones de carácter litológico son muy complicadas e imprecisas, siendo posibles en muy pocos casos.

Uno de los problemas que hay para correlacionar las distintas secciones estratigráficas es que el grado de aloctonía es alto. La superficie expuesta en el Área del Guadiato es un corte transversal de la cuenca de sedimentación, y en consecuencia supondremos en los gráficos que la relación entre las columnas debía ser bastante parecida a la original. Por tanto, la orientación de las correlaciones es Noroeste-Sureste. Aunque hayamos supuesto que la relación entre las secciones estratigráficas sea la original en la cuenca de sedimentación, esta suposición no implica que la disposición original de la cuenca fuese exactamente la misma (Suroeste-Noreste de facies proximales a distales).

CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LOS MATERIALES.

El primer paso a seguir es la correlación de los materiales. Dentro de las posibilidades existentes se escogió como más fiable la datación de los materiales mediante las zonas de foraminíferos propuestas por MAMET (1974). Estas zonas tienen un carácter cronoestratigráfico (CÓZAR-MALDONADO, 1998).

En el Área del Guadiato se han identificado las zonas 14, 15, 16, 17 y 18 (CÓZAR-MALDONADO, 1998), que están encuadradas en el Viseense superior (las tres primeras) y la mitad inferior del Serpujoviense (las dos últimas). Estas dataciones están realizadas en carbonatos marinos, ya que sobre éstos se encuentran sedimentos siliciclásticos en facies deltaicas denominados como Terrígenos de Sierra Boyera (CÓZAR y RODRÍGUEZ, 1999); éstos fueron datados como Namuriense A (WAGNER et al. 1983).

En este estudio se han recogido datos pertenecientes a 25 secciones estratigráficas levantadas en el sector Noroeste del Área del Guadiato. Además de éstas, también se recogen en parte los datos que aporta el estudio de otros 26 afloramientos puntuales, en los que no se llegó a levantar columna, pero que llegan a complementar muchos datos entre las columnas anteriores (CÓZAR-MALDONADO, 1998).

Entre todas estas columnas y afloramientos hemos seleccionado 26 como representativos tanto de la estratigrafía como de la sedimentología de este sector (Fig. 2): Peñarroya 2, 3, 4, Sierra Boyera, Sierra Palacios 1, 4, 5, Arroyo del Fresnedoso, Villanueva del Rey, Couce 2, Sierra del Castillo, Collado, Navacastillo, Sierra de la Estrella 1, 2, Camino del Águila 1, 2, 3, 4 (todas éstas en el Viseense superior), y Burjadillo, San Antonio, Lavadero de la Mina, Cornuda, Lozana, Caridad y Vía Crucis (en el Serpujoviense).

Generalmente en la zona, la base del registro carbonífero es el Precámbrico. En las columnas donde se ha encontrado éste, los materiales son micaesquistos y cuarzoesquistos pertenecientes al Grupo de Sierra Albarrana. Al Sureste de la zona estudiada, en las secciones del Camino del Águila (Fig. 2), los materiales de la Unidad del Fresnedoso se apoyan directamente sobre materiales de la Unidad de San Antonio-La Juliana; este contacto se realiza mediante una pequeña banda de brechificación, que se relaciona con un posible cabalgamiento. En este sector el hiato sedimentario abarca un periodo desde el Cámbrico hasta el Viseense medio (Fig. 3). Algunos autores correlacionan los niveles de conglomerados de la base de la sección del Arroyo del Fresnedoso con otros carboníferos próximos; en consecuencia les asignan la edad de los mismos, Tournaisiense-Viseense inferior (GABALDÓN et al. 1983a). Nosotros no hemos encontrado ningún dato que corrobore esta afirmación, por lo que suponemos como Viseense superior la base de la sección (desde los primeros niveles carbonatados), aunque con ciertas dudas en los conglomerados, que no han podido ser datados.

En otras áreas de Ossa-Morena, los materiales equivalentes a la Unidad del Fresnedoso se dis-

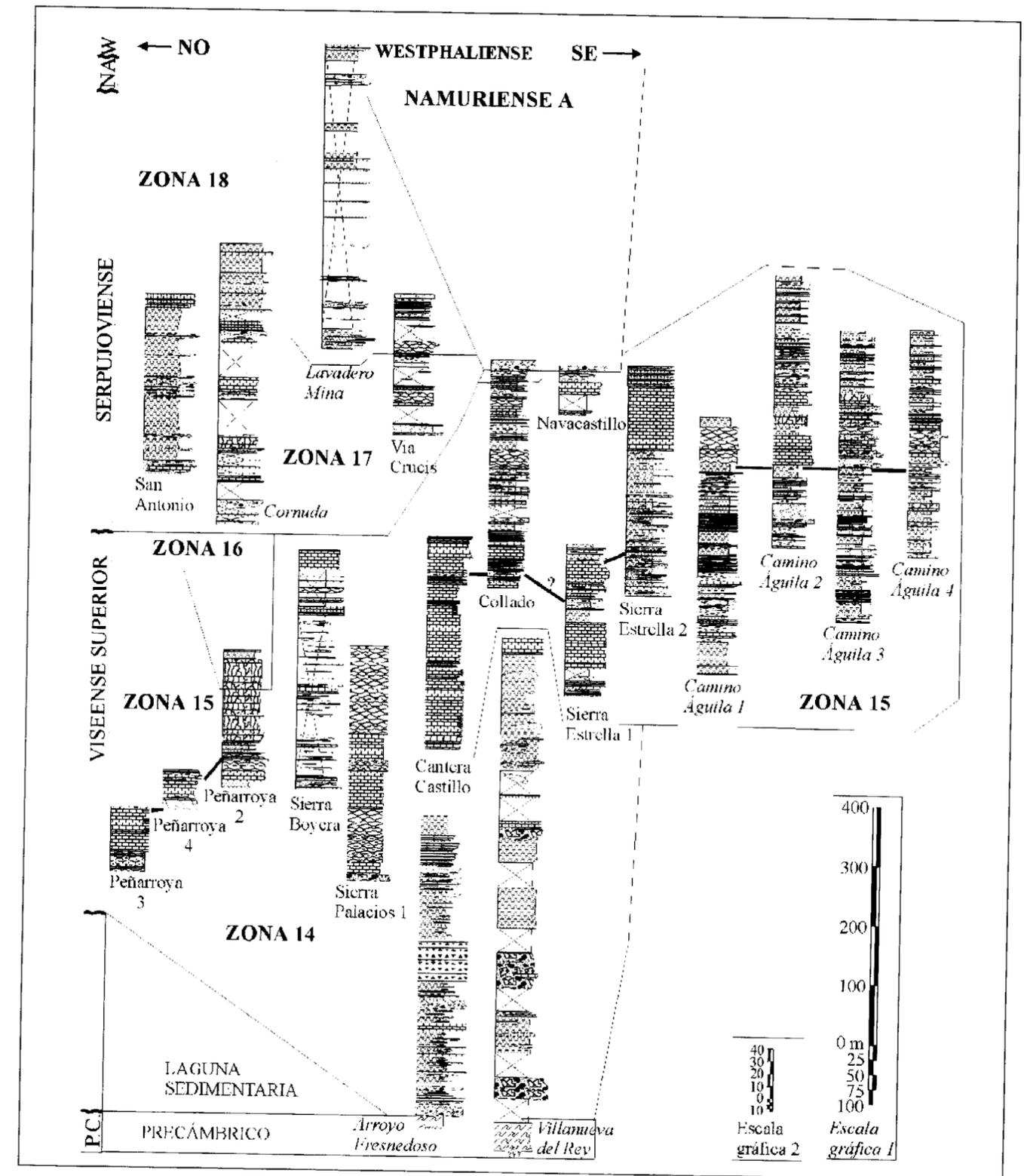


Fig. 3. Correlación cronoestratigráfica de las principales secciones. Localización de las secciones en la Fig. 2. La escala gráfica 1 es la adoptada para las secciones del Arroyo del Fresnedoso, Villanueva del Rey, Camino del Águila 1, 2, 3, 4, La Cornuda y Lavadero de la Mina. Para el resto de las secciones se ha utilizado la escala gráfica 2.

ponen sobre otros materiales diferentes del Precámbrico, llegando incluso hasta el Devónico (MARTÍNEZ-POYATOS et al. 1998). Por tanto, el hiato sedimentario varía de unas áreas a otras.

Los sedimentos datados como pertenecientes a la zona 14 no son demasiado abundantes (Fig. 3 y 4); esto se debe fundamentalmente al carácter siliciclástico fino dominante y la gran cantidad de materiales de recubrimiento. Los carbonatos están localizados en el Noroeste, aunque tienen una potencia reducida. Entre las secciones levantadas destaca la de la carretera de Villanueva del Rey, que aunque con muchos tramos cubiertos, es un corte transversal que recoge casi en su totalidad la Unidad del Fresnedoso; a pesar de su proximidad con la sección del Arroyo del Fresnedoso, no existe ningún rasgo litoestratigráfico que permita correlacionarlas. Las secciones de Peñarroya se pueden correlacionar entre sí fundamentalmente por la presencia de conglomerados y areniscas canalizadas así como por las karstificaciones existentes (Fig. 3). No existe ningún otro rasgo que permita correlacionar con precisión el resto de secciones de la cronozona.

Los materiales identificados como característicos de la Zona 15 se disponen en continuidad estratigráfica con los de la Zona 14, aunque son pocas las secciones donde aparecen representadas las dos cronozonas (Fig. 3). En ésta destaca un mayor desarrollo de carbonatos que en la zona precedente, aunque éstos también están localizados predominantemente hacia el Noroeste del área estudiada. Los depósitos siliciclásticos dominan hacia el Sureste. Las secciones de la Sierra del Castillo y el Collado (CÓZAR-MALDONADO 1996) son litológicamente correlacionables porque en ambas queda registrado un importante evento catastrófico (capa de tormenta). A mitad de la Sierra de la Estrella 1 existe otro depósito de tormenta de extraordinaria energía, aunque la naturaleza de éste es diferente, por lo que la correlación con las columnas anteriores es un tanto dudosa (Fig. 3). Entre la Sierra de la Estrella 1 y 2 los niveles son correlacionables cartográficamente ya que los estratos tienen un carácter discontinuo, pero los tramos son homogéneos. Las secciones del Camino del Águila se correlacionan también a nivel cartográfico, ya que los grandes paquetes de calizas no

son comunes, y los niveles individualizados son también muy discontinuos. No se ha encontrado ninguna característica para correlacionar estas secciones con las del resto de la cronozona.

La Zona 16 ha sido identificada en las secciones del Collado y Peñarroya 2 (Fig. 3); además de otras dos secciones en la zona de Las Caleras (MORENO-GONZÁLEZ, 1999). Estos sedimentos están en continuidad estratigráfica con los de la Zona 15. Tres de las secciones se encuentran en las proximidades de Sierra Boyera, lo que podría aludir a un sesgo hacia la zona Noroeste del Guadiato. No consideramos factible esta interpretación, sino que consideramos la sedimentación de la Zona 16 de forma discontinua a lo largo del eje Noroeste-Sureste. Esto se debe básicamente a que creemos muy probable su registro durante este periodo en otras zonas como en el Camino del Águila, donde por encima de la sección del Camino del Águila 3 se encuentran unos 400-500 metros de pizarras negras que no han sido recogidas en la columna. Suponemos que en este intervalo sí estaría representada la Zona 16, pero que al tratarse de siliciclásticos no podemos identificar las zonas de foraminíferos. Quizás en el futuro, con otros grupos fósiles se llegue a identificar este Viseense terminal.

Los afloramientos identificados de la Zona 16 son por tanto muy escasos, y no se llega a caracterizar bien ni la asociación de foraminíferos, ni la estratigrafía. Suponemos que a techo de los materiales existe un hiato aunque no demasiado importante.

Los materiales autóctonos de la Unidad de San Antonio-La Juliana no son demasiado abundantes en el área, apareciendo generalmente muy cubiertos. Además de la escasez a la que nos tenemos que enfrentar, las características estratigráficas son muy variadas y difícilmente correlacionables. La forma más precisa de correlacionar las columnas es mediante el límite entre las zonas 17 y 18. La estructura de esta unidad es la más compleja de las existentes en Guadiato, con muchas fallas internas que distorsionan los afloramientos, por lo que ni siquiera a nivel cartográfico se pueden correlacionar las columnas con precisión. La sedimentación durante este periodo es continua, hecho que queda bastante bien reflejado a lo largo de varias secciones.

Incluidos en la unidad y por encima de los depósitos marinos de la misma, se depositaron los Terrígenos de Sierra Boyera. Estos sedimentos en facies deltaicas aparecen a techo de la sección del Lavadero de la Mina (Fig. 3); el resto de los afloramientos conocidos están relacionados mediante contactos mecánicos con otros materiales del Área del Guadiato (Collado, Couce, Sierra Boyera).

Posteriormente a éstos, se depositaron los materiales westphalienses de la Cuenca de Peñarroya-Belmez-Espiel. La laguna sedimentaria existente

en este intervalo es de más de 10 millones de años (parte del Namuriense A hasta el Westphaliense A, WAGNER comunicación personal).

SÍNTESIS SEDIMENTOLÓGICA DEL VISEENSE SUPERIOR.

Zona 14

Los niveles más antiguos son conglomerados clasto-soportados, con estratificaciones cruzadas

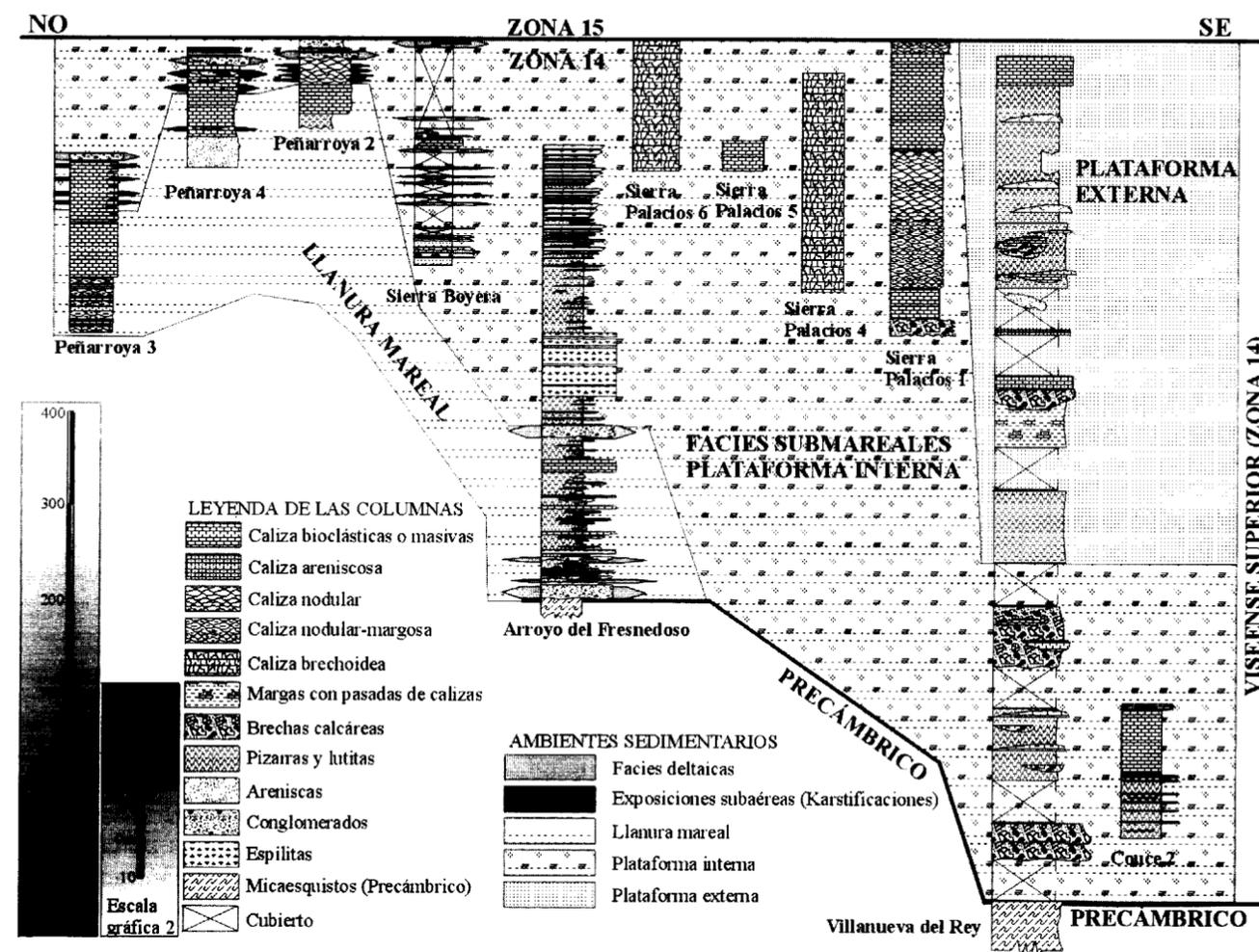


Fig. 4. Síntesis sedimentológica durante la zona 14 (Viseense superior). Localización de las secciones en la Fig. 2. La escala gráfica 1 es la adoptada para las secciones del Arroyo del Fresnedoso y Villanueva del Rey. Para el resto de las secciones se ha utilizado la escala gráfica 2.

de surco en secuencias granodecrecientes. Estos niveles afloran en las proximidades de la sección del Arroyo del Fresnedoso (Fig. 4), y se interpretaron como depositados bajo lámina de agua en ambientes posiblemente deltaicos (GABALDÓN 1990).

Estos conglomerados se depositaron previa y contemporáneamente al desarrollo de una pequeña llanura mareal. Esta zona mareal es reconocida en las columnas de la zona Noroeste (Fig. 4) y tanto su extensión como su potencia son escasas en relación con otros ambientes sedimentarios. En esta zona se encuentran calizas bioclásticas y oolíticas, cuyas microfacies son grainstone y packstone. El porcentaje en terrígenos de estos niveles es muy elevado, llegando a ser el componente mayoritario a techo de algunos bancos; en otros más oolíticos, los granos de cuarzo son los que constituyen el núcleo de los ooides. En alguno de los bancos los ooides tienen fábricas radiales e irregulares. Las estructuras sedimentarias son variadas, destacando las estratificaciones cruzadas, tanto de surco como planar. Los bioclastos están muy bien orientados. Las exposiciones subaéreas no parecen demasiado frecuentes, y quedaron reflejadas en la karstificación de algunos niveles, con la brechificación de los mismos. Intercalados con los carbonatos aparecen de nuevo conglomerados y areniscas en bancos con base erosiva y canalizada.

Los niveles son interpretados como barras y canales de naturaleza carbonática donde se desarrollan pequeñas charcas. Los canales en ocasiones son colmatados por el depósito de granos de cuarzo y micrita. El origen de los granos de cuarzo son los depósitos siliciclásticos (conglomerados y areniscas) en facies canalizadas, que son interpretados como deltaicos.

La plataforma interna abarca una franja de mayor extensión, y queda reflejada en muchas de las secciones estratigráficas (Fig. 4). Las litologías predominantes son lutitas y margas, aunque éstas están cubiertas en muchos sectores, donde sólo afloran los bancos más duros. Los niveles de conglomerados polimícticos son abundantes, con clastos fundamentalmente de cuarcitas, redondeados, y con diámetros que llegan hasta los 10-15 cm. Las bases pueden ser canalizadas o

no. Las brechas calcáreas son también frecuentes, con litoclastos de hasta 10-12 cm, angulosos, en secuencias granodecrecientes que a techo de los bancos pueden ser calizas arenosas (compuestas por pequeños litoclastos y granos de cuarzo). La base de las brechas es erosiva y ligeramente canalizada.

En otras secciones los sedimentos de plataforma interna son fundamentalmente areniscas y lutitas. Las areniscas forman secuencias estratocrecientes, donde los estratos pueden alcanzar hasta dos metros de potencia. En estratos de menor potencia son abundantes estratificaciones hummocky.

Los tipos de calizas son variadas, desde margosas a bioclásticas o calcarenitas, donde son frecuentes las grandes conchas de productidos y talos de dasycladáceas muy bien orientados (1-6 cm); algunos de estos bancos tienen formas dómicas. Las microfacies son wackestone a packstone, donde la micrita puede estar presente en altos porcentajes, incluso en los rudstone y brechas. En la sección de Sierra Palacios 1 aparecen grainstone, con estratificaciones cruzadas planares, alta orientación de los bioclastos, con formas convexas o dómicas adosadas entre sí. Entre estos domos algunos son bafflestone y framestone de algas (solenoporáceas) y esponjas.

Los conglomerados tendrían un origen deltaico, y aparecen tanto en facies canalizadas como depósitos en manto, por lo que cabría relacionarlos con abanicos deltaicos en facies proximales. En algunos bancos éstos están retocados por la acción de las tormentas. Las brechas calcáreas son el resultado de tormentas de gran importancia, que erosionaron los bancos conglomeráticos, removilizando parte del material. De una naturaleza algo distinta aunque no tiene porqué ser de menor energía se han interpretado los depósitos del Arroyo del Fresnedoso, donde las areniscas corresponden también a tempestitas.

Las exposiciones subaéreas no son frecuentes, sólo en Peñarroya 2, donde encontramos calizas nodulares separadas por costras carbonáticas. Esta nodulización se ha interpretado como el resultado de la bioturbación y no deposición con periodos de exposición posteriores (KENNEDY y GARRISON, 1975), aunque éstos no llegan a ser

demasiado prolongados y no se formaron potentes caliches ni karstificaciones.

Los típicos packstone se depositaron en las zonas abiertas de la plataforma, donde se aprecia que están retocados por las tormentas y mareas. Entre éstos destacan las acumulaciones de braquiópodos y dasycladáceas, que forman montículos o barras debido a las tormentas.

La sección de Sierra Palacios 1 tiene características diferentes, ya que a techo aparece un tramo que se interpreta como el desarrollo de una franja de barras calcareníticas y pequeños parches o bioconstrucciones de algas y esponjas. Estas barras delimitan un lagoon en la zona interna (niveles inferiores), donde las calizas tienen una menor diversidad que en los sedimentos suprayacentes, y donde no se aprecian casi los depósitos de tormentas.

Al comienzo de la plataforma externa se encuentra una secuencia margosa-lutítica de unos 30 metros de potencia donde no se observan bancos de gran competencia. En consecuencia la energía no llegó a ser suficiente para el desarrollo de estructuras sedimentarias tractivas. A continuación, en zonas de la plataforma algo más inclinadas, como en la sección de Villanueva del Rey, la sedimentación es predominantemente lutítica donde se intercalan niveles de areniscas con cementos carbonáticos, areniscas y bancos de calizas tanto en conformidad como disconformes con el resto de la sucesión; en raras ocasiones aparecen brechas calcáreas, con bases erosivas y aspecto canaliforme. Los niveles calcáreos han sido interpretados como diferentes términos turbidíticos; los bancos disconformes (areniscas y calizas) han sido interpretados como deslizamientos.

Zona 15

En líneas generales la sedimentación que se produjo en esta cronozona es semejante a la de la Zona 14, aunque con ciertas diferencias. Las secciones en la que está registrada son más numerosas que en la zona precedente, de ahí que los datos obtenidos sean también más abundantes.

Los niveles conglomeráticos no son muy fre-

cuentes, y quedan reducidos a pequeños niveles en secciones como Sierra Boyera (Fig. 5). La influencia deltaica es menor y en consecuencia la línea de costa parece algo más alejada.

Esta menor influencia de los siliciclásticos también queda reflejada en los porcentajes de granos de cuarzo que encontramos en los niveles carbonáticos, inferior que en los sedimentos de la zona 14.

Las facies supramareales o de exposiciones subaéreas son muy poco frecuentes también, apareciendo en algunos bancos de Sierra Palacios 1 y el Collado (Fig. 5). Estas exposiciones están caracterizadas por niveles brechoideos y nodulares, rubefactados, con porosidad fenestral y disolución del carbonato. La escasez de estos niveles indica secuencias de somerización locales, no siendo un proceso generalizado en la cuenca.

Las facies intermareales, con una energía constante, están también distribuidas de una forma más o menos aleatoria a lo largo de las secciones situadas hacia el Noroeste, sin llegar a definir netamente ninguna franja que podríamos denominar como llanura mareal. Entre éstas encontramos fundamentalmente grainstones, tanto oolíticos como bioclásticos, en ocasiones con desarrollo de cianobacterias y estromatolitos, con frecuentes estructuras sedimentarias (estratificación cruzada planar, ripples de oscilación, etc.), mucha porosidad (tipos fenestral y "vug"), cementos en empalizada relacionados con el desarrollo de "beach rock", y con señales de exposiciones subaéreas de escasa duración (ligeras ferruginizaciones, disoluciones o cementos vadosos).

En la Fig. 5 hemos plasmado sólo aquellos niveles donde estas características son más acusadas, aunque a lo largo de las diferentes columnas pueden aparecer en algunos otros niveles. Como se puede ver en el gráfico no hemos correlacionado ninguna de estas áreas mareales, ya que no hemos encontrado criterios claros, ni siquiera entre columnas que se pueden correlacionar con precisión mediante otros rasgos litológicos. Un ejemplo bastante claro es el de las secciones de la Cantera del Castillo y el Collado, que se correlacionan mediante tempestitas caracterizadas por la acumulación de colonias de coral rugoso

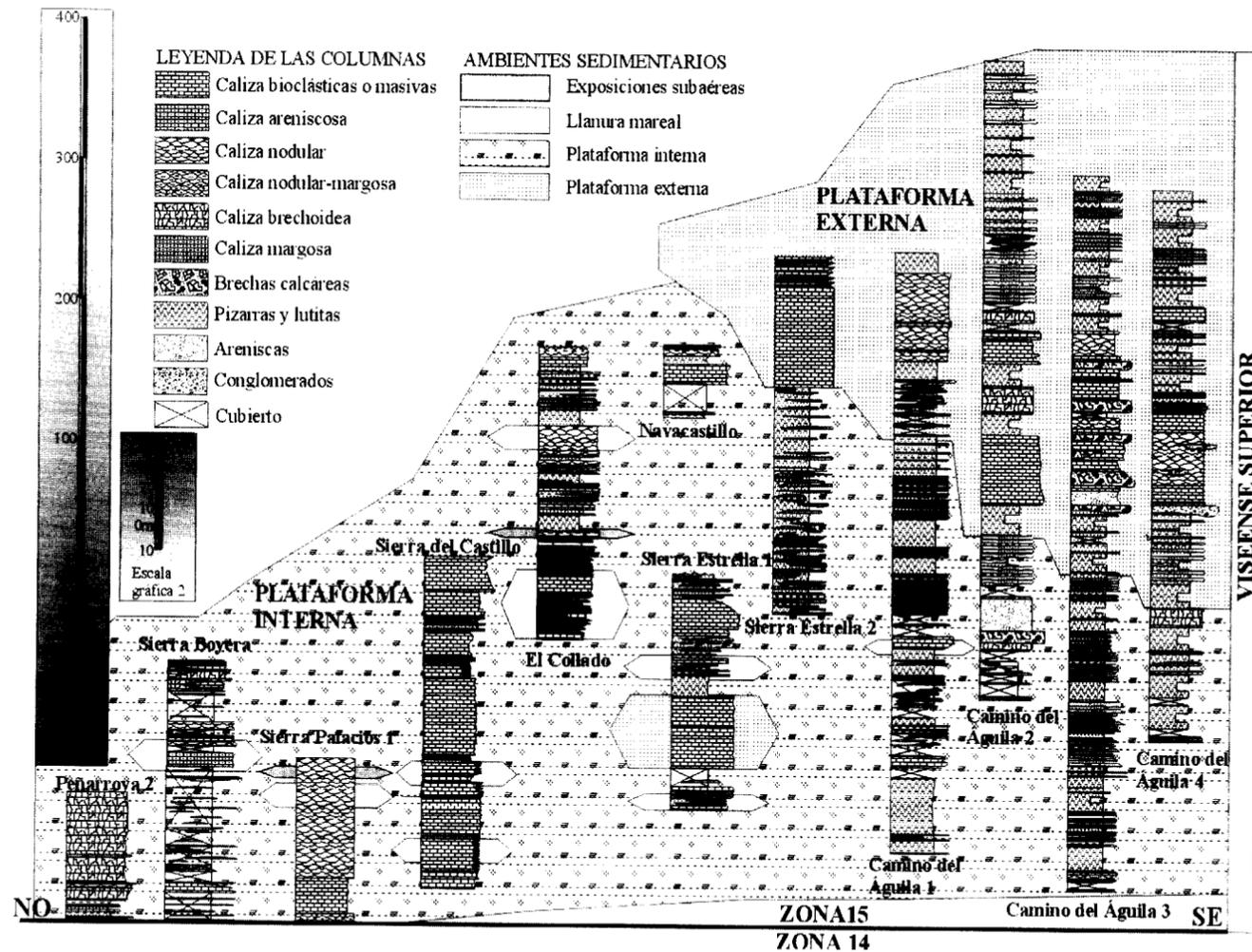


Fig. 5. Síntesis sedimentológica durante la zona 15 (Viseense superior). Localización de las secciones en la Fig. 2. La escala gráfica 1 es la adoptada para las secciones del Camino del Águila 1, 2, 3 y 4. Para el resto de las secciones se ha utilizado la escala gráfica 2.

Siphonodendron (CÓZAR-MALDONADO, 1996); en la Cantera del Castillo las facies son de menor energía, submareales, mientras que en el collado la zona es de energía mayor y más constante, tipo barras. La distancia entre las secciones es de unos 1500 metros, y las condiciones sedimentológicas han variado. Por lo que hemos interpretado todas estas zonas mareales como locales, al igual que las exposiciones subaéreas. En consecuencia son debidas a la evolución de los subambientes a lo largo de la cuenca de una forma bastante individualizada, con secuencias de somerización en barras, isla-barrera, canales o

áreas con pequeños paleorrelieves, de forma que estas zonas quedarían expuestas a la acción de las olas.

El ambiente de mayor desarrollo es la plataforma interna, por tanto sometida a la acción de las tormentas habitualmente. Aunque éste es el nexo de correlación entre todos los afloramientos, las variaciones que se observan en las diferentes columnas son grandes. El primer hecho a destacar es la cantidad de calizas que afloran, mucho mayor que en los sedimentos de la zona 14 para el mismo ambiente sedimentario.

El grupo de calizas es muy amplio, encontrándose calizas brechoideas, arenosas, nodulares, margosas, bioclásticas, masivas, bioconstruidas, etc., que denotan una gran variación en las condiciones de sedimentación o subambientes, con variaciones de la energía, donde las estructuras sedimentarias son debidas en muchos casos a tempestitas o bancos que han sido retocados durante las tormentas. Raramente encontramos facies con características de una cierta restricción, es decir lagoones, cuyo desarrollo es esporádico y sin una gran potencia de sedimentos.

Otro hecho que cabe señalar son las bioconstrucciones, que pueden resumirse en dos tipos básicos. El primero son las formadas por corales rugosos o tabulados, y en ocasiones esponjas, en colonias tanto masivas como faceloides. Estas colonias son de reducidas dimensiones (escala centimétrica a métrica), con morfologías dómicas y tabulares. En ningún afloramiento llegan a formar arrecifes, sino más bien pequeños parches arrecifales. No se ha observado en ninguno de estos parches superficies de truncamiento o erosivas, por lo que no llegaron a sufrir exposiciones subaéreas. El segundo tipo de bioconstrucciones es debida a la actividad microbiana con participación de algunas esponjas también. Por su composición se pueden asociar con los "mud mounds" descritos ampliamente en otras cuencas carboníferas. La geometría de estos tramos es tanto dómica como tabular. Estos biohermos pueden dividirse en dos subtipos, el primero tendría una anchura de 1 m a unos 20 m, con un desarrollo vertical proporcional (0,5 a 15 m). Este subtipo aparece distribuido en las secciones de Peñarroya 2, Sierra Boyera, Sierra de la Estrella 1, Camino del Águila 1 y 2 (Fig. 5). El segundo de los subtipos tiene morfologías exclusivamente tabulares, con una potencia de 30 a 50 m y una extensión lateral de unos 800 m preservados.

Es este segundo subtipo de bioconstrucciones por organismos microbianos el criterio básico para la definición de la plataforma externa. En los biohermos se encuentran bioclastos más o menos variados (aunque escasos); entre éstos, algas tipo dasycladáceas y rodofitas, por lo que se pueden situar por encima del nivel fótico. Son raros los procesos de somerización como puede observarse por la presencia de algunos niveles de tormentas en la Sierra de la Estrella 1 y 2.

En los sedimentos adyacentes a estas bioconstrucciones, fundamentalmente margosos, son frecuentes los corales rugosos solitarios de los denominados "Fauna de *Cyatonia*" o sin diseppimentos. Estos corales son típicos de las zonas de alta profundidad, turbidez del agua, o ambas, generalmente en la plataforma externa y talud (KULLMANN, 1997). Esta asociación de corales, los componentes de las bioconstrucciones y la potencia de las mismas, justifican que el comienzo de algunos de estos "mud mounds" tuvo que producirse en condiciones disfóticas.

Como hemos mencionado, a techo de alguna bioconstrucción pueden aparecer tempestitas. En la correlación de la plataforma externa hacia el Sureste (secciones del Camino del Águila), se llega a observar también algunas tempestitas. Aunque el límite entre la plataforma interna y externa se suele situar en el nivel de base de las tormentas, hemos seguido el criterio diferenciador estos dos ambientes en base a un predominio o escasez de los depósitos de tormentas.

Los últimos sedimentos caracterizados se han interpretado también como de plataforma externa con una mayor pendiente, con materiales carbonáticos y siliciclásticos. En los bancos son frecuentes las secuencias granodecrecientes, bases erosivas, así como una serie de estructuras sedimentarias típicas de turbiditas (secuencias de Bouma). Entre los carbonatos destacan las brechas (frecuentes), que son matriz-soportadas y han sido interpretadas como "debris flows". También son muy comunes los deslizamientos, tanto en niveles lutíticos como en areniscas o calizas. A techo de algunos de los bancos carbonáticos y areniscosos se observan estructuras que han sido interpretadas como estratificación hummocky (MAS, comunicación personal), en consecuencia, la plataforma externa no tuvo que ser demasiado profunda ni con una pendiente muy elevada, ya que las tormentas de mayor energía fueron capaces de producir esta removilización de los materiales.

A techo de las columnas hay materiales lutíticos negruzcos, donde apenas afloran areniscas (turbiditas), aunque se observa algún deslizamiento en las lutitas; esta zona se interpretaría como las facies más distales de todas las encontradas en la plataforma externa. Estas lutitas no están refleja-

das casi en las columnas del Camino del Águila (último tramo de lutitas), pero en el campo se han llegado a estimar hasta unos 600 metros de potencia.

Zona 16

Los cuatro afloramientos en los que se ha encontrado sedimentos de esta cronozona son escasos para obtener conclusiones claras acerca de la sedimentación que se produjo. Solamente puntualizar que se trata de sedimentos de la plataforma interna, en los que en algún caso se desarrollan pequeñas bioconstrucciones microbianas del subtipo primero.

SÍNTESIS SEDIMENTOLÓGICA DEL SERPUJOVIENSE

La sedimentación durante el Serpujoviense es muy distinta a la del Viseense superior. En la Fig. 6 se incluyen todas aquellas columnas donde hemos encontrado sedimentos datados de esta edad. Esto no significa que no se consideren como tal otros afloramientos donde se han encontrado olistolitos, como pueden ser las zonas de Peñarroya o Sierra Palacios (Fig. 2), el inconveniente es que al no aflorar los sedimentos circundantes no pueden datarse con precisión, y su colocación entre los sedimentos de una u otra cronozona puede modificar la Fig. 6.

Las cronozonas que se han identificado son las zonas 17 y 18. El primer hecho que destaca es que no se han correlacionado los ambientes sedimentarios entre columnas, apareciendo por un lado el grupo formado por las secciones del Burjadillo, San Antonio y Lavadero de la Mina, y por otro Vía Crucis y Caridad. Quedan aisladas la Cornuda y la Lozana. La correlación entre todas estas áreas es un tanto dudosa, por lo que se ha preferido considerarlas independientemente.

Los ambientes sedimentarios reconocidos son: deltaicos, llanura mareal (con facies supra e intermareal), plataforma interna y el talud.

Las facies deltaicas aparecen tanto a techo de la sucesión (Lavadero de la Mina) como en la base (la Cornuda). Los afloramientos del techo perte-

necen a los denominados Terrígenos de Sierra Boyera, que sólo aparecen en el techo de una columna entre todas las estudiadas. En otras zonas del Guadiato aparecen estos mismos materiales, pero en estos otros afloramientos se relacionan con el resto de materiales marinos mediante fallas (Fig. 2), ya sea con el Viseense superior (Sierra Boyera, Collado y Couce), como con los del Serpujoviense (Couce y Sierra Boyera). El segundo tipo de facies deltaicas es el encontrado en la sección de la Cornuda, pero estos niveles tienen un carácter local y no son extrapolables a otras secciones.

Otro ambiente sedimentario reconocido es la llanura mareal, en la que se incluyen las facies intermareales en ocasiones con prolongadas exposiciones subaéreas. Los sedimentos con exposiciones prolongadas son depósitos calcáreos muy alterados diagénicamente, con importante removilización ferruginosa, y que afloran englobados en tramos de siliciclásticos con tamaño arena. En los niveles calcáreos menos alterados se encuentran grainstone de ooides y granos de cuarzo, packstone de ooides, o mudstone-wackestone grumelares o de cianobacterias. Los ooides son todos radiales e irregulares, en condiciones restringidas con un cierto grado de hipersalinidad (RICHTER, 1983). Los procesos de recristalización en los ooides son importantes, al igual que las pátinas ferruginosas. Estos materiales se han depositado en charcas o "ponds" donde también se han acumulado los granos de cuarzo.

Las zonas intermareales con escasas exposiciones subaéreas son más abundantes que las anteriores, y pueden estar representadas tanto por carbonatos como por areniscas. En estos sedimentos las estructuras sedimentarias son relativamente frecuentes, tanto a pequeña escala (laminación cruzada planar o ripples de oscilación), como a mesoescala (estratificaciones cruzadas y canales). En los carbonatos las microfacies son generalmente grainstone bioclásticos. Menos frecuentes son los grainstone oolíticos, que forman barras, aunque éstas son más habituales dentro de los sedimentos de la plataforma interna.

La plataforma interna está poco desarrollada, mucho menos que en el Viseense superior. Los

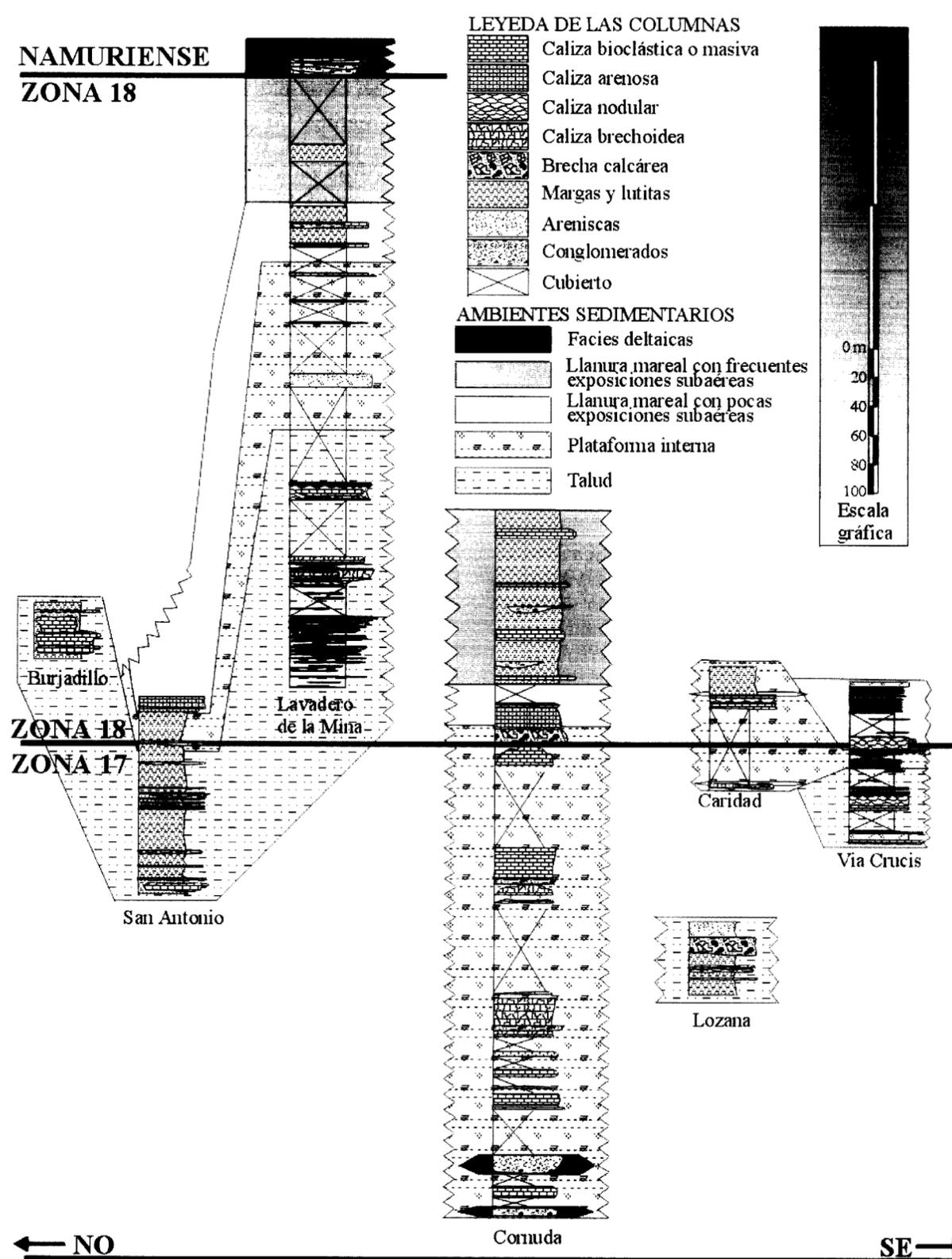


Fig. 6. Síntesis sedimentológica durante las zonas 17 y 18 (Serpujoviense). Localización de las secciones en la Fig. 2.

materiales mayoritarios son margas y lutitas, donde encontramos pasadas de areniscas y calizas. En algunos bancos de areniscas se ha identificado estratificación hummocky. Los bancos de caliza corresponden generalmente a barras oolíticas. En la base de algunas de estas barras encontramos brechas calcáreas y acumulaciones de colonias de corales rugosos rotas, en consecuencia, el origen de las barras también se debe a las tormentas.

Es oportuno señalar que los sedimentos de la plataforma externa no existen, y por tanto se pasa directamente desde la plataforma interna al talud. Estas facies de talud son sin duda alguna las mejor representadas, tanto en las columnas figuradas (Fig. 6), como en aquellos afloramientos donde las calizas fueron interpretadas como olistolitos y "debris flows", que son muchos a lo largo del Área del Guadiato.

La presencia de olistolitos es la característica más destacable del ambiente. El tamaño de los mismos es muy variable, desde métricos (San Antonio, Lavadero de la Mina, etc.), decamétricos (Burjádillo, Peñarroya, etc.), hasta heptamétricos (Sierra Palacios, Belmez, etc.). Habitualmente son materiales del Viseense superior (exoolistolitos), excepto algunos de pequeño tamaño, que pueden ser también de materiales del Serpujoviense, como en la sección del Vía Crucis (endoolistolitos).

Los "debris flows" pueden tener también una gran variación volumétrica, destacando como máximo los de Cerro Cabello (situado en el borde Sureste del área estudiada, ver Fig. 2), donde el conjunto de los diferentes "debris flows" pueden tener unos 100-150 metros de potencia (ya que está compuesto por varios episodios amalgamados entre sí), y con una extensión máxima kilométrica (consideramos también la unión de los diferentes eventos).

Los niveles turbidíticos son muy frecuentes a lo largo de todo el área, encontrando varios de los tipos de secuencias definidas por BOUMA (1962). La litología de las turbiditas es de naturaleza calcárea, aunque éstas suelen ser calizas arenosas, donde el contenido en granos de cuarzo puede llegar a ser muy importante (hasta un 40%). En la sección del Lavadero de la Mina estos bancos for-

man secuencias estratocrecientes, que no quedan reflejadas en otras áreas, y en consecuencia de carácter local.

Los sedimentos "in situ" del talud son mayoritariamente margas, y no suelen aflorar. En este caso la carga de siliciclásticos es menor que en los sedimentos semejantes del Viseense superior. En ningún caso se han encontrado restos de tormentas como ocurría en el Viseense superior, por lo que las pendientes debían ser más pronunciadas.

En algunas columnas (San Antonio y Lozana), entre las margas aparecen los que se pueden denominar como cianolitos (grandes oncolitos), con morfologías redondeadas irregulares y formados por envueltas de *Girvanella* y en menor medida *Aphralysia* alrededor de diversos núcleos (braquiópodos, corales o crinoides). El diámetro de los cianolitos puede llegar a los 12 cm., aunque el valor medio se situaría entre los 5-6 cm. Estos elementos son muy útiles en el campo para reconocer los sedimentos autóctonos del Serpujoviense ya que la concentración de los cianolitos y algas puede formar algunos bancos de mayor competencia que las margas adyacentes. Otros de los niveles calcáreos más compactados son espiculitas.

EVOLUCIÓN DE LA SEDIMENTACIÓN

La sedimentación que se produjo durante el Viseense superior refleja el desarrollo de una rampa (AHR 1973). Esta rampa es aplicable por el momento al Área del Guadiato, ya que existen otros afloramientos de edad semejante dentro de Ossa-Morena y que originalmente estaban formando parte de una única cuenca (Fig. 1). Dentro de los ambientes sedimentarios reconocidos, la mayor parte están afectados en mayor o menor grado por la acción de las tormentas, y en consecuencia todo el afloramiento podría ser encuadrado en la plataforma interna. Para obtener una correlación más exacta de los materiales se han diferenciado los sedimentos donde los flujos gravitatorios están presentes, así como donde la acción del oleaje o mareas fue común. Se observa que las franjas donde dominan los diferentes ambientes son constantes y homogéneas (Fig. 4 y 5), aunque dentro de éstas se llegan a

desarrollar subambientes debido a condiciones locales de la rampa.

La rampa está desarrollada a lo largo de todo el afloramiento, pero no tenemos datos concluyentes para estimar la anchura de la misma. La potencia máxima estimada de los sedimentos que se depositaron bajo esta morfología de la plataforma es de unos 2500 metros en las zonas más profundas, mientras que para los ambientes más someros la potencia máxima estimada es de unos 700-800 metros. Se observa que la máxima potencia de sedimentos, así como la mayor profundidad de los mismos se desarrolla hacia el Sureste (actual), por lo que la rampa debía estar comunicada con el mar abierto y orientada hacia el Sureste; en consecuencia la anchura de la rampa podría ser grande, de unos 30-40 km al menos, que son los que hemos estudiado.

Los materiales del Viseense superior y Serpujoviense están relacionados mediante un cabalgamiento. No se ha encontrado ninguna sección en la que ambos se encuentren en continuidad estratigráfica, por lo que este cabalgamiento ya debía ser activo durante la sedimentación del Viseense superior, siendo tanto éste como el Precámbrico los niveles de despegue.

La sedimentación durante el intervalo de la Zona 16 es por el momento una incógnita, sobre todo para los materiales carbonáticos, donde se han encontrado espesores desde 20 m hasta unos 100 m, y sólo en cuatro secciones. No hay datos suficientes para asegurar si los sedimentos fueron erosionados o no hubo deposición. La hipótesis más probable es que la reactivación de los movimientos tectónicos provocara en las zonas someras áreas de erosión y de sedimentación, de ahí lo irregular de los afloramientos. En cualquier caso consideramos que probablemente existe una laguna sedimentaria en todos los afloramientos (Fig. 3).

Durante el Serpujoviense el régimen tectónico cambió bruscamente, siendo mucho más activo que para el Viseense superior. Esto quedó reflejado en la sedimentación (Fig. 6), de manera que se formaron pequeñas cubetas cuya evolución fue totalmente individualizada. La evolución de las cubetas hace muy complicada la correlación de los ambientes sedimentarios, encontrándose

cambios muy bruscos de sedimentación profunda a somera en secciones muy próximas entre sí (en periodos semejantes). Los límites cartográficos entre las cubetas son fallas, con un movimiento tanto normal como en dirección, aunque muchas de éstas han quedado reflejadas finalmente como cabalgamientos o con movimientos inversos. Las principales fallas identificadas tienen dos direcciones, unas subparalelas al cabalgamiento que separa los materiales del Viseense superior y Serpujoviense (\approx N110E) y otras subperpendiculares (\approx N60E). Muchas de éstas se han considerado sinsedimentarias, y son las que causaron la separación de las pequeñas zonas de sedimentación.

El cabalgamiento principal (entre el Viseense superior y Serpujoviense) también tuvo un comportamiento sinsedimentario, elevando los materiales del Viseense superior sobre los del Serpujoviense. Esta elevación provocó la destrucción de la rampa, desintegrándose en bloques tanto grandes como pequeños, que fueron integrados en la sedimentación del Serpujoviense como exoolistolitos. Esta elevación se produjo durante todo el Serpujoviense, ya que encontramos olistolitos en casi toda la sucesión, desde la base a techo (excepto en las facies más someras), aunque su mayor o menor cantidad depende de las diferentes cubetas de sedimentación.

Los sedimentos del Serpujoviense están por tanto totalmente controlados por el movimiento de las fallas, existiendo zonas elevadas y zonas profundas. Las zonas someras a su vez también están elevándose, de forma similar a los sedimentos del Viseense superior; esto conlleva la destrucción parcial de la plataforma del Serpujoviense, ya que también existe una serie de pequeños olistolitos de ésta, y que se emplazaron en las facies del talud (endoolistolitos).

En consecuencia el modelo de la plataforma cambió drásticamente, desde una rampa a una o varias plataforma/s acrecional/es (READ, 1982) con taludes periféricos.

El conjunto de la sedimentación en el Área del Guadiato representa un intervalo de unos 9-10 M.a. (HARLAND et al., 1989), en los que se puede reconocer a través de la evolución de los sedi-

mentos de las diferentes columnas un ciclo transgresivo-regresivo. Este ciclo ya había sido observado por otros autores (GABALDÓN et al., 1983a), y lo interpretaron como una secuencia típica en el desarrollo de una cuenca de "foreland", y por tanto controlado por la tectónica. Cabe mencionar la existencia de otros tipos de cuencas en las que se desarrolla un ciclo transgresivo-regresivo similar, y para nosotros el modelo en el que se produjo la sedimentación del Guadiato es más complejo, con mezcla de movimientos de compresión y de cizalla, aunque esta polémica será objeto de trabajos futuros.

Durante este intervalo se han reconocido al menos 4 ciclos transgresivos-regresivos en el dominio del Tethys. Estos se han clasificado como ciclos de 3^{er} orden. El primero es el denominado "St. Louis Cycle" (ROSS y ROSS, 1988) o "mesothem D5b" (RAMSBOTTOM, 1973), y que coincide con la mayor parte de los sedimentos encontrados en el Viseense superior del Guadiato. Como se ha comprobado mediante la distribución de ambientes durante las zonas 14 y 15, el Área del Guadiato estaba bien comunicada hacia el Sureste (actual) con el Tethys, y en consecuencia consideramos que este ciclo eustático interviene en la secuencia transgresiva observada, aunque existía también un cierto control tectónico. Los sedimentos de la zona 16 son demasiado escasos para reconocer los ciclos propuestos en la bibliografía, aunque en las secciones próximas a Sierra Boyera (MORENO-GONZÁLEZ, 1999) se reconoce otro ciclo. Esto indicaría que el control eustático sigue siendo importante; pero al no estar ampliamente expandidos estos sedimentos, resulta prematuro asignarlo a otro ciclo de 3^{er} orden, y puede ser un efecto de la tectónica local. A diferencia de éstos, durante el Serpujoviense la tendencia observada (regresiva) no se corresponde con ninguno de los ciclos eustáticos propuestos en la bibliografía, por lo que el control pasaría a ser básicamente tectónico.

CONCLUSIONES

La estratigrafía en el Área del Guadiato se puede simplificar en unas pocas unidades. En la base de la sucesión se encuentran sedimentos precámbricos, sobre los que se disponen discordantes

los materiales carboníferos; éstos a su vez se dividen en dos unidades ampliamente expandidas (Fresnedoso y San Antonio-La Juliana) y otra menor que sólo aparece en determinados contactos entre las dos unidades precedentes (Sierra del Castillo). Las unidades del Fresnedoso y Sierra del Castillo son de edad Viseense superior, y la de San Antonio-La Juliana es Serpujoviense. En los materiales del Viseense superior se han identificado tres zonas de foraminíferos y dos en los del Serpujoviense (CÓZAR-MALDONADO, 1998), reflejando dos sucesiones estratigráficas continuas para cada una de estas edades. Por el contrario el límite entre estos pisos es poco conocido, ya que siempre su contacto es mecánico, aunque no se descarta la existencia de una pequeña laguna estratigráfica. Por encima del Serpujoviense existe una gran laguna estratigráfica, hasta que se depositaron materiales continentales en el Westphaliense.

Los ambientes sedimentarios reconocidos durante la Zona 14 son una estrecha llanura mareal situada en el sector Noroeste (donde son frecuentes las exposiciones subaéreas), la plataforma interna (bastante bien desarrollada), y otra banda localizada hacia el Sureste, con características de plataforma externa.

Durante la Zona 15 la llanura mareal apenas está representada como tal, sólo sedimentos aislados con características de alta energía y constante. La plataforma interna sigue estando ampliamente representada. Por el contrario, los sedimentos de la plataforma externa son comunes en el sector más al Sureste del área. Los sedimentos de plataforma externa en momentos esporádicos, pueden llegar a estar afectados por tormentas, por lo que se ha interpretado que la profundidad de estos ambientes no tuvo que ser elevada. El tipo de sedimentación y distribución a lo largo de la plataforma sirve para interpretarla como una rampa durante el Viseense superior, en concreto como una rampa homoclinal (AHR, 1973), aunque las facies distales pueden tener pendientes algo más elevadas, pero sin llegar a definir una ruptura de pendiente clara.

Los sedimentos son más profundos y potentes hacia el Sureste, lo que nos indica que la conexión con el Tethys y orientación de la rampa debía ser hacia el Este-Sureste.

Durante el Serpujoviense la sedimentación varió bruscamente. En este periodo se reconocen sedimentos de llanura mareal y una estrecha plataforma interna, que dan paso al talud; este último ambiente es el que está mejor desarrollado. La sedimentación a techo de la sucesión se completa con conglomerados y areniscas en facies deltaicas. Se puede observar en todas las columnas el tránsito de facies profundas a someras, aunque las variaciones existentes entre las secciones muy próximas entre sí, hace suponer que los materiales se depositaron de forma individualizada en cubetas de sedimentación. Estas cubetas en su origen están relacionadas con los movimientos tectónicos, muy activos durante este periodo. Los datos obtenidos permite interpretar las plataformas del Serpujoviense como acrecionales (READ, 1982). La compartimentación de los sedimentos y distribución de las facies indica que estas plataformas estaban orientadas hacia el Noreste.

La sedimentación registrada en el Área del Guadiato representa un ciclo transgresivo-regresivo, que para algunos autores se debe exclusivamente a la tectónica, en función de la evolución de la cuenca. Este ciclo también se debe a la superposición de ciclos de eustatismo de 3^{er} orden, fundamentalmente para los sedimentos registrados durante el Viseense superior.

AGRADECIMIENTOS

La investigación se llevó a cabo gracias a las subvenciones de los proyectos de la DGYCIT PB91-0083 y PB96-0842. El manuscrito ha sido mejorado gracias a la ayuda del Dr. Ramón Mas.

REFERENCIAS

- AHR, W. M. (1973). The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Ann. Conv.*, 23, 221-225.
- ALMARZA, J., BURGOS, J. C., CRESPO, J. L. y MATAS, J. (1973). Estudio de una serie detrítica en la cuenca carbonífera de Peñarroya-Belmez. *Trab. Práct. De Sedimentología Univ. Granada*, Inédito.
- APALATEGUI, O., BORRERO, J., HIGUERAS, P., ROLDÁN, F. J. y SÁNCHEZ-CARRETERO, R. (1985). Memoria del mapa de Villaviciosa de Córdoba (901). Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, *Inst. Geol. y Min. de España*, 66 p.

BOUMA, A. H. (1962). *Sedimentology of some flysch deposits*. Amsterdam, Elsevier Scientific Publications, 168 p.

BURG, J. P., IGLESIAS, M., LAURENT, PH., MATTE, PH. y RIBEIRO, A. (1981). Variscan intracontinental deformation: The Coimbra-Córdoba Shear Zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78, 161-177.

CÓZAR, P. y RODRÍGUEZ, S. (1999).- Propuesta de nueva nomenclatura para las unidades del Carbonífero Inferior del Sector Norte del Área del Guadiato (Córdoba). *Bol. Geol. y Min.*, 110 (3), 13-29.

CÓZAR-MALDONADO, P. (1996). Biozonas de foraminíferos de la Sierra del Castillo (banda central de la Cuenca del Guadiato, Córdoba). *Col. Pal.*, 48, 47-72.

CÓZAR-MALDONADO, P. (1998). Bioestratigrafía con foraminíferos del Carbonífero Inferior del sector Norte del Área del Guadiato (Córdoba). Tesis doct., Univ. Complutense de Madrid, 590 p. Inédita.

GABALDÓN, V. (1990). Plataformas siliciclásticas externas: Facies y su distribución areal (Plataformas dominadas por tormentas). Parte II: Análisis de cuencas. *Bol. Geol. y Min.*, 101(6), p. 827-857.

GABALDÓN, V., GARROTE, A., y QUESADA, C. (1983a). El Carbonífero Inferior del norte de la zona de Ossa-Morena. Introducción. En: V^a Reunión del Grupo de Ossa-Morena. El Carbonífero Inferior del norte de la zona de Ossa-Morena. Folleto-guía de la Excursión, 6-8 Abril 1983, 1-7.

GABALDÓN, V., GARROTE, A., y QUESADA, C. (1983b). The Lower Carboniferous in the Southern Strip of the Guadiato Area. En: C. Quesada y A. Garrote (Codired.), *Field Trip D, Carboniferous Geology of the Sierra Morena. X Congrès International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifère*, Madrid 1983, EN. Adaro de Investigaciones Mineras, 32-39.

GABALDÓN, V., GARROTE, A., y QUESADA, C. (1985). El Carbonífero inferior del norte de la zona de Ossa-Morena (SO de España). *Comptes Rendus X Congrès International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifère*, Madrid 1983, *Inst. Geol. y Min. de España*, 3, 173-186.

HARLAND, W. B., ARMSTRONG, R. L. COX, A.V., CRAIG, L. E., SMITH, A. G. y SMITH, D. G. (1989). *A Geologic Time Scale 1989*. Cambridge University Press, Cambridge.

KENNEDY, W. J. y GARRISON, R. E. (1975). Morphology and genesis of hardgrounds and nodular chalks in the Upper Cretaceous of southern England. *Sedimentology*, 22, 311-386.

KULLMANN, J. (1997). Rugose corals in non-reef environments - the case of the "Cyathoxonia fauna". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 92 (1-4), 187-195.

MAMET, B. L. (1974). Une zonation par foraminifères du Carbonifère inférieur de la Téthys occidentale. *C. R. 7^e Con. Inter. Carbonifère Strat. et Géol.*, 3, 391-408.

MARTÍNEZ-POYATOS, D. SIMANCAS, J. F., AZOR, A. y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1998). La estructura del borde meri-

dional de la Zona Centroibérica (Macizo Ibérico) en el Norte de la provincia de Córdoba. Rev. Soc. Geol. de España, 11 (1-2), 87-94.

MORENO-GONZÁLEZ, I. (1999). Estudio sedimentológico y paleontológico de los montículos viseenses de la Casa de la Calera (Córdoba). Tesis de Licen., Univ. Complutense de Madrid, 176 p. Inédita.

PÉREZ-LORENTE, F. (1979). Geología de la Zona de Ossa-Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba). Tesis Doct. Univ. de Granada, 281, 340 p.

RAMSBOTTOM, W. H. C. (1973). Transgressions and regressions in the Dinantian a new synthesis of British Dinantian stratigraphy. Proc. Yorkshire Geol. Soc., 39(4), 28, 567-607.

READ, J.F. (1982). Carbonate platforms of passive (extensio-

nal) continental margins: types, characteristics and evolution. Tectonophysics, 81, 195-212.

RICHTER, D. K. (1983). Calcareous ooids. A synopsis. En: T. Peryt (Ed.), Coated Grains. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 71-99.

ROSS, C. A. y ROSS, J. R. P. (1988). Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. En: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y J.C. van Wagoner (Eds.) Sea-Level Changes: An integrated approach. Soc. Econ. Pal. and Min., Spe. Publ., 42, 227-247.

WAGNER, R.H., COQUEL, R. y BROUTIN, J. (1983)-Mississippian floras of the Sierra Morena, SW Spain: a progress report. En: M.J. Lemos de Sousa (Ed.), Contributions to the Carboniferous Geology and Paleontology of the Iberian Peninsula. 101-126.

Original recibido: Octubre de 1999.

Original aceptado: Noviembre de 1999.

CATÁLOGO DE LOS AMMONOIDEOS DEL TRIÁSICO ESPAÑOL DEPOSITADOS EN EL MUSEO GEOMINERO (ITGE, MADRID)

Por A. GOY (*) y A. RODRIGO (**)

R E S U M E N

La colección de ammonoideos triásicos españoles del Museo Geominero cuenta, hasta la fecha, con 43 ejemplares procedentes de Catalánides (provincias de Barcelona y Tarragona) y 1 ejemplar recogido en Murcia. En este trabajo se ha realizado una puesta al día taxonómica y bioestratigráfica de la colección, habiéndose identificado 43 individuos atribuidos a 2 superfamilias, 3 familias, 3 subfamilias, 7 géneros y 13 especies. Del total de ejemplares, 15 han sido recogidos en Barcelona (4 en Centelles, 7 en Olesa, 2 en El Farell y 2 en Caldas), 26 en Tarragona (24 en Mora de Ebro, 1 en Camposines y 1 en Alcover) y 1 en Murcia (Calasparra). Se desconoce la procedencia del ejemplar 1430T.

Palabras clave: Catálogo, Ammonoideos, Triásico, Museo Geominero, España.

A B S T R A C T

The Collection of the Spanish Triassic Ammonoids of the Geominero Museum has, by now, 43 specimens from the Catalan Basin and 1 from the Betic Cordillera (Murcia Province, Calasparra). The ones of Catalan Basin come from Barcelona (4 of Centelles, 7 of Olesa, 2 of El Farell and 2 of Caldas localities) and Tarragona (24 of Mora de Ebro, 1 of Camposines and 1 of Alcover localities) provinces. In this study the taxonomy and biostratigraphy is up to date. 2 superfamilies, 3 families, 3 subfamilies, 7 genera and 10 species have been recognized. There is no data about the locality where the specimen 1430T comes from.

Key words: Catalogue, Ammonoids, Triassic, Geominero Museum, Spain.

INTRODUCCIÓN

Aunque el registro paleontológico del Triásico español no es muy abundante, el Museo Geominero cuenta con una importante colección de ammonoideos procedente de las provincias de Barcelona (yacimientos de Centelles, Olesa, El Farell y Caldas) y de Tarragona (Mora de Ebro, Camposines y Alcover). La colección también incluye un ejemplar procedente de la provincia de Murcia (yacimiento de Calasparra). En la actualidad se está llevando a cabo el proyecto de revisión, reordenación y catalogación de este material triásico junto con otras colecciones mesozoicas (ammonoideos, braquiópodos, bival-

vos...) en el marco de un Proyecto sobre Patrimonio Paleontológico financiado por la Comunidad de Madrid.

Los ammonoideos procedentes del Sistema Costero-Catalán han sido estudiados por numerosos autores durante la segunda mitad del siglo XIX y los primeros años del siglo XX. Entre los trabajos efectuados cabe destacar por su interés en relación con la colección revisada los de VERNÉUIL (1854), que recoge en Mora de Ebro (Tarragona) ammonoideos que posteriormente estudiará D'ARCHIAC (1860); MALLADA (1880), que recopila todos los datos anteriores a esta fecha; MOJSISOVICS (1881, 1882), que figura las especies *Eoprotrachyceras vilanovae* (D'ARCHIAC) e *Iberites pradoi* (D'ARCHIAC) y describe como nuevas *Protrachyceras ibericum* y *Protrachyceras hispanicum* utilizando ejemplares

(*) Dpto. y UEI de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas (UCM) e Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM). Ciudad Universitaria, 28040 Madrid.

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

procedentes de Mora de Ebro (Tarragona); PALACIOS (1898), que describe y figura algunos fósiles de cefalópodos triásicos encontrados en Cataluña; TORNQUIST (1916), que describe como nuevas las especies *Paraceratites occidentalis*, *Paraceratites flexuosiformis* y *Paraceratites evoluto-spinosus*; BATALLER y GUERIN (1930), que estudian el Triásico de Barcelona y Tarragona, siendo BATALLER el que describió por primera vez las especies *Paraceratites guerini*, *Paraceratites catalaunicus* y *Paraceratites almerai*; y, por último, SCHMIDT (1932a,b; 1936), que revisa los fósiles del Triásico de España, figurando ejemplares de Cataluña y describiendo varias especies nuevas con material procedente de la Isla de Menorca.

En los últimos cincuenta años aumenta notablemente el número de trabajos que tratan sobre diversos aspectos de los materiales triásicos. Sin embargo, los trabajos sobre ammonoideos son poco numerosos y muy rara vez se figuran en ellos ejemplares procedentes de Cataluña. Cabe destacar los de BATALLER (1954) y VIRGILI (1958), que revisa el Triásico de los Catalánides y dedica un amplio capítulo a los cefalópodos fósiles, figurando numerosos ejemplares y describiendo como nuevas las especies *Olesites villaltai* y *Protrachyceras batalleri*; MARZO y CALVET (1985), que actualizan todos los datos regionales, revisan la estratigrafía del Triásico y sitúan con detalle los ammonoideos encontrados en las unidades litoestratigráficas descritas; y GOY (1986,

1995), que revisa los ammonoideos del Triásico de España figurando numerosos ejemplares procedentes de Cataluña y definiendo el nuevo género *Olesites*, cuya especie tipo es *O. villaltai* (VIRGILI).

MATERIAL REVISADO

Las características más reseñables de cada uno de los ejemplares estudiados aparecen expresadas en los siguientes apartados:

- *Material*, indicando la sigla del ejemplar.
- *Descripción*, dando una idea general del estado de conservación y de los elementos morfológicos reconocibles en cada individuo.
- *Procedencia*, indicando el paraje (cuando se conoce), el municipio y la localidad.
- *Fecha de ingreso*, según consta en la base de datos del Museo Geominero.
- *Forma de ingreso*, indicando, según los casos, si se trata de una donación o de una recolección.
- *Fuente de ingreso*, haciendo referencia a la persona o institución que depositó el material.
- *Posición estratigráfica*, indicando, en aquellos casos en que se desconoce la posición estratigráfica concreta, la máxima distribución conocida del taxón.
- *Clasificación anterior*, indicando en todos los casos la determinación más antigua de que se dispone y transcribiéndola textualmente.
- *Observaciones*, en el caso de que el ejemplar

LÁMINA I

Figura 1: *Paraceratites occidentalis* (TORNQUIST, 1916) morfotipo *catalaunicus* (BATALLER, 1930). Ejemplar 91T. Olesa (Barcelona).

Figura 2: *Paraceratites occidentalis* (TORNQUIST, 1916) morfotipo *catalaunicus* (BATALLER, 1930). Ejemplar 226T. Centelles (Barcelona).

Figura 3: *Paraceratites* cf. *occidentalis* (TORNQUIST, 1916) morfotipo *catalaunicus* (BATALLER, 1930). Ejemplar 2867T. Olesa (Barcelona).

Figura 4: *Paraceratites* cf. *occidentalis* (TORNQUIST, 1916) morfotipo *flexuosiformis* (TORNQUIST, 1916). Ejemplar 2871T. El Farell (Barcelona).

Figura 5: *Paraceratites* cf. *occidentalis* (TORNQUIST, 1916). Ejemplar 250T. El Farell (Barcelona).

Figura 6: *Paraceratites evoluto-spinosus* (TORNQUIST, 1916). Ejemplar 2868T. Caldas (Barcelona).

Figura 7: *Paraceratites* cf. *evoluto-spinosus* (TORNQUIST, 1916). Ejemplar 2869T. Caldas (Barcelona).

Figura 8: *Paraceratites occidentalis* (TORNQUIST, 1916). Ejemplar 110T. Olesa (Barcelona).

Figura 9: *Paraceratites evoluto-spinosus* (TORNQUIST, 1916) morfotipo *guerini* BATALLER, 1930. Ejemplar 224T. Olesa (Barcelona).

Figura 10: *Paraceratites* cf. *almerai* BATALLER, 1930. Ejemplar 2866T. Centelles (Barcelona).

Figura 11: *Olesites* sp. Ejemplar 225T. Olesa (Barcelona).

Figura 12: *Lardaroceras* sp. aff. *Lardaroceras krystyni* BALLINI, 1992. Ejemplar 223T. Olesa (Barcelona).

Todos los ejemplares están figurados a escala 1:1

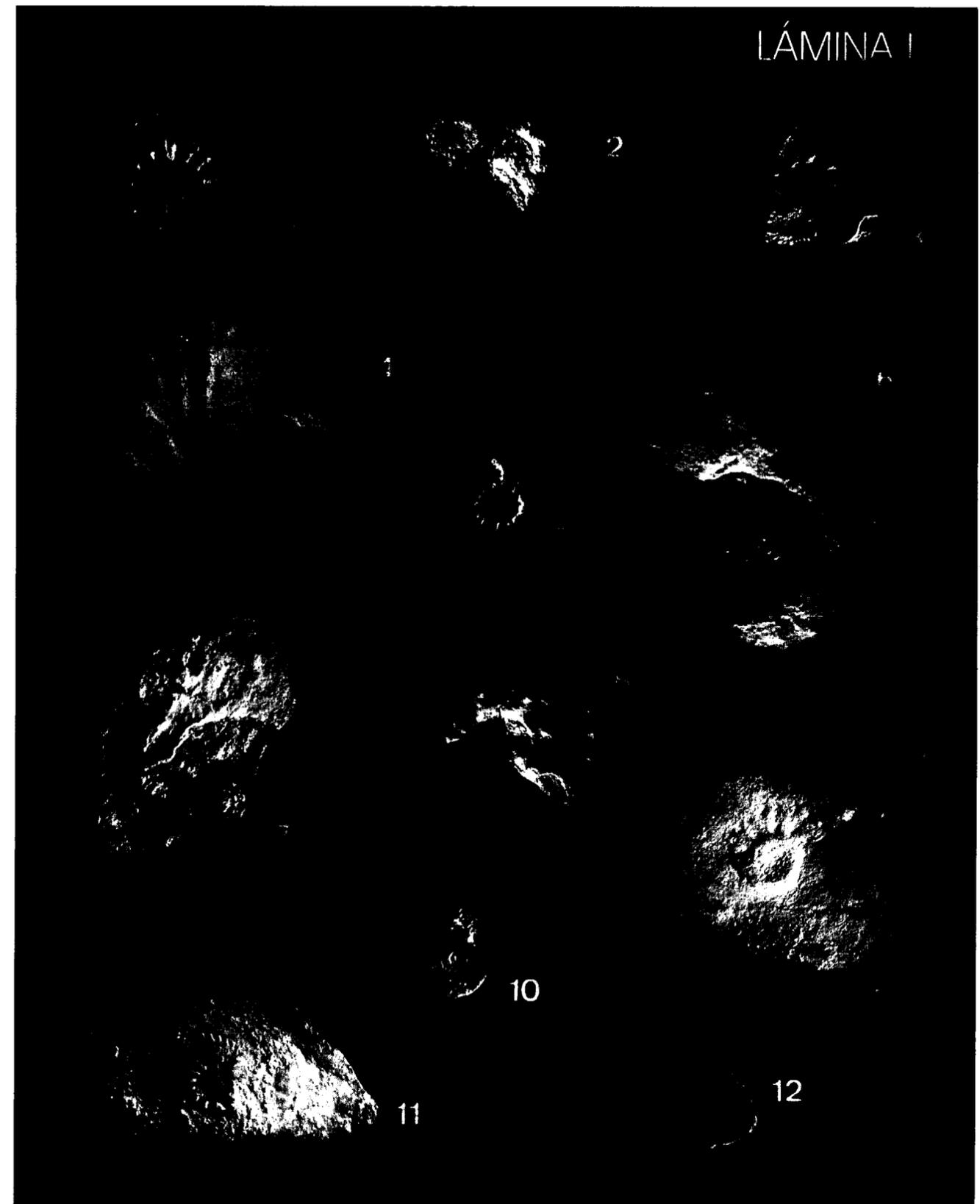


LÁMINA I



1



2



3



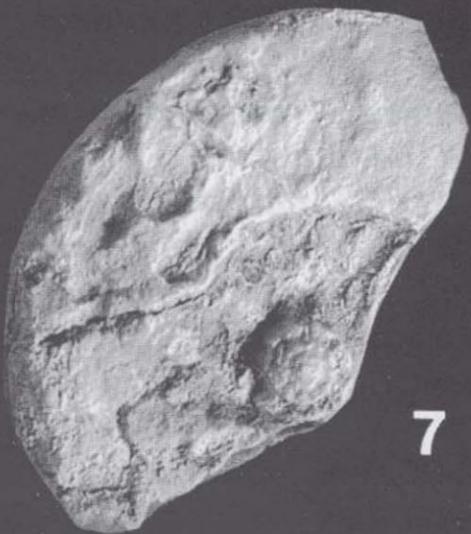
4



5



6



7



8



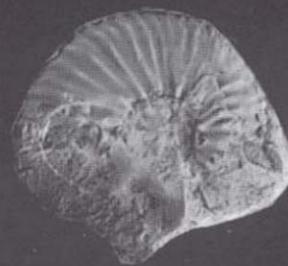
9



10



11



12

haya sido figurado con anterioridad, indicando el autor o autores, el año de publicación, la lámina y la figura donde aparece.

Orden CERATITIDA HYATT, 1884

Superfamilia CERATITACEAE MOJSISOVICS, 1879

Familia CERATITIDAE MOJSISOVICS, 1879

Subfamilia PARACERATITINAE SILBERLING, 1962

***Paraceratites occidentalis* (TORNQUIST, 1916)**

Material: Ejemplar 110T.

Descripción: Cámara de habitación con el fragmocono fragmentado.

Procedencia: Olesa (Barcelona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).

Clasificación anterior: *Ceratites occidentalis* (TORNQUIST).

Material: Ejemplar 137T.

Descripción: Molde externo en el que se aprecia la ornamentación del fragmocono, así como el molde interno de la cámara de habitación.

Procedencia: Centelles (Barcelona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).

Clasificación anterior: *Ceratites occidentalis* (TORNQUIST).

Material: Ejemplar 222T.

Descripción: Parte final del fragmocono y cámara de habitación de un ejemplar con el núcleo fracturado. Ornamentación muy fuerte.

Procedencia: Olesa (Barcelona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).

Clasificación anterior: *Ceratites occidentalis* (TORNQUIST).

Material: Ejemplar 2870T.

Descripción: Molde externo en el que se aprecia la ornamentación del fragmocono, con una costulación particularmente fuerte, seguido del molde interno de la cámara de habitación mal conservado.

Procedencia: Centelles (Barcelona).

Fecha de ingreso: En torno a 1958.

Forma de ingreso: Donación.

Fuente de ingreso: C. Virgili.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).

Clasificación anterior: *Paraceratites hispanicus* KUTASSY.

***Paraceratites cf. occidentalis* (TORNQUIST, 1916)**

Material: Ejemplar 250T.

Descripción: Contramolde en escayola de un ejemplar de pequeño tamaño en el que se aprecia la ornamentación del fragmocono y de una parte de la cámara de habitación.

Procedencia: El Farell (Barcelona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).

Clasificación anterior: *Paraceratites guerini* BATALLER.

Observaciones: Ejemplar figurado por VIRGILI (1958, Lám. III, fig.9).

***Paraceratites occidentalis* (TORNQUIST, 1916)
morfofoto catalaunicus BATALLER, 1930**

Material: Ejemplar 91T.

Descripción: Cámara de habitación de un ejemplar con el fragmocono mal relleno o fracturado.

Procedencia: Olesa (Barcelona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).

Clasificación anterior: *Ceratites occidentalis* (TORNQUIST).

Material: Ejemplar 226T.

Descripción: Cámara de habitación de un ejemplar relativamente evolutivo con el fragmocono fracturado.

Procedencia: Centelles (Barcelona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).

Clasificación anterior: *Ceratites occidentalis* (TORNQUIST).

***Paraceratites cf. occidentalis* (TORNQUIST, 1916)
morfofoto catalaunicus BATALLER, 1930**

Material: Ejemplar 2867T.

Descripción: Ejemplar deformado de pequeño

tamaño en el que se aprecia con dificultad la ornamentación de la cámara de habitación.

Procedencia: Olesa (Barcelona).

Fecha de ingreso: En torno a 1958.

Forma de ingreso: Donación.

Fuente de ingreso: C. Virgili.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).

Clasificación anterior: *Paraceratites catalaunicus* BATALLER.

***Paraceratites cf. occidentalis* (TORNQUIST, 1916)
morfofoto flexuosiformis (TORNQUIST, 1916)**

Material: Ejemplar 2871T.

Descripción: Fragmento de la cámara de habitación de un ejemplar con el fragmocono fracturado en el que se aprecia una ornamentación próxima a la de *Ceratites flexuosiformis* TORNQUIST.

Procedencia: El Farell (Barcelona).

Fecha de ingreso: En torno a 1958.

Forma de ingreso: Donación.

Fuente de ingreso: C. Virgili.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).

Clasificación anterior: *Ceratites* sp.

***Paraceratites evolutivo-spinosus* (TORNQUIST, 1916)**

Material: Ejemplar 2868T.

Descripción: Cámara de habitación de sección subtrigonal correspondiente a un ejemplar deformado con el fragmocono fracturado. Es posible que se conserve la última parte del fragmocono.

Procedencia: Caldas (Barcelona).

Fecha de ingreso: En torno a 1958.

Forma de ingreso: Donación.

Fuente de ingreso: C. Virgili.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).

Clasificación anterior: *Paraceratites evolutivo-spinosus* TORNQUIST.

***Paraceratites cf. evolutivo-spinosus* (TORNQUIST, 1916)**

Material: Ejemplar 2869T.

Descripción: Ejemplar que permite apreciar la ornamentación del núcleo con el resto del fragmocono mal relleno o fracturado y la cámara

de habitación, subtrapezoidal, en mal estado de conservación.

Procedencia: Caldas (Barcelona).

Fecha de ingreso: En torno a 1958.

Forma de ingreso: Donación.

Fuente de ingreso: C. Virgili.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).

Clasificación anterior: *Paraceratites guerini* BATALLER.

***Paraceratites evolutivo-spinosus* (TORNQUIST, 1916)
morfofoto guerini BATALLER, 1930**

Material: Ejemplar 224T.

Descripción: Cámara de habitación de un ejemplar de pequeño tamaño, relativamente evolutivo, con costulación espinosa y el fragmocono mal relleno o fragmentado.

Procedencia: Olesa (Barcelona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).

Clasificación anterior: *Ceratites occidentalis* (TORNQUIST).

***Paraceratites cf. almerai* BATALLER, 1930**

Material: Ejemplar 2866T.

Descripción: Molde externo de un "*Paraceratites*" involuto, de pequeño tamaño, en el que puede verse la ornamentación de las primeras vueltas. Se aprecia también una parte del molde interno correspondiente a la cámara de habitación.

Procedencia: Centelles (Barcelona).

Fecha de ingreso: En torno a 1958.

Forma de ingreso: Donación.

Fuente de ingreso: C. Virgili.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).

Clasificación anterior: *Paraceratites almerai* BATALLER.

***Olesites* sp.**

Material: Ejemplar 225T

Descripción: Fragmento y comienzo de la cámara de habitación de un ejemplar en el que no se observan las primeras vueltas, aunque se aprecia bien la línea de sutura.

Procedencia: Olesa (Barcelona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).
Clasificación anterior: *Ceratites occidentalis* (TORNQUIST).

Subfamilia BERYCHITINAE SPATH, 1934

***Lardaroceras* sp. aff. *L. krystyni* BALLINI, 1992**

Material: Ejemplar 223T.
Descripción: Ejemplar de pequeño tamaño, posiblemente juvenil, en el que se puede apreciar el final del fragmocono y una parte de la cámara de habitación costulada con costillas relativamente fuertes.
Procedencia: Olesa (Barcelona).
Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.
Posición estratigráfica: Triásico Medio (Anisiense).
Clasificación anterior: *Ceratites occidentalis* (TORNQUIST).

Superfamilia TRACHYCERATAE HAUG, 1894
Familia ARPADITIDAE HYATT, 1900
Subfamilia PROTRACHYCERATINAE TOZER, 1971

***Eoprotrachyceras vilanovai* (D'ARCHIAC, 1860)**

Material: Ejemplar 113T.
Descripción: Fragmento de la cámara de habita-

ción en el que se aprecia la ornamentación típica de la especie.
Procedencia: Camposines (Tarragona).
Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.
Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).
Clasificación anterior: *Protrachyceras* cf. *vilanovae* MOJSISOVICS.

Material: Ejemplar 241T.
Descripción: Fragmocono en el que se pueden apreciar algunos rasgos de la ornamentación.
Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).
Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.
Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).
Clasificación anterior: *Protrachyceras vilanovae* MOJSISOVICS.

***Eoprotrachyceras* cf. *vilanovai* (D'ARCHIAC, 1860)**

Material: Ejemplar 94T.
Descripción: Fragmento de fragmocono en el que pueden apreciarse líneas de sutura y algunos rasgos ornamentales.
Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).
Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.
Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).
Clasificación anterior: *Protrachyceras hispanicum* MOJSISOVICS.

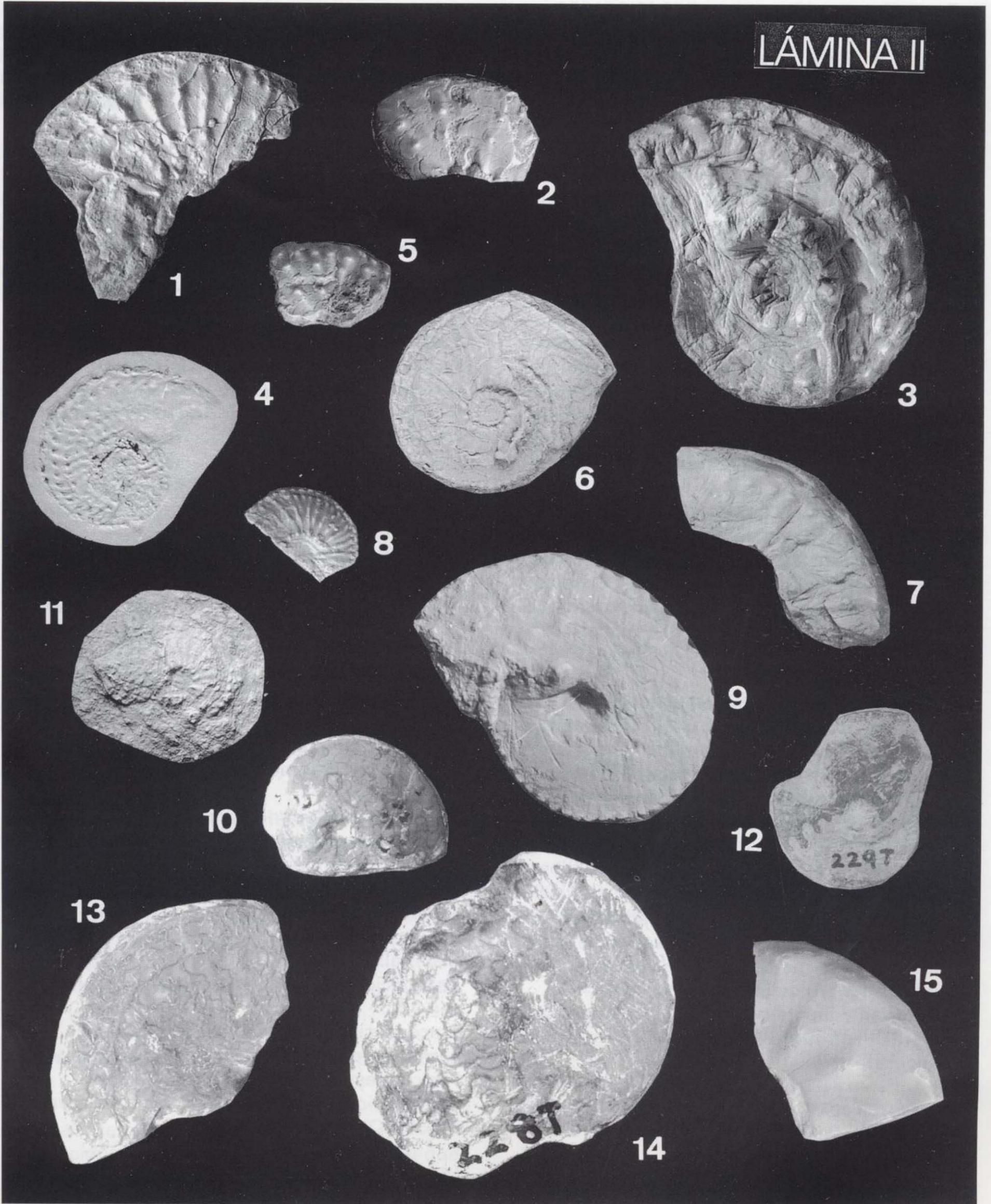
LÁMINA II

- Figura 1: *Eoprotrachyceras vilanovai* (D'ARCHIAC, 1860). Ejemplar 113T. Camposines (Tarragona).
Figura 2: *Eoprotrachyceras* cf. *vilanovai* (D'ARCHIAC, 1860). Ejemplar 94T. Mora de Ebro (Tarragona).
Figura 3: *Protrachyceras hispanicum* (MOJSISOVICS, 1881). Ejemplar 95T. Mora de Ebro (Tarragona).
Figura 4: *Protrachyceras hispanicum* (MOJSISOVICS, 1881). Ejemplar 155T. Alcover (Tarragona).
Figura 5: *Protrachyceras hispanicum* (MOJSISOVICS, 1881). Ejemplar 238T. Mora de Ebro (Tarragona).
Figura 6: *Protrachyceras* cf. *hispanicum* (MOJSISOVICS, 1881). Ejemplar 157T. Mora de Ebro (Tarragona).
Figura 7: *Protrachyceras* cf. *hispanicum* (MOJSISOVICS, 1881). Ejemplar 244T. Mora de Ebro (Tarragona).
Figura 8: *Protrachyceras ibericum* (MOJSISOVICS, 1881). Ejemplar 9T. Mora de Ebro (Tarragona).
Figura 9: *Protrachyceras ibericum* (MOJSISOVICS, 1881). Ejemplar 93T (x3). Mora de Ebro (Tarragona).
Figura 10: *Iberites pradoi* (D'ARCHIAC, 1860). Ejemplar 227T. Mora de Ebro (Tarragona).
Figura 11: *Protrachyceras* cf. *ibericum* (MOJSISOVICS, 1881). Ejemplar 231T. Mora de Ebro (Tarragona).
Figura 12: *Iberites pradoi* (D'ARCHIAC, 1860). Ejemplar 229T. Mora de Ebro (Tarragona).
Figura 13: *Iberites* sp. Ejemplar 92T. Mora de Ebro (Tarragona).
Figura 14: *Iberites pradoi* (D'ARCHIAC, 1860). Ejemplar 228T (x3). Mora de Ebro (Tarragona).
Figura 15: *Gevanites* cf. *virgiliae* GOY, 1986. Ejemplar 158T. Calasparra (Murcia).

Todos los ejemplares están figurados a escala 1:1 mientras no se indique lo contrario.



LÁMINA II



***Protrachyceras hispanicum* (MOJSISOVICS, 1881)**

Material: Ejemplar 95T.

Descripción: Ejemplar de tamaño relativamente grande, aplastado, en el que se pueden apreciar algunos aspectos del fragmocono y de la cámara de habitación.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.
Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).

Clasificación anterior: *Protrachyceras vilanovae* MOJSISOVICS.

Material: Ejemplar 155T.

Descripción: Molde de ejemplar completo en el que se aprecia la forma del peristoma. La fosilización se ha producido en caliza sublitográfica correspondiente a la denominada "Pedra de Alcover".

Procedencia: Alcover (Tarragona).

Fecha de ingreso: Septiembre de 1998.

Forma de ingreso: Donación.

Fuente de ingreso: Enric Ferrer.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).

Material: Ejemplar 236T.

Descripción: Fragmento de un ejemplar en el que se puede observar parte de la ornamentación en la región ventral.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.
Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).

Material: Ejemplar 238T.

Descripción: Fragmento del fragmocono de un ejemplar que permite apreciar la sección, la ornamentación y la forma de la región ventral.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.
Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).

***Protrachyceras cf. hispanicum* (MOJSISOVICS, 1881)**

Material: Ejemplar 157T.

Descripción: Ejemplar prácticamente completo,

aplastado, que permite apreciar en parte la ornamentación del fragmocono, las líneas de sutura y la cámara de habitación.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha de ingreso: Septiembre de 1998.

Forma de ingreso: Donación.

Fuente de ingreso: Enric Ferrer.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).

Material: Ejemplar 244T.

Descripción: Fragmento de la cámara de habitación con algunos rasgos ornamentales.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).

Clasificación anterior: *Protrachyceras vilanovae* MOJSISOVICS.

***Protrachyceras* sp.**

Material: Ejemplar 237T.

Descripción: Fragmento de un ejemplar mal conservado.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio.

Clasificación anterior: *Protrachyceras hispanicum* Mojsisovics.

Material: Ejemplar 239T.

Descripción: Fragmento de un ejemplar mal conservado.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio.

Clasificación anterior: *Protrachyceras hispanicum* MOJSISOVICS.

Material: Ejemplar 240T.

Descripción: Fragmento de un ejemplar mal conservado.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio.

Clasificación anterior: *Protrachyceras hispanicum* MOJSISOVICS.

Material: Ejemplar 242T.

Descripción: Ejemplar mal conservado.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio.

Clasificación anterior: *Protrachyceras vilanovae* MOJSISOVICS.

Material: Ejemplar 243T.

Descripción: Ejemplar mal conservado.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio.

Clasificación anterior: *Protrachyceras vilanovae* MOJSISOVICS.

Material: Ejemplar 1430T.

Descripción: Ejemplar mal conservado en el que se pueden apreciar algunos rasgos de la ornamentación.

Procedencia: Desconocida.

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio.

Clasificación anterior: *Protrachyceras* sp.

***Protrachyceras ibericum* (MOJSISOVICS, 1881)**

Material: Ejemplar 9T.

Descripción: Parte del fragmocono en la que se aprecia la línea de sutura y la ornamentación.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).

Material: Ejemplar 93T.

Descripción: Ejemplar ligeramente deformado en el que se aprecia el fragmocono y el comienzo de la cámara de habitación.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).

Observaciones: Ejemplar figurado en VIRGILI (1958), Lám.V, figs.7-8.

***Protrachyceras cf. ibericum* (MOJSISOVICS, 1881)**

Material: Ejemplar 231T.

Descripción: Ejemplar mal conservado en el que se aprecia parcialmente el fragmocono y líneas de sutura.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).

Clasificación anterior: *Protrachyceras ibericum* MOJSISOVICS.

Material: Ejemplar 232T.

Descripción: Fragmento de un ejemplar mal conservado en el que se aprecian la forma de la sección y la región ventral.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).

Clasificación anterior: *Protrachyceras ibericum* MOJSISOVICS.

Material: Ejemplar 233T.

Descripción: Ejemplar de pequeño tamaño mal conservado en el que se aprecia la forma de la sección y la región ventral.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).

Clasificación anterior: *Protrachyceras ibericum* MOJSISOVICS.

Material: Ejemplar 234T.

Descripción: Ejemplar de pequeño tamaño. Mal conservado, aunque permite distinguir algunos rasgos ornamentales.

Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.

Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).

Clasificación anterior: *Protrachyceras ibericum* MOJSISOVICS.

Familia HUNGARITIDAE WAAGEN, 1895***Gevanites cf. virgiliae* GOY, 1986**

Material: Ejemplar 158T.

Descripción: Fragmento del fragmocono mostrando la ornamentación.

Procedencia: Calasparra (Murcia).

Fecha de ingreso: 1996.

Forma de ingreso: Donación.

Fuente de ingreso: F. Pérez-Valera, J.A. Pérez-Valera y L.M. Trigueros Ramos.
 Posición estratigráfica: Triásico Medio.
 Observaciones: Ejemplar citado en GOY, A. *et al.* (1996).

***Iberites pradoi* (D'ARCHIAC, 1860)**

Material: Ejemplar 227T.
 Descripción: Ejemplar relativamente completo, bien conservado, en el que se aprecian algunas líneas de sutura y la mayor parte de la cámara de habitación.
 Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).
 Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.
 Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).
 Clasificación anterior: *Hungarites pradoi* (D'ARCHIAC).
 Observaciones: Ejemplar figurado en VIRGILI (1958), Lám.IV, figs. 3-4.

Material: Ejemplar 228T.
 Descripción: Fragmacono en el que se aprecian líneas de sutura.
 Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).
 Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.
 Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).
 Clasificación anterior: *Hungarites pradoi* (D'ARCHIAC).

Material: Ejemplar 229T.
 Descripción: Ejemplar relativamente completo, no bien conservado, en el que pueden observarse algunas líneas de sutura y la mayor parte de la cámara de habitación.
 Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).
 Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.
 Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).
 Clasificación anterior: *Hungarites pradoi* (D'ARCHIAC).

***Iberites cf. pradoi* (D'ARCHIAC, 1860)**

Material: Ejemplar 230T.
 Descripción: Fragmento de fragmacono en el que se aprecia la sección de la vuelta y la región ventral.
 Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).

Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.
 Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).
 Clasificación anterior: *Hungarites pradoi* (D'ARCHIAC).

Material: Ejemplar 235T.
 Descripción: Fragmento de fragmacono en el que se aprecian líneas de sutura.
 Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).
 Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.
 Posición estratigráfica: Triásico Medio (Ladiniense).
 Clasificación anterior: *Protrachyceras ibericum* MOJSISOVICS.

***Iberites* sp.**

Material: Ejemplar 92T.
 Descripción: Fragmento del fragmacono en el que se aprecian líneas de sutura y rasgos ornamentales más acusados que en la especie *Iberites pradoi*.
 Procedencia: Mora de Ebro (Tarragona).
 Fecha, forma y fuente de ingreso: Desconocidas.
 Posición estratigráfica: Triásico Medio.
 Clasificación anterior: *Beyrichites cognatus* (WAGNER).
 Observaciones: Este ejemplar aparece figurado en VIRGILI (1958, Lám. IV, figs.1,2) como *Beyrichites cognatus* (WAGNER) procedente de El Farell; sin embargo, en la base de datos del Museo Geominero figura como procedente del Fassaniense de Mora de Ebro (Tarragona). En nuestra opinión, se trata de un hungarítido con la ornamentación más marcada que la que muestran los ejemplares de *Hungarites pradoi* figurados por MOJSISOVICS 1882, Lám. XXXII, figs.7,8. No es muy diferente de la ornamentación que presenta el ejemplar de esta misma especie, representado en la Lám. XXXIII, figs.1,2, aunque en el caso del ejemplar de Mojsisovics, la ornamentación corresponde a la cámara de habitación.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Se han identificado 43 ejemplares atribuidos a 2 superfamilias, 3 familias, 3 subfamilias, 7 géneros y 13 especies. Del total de ejemplares, 15 han

sido recogidos en Barcelona (4 en Centelles, 7 en Olesa, 2 en El Farell y 2 en Caldas), 26 en Tarragona (24 en Mora de Ebro, 1 en Camposines y 1 en Alcover) y 1 en Murcia (Calasparra). De uno de los ejemplares clasificados se desconoce su procedencia. Por géneros, el más abundante es *Protrachyceras*, con 18 ejemplares, seguido de *Paraceratites* (13 ejemplares), *Iberites* (6 ejemplares), *Eoprotrachyceras* (3 ejemplares) y *Olesites*, *Lardaroceras* y *Gevanites*, con un único representante.

Consultando la base de datos del Museo Geominero se ha podido constatar un hecho que llama poderosamente la atención: de más del 80% del material revisado no consta ni la fecha, ni la forma ni la fuente de ingreso. Cabe pensar que una parte importante de los ejemplares procede de la colección que C. Virgili estudió con motivo de su tesis doctoral, publicada en 1958. Con toda seguridad, los ejemplares 92T, 93T, 227T y 250T fueron donados por esta autora al Museo Geominero, ya que se han podido identificar en las figuraciones de su tesis (Lám. IV, figs.1-2; Lám. V, figs.7-8; Lám. IV, figs.3-4; Lám. III, fig.9, respectivamente). Sin embargo, otros ejemplares, como los *Paraceratites* 2866T, 2867T, 2868T, 2869T, 2870T, 2871T, cedidos por C. Virgili -como consta en los registros de entrada del Museo- no han podido ser reconocidos en las figuraciones, aunque es lógico pensar que aparecerán como referencias en el texto de su tesis doctoral.

Prácticamente todos los ammonoideos revisados proceden de materiales del Triásico Medio, en facies Muschelkalk, situados en dos áreas bien diferenciadas del Sistema Costero-Catalán: el Dominio del Montseny-Llobregat y el Dominio del Priorat-Baix Ebre.

Los ejemplares del Montseny-Llobregat corresponden a materiales del Muschelkalk inferior (M1 en la nomenclatura de VIRGILI, 1958). Posiblemente todos ellos proceden de niveles muy concretos situados en la parte superior de la Unidad Olesa (MARZO y CALVET, 1985). Las asociaciones registradas en época reciente en niveles de este dominio han sido atribuidas en su totalidad al Anisiense (GOY, 1995). Incluyen elementos característicos de la Cuenca Catalana,

pero que son casi desconocidos fuera de ella. Esto dificulta notablemente su atribución a un piso concreto. Tradicionalmente, los *Paraceratites* de esta región habían sido atribuidos al Anisiense medio, Pelsoniense (SCHMIDT, 1936; VIRGILI, 1958); sin embargo, algunos autores como PARNES (1986) y GOY (1986) consideran que las características morfológicas de la concha y su reducida línea de sutura los aproximan a *Paraceratites* similares a los de la Zona Trinodosus del Illyriense, y se podría pensar que son algo más recientes de lo que se había supuesto.

Los ejemplares del Priorat-Baix Ebre corresponden a materiales del Muschelkalk superior (M3 en la nomenclatura de VIRGILI, 1958). Por el tipo de fosilización proceden de la Unidad Rasquera y de la Unidad Tivissa (MARZO y CALVET, 1985). Los ejemplares de *Eoprotrachyceras vilanovae* y *Protrachyceras ibericum* vienen, con alta probabilidad, exclusivamente de la Unidad Rasquera, mientras que los de *Protrachyceras hispanicum* proceden en su mayor parte de la Unidad Tivissa. En el primer caso pueden ser atribuidos al Ladiniense inferior (Fassaniense), y en el segundo al Ladiniense superior (Longobardiense). Los hungarítidos incluidos como *Iberites pradoi* podrían proceder de ambas unidades. Excepcionalmente, un ejemplar de la colección del Museo Geominero procede del Dominio de Prades y está fosilizado en materiales de la Unidad Alcover. Se trata de un ejemplar de *Protrachyceras hispanicum* que puede ser atribuido al Ladiniense superior (Longobardiense).

El único ejemplar cuya localidad de procedencia se localiza en las Cordilleras Béticas ha sido recogido en materiales de la Formación Majanillos (PÉREZ-LÓPEZ, 1991) o en su equivalente lateral en las inmediaciones de Calasparra (Murcia). Ha sido atribuido a *Gevanites cf. virgiliae* y procede, con alta probabilidad, de niveles correspondientes a la parte inferior del Miembro Chiclana de la Formación Majanillos. En los citados niveles, esta especie ha sido reconocida asociada fundamentalmente a hungarítidos, como *Negebites zaki*, *Gevanites* y *Eoprotrachyceras* del grupo de *E. curionii* (GOY y PÉREZ-LÓPEZ, 1996). Esta asociación es característica del Ladiniense inferior (Fassaniense).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro del Proyecto 06/0006/1998 concedido por la Dirección General de Investigación de la Comunidad de Madrid.

Los autores agradecen a la Dra. C. Herrero la traducción del abstract al inglés y a D. E. Bernárdez la realización de las fotografías que ilustran el trabajo.

REFERENCIAS

ARCHIAC, A. d' (1860): Histoire des progrès de la Géologie de 1834-1849. *Publications Société Géologique de France*.

BATALLER, J.R. y GUERIN, M. (1930): Notes sobre el triàsic de Barcelona y Tarragona. *Institució Catalana d'Història Natural*, Vol. XXX, 2ª sèrie: 81-87.

BATALLER, J.R. (1954): Enumeración de las especies nuevas del Triásico y Jurásico de España. *Estudios Geológicos*, 21: 4-77.

CALVET, F., TUCKER, M.E. & HENTON, J.M. (1990): Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin, north-east Spain: facies, systems tracts, sequences and controls. *International Association of Sedimentologists, Special Publications*, 9: 79-108.

GOY, A. (1986): Ammonoideos del Triásico de España, Universidad Complutense de Madrid, 28 págs.

GOY, A. (1995): Ammonoideos del Triásico Medio de España: bioestratigrafía y correlaciones. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 19: 21-60.

GOY, A., MARTÍNEZ, G., PÉREZ-VALERA, F., PÉREZ-VALERA, J.A., TRIGUEROS RAMOS, L.M. (1996): Nuevos hallazgos de Cefalópodos (Ammonoideos y Nautiloideos) del Ladinense Inferior en el Sector Oriental de las Cordilleras Béticas. En *Tomo Extraordinario 125 Aniversario de la Real Sociedad Española de Historia Natural*: 311-314.

GOY, A. y PÉREZ-LÓPEZ, A. (1996): Presencia de cefalópodos del tránsito Anisiense-Ladiniense en las facies Muschelkalk de la Zona Subbética (Cordillera Bética). *Geogaceta*, 20(1): 183-186.

LLOMPART, C., ROSELL, J., MÁRQUEZ-ALIAGA, A. & GOY, A.

(1987): El Muschelkalk de la Isla de Menorca. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 11: 223-235.

MALLADA, L. (1880): Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Sistema Triásico. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 7: 214-256.

MARZO, M. & CALVET, F. (1985): *Guía de la Excursión al Triásico de los Catalánides*. En I. Mateu Ibans & M. Marzo, Eds. II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, La Seu d'Urgell. 175 págs.

MOJSISOVICS, E. (1881): Über die Cephalopoden fauna der Triassschichten von Mora de Ebro in Spanien. *Verh der Geologische Reichsanstalt, Wien*: 327-329.

MOJSISOVICS, E. (1882): Die Cephalopoden den mediterranen Trias province. *Geologische Reichsanstalt, Wien*, 10: 1-322.

PALACIOS, P. (1898): Descripción de algunos cefalópodos triásicos encontrados en España. *Boletín Comisión Mapa Geológico de España*, 18: 199-209.

PARNES, A. (1986): Middle Triassic Cephalopods from the Negev (Israel) and Sinain (Egypt). *Israel Geological Survey Bulletin*, 79: 1-59.

PÉREZ-LÓPEZ, A. (1991): *El Triás en facies germánicas del sector central de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral Universidad de Granada, 400 págs.

SCHMIDT, M. (1932a): Über die Ceratiten von Olesa bei Barcelona. *Bulletí de la Institució Catalana d'Historia Natural*, 32(7): 195-222.

SCHMIDT, M. (1932b): Bentonische Reireformen bei *Protrachyceras vilanovae*. *Bulletí de la Institució Catalana d'Historia Natural*, vol. XXXII, nº 7: 223-233.

SCHMIDT, M. (1936): Fossilien der spanische Trias. *Abhandlungen der Heidelberg Akadademie der Wissenschaften. Mathematisch-Naturhistorischen*, 22: 1-140.

TORNQUIST, A. (1916): Die Nodosen Ceratiten von Olesa in Katalonien. *Sitzungsberichte der Academie der Wissenschaften in Wien I*, 125 (3-4): 1-22.

VERNEUIL, E. de (1854): Descubrimiento de *Ceratites* en Mora de Ebro. *Revista Minera*, 5: 676-677.

VIRGILI, C. (1958): El Triásico de los Catalánides. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*. Tomo LXIX. 856 págs.

Original recibido: Octubre de 1999

Original aceptado: Noviembre de 1999

CRONOLOGÍA DE LOS PROCESOS KÁRSTICOS EN LOS MONTÍCULOS CÁMBRICOS DEL CERRO DEL HIERRO (ZONA DE OSSA-MORENA, SEVILLA, SO DE ESPAÑA).

Por A. PEREJÓN (*), E. VENNIN (**), E. MORENO-EIRIS (*) y J. J. ÁLVARO (***)

R E S U M E N

En este trabajo se aportan argumentos estratigráficos, diagenéticos y tectónicos que permiten concluir que los procesos de karstificación reconocibles en los montículos cámbricos del Cerro del Hierro (Zona de Ossa-Morena, Sevilla) son posteriores a los procesos siguientes: (i) la sedimentación y litificación, (ii) la dolomitización y (iii) la estilolitización hercínica o alpina de dichos materiales.

Los montículos de la Serie de Campoallá contienen laminaciones, de probable origen microbiano, y arqueociatos que permiten datar los como Ovetiense superior-Marianense inferior, Cámbrico inferior. Las lutitas que los recubren y rodean contienen escasos trilobites que permiten datarlas como Marianense s.l.

Debido a los criterios geológicos expresados, no hay datos objetivos que permitan interpretar una karstificación sinsedimentaria en este sector de la Zona de Ossa-Morena. Por tanto, consideramos que no puede definirse una regresión paleogeográfica durante el Ovetiense superior, aplicable a todo el ámbito de la Península Ibérica, basándose en la karstificación del Cerro del Hierro, como se viene manteniendo actualmente.

Palabras clave: Karst, Bioconstrucciones, Regresión, Cámbrico Inferior, Zona de Ossa-Morena, España.

A B S T R A C T

The relative chronology of the karstic processes recognized in the Lower Cambrian buildups of the Cerro del Hierro (Sevilla, Ossa-Morena) is discussed in this paper. Arguments are based on stratigraphic, diagenetic and tectonic patterns. As a result, the karstification affects, and therefore is posterior to (i) the sedimentation and lithification of carbonates, (ii) their dolomitization and (iii) the Hercynian and/or Alpine stilolite processes.

These buildups belong to the Campoallá Series and contain microbial laminations and distinct archaeocyaths, which allow us to propose a late Ovetian-early Marianian age, Lower Cambrian. In addition, the surrounding and overlying shales of the same formation have yielded scarce trilobites dating the upper carbonate/shale contact as Marianian.

Due to the geologic arguments expressed above, this karstification cannot be interpreted as a syndimentary process. Therefore, there is not possible to define a late Ovetian paleogeographic regression throughout the entire Iberian Peninsula, based on the karst recognized in the Cerro del Hierro, as has been recently accepted without facies and sedimentological studies.

Key words: Karst, Buildups, Regression, Lower Cambrian, Ossa-Morena Zone, Spain.

(*) UEI-Dep. Paleontología. Instituto de Geología Económica (UCM-CSIC). Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. 28040-Madrid, España.

(**) Lab. Géologie. Muséum National d'Histoire Naturelle. 43, rue Buffon. 75005-Paris, Francia.

(***) UPRESA 8014 CNRS. Cité Scientifique SN5. Université de Lille I. 59655-Villeneuve d'Ascq, Francia.

INTRODUCCIÓN

Las calizas de la Serie de Campoallá (SIMON, 1951; Cámbrico Inferior) han sido explotadas en el área del Cerro del Hierro (Ossa-Morena) desde la época romana (CAÑAL, 1894) y de forma más sistematizada desde principios de siglo. En este

área se ha realizado una actividad minera de extracción de hierro hasta la década de los 70 de este siglo, período en el que se abandonó su explotación. Estas mineralizaciones arman en cavidades kársticas que afectan a los montículos donde se reconoce la presencia de arqueociatos.

MIRAS & RODRÍGUEZ (1990) y MIRAS & GALÁN (1992) señalaron que la actividad kárstica en estas rocas fue sellada por la sedimentación lutítica de la Serie de Campoallá que la recubre y, por tanto, la karstificación y su posterior relleno representarían procesos sinsedimentarios. Esta propuesta fue recogida por LIÑÁN & GÁMEZ-VINTANED (1993), quienes definen una regresión durante el Ovetiense superior (Cámbrico Inferior) para el ámbito de toda la Península Ibérica (denominada "Regresión Cerro del Hierro") basándose o tomando como modelo y nombre, los procesos de karstificación descritos anteriormente. En trabajos posteriores esta propuesta se ha mantenido, sin aportar criterios de facies o sedimentológicos que la confirmaran (LIÑÁN *et al.*, 1996, 1997; SDZUY *et al.*, 1999).

Este trabajo acomete el estudio lito y bioestratigráfico del afloramiento del Cerro del Hierro, para determinar los criterios geológicos que permitan reconocer una cronología relativa entre la sedimentación, la diagénesis y la karstificación de los niveles carbonatados de la Serie de Campoallá en este área, y confirmar o refutar el desarrollo de una regresión durante el Ovetiense (Cámbrico Inferior) que generara procesos de karstificación en este sector de la plataforma de la Zona de Ossa-Morena.

MARCO GEOLÓGICO Y LITOESTRATIGRAFÍA

El Cerro del Hierro se sitúa en el término municipal de San Nicolás del Puerto (Sevilla), en la hoja geológica nº 920 (Constantina; MELÉNDEZ *et al.*, 1967; ANGOLOTI APOLINARIO *et al.*, 1975) y dentro del Dominio Zafra-Alanís-Córdoba (Zona de Ossa-Morena). Las unidades litológicas afectadas en la explotación son los carbonatos bioconstruidos de la Serie de Campoallá (SIMON, 1951), compuesta por dolomías grises y amarillentas aflorantes en unidades lenticulares de hasta 30 m de potencia, rodeadas y recubiertas por lutitas verdes estratiformes, alcanzando la explotación

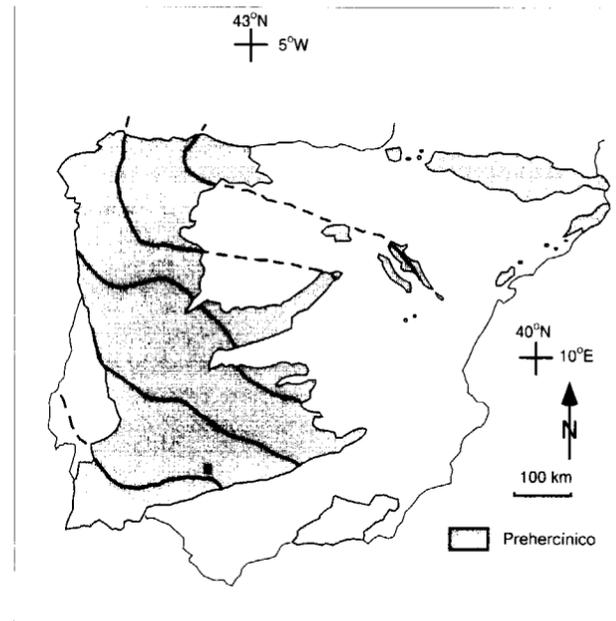


Fig. 1. Afloramientos paleozoicos de la Península Ibérica y situación del Cerro del Hierro (Zona de Ossa-Morena)

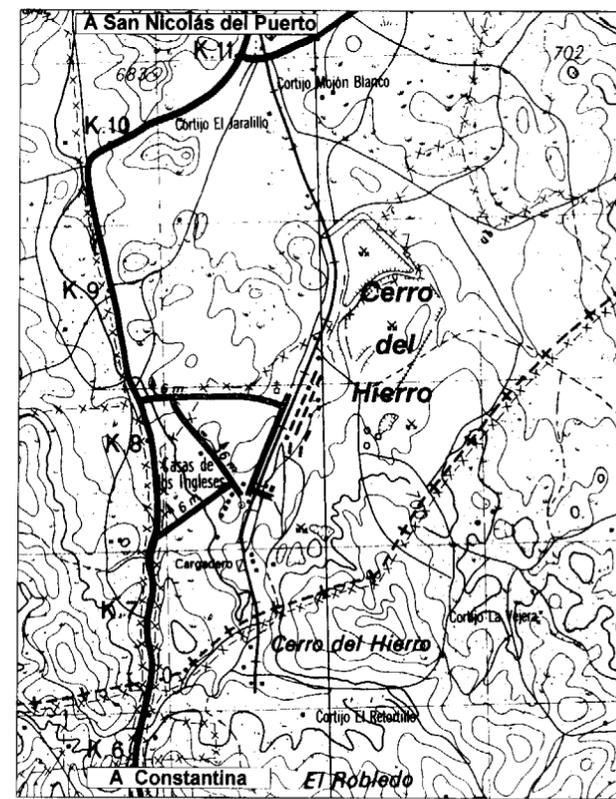


Fig. 2. Situación geográfica del Cerro del Hierro (Sevilla), modificado del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50000, hoja nº 920, Constantina.

hasta unos 15 m de depósitos ferruginosos que rellenan cavidades de disolución (DELANNOY *et al.*, 1989). La unidad litoestratigráfica infrayacente (Serie de Tambor; SIMON, 1951) no aflora en el área, y a techo de la unidad carbonatada se disponen lutitas verdes que rodean lateralmente y recubren los carbonatos.

Los carbonatos se presentan dolomitizados distinguiéndose fantasmas bioclásticos y arqueociatos. Se reconocen calcimicrobios aislados y laminaciones milimétricas de probable origen microbiano. Por último, el relleno kárstico lo componen oxi-hidróxidos ferruginosos, limos y arcillas ricos en mineralizaciones de barita, calcita, siderita, hematites, goethita, y calcopirita, limonita y malaquita accesorias (LÓPEZ DE AZCONA & BENITO CAÑELLAS, 1967; VÁZQUEZ GUZMÁN & FERNÁNDEZ POMPA, 1976; GARCÍA VÉLEZ, 1979; MIRAS & GALÁN HUERTOS, 1990; MIRAS & RODRÍGUEZ, 1990; MIRAS & GALÁN, 1992), caracterizando una anomalía en Fe-Ba-Cu.

BIOESTRATIGRAFÍA

Los carbonatos de la Serie de Campoallá en el Cerro del Hierro contienen arqueociatos que se observan fácilmente debido a la meteorización diferencial de su superficie de exposición. En lámina delgada se han determinado los taxones de arqueociatos *Nochoroicyathus?* sp. (Lám. I, fig. 5a), *Erismacoscinus* sp. (Lám. I, fig. 6), *Alconeracyathus andalusicus* (SIMON 1939) y *Protopharetra?* sp. (Lám. I, fig. 5b). También se ha encontrado en las lutitas suprayacentes un craniidio de *Strenuaeva* sp. bien conservado. Esta asociación permite datar los montículos como Ovetiense superior-Marianiense inferior y las lutitas suprayacentes como Marianiense s.l., de acuerdo con la nomenclatura propuesta por PEREJÓN (1986), LIÑÁN *et al.* (1993) y MORENO-EIRIS *et al.* (1995).

GEOMETRÍA DE LA KARSTIFICACIÓN Y CRONOLOGÍA RELATIVA

Dentro del edificio carbonatado las paredes de disolución rellenas con mineral ferruginoso son verticales en su parte superior, conectándose con

canalizaciones subhorizontales en su parte inferior. Los principales caracteres geométricos son:

- (1) El sedimento carbonatado original, tras la diagénesis dolomítica, es recortado por las paredes kársticas.
- (2) Gran número de suturas subverticales rellenas por carbonato (también dolomitizado), generadas por supuestas fases distensivas postsedimentarias, son también recortadas por las mismas paredes.
- (3) Varias familias de estilolitos, tanto los de pico plano subparalelo a la estratificación, que podrían interpretarse como generados por la compactación sedimentaria, como los de pico agudo en planos oblicuos o transversales, típicos de fases tectónicas compresivas, todos ellos son afectados por las superficies de karstificación.
- (4) El relleno de minerales ferruginosos ha aprovechado, en su contacto con los carbonatos, los planos de heterogeneidad previos: los óxidos de hierro han penetrado en el edificio carbonatado a favor de superficies estilolíticas de origen tectónico, precipitando en los primeros centímetros de contacto (Lám. I, figs.2,3 y 4).
- (5) Algunos rellenos kársticos están constituidos por brechas de clastos dolomíticos, angulosos a subangulosos, de hasta 6 cm de diámetro y cementados por óxidos de Fe; los clastos están dolomitizados y, en numerosas ocasiones, contienen planos estilolíticos previos.
- (6) Algunas cavidades subverticales de karstificación aparecen "selladas" por lutitas en bancos centimétricos. Las lutitas no rellenan dichas cavidades, sino que se adaptan con su convexidad hacia muro, manteniendo su estratificación original. Debido a su geometría, representan colapsos del sustrato suprayacente que se adaptan a las cavidades originadas por la disolución kárstica de las calizas (Lám. I, fig. 1)) y no rellenos kársticos de carácter lutítico. Los rellenos kársticos son únicamente óxidos de hierro y brechas (de elementos litificados, dolomitizados y estilolitizados) cementadas por óxidos de hierro.

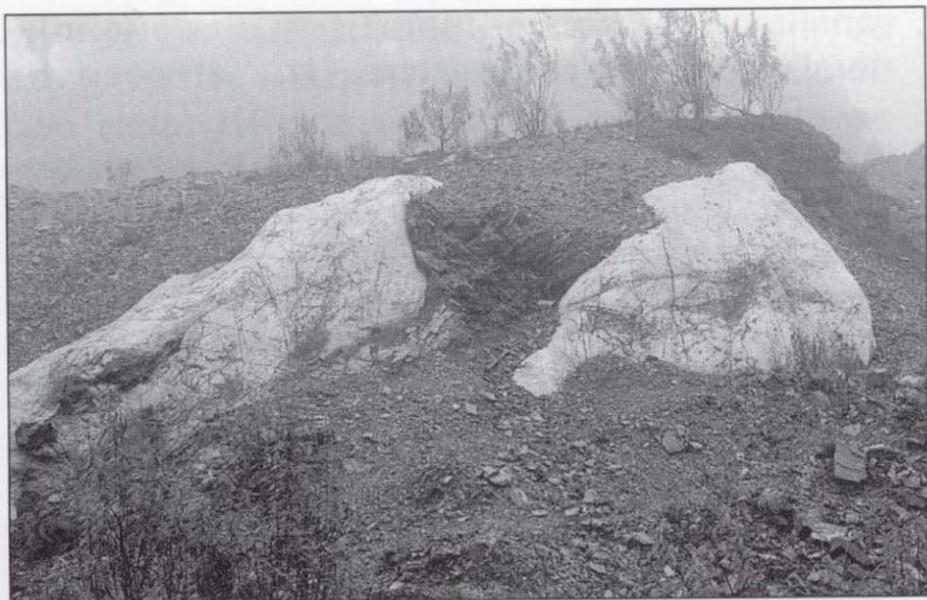


FIGURA 1

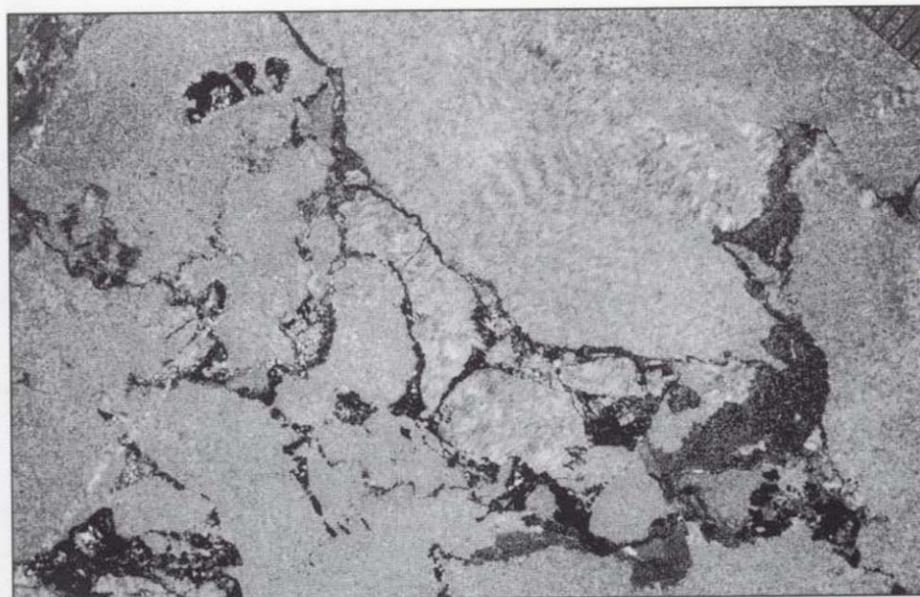


FIGURA 4



FIGURA 2

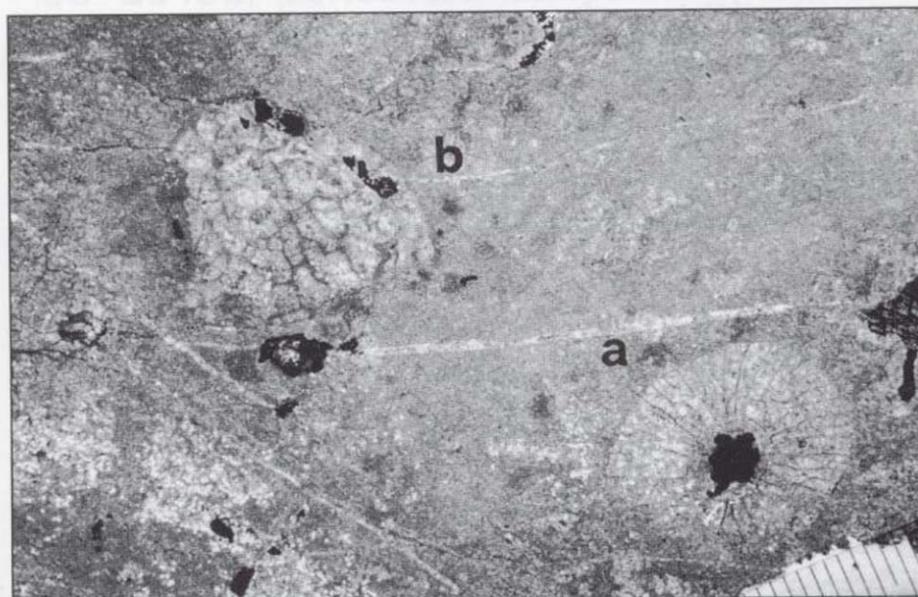


FIGURA 5

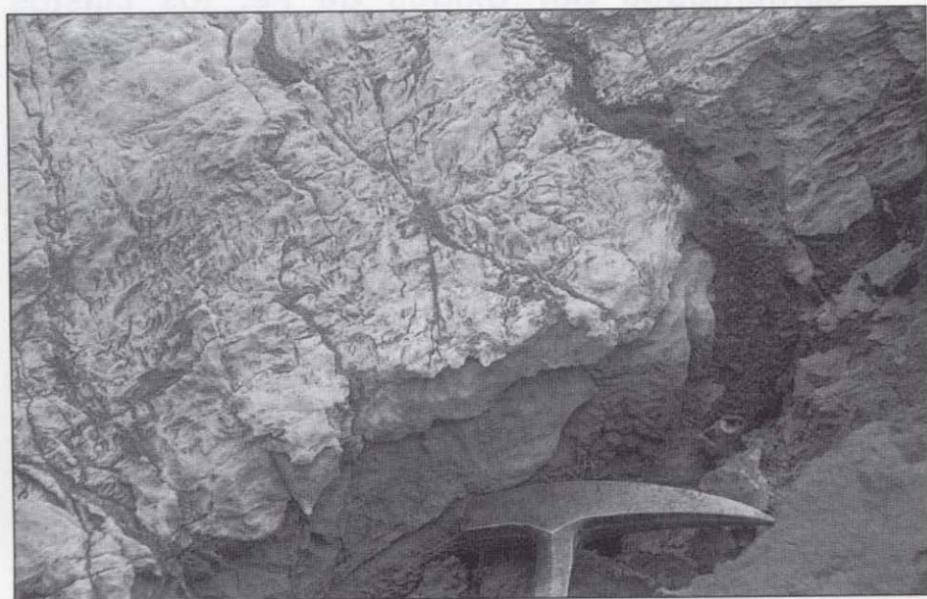


FIGURA 3



FIGURA 6

LAMINA 1



FIGURA 1

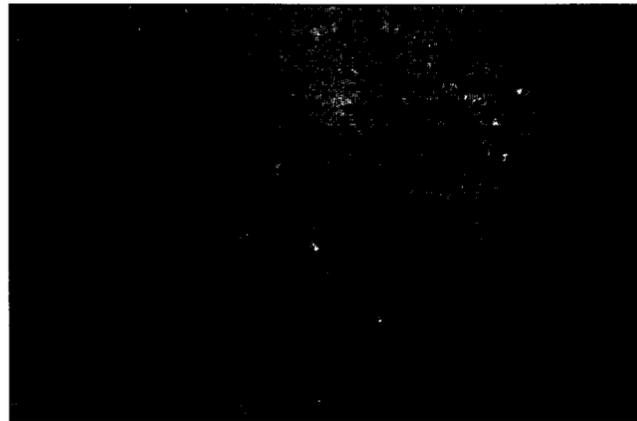


FIGURA 4



FIGURA 2



FIGURA 5



FIGURA 3



FIGURA 6

LAMINA 1

(7) La transición litológica de la parte superior de los montículos arrecifales, o transición entre el carbonato bioconstruido con arqueociatos y calcimicrobios hacia la decantación lutítica con trilobites, sugiere una profundización de este sector de la plataforma, similar a la descrita en el sector de Zafra, unidad de Alconera (MORENO-EIRIS, 1987).

CONCLUSIONES

Todas las relaciones geométricas reconocidas en el Cerro del Hierro apuntan hacia un proceso de karstificación y posterior relleno mineral afectando (y, por tanto, posterior) a la sedimentación de los niveles carbonatados de la Serie de Campoallá, a su litificación, a la dolomitización de sus carbonatos y a los procesos hercínicos o alpinos de deformación tectónica; por tanto, no encontramos argumentos que permitan interpretar la existencia de una karstificación sinsedimentaria. Independientemente del posible carácter polifásico de la karstificación y el relleno de sus cavidades, estos procesos afectan siempre a los carbonatos ya dolomitizados y estilolitizados. No puede aportarse una cronología aproximada de la karstificación pero, por comparación con los procesos de criptocorrosión descritos en el área por DELANNOY *et al.* (1989) y otros procesos similares descritos en otros montículos cámbricos

de la Zona de Ossa-Morena (MORENO-EIRIS, 1987), podría tratarse de un proceso neógeno o incluso cuaternario.

Consideramos que no puede definirse una regresión paleogeográfica durante el Ovetiense superior (zonas VI y VII de arqueociatos; PEREJÓN, 1986), aplicable a todo el ámbito de la Península Ibérica, basándose en la karstificación del Cerro del Hierro, cuyos carbonatos alcanzan la edad Marianiense inferior.

En el caso de argumentarse con criterios sedimentológicos el desarrollo de una regresión durante el Ovetiense superior en otros afloramientos de la Península Ibérica, como es el caso de las Formaciones Jalón y Ribota en las Cadenas Ibéricas, NE España (SCHMIDT-THOMÉ, 1973; ÁLVARO *et al.*, 1995), debería denominarse de otra forma y restringirse a su área geográfica correspondiente, ya que cada cuenca ha registrado una historia geodinámica y variaciones relativas del nivel marino diferentes, caracterizando disconformidades diacrónicas.

Tampoco existen argumentos para relacionar la ausencia de arqueociatos en la Zona de Ossa-Morena durante el Ovetiense superior con esta regresión, lo que favorecería la migración de estas faunas hacia áreas más septentrionales (*op. cit.*; LIÑÁN & GÁMEZ-VINTANED, 1993), ya que

LÁMINA I.

Fig. 1. Montículo de carbonatos cuya parte central se encuentra sellada por lutitas estratificadas, parcialmente colapsadas (con la concavidad hacia techo).

Fig. 2. Contacto de cavidad kárstica rellena por mineralizaciones ferruginosas donde se observan varios planos estilolíticos recortados, rellenos en su contacto por oxi-hidróxidos de hierro.

Fig. 3. Detalle de la figura 2 con el contacto de planos estilolíticos y suturas recortadas por la cavidad kárstica y rellenas por oxi-hidróxidos de hierro.

Fig. 4. Lámina delgada de la dolomía cuyos óxidos de hierro se localizan principalmente a favor de los planos estilolíticos.

Fig. 5. Sección de *Nochoroicyathus?* sp. (a) con la cavidad central rellena de óxidos de hierro. En el ángulo superior derecho se observa un cáliz de *Protopharetra?* sp. (b) con rellenos de óxidos de hierro en zonas del intervalo.

Fig. 6. Cáliz de *Erismacoscinus* sp. con parte de la cavidad central rellena de óxidos de hierro.

En las figuras 4, 5 y 6 cada división de la escala equivale a 0,5 mm.

(1) existen arqueociatos del Marianiense inferior en Ossa-Morena y (2) las lutitas marianienses de este sector representan un hundimiento (profundización) de la plataforma y la decantación de fango lutítico, condiciones ambientales desfavorables para el desarrollo de estos organismos sésiles en las plataformas carbonatadas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido cofinanciado por el proyecto español PB 96-0842 del Ministerio de Educación y Cultura y el proyecto francés "Influence des grands événements d'extinction sur les communautés récifales et péri-récifales du Paléozoïque inférieur". Además constituye una contribución a los IGCP Projects 351 "Early Palaeozoic evolution in NW Gondwana" y 366 "Ecological aspects of the Cambrian radiation".

REFERENCIAS

ÁLVARO, J., LIÑÁN, E., VENNIN, E. & GOZALO, R. (1995): Palaeogeographical evolution within a passive margin with syndepositional faulting: the Marianian deposits (Lower Cambrian) of the Iberian Chains (NE Spain): *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, Heft 9, 521-540. Stuttgart.

ANGOLOTI APOLINARIO, J.M., MUELAS PEÑA, A. & GARCÍA VÉLEZ, A. (1975): *Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Explicación de la Hoja nº 920 (Constantina, Sevilla)*. Segunda serie, 22 p. IGME. Madrid

CAÑAL, C. (1894): Excursión a Cazalla de la Sierra y San Nicolás del Puerto. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural. Actas*. Tomo 23, 25-28. Madrid

DELANNOY, J.J., DÍAZ DEL OLMO, F. & PULIDO BOSCH, A. (1989): Geomorfología del Cerro del Hierro. *Réunion Franco-Espagnole sur le karst Méditerranéen d'Andalousie Occidentale*, 210-213.

GARCÍA VÉLEZ, A. (1979): Estudio de las mineralizaciones de origen hidrotermal en la región de Guadalcanal-Cazalla (Sevilla). *Boletín Geológico y Minero*, Vol. 93, nº 3, 285-293. Madrid.

LIÑÁN, E. & GÁMEZ-VINTANED, J.A. (1993): Lower Cambrian palaeogeography of the Iberian Peninsula and its relation with some neighbouring European areas. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol. 164, 831-842. Paris.

LIÑÁN, E., GONÇALVES, F., GÁMEZ VINTANED, J.A. & GOZALO, R. (1997): Evolución paleogeográfica del Cámbrico de la Zona de Ossa-Morena basada en el registro fósil. In:

Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Ibérico). Homenagem ao Professor Francisco Gonçalves (Eds. A. Alexandre Araújo & M.F. Pereira), 1-26. Evora.

LIÑÁN, E., PEREJÓN, A. & SDZUY, K. (1993): The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula: a revision. *Geological Magazine*, Vol. 130, 817-833. London.

LIÑÁN, E., PEREJÓN, A., SDZUY, K. & GÁMEZ VINTANED, J.A. (1996): The Lower Cambrian Series. In: *II Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision Working Groups. International Subcommission on Cambrian Stratigraphy. Spain, 13-21 September 1996. Field Trip Guide and Abstracts* (Eds. E. Liñán, J.A. Gámez-Vintaned, & R. Gozalo), 57-72. Zaragoza.

LÓPEZ DE AZCONA, M. C. & BENITO CAÑELLAS, A. (1967): Estudio de elementos menores en calizas organógenas cámbricas de Constantina (Sevilla). *Estudios Geológicos*, Vol. 23, 223-229. Madrid.

MELÉNDEZ, B.; MINGARRO, F. & LÓPEZ DE AZCONA, M. C. (1967): *Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Explicación de la Hoja nº 920 (Constantina, Sevilla)*, 52 p. IGME. Madrid.

MIRAS, A. & GALÁN, E. (1992): Las mineralizaciones de barita del Cerro del Hierro (Sevilla). Características mineralógicas y geoquímicas. *VIII Reunión del Grupo de Ossa-Morena, Libro de Resúmenes* (Eds. I. Rábano & J.C. Gutiérrez Marco), 107-108.

MIRAS, A. & GALÁN HUERTOS, E. (1990): Geoquímica de mineralizaciones de barita en el SO del Macizo Ibérico. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, Vol. 13/1, 68-69. Madrid.

MIRAS, A. & RODRÍGUEZ, J. (1990): Geología y depósitos de barita del Cerro del Hierro (Sevilla). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, Vol. 13/1, 66-67. Madrid.

MORENO-EIRIS, E. (1987): Los montículos arrecifales de algas y arqueociatos del Cámbrico inferior de Sierra Morena. IV. Bioestratigrafía y sistemática de los arqueociatos. *Boletín Geológico y Minero*, Vol. 98, 729-779. Madrid.

MORENO-EIRIS, E., PEREJÓN, A., RODRÍGUEZ, S. & FALCES, S. (1995): Paleozoic Cnidaria and Porifera from Sierra Morena. Field Trip D (Ed. A. Perejón). *VII International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera*, 68 p. Madrid.

PEREJÓN, A. (1986): Bioestratigrafía de los arqueociatos en España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, Vol. 9, (1984), 213-265. Madrid.

SCHMIDT-THOMÉ, M. (1973): Beiträge zur Feinstratigraphie des Unterkambriums in der Iberischen Ketten (Nordost Spanien). *Geologisches Jahrbuch, Reihe B*, Heft 7, 3-43. Hannover.

SDZUY, K., LIÑÁN, E. & GOZALO, R. (1999): The Leonian Stage (early Middle Cambrian): a unit for Cambrian correlation in the Mediterranean subprovince. *Geological Magazine*, Vol. 136/1, 39-48. London.

SIMON, W. (1939): Archæocyathacea: I. Kritische Sichtung der Superfamilie. II. Die Fauna in Kambrium der Sierra Morena (Spanien). *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, Abh.* 448, 1-87. Frankfurt am Main.

SIMON, W. (1951): Untersuchungen im Paläozoikum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien). *Abhandlungen der*

Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, Abh. 485, 31-52. Frankfurt am Main.

VÁZQUEZ GUZMÁN, F. & FERNÁNDEZ POMPA, F. (1976): Contribución al conocimiento geológico del suroeste de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, Vol. 89, 1-130. Madrid.

Original recibido: Septiembre de 1999.

Original aceptado: Noviembre de 1999.

ANÁLISIS RETROSPECTIVO DE LA SUBSIDENCIA DE CAPAS DE CARBÓN. APLICACIÓN DE UNA FUNCIÓN DE PERFIL GENERAL PARA CUALQUIER INCLINACIÓN DE LA CAPA (0°-90°)

Por R. RODRÍGUEZ DÍEZ y J. TORAÑO ALVAREZ (*)

RESUMEN

La subsidencia es un fenómeno muy estudiado tradicionalmente debido a los perjuicios que ocasiona (daños en edificaciones, afectación a acuíferos causa de mayor afluencia de agua a la mina...etc.) que gravan económicamente a las empresas mineras de forma muy importante. Con el progresivo abandono de la minería del carbón (en general), cobra nuevo auge el estudio de este problema ya que, como ha ocurrido en otros países, ha de tenerse muy en cuenta en los proyectos de cierre de minas a realizar: estudios de impacto ambiental, en los que se han de valorar los cambios hidrogeológicos y afecciones sobre acuíferos o el volumen de gas residual que puede seguir emanando a la atmósfera, o los estudios geotécnicos para edificar en áreas en las que hubo una intensa actividad minera.

En este artículo los autores presentan un caso real y utilizan una función de perfil, validada en principio para capas verticales de carbón (70°-90°), para hacer un análisis retrospectivo estimando la subsidencia acumulada a lo largo de la historia en el caso estudiado. Posteriormente y a partir de otros casos obtenidos de la bibliografía, se comprueba que, ajustando los parámetros de la función y bajo ciertas hipótesis que explican el fenómeno, dicha función es válida para la predicción de la subsidencia con capas de cualquier inclinación, siendo por tanto de aplicación general.

Palabras clave: Subsidencia, Capas de carbón, Funciones perfil, Abandono de Minas de carbón, Impacto Ambiental.

ABSTRACT

Land subsidence has been very studied along many years due to damages it can produce (damages in building, influence into aquifers that increase the water inflow in mines...etc.) that usually were high costs for the mines. Because the finishing of the mining activity in Spain, this problem, like in other countries, becomes important again and might be taken account in projects related to old abandoned underground workings: geoenvironmental projects, estimating hidrogeological changes and it influence in aquifers or the possibility of coal gas emissions to the atmosphere, or geotechnical projects, when it is necessary to build in zones over old abandoned mines.

In this paper, authors analyze a real case and use a profile function, first calibrated with very steep coal seams (70°-90°), to estimate the total land subsidence occurred along the history of a mine mine. After this, and using other real cases of the bibliography, they prove that the function can be using in the prediction of the subsidence due to mining of any dip coal seams.

Key words: Subsidence, Coal Seams, Profile Functions, Abandoned Coal Mines, Geoenvironment.

FUNCIÓN DE PERFIL PROPUESTA (3PE)

A partir de investigaciones realizadas en el marco de varios proyectos y tesis doctorales, los auto-

res han comprobado que para una correcta interpretación de la subsidencia producida por la explotación de capas verticales (70°-90°) hay que tener en cuenta dos tipos de movimientos que se superponen: uno, en sentido perpendicular a la estratificación, que es debido a flexión y rotura de los estratos y que se manifiesta a cierta distancia a techo y a muro de la capa, y otro en, sen-

(*) Dpto. Explotación y Prospección de Minas de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de la Universidad de Oviedo.

tido paralelo a la estratificación, que se debe al deslizamiento de los mismos y que se concentra sobre la misma capa. La superposición de todos estos movimientos es lo que origina las cubetas de subsidencia asociadas a estas capas mucho más complejas que las debidas a capas horizontales.

En esencia, la función de perfil aquí propuesta se basa en las tres hipótesis siguientes:

a) que dichos movimientos pueden suponerse independientes y que a cada uno se le puede asociar su propia cubeta de hundimiento.

b) que dichas cubetas pueden ser representadas por una función exponencial negativa de la forma:

$$z(x) = D \times e^{-\left(\frac{x-x_0}{B}\right)^2}$$

c) que se cumple el principio de superposición y que por lo tanto la cubeta de subsidencia total es la suma de las cubetas asociadas a cada uno de los movimientos.

De esta manera, para representar la subsidencia

en el sentido transversal se utilizará la siguiente función de perfil suma de tres funciones exponenciales negativas:

$$z(x) = D_1 \times e^{-\left(\frac{x-x_{01}}{B_1}\right)^2} + D_2 \times e^{-\left(\frac{x-x_{02}}{B_2}\right)^2} + D_3 \times e^{-\left(\frac{x-x_{03}}{B_3}\right)^2}$$

donde las variables son:

x : distancia en planta de un punto al origen de coordenadas (arbitrariamente se toma como origen el límite superior del panel).

$z(x)$: es el hundimiento que se produce en ese punto.

y los parámetros:

x_{01} , x_{02} y x_{03} : situación de los mínimos de las funciones.

D_1 , D_2 y D_3 : valores mínimos de dichas funciones.

$2 \cdot B_1$, $2 \cdot B_2$ y $2 \cdot B_3$: amplitud de cada semicubeta.

En la figura 1 se muestra esquemáticamente estos fundamentos.

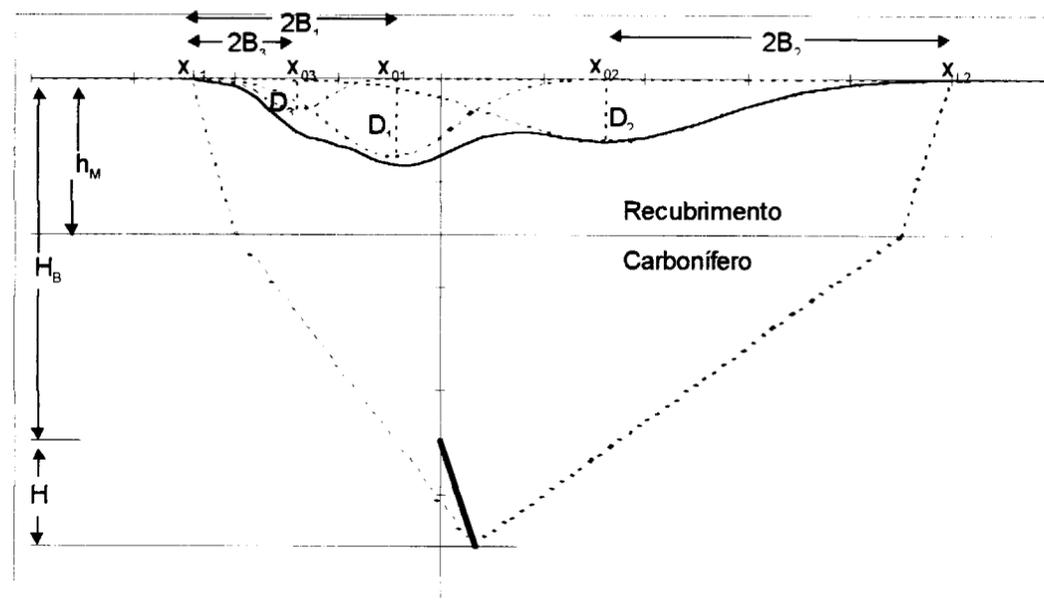


Figura 1: Nueva Función de Perfil propuesta

La principal ventaja que tiene la utilización de las funciones perfil frente a otros métodos es la sencillez tanto en su utilización como en su ajuste con datos reales, pudiendo el técnico ayudarse de cualquier hoja de cálculo lo cual exige una mínima especialización informática. Por contra dan una información que, si bien es suficiente en una mayoría de los casos, es limitada ya que sólo describen los hundimientos en superficie y no los movimientos en el seno de todo el macizo rocoso.

ANÁLISIS COMPARATIVO CON OTRAS FUNCIONES PERFIL PARA CAPAS VERTICALES

1. Descripción del caso analizado

Se estudia aquí la subsidencia producida por la explotación de una capa de 3.00-3.50 m de potencia total y unos 75° de inclinación a una profundidad media de unos 350 m. Por las características de la capa, el método de explotación fue el de subniveles horizontales con sutiraje y hundimiento. En los croquis de las figuras 2 y 3 se representa el panel tanto en vertical, un corte perpendicular a la capa por su centro, como en planta junto con la línea de hitos que se niveló.

La forma del panel era irregular debido a que estaba limitado por talleres que en su día se explotaron por el método tradicional de testeros.

La longitud de dicho panel era de unos 400 m en la cota superior, y aproximadamente de 200 m en la inferior. En su parte central la altura del panel es de unos 100 m y la profundidad media, como ya se dijo, es de unos 350 m.

La línea de hitos nivelada se situaba sobre una vía cercana que transcurre aproximadamente perpendicular a la capa sobre un extremo del panel. Este hecho no resta información para el propósito del artículo ya que, la experiencia que tienen los autores en este tema así lo confirma, del centro hasta un extremo del panel, sólo varía el hundimiento máximo de la cubeta, y no varía prácticamente ni su posición ni su extensión. La distancia entre hitos era de unos 25 m y todos ellos se nivelaban con respecto a un punto más alejado a muro de la capa que se consideró como punto fijo.

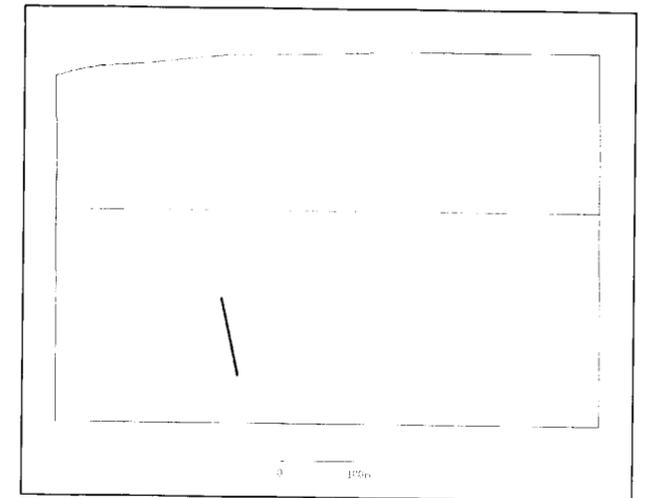


Figura 2: Croquis de un corte transversal

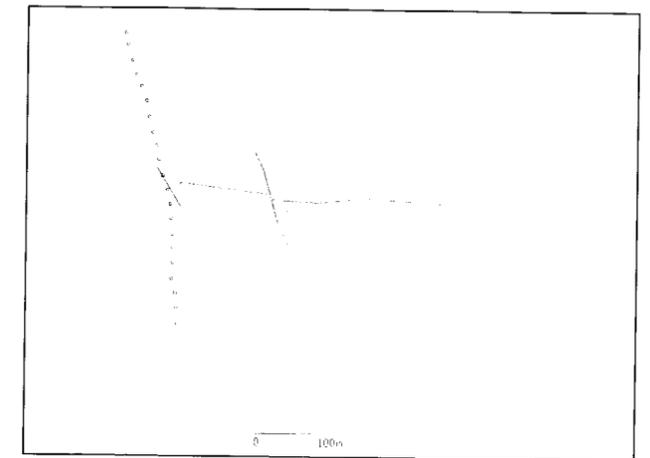


Figura 3: Croquis en planta con el recorrido de la nivelación

En el gráfico 1 se muestran los hundimientos medidos en una de las últimas nivelaciones, comprobándose posteriormente que el fenómeno se había detenido. En abscisas está la distancia en planta al borde superior del panel, tomado arbitrariamente como origen de coordenadas, y en ordenadas el hundimiento en mm medido en cada hito. Como se aprecia, en este caso la subsidencia se manifiesta como una sola cubeta, más bien asimétrica, con el punto de máximo hundimiento más o menos sobre el centro del panel, pudiéndose observar otros puntos de máximo hundimiento local o de cambio de

pendiente. En la figura 4 se muestra la cubeta en planta proyectada sobre el recorrido de la nivelación que se expuso en la figura 3.

2. Utilización de Funciones de Perfil conocidas

En este apartado se intentarán ajustar diferentes funciones de perfil desarrolladas para capas muy inclinadas al perfil de hundimientos correspondiente al caso estudiado. Para ajustar las funciones de perfil se darán unos valores determinados a los parámetros de su fórmula matemática de

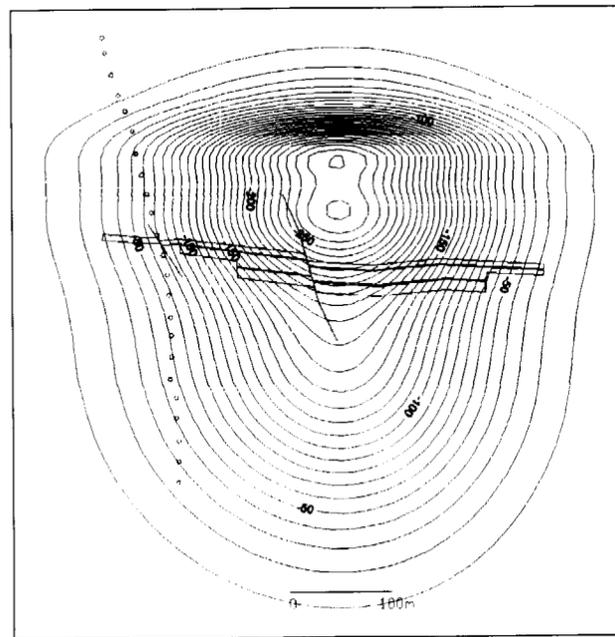


Figura 4: Planta de la cubeta de subsidencia observada

manera que la curva calculada sea semejante a la curva observada sin que se intente encontrar la relación entre dichos parámetros y las características geométricas o de explotación del taller, algo que se sale del ámbito de este artículo.

Función de Perfil de Ou y Zhu

El primer tipo de función de perfil, denominado por los autores *Método de la Función de Pearson*, fue desarrollado a partir de investigaciones llevadas a cabo en una cuenca carbonífera de China basándose en datos de antiguas explotaciones y con el fin de calcular la subsidencia que se originaría en el futuro. Su expresión genérica es:

$$W(z) = a_1 \cdot W_{max} \cdot z^{a_2} \cdot e^{-a_3 z}$$

donde $W(z)$ es el hundimiento que se produce en un punto situado a una distancia del centro del panel siendo z una función de dicha distancia y a_1, a_2, a_3 parámetros a determinar y que están relacionados con las condiciones geológicas y mineras del panel a explotar. Los autores del trabajo toman dos funciones que denominan A y B para sustituir los tres parámetros anteriores haciendo un análisis en el que se da significado físico a dichas funciones. En el mismo trabajo, calculan la subsidencia que se produce en el caso de explotación de capas de carbón muy inclinadas y definen un método de ajuste para determinar esas funciones a partir de los datos de campo observados. En el gráfico 2 se presenta un posible ajuste con dicha función.

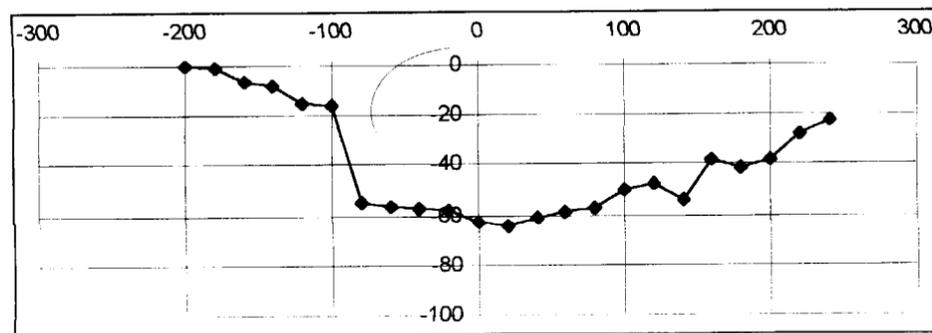


Gráfico 1: Perfil de la cubeta de subsidencia observada

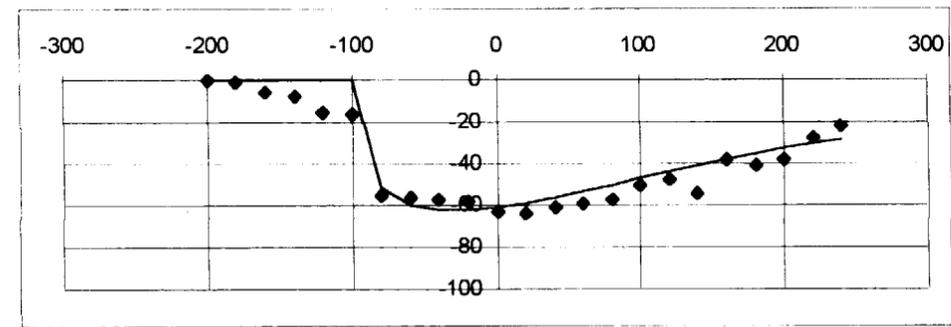


Gráfico 2: Ajuste con la función de perfil de Ou y Zhu.

Se comprueba su validez tanto en cuanto reproduce la asimetría de la cubeta real y hay bastante aproximación entre los hundimientos reales y los calculados. Ahora bien, a partir de un valor negativo de z dado, la función se hace positiva o no tiene valor por lo que la cubeta de hundimientos calculada decrece muy bruscamente, no representando adecuadamente la forma más suave de la cubeta real.

Ahora bien, por la propia asimetría de la función utilizada, no se podría utilizar en el caso de que, por una acusada verticalidad de la capa, se origine una cubeta de subsidencia simétrica.

Función de Perfil potencial-exponencial (3PE)

En un trabajo en el que se estudian los hundimientos producidos en una galería transversal al paso de un taller de explotación que avanza en dirección se propone la utilización de la siguiente función de perfil de tipo potencial-exponencial:

$$z(x) = D \times \left(\frac{x - x_0}{B} \right)^{A-1} \times e^{-\left(\frac{x-x_0}{B} \right)^A}$$

donde:

x : distancia en planta de un punto al borde superior del taller.

$z(x)$: es el hundimiento que se produce en ese punto.

D : parámetro relacionado con el hundimiento máximo de la cubeta.

x_0 : la abscisa del punto a muro de la capa donde se anula la función.

B : parámetro relacionado con la esbeltez de la cubeta.

A : parámetro de la fórmula que toma un valor entre 1 y 2.

En esencia es una función del mismo tipo que la anterior que reproduce bien la forma asimétrica de la cubeta, más extensa en la dirección del techo de la capa. En la tabla 1 se recogen los parámetros de ajuste utilizados.

Caso analizado	x_0	D	B	A
1º	-125	-135	250	1.60

Tabla 1: Parámetros utilizados con la función potencial-exponencial

En el gráfico 3 se puede ver cómo se logra un ajuste aceptable en el caso analizado, aunque cabe hacer las mismas consideraciones que para la función anterior.

Se comprueba entonces que, aunque pudiera ser suficiente aproximación en muchos casos, esta función potencial-exponencial, al igual que la anterior, no es adecuada para representar fielmente la curva de hundimientos. Esto también se comprueba cuando la capa es totalmente vertical ya que entonces debería existir simetría en el perfil de hundimientos, algo que con este tipo de funciones es imposible.

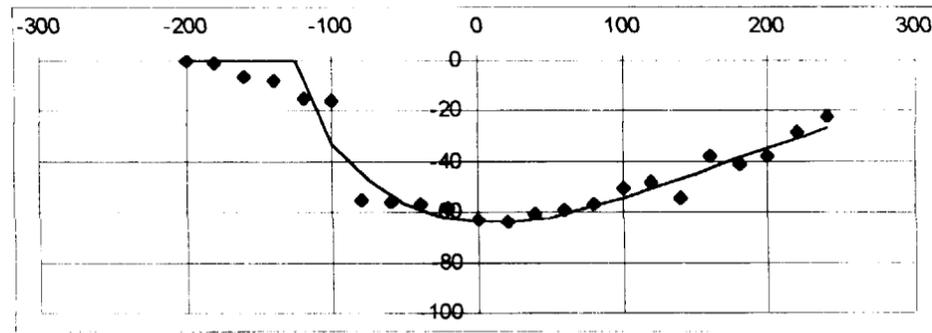


Gráfico 3: Ajuste con la función de perfil potencial-exponencial

Función de Perfil del Método del VNIMI

Aunque el método del VNIMI se puede clasificar como método empírico, por estar basado en un gran número de observaciones de campo, también puede ser considerado dentro de los métodos de las funciones de perfil por utilizar en el cálculo de la subsidencia la función de perfil $S(z)$, gráfico 4, y cuya expresión es:

$$S(z) = e^{-(2z)^2}$$

donde z es la variable normalizada:

$$z = \frac{x - x_0}{L_i}$$

en la que:

x es la abscisa del punto considerado en el sistema de referencia arbitrario que se esté utili-

zando y x_0 es la abscisa del punto de máximo hundimiento.

L_i es la longitud de la semicubeta desde el punto de máximo hundimiento hasta el punto de hundimiento nulo en la dirección de techo, L_1 , o en la dirección de muro, L_2 .

El método, basado en la experiencia, permite calcular esos parámetros x_0 , L_1 , L_2 , en función los ángulos que definen y delimitan la cubeta de hundimientos: ángulos límite, β_0 y β_{01} , posición del punto de máximo hundimiento, θ_0 , y del hundimiento máximo, η_m , los cuales a su vez se pueden estimar a partir de los parámetros geométricos y de explotación de la capa: inclinación, profundidad, altura del taller...etc. Puesto que, de medidas directas, hemos observado los ángulos y el hundimiento máximo, podemos ajustar ya una curva a los perfiles de subsidencia registrados (ver valores de los parámetros en tabla 2).

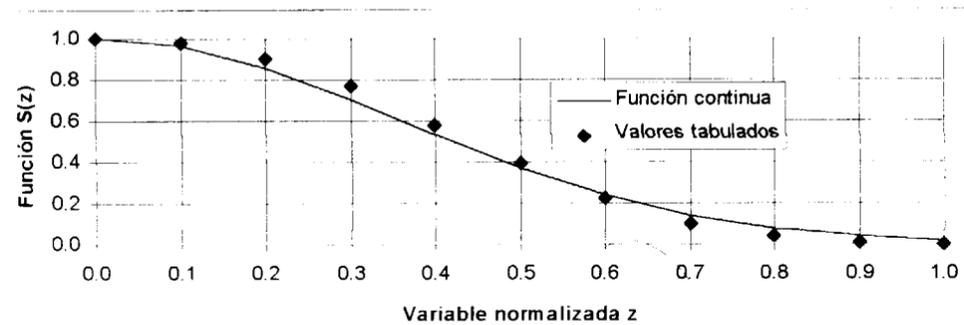


Gráfico 4: Método del VNIMI, función $S(z)$

Así se ha hecho y se observa, gráfico 5, que se logra un ajuste muy aceptable, algo mejor que el logrado con las otras funciones.

Caso analizado	θ_0	β_0	β_{01}	β_{0m}
A	90°	30°	60°	70°

Tabla 2: Parámetros utilizados con la función de perfil del VNIMI

3. Utilización de la nueva Función de Perfil

En el gráfico 6 se representa la cubeta de hundimiento real junto con el perfil calculado a partir de esta función, comprobándose que el ajuste que se logra es bueno, reproduciendo la curva calculada las inflexiones que se producen hacia el techo de la capa.

Aunque se explicará con detalle más adelante, indicar que en dicho gráfico se muestran las tres curvas de subsidencia (en trazos) ligadas a los diferentes efectos de flexión y rotura a techo y muro y deslizamiento entre estratos que, sumados, dan la cubeta total de subsidencia.

En la tabla 3 aparecen los valores de los parámetros utilizados.

C. analizado	Movimiento	x_0	D	B
1º	Deslizamiento	-30	-39	80
1º	Flexión-techo	110	-51	160
1º	Flexión-muro	-90	-10	30

Tabla 3: Parámetros utilizados con la función de perfil propuesta

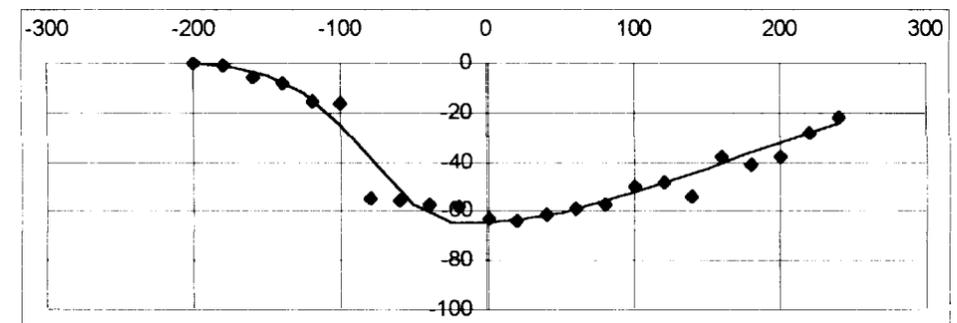


Gráfico 5: Ajuste con la función de perfil del VNIMI

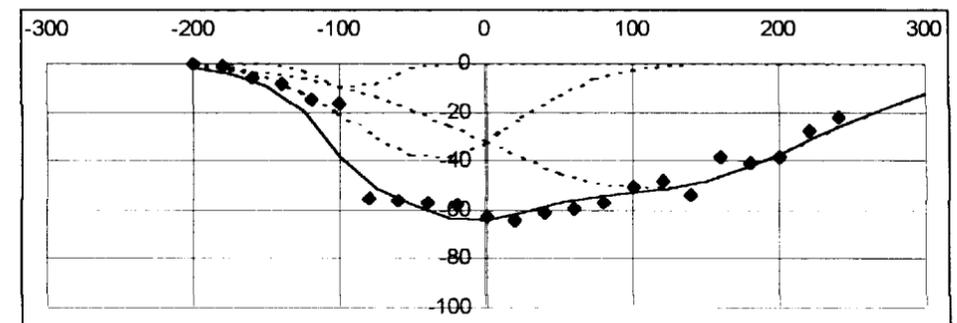


Gráfico 6: Ajuste con la función de perfil propuesta

ANÁLISIS RETROSPECTIVO DE LA SUBSIDENCIA

Una vez se ha ajustado la función de perfil, se puede utilizar para estimar la subsidencia total que ha tenido lugar en superficie por la explotación de la capa en su historia. Supongamos que en el caso anterior se hubiera explotado la capa en dos plantas superiores (hasta el recubrimiento) por el método tradicional de testers, habiendo una altura entre plantas de 50 m como era habitual en la época. Para resolver el problema se supone que, por la verticalidad de la capa, no varían sensiblemente ni la posición ni la extensión de las cubetas. Así mismo, para tener el efecto de los talleres de testers, los hundimientos se han tomado proporcionales a la altura de panel explotado, como de hecho ocurre en la franja explotada con sutiraje (introduciendo un coeficiente reductor en el caso de la explotación con relleno de las plantas superiores). Por último se ha supuesto que la longitud del panel es suficientemente grande para que la subsidencia se manifieste en su totalidad (como si se hubiera explotado la capa en toda su corrida). En estas condiciones, la evolución del fenómeno en el tiempo es la que aparecería en el gráfico 7 en el que se representan las cubetas acumuladas al finalizar la explotación por testers del primer panel, del segundo, y del panel explotado en la última época por sutiraje.

Si el fenómeno no se hubiera estabilizado aún, entonces se habría de utilizar un factor dependiente del tiempo como:

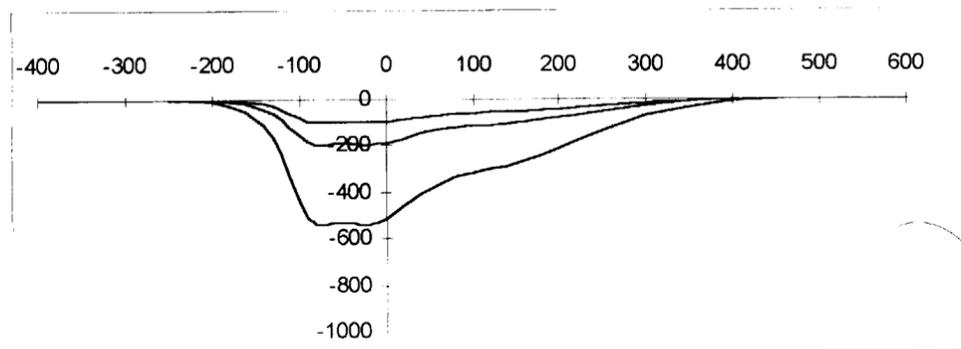


Gráfico 7: Estimación de la subsidencia a lo largo de la historia

$$C(t) = 1 - e^{-k \cdot t}$$

donde k es un parámetro a determinar empíricamente y t es el tiempo transcurrido desde que finalizó la explotación hasta que se ha hecho la nivelación de control de subsidencia.

UTILIZACIÓN DE LA FUNCIÓN PROPUESTA CON CAPAS DE CUALQUIER INCLINACIÓN

A continuación se justifica la validez de esta función de perfil para el cálculo de la subsidencia debido a capas de cualquier inclinación presentando una serie de casos extraídos de la bibliografía sobre el tema y correspondientes a diferentes países: Estados Unidos, Reino Unido, Francia, China y la antigua Unión Soviética.

La función de perfil propuesta, suma de tres exponenciales negativas, se convierte así en una función de perfil general aplicable para todo rango de inclinaciones, $0^\circ - 90^\circ$, apoyada en una hipótesis, la superposición de los fenómenos de flexión y deslizamiento, con la que se explican de manera muy sencilla e intuitiva los cambios que se producen en la cubeta de subsidencia a medida que aumenta la inclinación de la capa así como las grandes diferencias que pueden existir entre las cubetas de subsidencia en capas de fuerte pendiente.

En ningún caso se pretende dar aquí ninguna relación entre los parámetros geomínicos y los

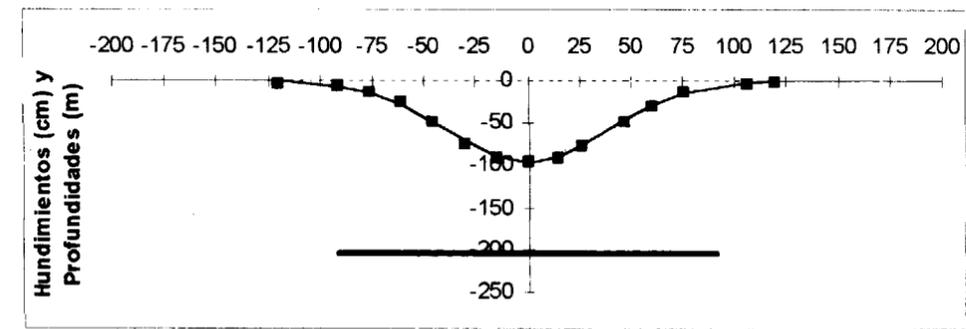


Gráfico 8: Capa horizontal, ajuste de la función de perfil

de la fórmula de la función de perfil, simplemente se pretende comprobar cómo con esta función de perfil se puede ajustar cualquier tipo de cubeta de subsidencia.

El rango de inclinaciones 0° a 90° se divide en tres grupos que denominamos "capas horizontales", de 0° a $10^\circ - 15^\circ$, cuya explotación sólo produce el rompimiento y flexión de los estratos situados a techo de la capa manifestándose únicamente una cubeta de subsidencia simple. "Capas inclinadas y muy inclinadas", de $10^\circ - 15^\circ$ a $50^\circ - 60^\circ$, rango en el que además de la flexión/rotura de los estratos de techo comienzan a aparecer los deslizamientos de los estratos del techo originándose cubetas de subsidencia dobles. Y por último el dominio de "capas verticales", de $60^\circ - 70^\circ$ a 90° , en el que se producen las cubetas de subsidencia más complejas al superponerse tres cubetas elementales: la producida por flexión y rotura de estratos a techo de la capa, la que se produce por flexión y rotura de estratos a muro de la capa y la que se produce por el deslizamiento de los estratos de techo y de muro.

1. Utilización de la función de perfil con capas horizontales ($0^\circ - 15^\circ$)

El primer caso que se presenta está descrito por Peng y corresponde a la explotación en Estados Unidos de una capa de carbón de aproximadamente 1.50 m de potencia y prácticamente horizontal. La longitud del tajo es de 200 m y se explota a una profundidad de 200 m. En el gráfico 8 se representa la cubeta de subsidencia real junto al ajuste hecho con la función de perfil.

Como ocurre en la mayoría de los casos de explotación de capas horizontales, la cubeta de subsidencia se puede aproximar con suficiente precisión con una exponencial negativa. La aplicación de la función de perfil es sencilla en este caso, basta suponer que no existen fenómenos de deslizamiento de estratos y, como es obvio, que tampoco existen movimientos en el muro de la capa, no existiendo entonces cubetas asociadas a esos fenómenos. Haciendo $D_1 = D_3 = 0$, la función de perfil se convierte en una función exponencial negativa simple con la que se pueden aproximar los hundimientos reales.

En general, para las capas de baja inclinación (hasta $10^\circ - 15^\circ$) se aplicará la función de perfil haciendo $D_1 = D_3 = 0$, lo que equivale a decir que la subsidencia viene producida sólo por el fenómeno de flexión/rotura de estratos al techo de la capa, representable por una única función exponencial negativa. Para ángulos muy bajos, 0° a 5° , la cubeta es simétrica y el punto de máximo hundimiento se sitúa sobre el centro del panel explotado. Para inclinaciones mayores, (hasta 10°) la cubeta conserva su forma simétrica pero su máximo se desplaza en el sentido de la pendiente y se aleja de la proyección del centro del panel.

2. Utilización de la función de perfil con capas inclinadas y muy inclinadas ($15^\circ - 60^\circ$)

El primer caso (*Whittaker*) se refiere a la explotación de una capa en el Reino Unido de 1.30 m de potencia y 26° de inclinación. El panel, de 128 m de longitud, se explotaba a una profundidad de

147 m. En el gráfico 9 se representan los hundimientos medidos y los estimados.

Se aprecia en él cómo suponiendo la formación de una cubeta de deslizamiento se mejora el ajuste sobre la parte alta del panel y se reproduce la asimetría que existe en esa dirección.

La aplicación de la función también es sencilla en este caso. Evidentemente se manifiestan los fenómenos de flexión/rotura de estratos a techo y el deslizamiento de dichos estratos de techo en el sentido de la pendiente; con inclinaciones tan bajas no se produce ningún movimiento en el muro de la capa. Para representar correctamente los hundimientos basta con superponer dos cubetas elementales, haciendo consecuentemente $D_3 = 0$.

La cubeta de flexión tiene su punto de máximo hundimiento desplazado hacia el techo mientras

que la cubeta de deslizamiento se sitúa sobre el mismo borde superior del panel; la extensión de las cubetas (parámetro B de la fórmula) es similar y el hundimiento (parámetro D) es mucho menor en la de deslizamiento.

El segundo caso de capas inclinadas fue descrito por el mismo autor y muestra la subsidencia debida a una capa de 1.70 m de potencia y 43° de inclinación. Los datos se obtuvieron de un yacimiento de China; el panel medía 190 m y la profundidad media era 155 m. En el gráfico 10 se presenta la curva real con el ajuste correspondiente.

El punto de máximo hundimiento de la cubeta de deslizamiento se aproxima al panel localizándose sobre el centro de la mitad superior del mismo. En este caso la amplitud de la cubeta de deslizamiento es ligeramente inferior a la de flexión y el hundimiento también es menor. Como antes, es

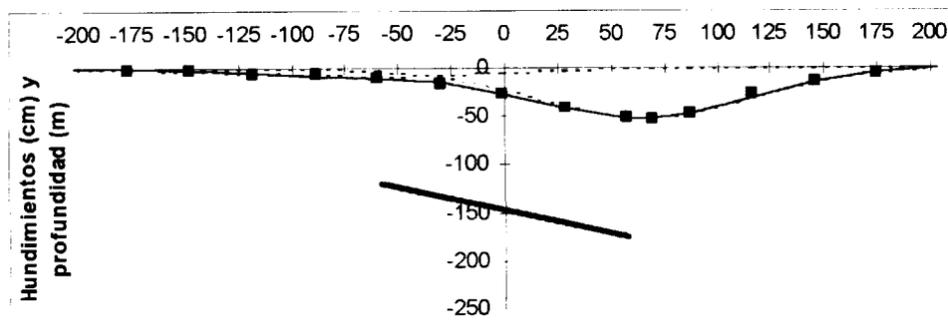


Gráfico 9: Capa ligeramente inclinada, ajuste de la función de perfil

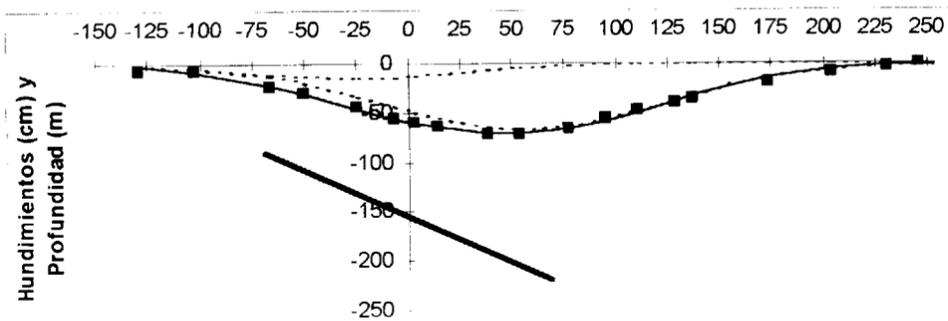


Gráfico 10: Capa moderadamente inclinada, ajuste de la función de perfil

suficiente utilizar una doble función exponencial negativa para aproximar la cubeta real haciendo $D_3 = 0$.

El último caso en este rango de pendientes fue presentado por Proust y corresponde a un yacimiento de Francia. Es un caso un poco especial debido a la explotación conjunta de un paquete de cinco capas de potencias diferentes, tres de ellas explotadas parcialmente. Se han agrupado las que se encuentran más próximas de forma que se puede estudiar como tres capas de potencias aproximadamente iguales, 1.50 m, e inclinación 62°. La longitud del panel en el sentido de la máxima pendiente es de 126 m y la profundidad media de 225 m. En el gráfico 11 se ve el ajuste logrado en el que se ha tenido que utilizar un coeficiente corrector para tener en cuenta la explotación parcial.

En el gráfico 12 se representa la subsidencia debida a una de las capas deducida a partir del ajuste anterior. En este caso, la cubeta de deslizamiento se localizaría sobre el centro mismo del panel.

En general, para las capas de inclinadas a muy inclinadas (de 10°-15° hasta 50°-60°) se aplicará la función de perfil haciendo $D_3 = 0$, lo que equivale a decir que la subsidencia viene producida por los fenómenos de deslizamiento y flexión/rotura de estratos produciéndose éste únicamente a techo de la capa, pudiendo ser representado en todos los casos por una suma de dos funciones exponenciales negativas.

La cubeta de deslizamiento de estratos de techo se localiza en la zona sobre la parte alta del taller; para bajos buzamientos, dicha cubeta de deslizamiento es claramente menos importante que la de flexión/rotura de manera que la cubeta total adopta una forma ligeramente asimétrica siendo más extensa en esa dirección; con buzamientos altos, dicha cubeta gana claramente importancia con relación a la otra de manera que la cubeta final tiende a ser algo más profunda sobre la parte alta del taller y por contra más extensa sobre la parte baja en la dirección de techo; existe un rango 35°-45° en los que, a nuestra manera de ver, puede existir indeterminación y presentarse uno u otro tipo de asimetría.

3. Utilización de la función de perfil con capas verticales (70°-90°)

El caso que se presenta aquí está recogido en VNIMI y proviene de las experiencias en los yacimientos de la ex-Unión Soviética con capas prácticamente verticales. Se trata de la explotación de una capa de unos 3-4 m de potencia y unos 80° de inclinación. El panel, de unos 225 m de altura, está a una profundidad de unos 120 m por lo que casi llega a la superficie. En el gráfico 13 se representan conjuntamente la cubeta de subsidencia real justo con el ajuste logrado con la función de perfil.

Este es el caso típico estudiado extensamente por los autores. Para lograr el mejor ajuste con la función de perfil hay que tener en cuenta los tres

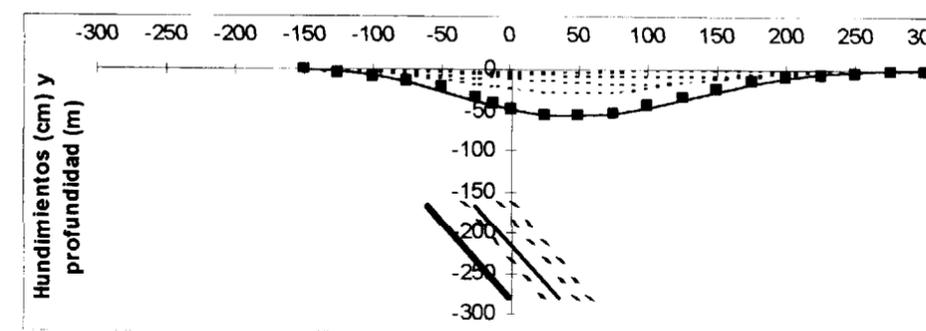


Gráfico 11: Paquete de capas muy inclinadas, ajuste de la función de perfil

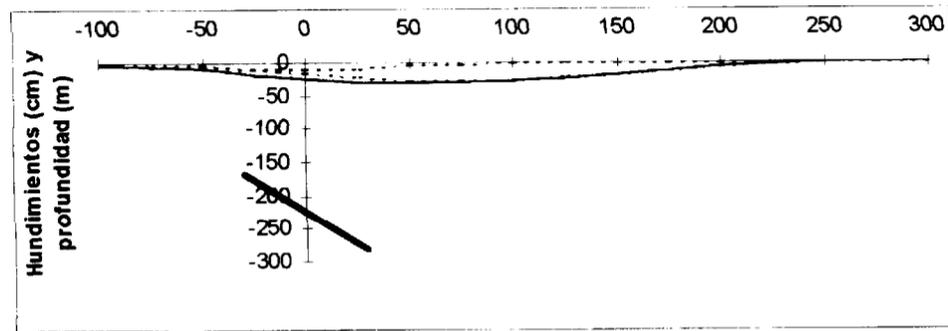


Gráfico 12: Capa muy inclinada, ajuste de la función de perfil

movimientos que aparecen: flexión/rotura de estratos a techo, flexión/rotura de estratos a muro y deslizamiento a techo y a muro, debiendo emplearse en su forma completa la función de perfil, esto es con D_1 , D_2 y D_3 distintos de 0.

En general se puede decir que a partir de 50° - 60° aparecen los movimientos a muro de la capa manifestándose de dos maneras: aparece una cubeta de flexión/rotura a muro de la capa, simétrica de la de techo aunque de menor importancia (salvo en el caso de capa totalmente vertical), y a los deslizamientos de los estratos de techo se le suman los deslizamientos de los estratos de muro cercanos a la capa, cobrando entonces la cubeta de deslizamientos una clara predominancia desplazándose así mismo en la dirección del muro de la capa.

El hecho de que se formen cubetas tan claramente diferenciadas y muy separadas entre sí

origina algo típico de estas capas y es la aparición de varios puntos de hundimiento máximo local siendo el máximo absoluto el más cercano a la vertical sobre el taller de explotación; esto último hace que aparentemente el punto de hundimiento máximo, que se desplazaba hacia el techo de la capa con pendientes moderadas, se desplace ahora en sentido contrario. Así mismo, la cubeta total presenta una clara asimetría en la dirección de techo siendo varias veces más extensa a esta parte que en sentido contrario.

Es de suponer que cuando la capa fuera totalmente vertical, 90° , con igual tipo de estratos a techo y a muro, se produciría una simetría entre las cubetas de techo y muro que junto con la cubeta de deslizamiento, centrada en la capa, producirían una cubeta de subsidencia total simétrica centrada sobre el panel de explotación.

Por último, válido esto para todos los casos, hay

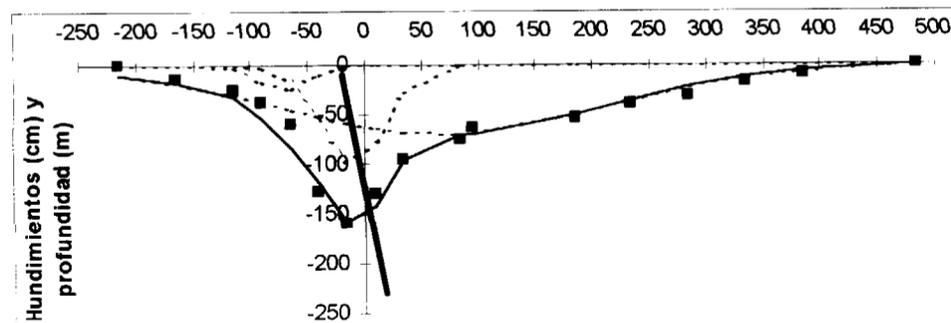


Gráfico 13: Capa vertical, ajuste de la función de perfil

que decir que aunque en algún caso pueda existir una cierta indeterminación matemática, pudiendo encontrarse diferentes parámetros de la fórmula que logren que la curva calculada se ajuste con suficiente precisión a la cubeta de hundimientos medida, el conocimiento del yacimiento y de las características geomineras en cada caso llevan a encontrar una única solución como la mejor.

REFERENCIAS

MARINO G. G., BAUER, R.A. (1989). *Behaviour of abandoned room and pillar mines in Illinois*. International Journal of Mining and Geological Engineering. num. 7, pp 271-281.

MARINO G. G. (1998). *Siting of Prison Complex Above abandoned Underground Coal Mine*. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering. October 1998. pp 954-964.

SÁENZ DE STA. MARÍA, J.A.; GUTIÉRREZ, A.M.; GARCÍA, A.; GONZÁLEZ, J.F. (1998). *Impacto ambiental del agua y el gas de mina en los pozos cerrados de HUNOSA*. X Congreso

Internacional de Minería y Metalurgia. Valencia, Junio 1998. pp 65-80.

OU, Z.; ZHU, J. (1984). *Improving the Pearson function method for the calculation of surface movement after mining a steep seam*. Coal Sci. & Technol., Pekin 12 Dec. p 15-19.

RODRÍGUEZ, R. (1995). *Subsidencia producida por la explotación de capas verticales de carbón*. Trabajo de Investigación. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, Universidad de Oviedo.

VNIMI, General Institute of Mining Surveying, (1958). *The movements of the rock masses and of the surface in the main coalfields from the Soviet Union*. Ugletekhizdat, Moscow.

PENG, S. S. (1992). *Surface Subsidence Engineering*. Society for Mining, Metallurgy and exploration. Inc. Littleton, Colorado. USA.

WHITTAKER, B. N.; REDDISH, D. J. (1989). *Subsidence Occurrence, Prediction and Control*. Elsevier. Amsterdam.

PROUST, A. (1964). *Etude sur les affaissements miniers dans le bassin du Nord et du Pas-de Calais*. Revue de L'industrie minière, Juin 1964, pp 513-546.

Original recibido: Agosto de 1999.
Original aceptado: Octubre de 1999.

CARTOGRAFÍA GEOFÍSICA Y SITUACIÓN DE INDICIOS MINEROS RESPECTO DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS, RADIOMÉTRICAS Y GRAVIMÉTRICAS EN CUATRO ÁREAS DE LA FAJA PIRÍTICA.

Por J. L. GARCÍA LOBÓN (*) y A. PELÁEZ MARTÍNEZ (*)

RESUMEN

Se presenta aquí una interpretación de detalle del vuelo magnético y radiométrico de alta resolución de la Faja Pirítica Española (1997), en cuatro zonas centrales de la misma. Se estudian las respuestas frente a métodos geofísicos regionales de los indicios mineros de la Faja, en entornos caracterizados tanto por su numerosa presencia como por el afloramiento del grupo del Complejo Volcánico Sedimentario y sus unidades metasedimentarias infra y suprayacentes, respectivamente, PQ y Culm. El análisis combinado de las anomalías magnéticas y radiométricas del reciente vuelo, así como de las gravimétricas de la campaña de 1992, proporciona guías de exploración muy útiles en la prospección de yacimientos y caracteriza bien su entorno de pizarras y volcanitas, delimitando rasgos estructurales y sirviendo para resolver casos de ambigüedades litoestratigráficas. Dado que el CVS, que alberga todas las mineralizaciones, es el origen de las anomalías regionales frente a los sedimentos de PQ y Culm, casi todos los indicios se ubican en general en zonas anómalas gravimétricas, magnéticas, y/o radiométricas, amplias o de detalle. Se necesitan determinaciones petrofísicas y de contenidos de K, U, Th en las zonas concretas de anomalía para comprender el alcance de las relaciones entre éstas y las mineralizaciones.

Palabras clave: Depósitos minerales, Métodos magnético, gravimétrico y radiométrico, Geofísica aeroportada, Faja Pirítica.

ABSTRACT

An interpretation of a recent (1997) high resolution radiometric and magnetic flight over the Spanish Pyrite Belt is presented. The work, restricted to four areas of its central paleozoic outcropping part (the so-called Volcano-Sedimentary Complex, and its under and overlying metasedimentary units, PQ and Culm), is aimed to the study of the geophysical signatures of mineral deposits and mineral showings. The magnetic and radiometric responses of the several lithostratigraphic units involved are briefly reviewed. The new airborne data, coupled with the previously available gravity survey, are now seen as essential components of the modern geological mapping and an invaluable support for the mineral deposit search in the Pyrite Belt. As the VSC is the source of the regional anomalies in the Pyrite Belt and hosts all the bodies, nearly all of these occur in anomalous geophysical areas. Once the major unit responses have been delineated, detailed interpretation requires field checking of the anomalous areas identified in order to understand the connections between deposits and anomalies.

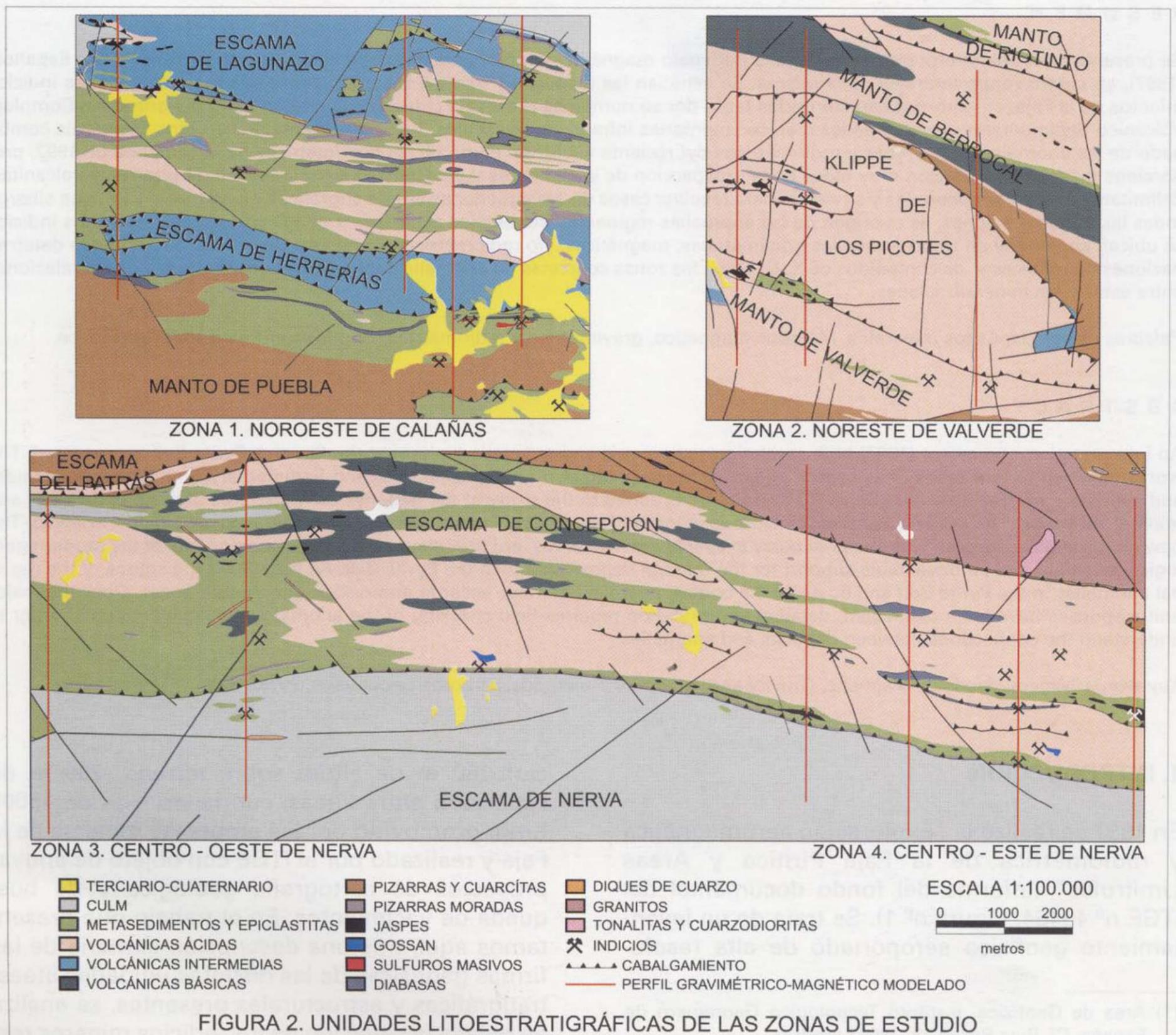
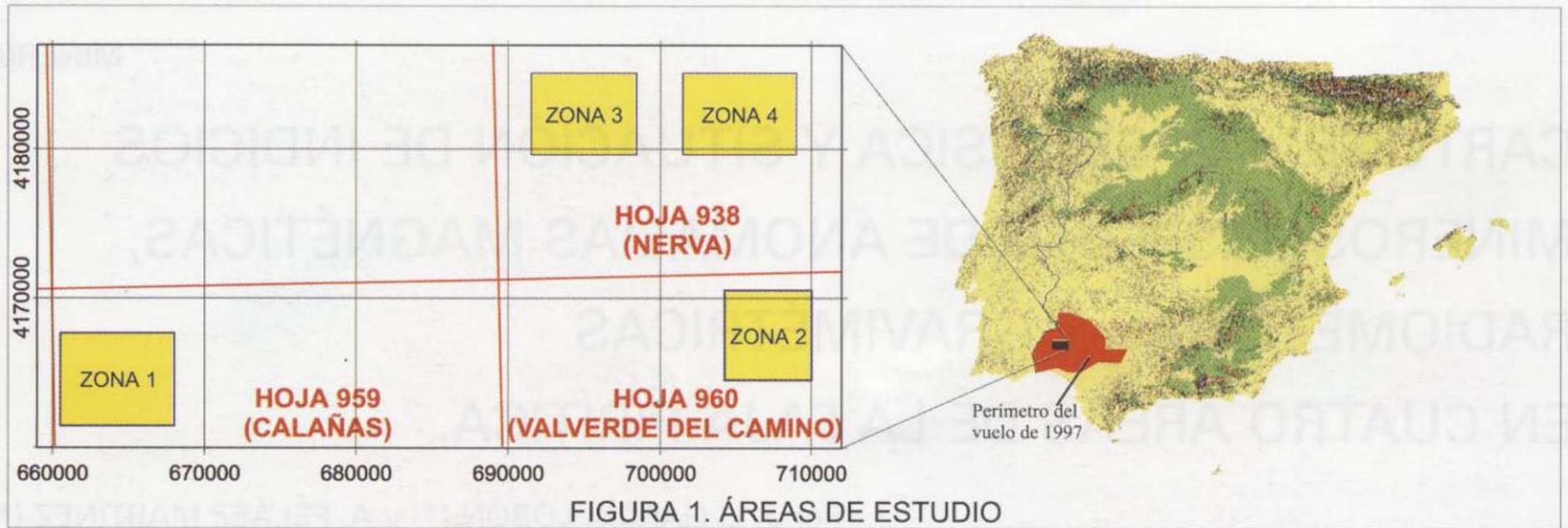
Key words: Mineral deposits, Magnetic, Gravity and radiometric methods, Airborne geophysics, Pyrite Belt.

1. INTRODUCCIÓN

En 1997 se realizó la "Exploración aeromagnética y radiométrica de la Faja Pirítica y Áreas Limitrofes" (informe del fondo documental del ITGE nº 40464. Figura nº 1). Se trata de un levantamiento geofísico aeroportado de alta resolu-

ción (80 m de altura sobre terreno, 250 m de espaciado entre líneas, cubriendo más de 15000 Km²), promovido por las empresas mineras de la Faja y realizado por el ITGE con objeto de apoyar proyectos de cartografía geológica y de búsqueda de yacimientos. En el trabajo que presentamos aquí, tras una descripción sumaria de las firmas geofísicas de las distintas unidades litoestratigráficas y estructurales presentes, se analiza en detalle la situación de los indicios mineros res-

(*) Área de Geofísica. Instituto Tecnológico Geominero de España. C/ Ríos Rosas 23, 28003 Madrid.



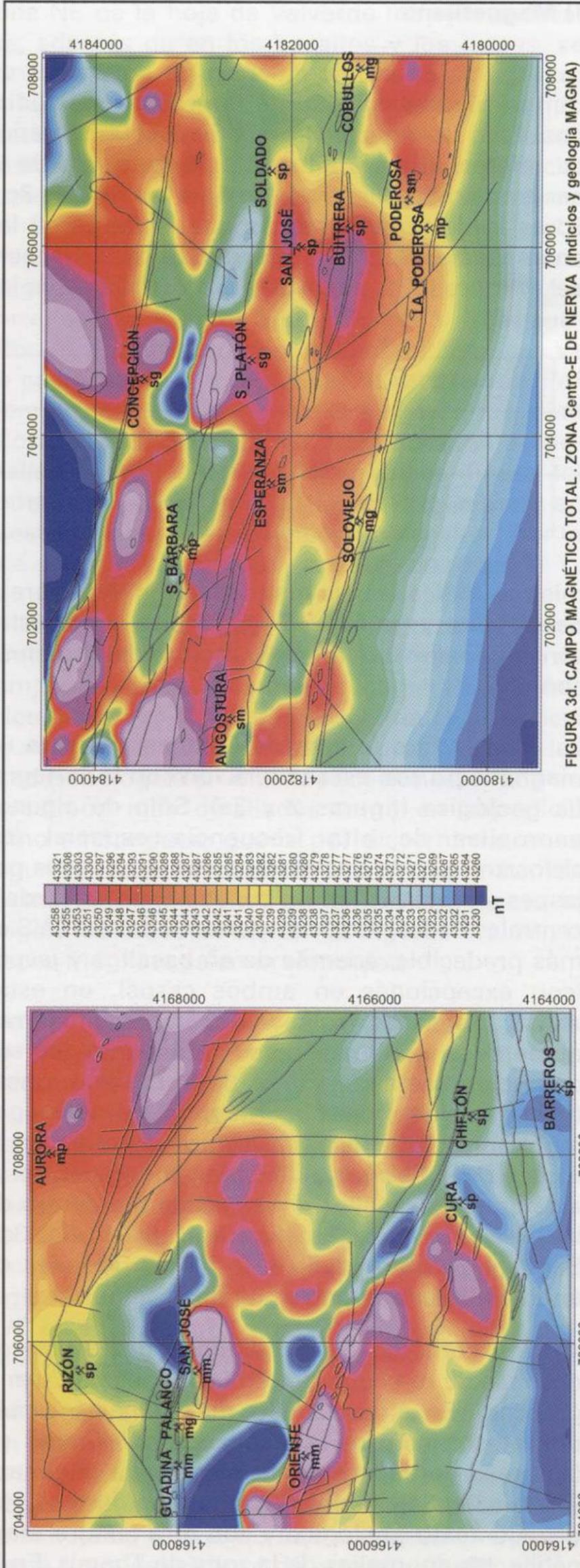


FIGURA 3b. CAMPO MAGNÉTICO TOTAL . ZONA NE DE VALVERDE (Indi. y MAGNA)

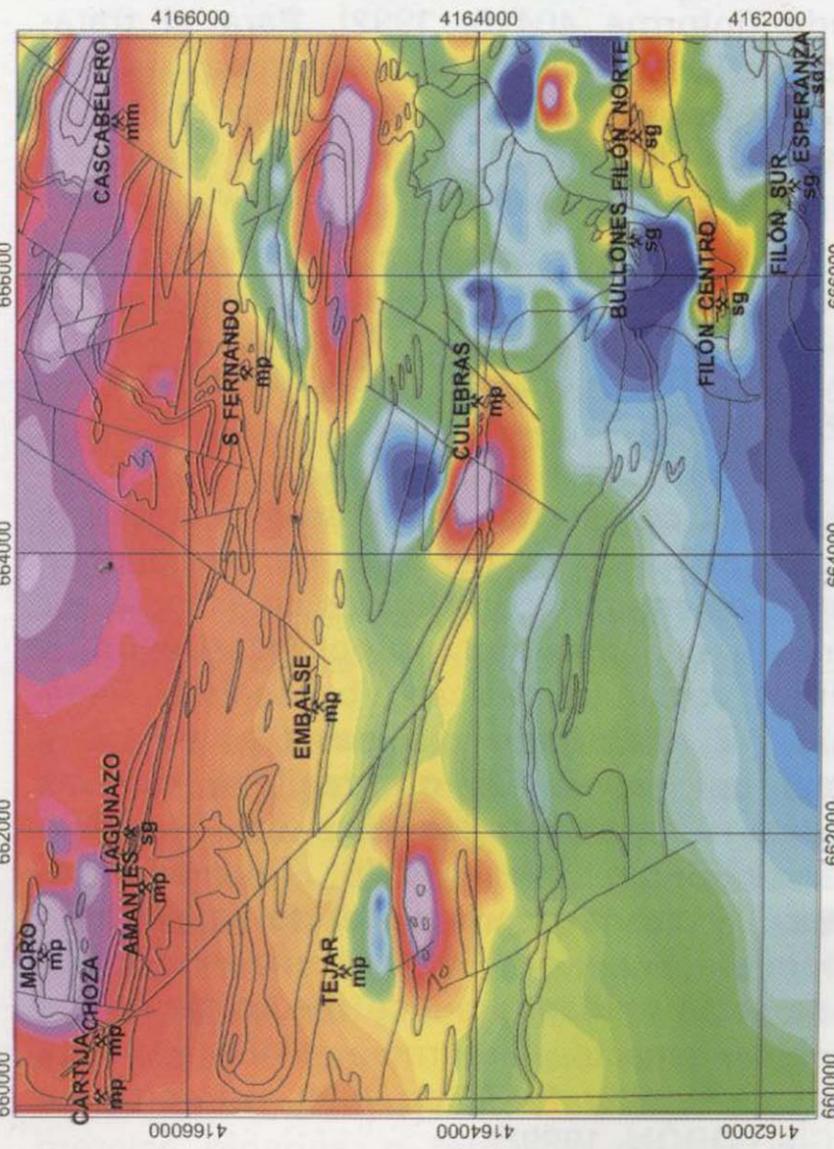


FIGURA 3a. CAMPO MAGNÉTICO TOTAL . ZONA NO DE CALAÑAS (Indicios mineros y geología MAGNA)

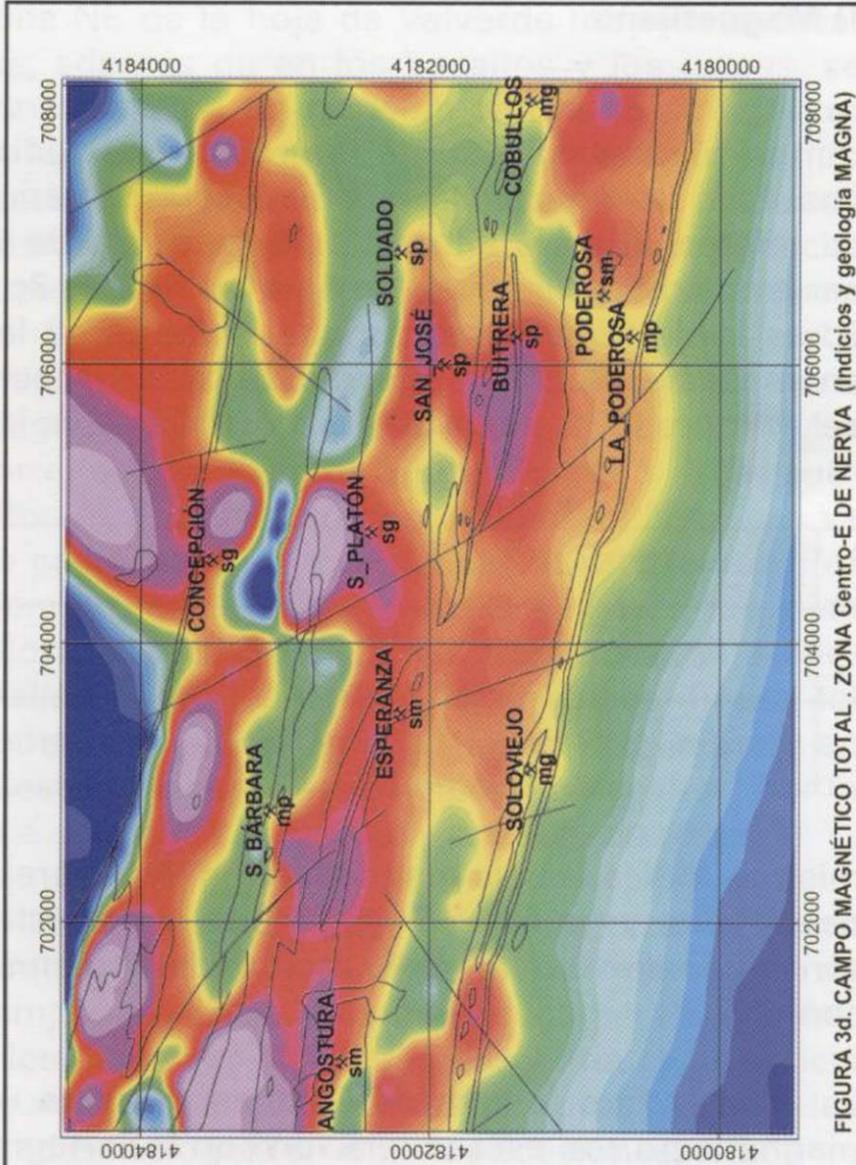


FIGURA 3d. CAMPO MAGNÉTICO TOTAL . ZONA Centro-E DE NERVA (Indicios y geología MAGNA)

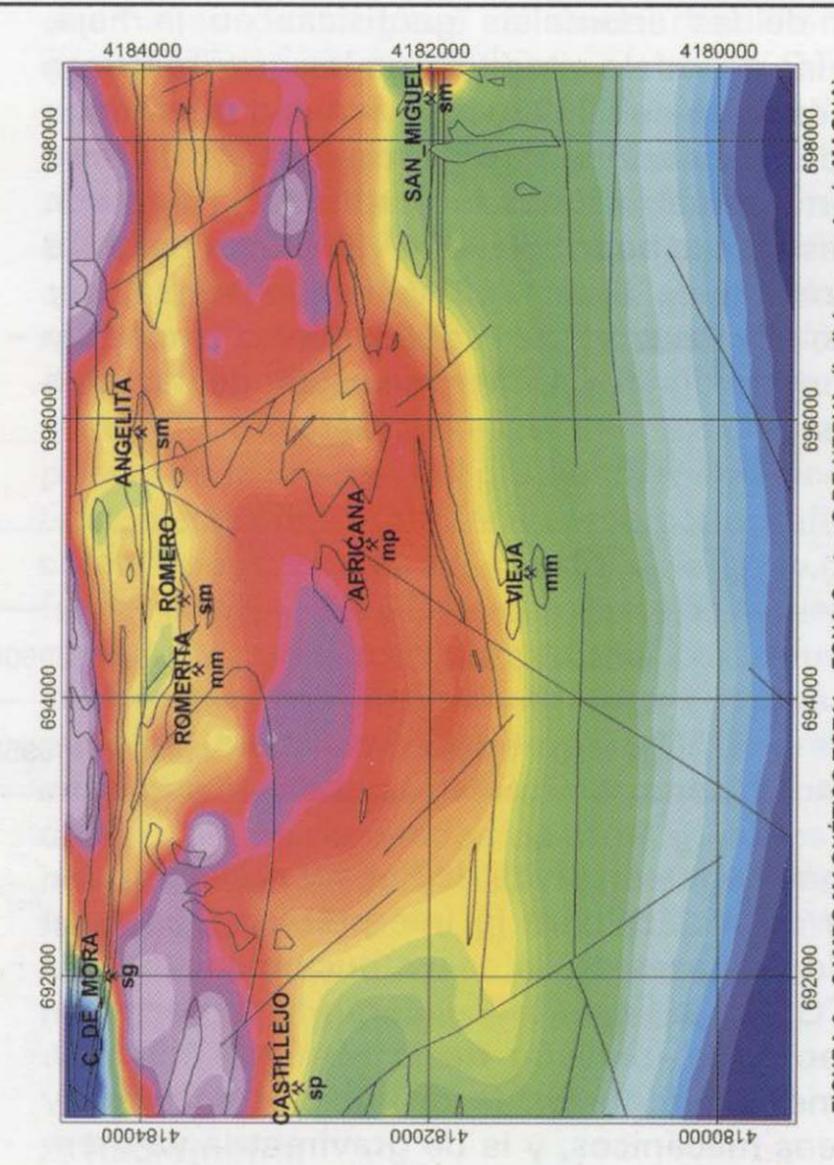


FIGURA 3c. CAMPO MAGNÉTICO TOTAL . ZONA Centro-O DE NERVA (Indicios y geología MAGNA)

pecto de las anomalías geofísicas en la Faja, tanto las del vuelo citado como las gravimétricas de la campaña de 1992 adquirida con una densidad de 4 estaciones/km² (informe 40415); todo ello en las cuatro zonas indicadas en la figura 1: Noroeste de la hoja 1:50.000 n° 959 Calañas (zona 1), Noreste de la n° 960 Valverde (zona 2), y Centro-O y Centro-E de la n° 938 Nerva (zonas 3 y 4), con los límites UTM (huso 29) de la tabla siguiente:

	ZONA 1	ZONA 2	ZONA 3	ZONA 4
X	660000-667500	704000-709500	691000-698500	700500-708000
Y	4161500-4167500	4164000-4169500	4179500-4184500	4179500-4184500

Además de los archivos de línea y mallas procesadas del vuelo, para la interpretación se hace uso de las bases de datos institucionales del SIG del ITGE en la Faja Piritica, como la de cartografía geológica (revisión de la MAGNA 1:50.000, informe 40445, 1995); la de indicios mineros y sondeos mecánicos; y la de gravimetría ya mencionada (informe 40415, 1992). Para el tratamiento de la información los programas usados han sido el citado SIG, OASIS (proceso de datos y obtención de imágenes finales) y MAGIXXL (interpretación de cortes 2D).

2. CARTOGRAFÍA MAGNÉTICA Y RADIOMÉTRICA EN LAS ÁREAS DE LOS INDICIOS

La figura n° 2 comprende el conjunto de unidades litoestratigráficas y estructurales de las hojas en las áreas de estudio, constituidas en esencia por pizarras y cuarcitas del grupo PQ (Devónico Superior); volcanitas básicas (Vb, basaltos), intermedias (Vi, andesitas), y ácidas (Va, riolitas y dacitas), epiclastitas (Ep, pizarras, Pm, pizarras moradas), y jaspes, todas ellas del Complejo Volcánico Sedimentario (CVS. Tournasiense-Viseense); y pizarras y grauwacas del grupo Culm (Carbonífero Superior). La caracterización geofísica de estas unidades puede resumirse en los siguientes aspectos (informes 40469 y 40474 ambos de 1998, y 40475 de 1999, así como en GARCÍA LOBÓN, 1999):

1) Magnetismo

Las figuras 3a a 3d contienen las anomalías de campo magnético total de los sectores estudiados. Para las figuras 3a y 3b la escala numérica de referencia es la situada a la izquierda de la barra de color, mientras que para las figuras 3c y 3d es la de la derecha: aunque el rango de las anomalías es doble en el segundo caso respecto del primero (60 frente a 30 nT), la debilidad de las

mismas indica la baja magnetización de las áreas de estudio, y de la Faja en general al ser éstas zonas de relieve magnético moderado-alto en su conjunto.

La zona NO de la hoja de Calañas presenta un magnetismo con escasa relación con la cartografía geológica (figuras 2 y 3a). Sólo de algunas anomalías de alta frecuencia espacial (en ciclos/km) puede decirse que son originadas por jaspes y diabasas. En las zonas NE de Valverde y centrales de Nerva el comportamiento del CVS es más predecible: además de en basaltos y jaspes (con excepciones en ambos casos), en estas zonas las rocas volcánicas ácidas encierran numerosos ejes magnéticos de máximo con sus correspondientes mínimos, de forma que constituyen fajas de rocas claramente discernibles por su textura magnética, cosa que no ocurre en la zona NO de Calañas, si bien las anomalías no se ajustan a los detalles de la cartografía dentro de las volcanitas citadas (figuras 2 y 3b, 3c, 3d). Según la profundidad de la fuente, los ejes de anomalía son agrupables en dos categorías:

A) Los someros (profundidades del orden de decenas de m según determinaciones de Euler y gráficas). En el sector NO de Calañas los más numerosos son los relacionados con jaspes en las áreas periféricas de la escama de Lagunazo (figuras 2 y 3a). También convendría destacar, en otro contexto geológico y con otra textura magnética, las anomalías de la zona de Tharsis. En la

zona NE de la hoja de Valverde los ejes anómalos, además de en los basaltos y los jaspes, se concentran en las rocas Va del klippe de la Sierra de los Picotes (figuras 2 y 3b), con anomalías tipo placa en las riolitas sobre las que se superponen anomalías tipo dique de una frecuencia espacial superior. En la hoja de Nerva, el Va de la escama de Concepción se comporta como una placa magnética global: superpuestos sobre su firma magnética aparecen ejes intensos que tienden a correr según diversos afloramientos y áreas subaflorantes de alta susceptibilidad en las rocas Va de cada zona, y no según las Vb existentes. Por ejemplo, en la zona centro-O cinco de los siete afloramientos de rocas Vb no se asocian a anomalías. Tanto los datos radiométricos (figura 4c) como los gravimétricos (figura 5c) ponen en cuestión su caracterización como basaltos, por lo que en estos casos puede tratarse de rocas Vi.

B) Los profundos, sobre todo en pizarras, pero también en Va y Vi. Puesto que este tipo de campo alto no es el característico del PQ y Culm, y los datos gravimétricos descartan la presencia de volúmenes importantes de rocas Vb bajo las citadas litologías en muchas ocasiones, a falta de muestreos más detallados tanto en superficie como en sondeos, queda por discernir la causa segura de tales respuestas. Deben existir tramos de mayor magnetismo en las riolitas (como lo exigen los modelos 2D de las figuras 6 a 17), o jaspes magnéticos en profundidad.

Todo lo descrito concuerda con los resultados de un muestreo petrofísico reciente en la Faja (informe 40454, 1996), en el que se constatan las bajas susceptibilidades de todo tipo de volcanitas. Como los jaspes constituyen una litología marginal (pero significativa, dando lugar en ocasiones a anomalías magnéticas locales importantes como lo atestiguan los mapas del vuelo), se concluye la no existencia de marcador magnético regional en la Faja más particularizado que el CVS en su conjunto frente a los metasedimentos de PQ y Culm (informe 40445, 1995).

Por lo que se refiere al análisis estructural, existen anomalías de origen profundo bajo la escama de Lagunazo en la zona NO de la hoja de Calañas, y bajo el Culm y epiclastitas en la zona centro-O de la hoja de Nerva. Su interpretación es dudosa y está fuera del alcance de este estudio (implican

anomalías de longitud de onda decakilométricas). Salvo precisamente en el borde S de la escama de Lagunazo, con posibles anomalías de basamento, más sencilla es la delineación magnética de los límites de las unidades estructurales (klippes, escamas y mantos), pues se manifiestan casi siempre como zonas demagnetizadas de mínimo o mínimo relativo. Las fallas tienen en general ese mismo carácter de campo bajo, presentando muchas de ellas una excelente respuesta en la imagen del gradiente magnético vertical, siendo por tanto fácilmente cartografiables con el apoyo de este tipo de documento (v.g., las fallas NO-SE y NE-SO hercínicas). Las soluciones obtenidas por el método de Euler contribuyen a la ubicación tridimensional de los cuerpos anómalos, si bien conviene compararlas, sobre todo en lo que afecta a las determinaciones de profundidad, con los resultados de otros métodos, v.g., interpretación de cortes 2D (figuras 6 a 17) o profundidades gráficas (v.g., SPECTOR y LAWLER, 1995). Para todo este análisis, véanse los informes citados al principio del epígrafe.

2) Radiometría

Cada registro radiométrico aéreo puede considerarse una medida geoquímica, con medios geofísicos, de la distribución de los radioisótopos naturales ⁴⁰K, ²³⁵U y ²³⁸U, y ²³²Th. Diferentes tipos de roca tienen diferentes contenidos de radioisótopos según su evolución magmática y ciclo geoquímico posterior, pero la amplitud de los rangos de variación hace que una determinada proporción de éstos no identifique unívocamente un tipo litológico. No obstante, hoy se admite que la radiometría aeroportada ofrece, a través del mapa radiométrico ternario K-U-Th, la imagen geofísica de más calidad como instrumento de correlación con la cartografía geológica.

En los casos de las áreas de estudio de las hojas de Calañas, y sobre todo, Valverde, en el mapa radiométrico ternario (figuras 4a y 4b, respectivamente) quedan bastante bien cartografiadas las distintas unidades litoestratigráficas de cada hoja cuando tienen suficiente extensión de afloramiento. Éstas son susceptibles de ser subdivididas desde el punto de vista radiométrico en varias subzonas, ya sean de elementos puros, mezclas binarias, o ternarias neutras sin ele-

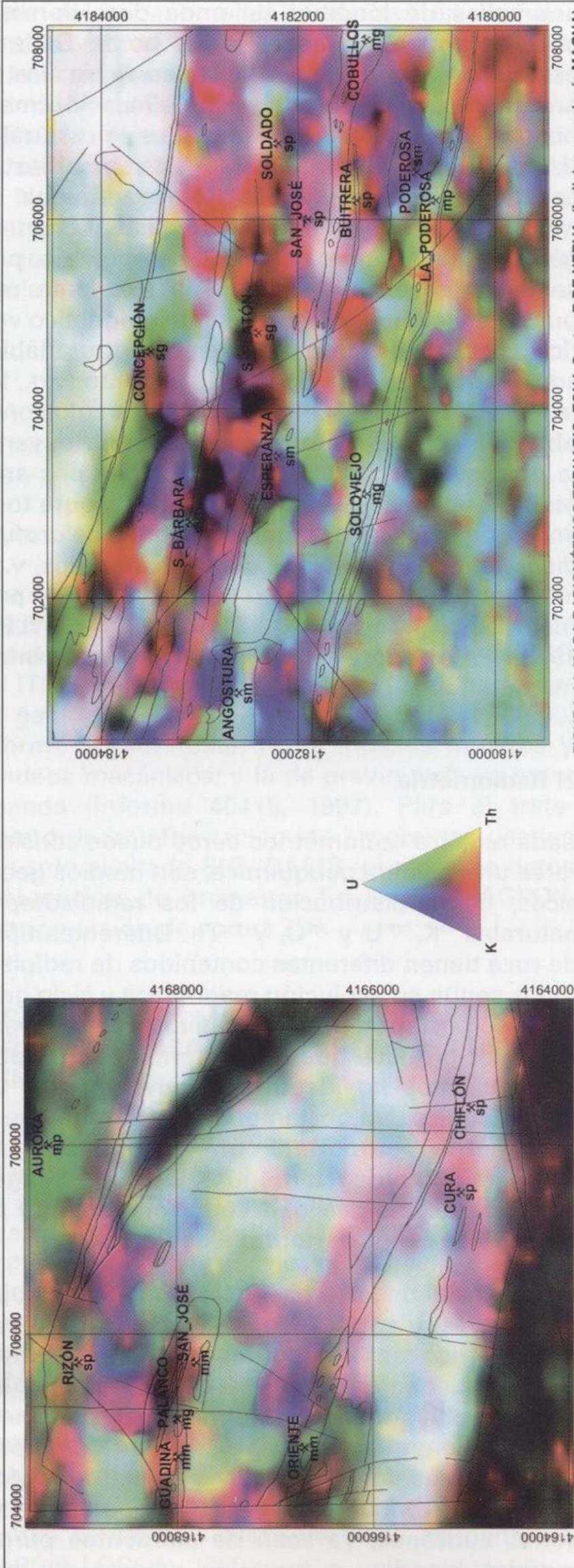


FIGURA 4b. MAPA RADIOMÉTRICO TERNARIO. NE DE VALVERDE (Indi. y MAGNA)

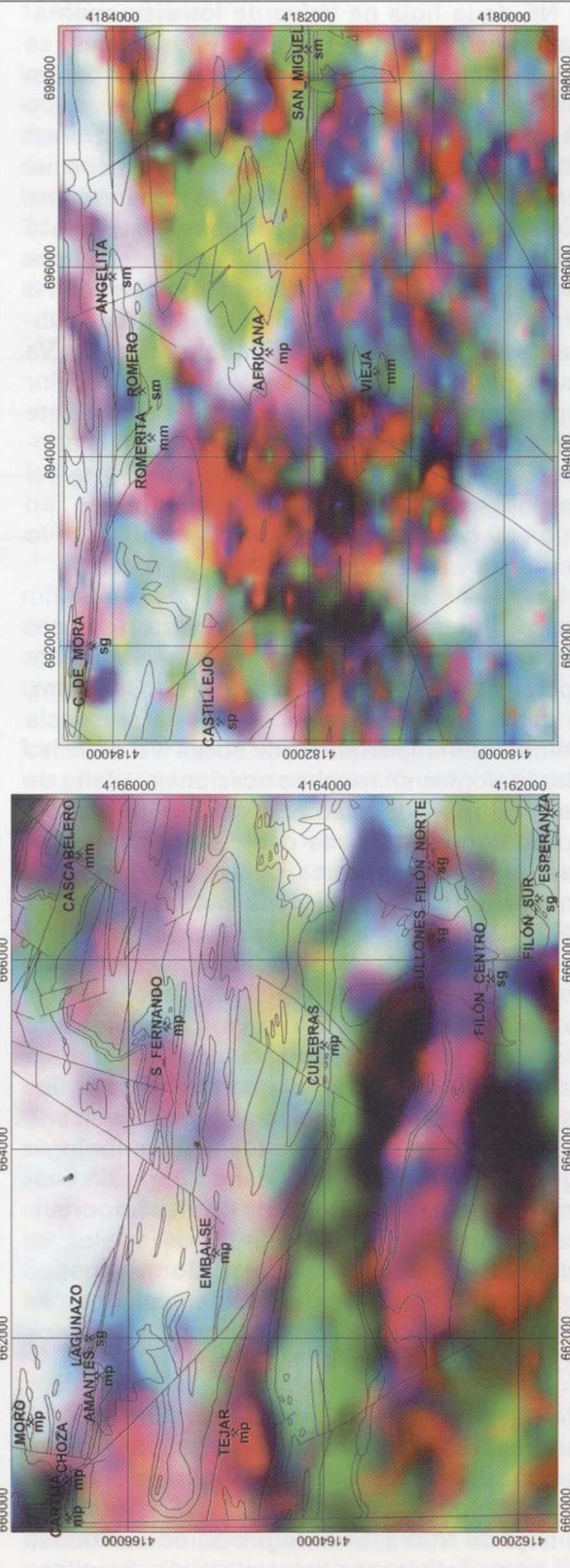


FIGURA 4a. MAPA RADIOMÉTRICO TERNARIO. ZONA NO DE CALAÑAS (Indi. y geología MAGNA)

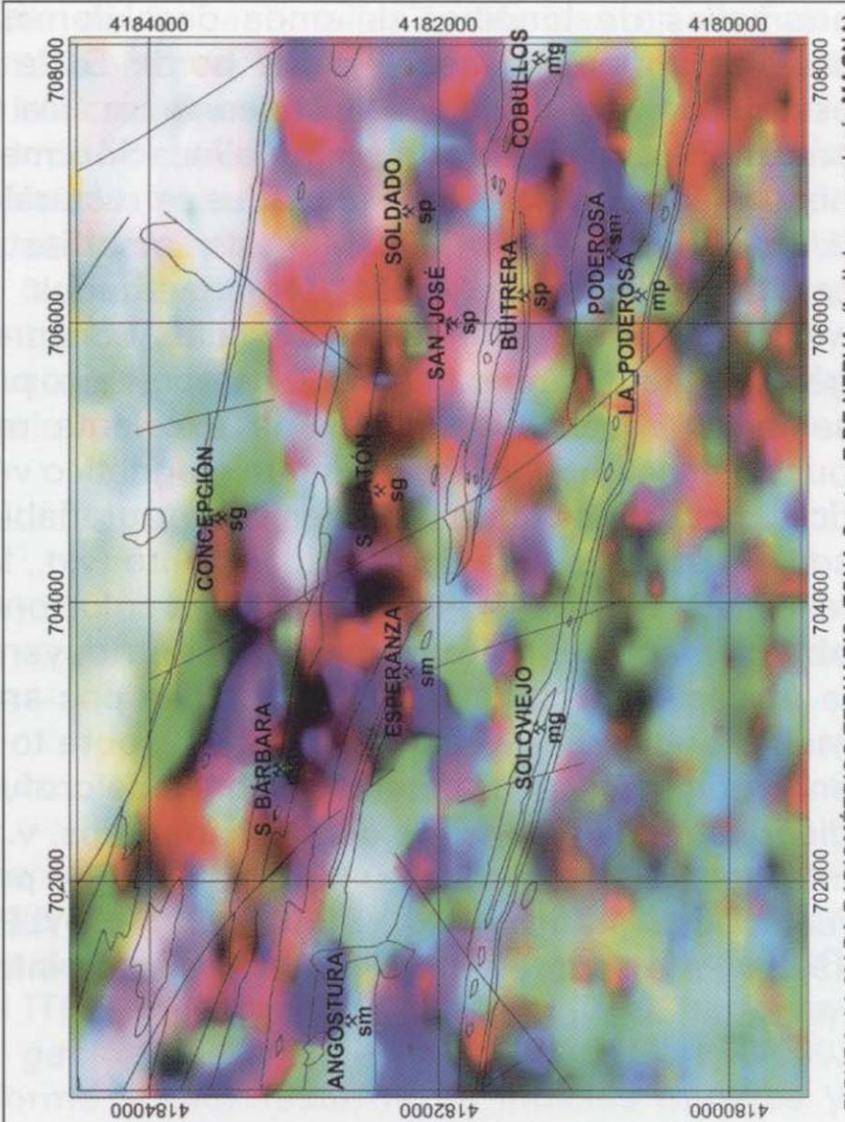


FIGURA 4d. MAPA RADIOMÉTRICO TERNARIO. ZONA Centro-E DE NERVA (Indi. y geología MAGNA)

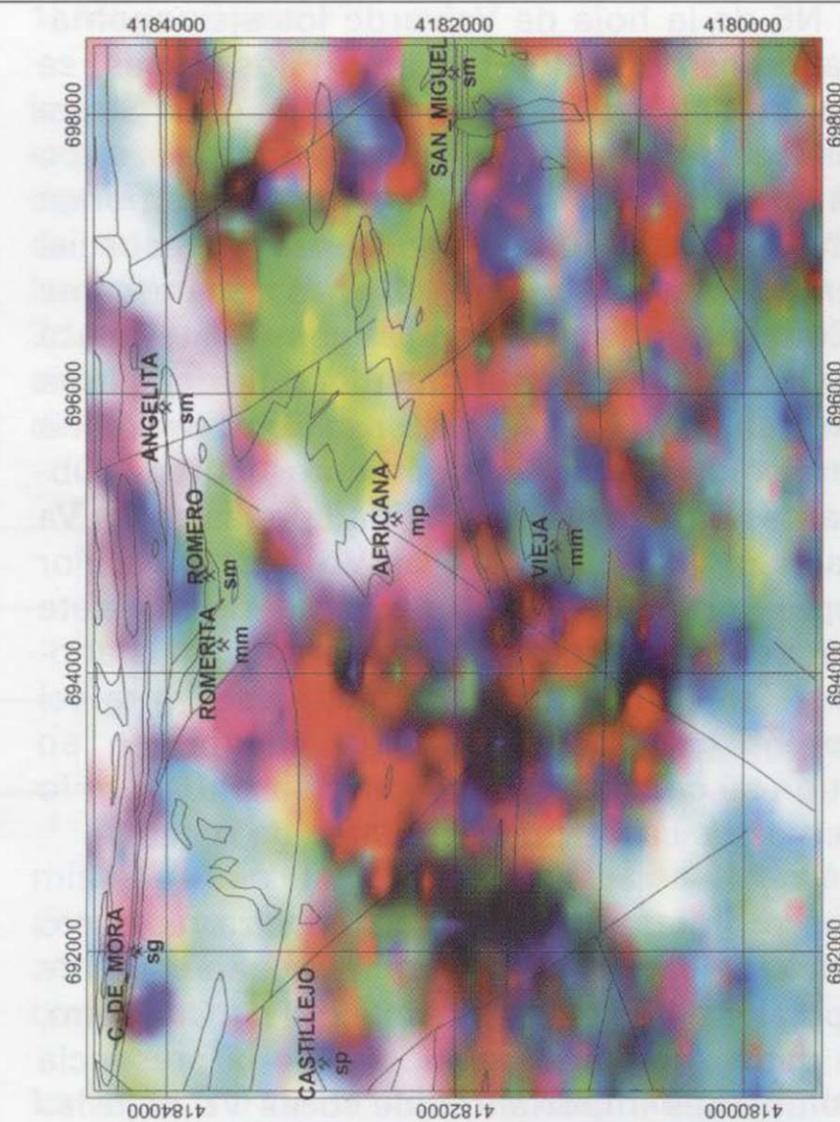


FIGURA 4c. MAPA RADIOMÉTRICO TERNARIO. ZONA Centro-O DE NERVA (Indi. y geología MAGNA)



mento dominante: tanto en Va (áreas mono-elemento de K o U, y binarias de K+Th, K+U y U+Th), Ep (áreas de K+Th, K+U, U+Th, y neutras), Vi (zonas sin respuesta y áreas de U+Th), y PQ (áreas de K+Th, U+Th, y neutras). Los basaltos se caracterizan por la ausencia de respuesta radiométrica, salvo en los casos de asignaciones cartográficas dudosas. Los contrastes entre formaciones son más acusados en la zona NE de la hoja de Valverde: son netos los de PQ y Vb; el Va de los Picotes presenta zonas tenues de los 3 tonos de mezcla y los tres tonos puros, mientras que el Va del manto de Berrocal (al N y con dos imbricaciones en el klippe) es más neutro y más radiactivo. En el caso de la hoja de Nerva (figuras 4c y 4d), el Va de la escama de Concepción se caracteriza por la complejidad y variabilidad de las respuestas radiométricas, que cubren toda la gama posible de firmas de K, U, y Th, K+Th, K+U y U+Th, y neutras, muy prolijas de describir, pero con texturas muy diferenciadas que lo hacen fácilmente reconocible. En esta escama el carácter radiométrico de las rocas Vb es también bastante heterogéneo, existiendo asignaciones cartográficas probablemente erróneas: en algunos casos deben ser rocas Vi, en otros su extensión de afloramiento debe aumentarse a costa del Va. Por tanto, la radiometría incide también en la insuficiencia de la cartografía de superficie para explicar el abanico de firmas registrado.

En síntesis, la combinación de anomalías magnéticas y radiométricas caracteriza muy bien unidas como las pizarras del PQ y volcanitas intermedias y básicas, sirviendo para resolver casos de ambigüedades cartográficas (v.g., reciente cartografía 1:25.000 de estas zonas realizada por la Junta de Andalucía). El cruce de las anomalías del vuelo con los datos de la gravimetría estructural de la Faja de 1992 en el entorno de los indicios mineros se realiza más abajo, en el epígrafe 5.

3. METALOGENIA DE LAS ZONAS ESTUDIADAS

La Faja Pirítica se caracteriza por la presencia de numerosos e importantes yacimientos ligados al volcanismo del Carbonífero Inferior. Dejando aparte los filonianos, los indicios se suelen clasificar en los dos grupos siguientes (Mapa metalogénico de España, hoja 75, Sevilla):

A) Depósitos e indicios de sulfuros masivos: estas mineralizaciones se sitúan exclusivamente en el CVS, generalmente a techo de los niveles inferiores del volcanismo o en las rocas sedimentarias relacionadas con el mismo. La morfología de las masas es estratiforme o lantejón, con dimensiones que varían de 50 a 3000 m de corrida y 3 a 100 m de potencia, y con un tamaño de menos de 1×10^6 Tm a más de 50×10^6 Tm. Las rocas encajantes presentan generalmente una alteración, consecuencia del hidrotermalismo asociado al volcanismo, y que fundamentalmente viene definida por silicificación, cloritización y sericitización. Se estiman en unas 1700×10^6 Tm las reservas de la Faja Pirítica, cifra que con leyes medias de alrededor de 44-48% S; 39-44% Fe; 2-6% Cu+Pb+Zn; 0,2-1,5 gr/t Au y 5-30 gr/t Ag, además de elementos minoritarios como 0,2-0,5% de Se, Co, Hg, etc; arroja unos tonelajes del orden de 15×10^6 Tm de Cu, 13×10^6 Tm de Pb, 35×10^6 Tm de Zn, 41000 Tm de Ag y 880 Tm de Au (LEISTEL et al, 1998).

Dentro de las áreas contempladas en el presente trabajo, se encuentran un buen número de depósitos destacables de sulfuros polimetálicos (tablas I y II) como los pertenecientes al Grupo Tharsis, con Filón Norte (75), Sierra Bullones (13), Filón Centro (2.5), Filón Sur (4.5) y Esperanza (6) en la zona NO de la hoja de Calañas, y San Platón (2.5), Angelita (1.2), Monte Romero (0.8) y Cueva de la Mora (4.2) en las centrales de Nerva. Las cifras entre paréntesis multiplicadas por 10^6 dan las toneladas extraídas más reservas existentes según LEISTEL et al, 1998. La paragénesis en general está constituida por pirita, calcopirita, galena, esfalerita, oro, plata, cobres grises, marcasita, bornita, pirrotina, arsenopirita y óxidos de hierro. Entre los depósitos de pirita cobriza destacan: Lagunazo (6) y Esperanza en la zona NO de la hoja de Calañas, y San Miguel (1.3), Angostura, Concepción (56) y Poderosa (0.6) en Nerva. La paragénesis habitual está constituida por pirita, calcopirita, calcosina, covellina, malaquita, bornita y cobres grises. Por último, entre los depósitos de pirita hay que resaltar los del Grupo Tharsis en general, siendo la paragénesis más habitual pirita, calcopirita, pirrotina, arsenopirita, y tetraedrita. Como se puede ver existen depósitos con más de un tipo de mena, bien por estar constituido por varias masas o por presentar algún tipo de zonación.

NOMBRE	X	Y	LITOLOGÍA	MINERALOGÍA	MORFOLOGÍA	OBSERVACIONES	ANOMALÍAS
CALAÑAS							
Cartijilla	66010	416660	Pizarras moradas y jaspes	Piro, Psi, Rc, Rd	Lentejonar E-O	Pequeña labor de rapaña	
La Choza	66050	416660	Tobas ácidas	Piro, Psi, Rc, Rd	Filoniana NO-SE	Labor insignificante	
Tejar	66100	416490	Pizarras grises	Piro, Psi, Rc, Rd	Lentejonar E-O	Labores insignificantes	K+Th
C. del Moro	66110	416700	Tobas ácidas y jaspes	Piro, Psi, Rc, Rd	Lentejonar E-O	Labores de rapaña	G, M
Amantes	66160	416630	Pizarras moradas y jaspes	Piro, Psi, Rc, Rd	Lentejonar E-O	Dos cortas pequeñas	
Lagunazo	66200	416640	Pizarras y tobas finas	Py, Cp	Lentejonar E-O	Cortas-inte. Expl. 5x10 ⁵ Tm (hasta 1902)	K+U
E. Lagunazo	66290	416510	Pizarras moradas	Piro, Psi, Rc, Rd	Lentejonar E-O	Labores insignificantes	
Las Culebras	66510	416400	Pizarras, tobas, jaspes	Piro, Psi, Rc, Rd	Lentejonar E-O	Pequeñas labores de explotación	
San Fernando	66530	416560	Pizarras, tobas, jaspes	Piro, Psi, Rc, Rd	Lentejonar E-O	Pequeña labor de explotación	U
Filón Centro	66580	416230	Pizarras y tufitas	Py, Cp, Sp, G	Estratiforme E-O	Reservas 3 x 10 ⁶ Tm. Grupo Tharsis	G, M
Filón Sur	66665	416180	Pizarras	Py, Cp, Sp, G	Lentejonar N85°E	El Au del gossan en explotación actual.	U+Th
Filón Norte,	66700	416290	Pizarras y tufitas	Py, Cp, Sp, G	Estratiforme E-O	Dos masas Filón N y Sierra Bullones a cielo abierto. Reservas: 90x10 ⁶ Tm	G, K+Th, M (Ambos)
Sierra Bullones	66625	416290	Pizarras y tufitas				
Cascabelero	66710	416650	Pizarras y jaspes grises	Piro, Psi, Rc, Rd	Lentejonar ESE-ONO	Corta de 60 m de largo	
La Esperanza	66755	416165	Pizarras y tobas finas	Py, Cp, Az, Mq, Cv, Cc	Lentejonar N85°E	Explotada en corta hasta 1974	U
VALVERDE							
Guadina	70470	416800	Pizarras, tobas, tufitas	Rc, Piro, Psi	Lentejonar N115°E	Extraídas 4000 Tm en 1943	K+Th
Mina Oriente	70480	416670	Pizarras, tobas, tufitas, jaspes	Rc, Piro, Psi	Lent. N110°E (bolsas)	Se explotaron los peróxidos y carbonatos	U+Th, M
Palanco	70510	416800	Pizarras, tobas, tufitas, jaspes	Rc, Piro, Psi	L. N60-80E(masiv. y bol)	Corta 130x48x60 m e int. Aband. en 1970	
San José	70570	416780	Pizarras, tobas, tufitas, jaspes	Piro, Psi	Lent. N95°E (bolsas)	Crestón de jaspes de 660 m. Gran corta	K+Th, M
Mina del Rizón	70570	416900	Tobas ácidas	Py, OxFe	Lentejonar E-O (bolsas)	Socavón y pozos	
Mina del Cura	70750	416510	Tobas ácidas	Py, Cp, G, Sp	L. N95E, disem. y remov.	Pequeño registro con azufrones y gossan	K
Aurora	70800	416930	Pizarras, tobas, tufitas, jaspes	Rc, Piro, Psi	Lentejonar E-O (bolsas)	Lent. de jaspes de 100m (dis. de py y cp)	U+Th
Mina Chiflón	70840	416500	Tobas ácidas	Py, Cp, Mq	N105E (azufión y gossan)	Se trabajo de 1907 a 1910. Alta ley en Cu	K
Los Barreros	70870	416410	Pizarras	Py, OxFe	N95E (capillas-nódulos)	Registro pequeño	

X, Y: coordenadas UTM huso 29, divididas por 10. **MINERALOGÍA:** Az: azurita [Cu₃(CO₃)₂(OH)₂], Cc: calcosina (Cu₂S), Cp: calcopirita (CuFeS₂), Cv: covellina (CuS), G: galena (PbS), Mq: malaquita [Cu₂CO₃(OH)₂], OxFe: óxidos de hierro, Piro: pirolusita (MnO₂), Psi: psilomelano (MnO₂), Py: piritita (FeS₂), Q: cuarzo (SiO₂), Rc: rodrosita (MnCO₃), Rd: rodonita (MnSiO₃), Sp: esfalerita (ZnS)

TABLA I. INDICIOS DE LAS ZONAS NOROESTE DE LA HOJA DE CALAÑAS Y NORESTE DE LA HOJA DE VALVERDE.

NOMBRE	X	Y	LITOLOGÍA	MINERALOGÍA	MORFOLOGÍA	OBSERVACIONES	ANOMALÍAS
ZONA OESTE							
Castillejo	6912	41829	T. ácidas, piza.	Py	Lentejonar N100°E (Masiva)	Pozos y pocillos	U
Cueva de la Mora	6920	41842	T. ácidas, piza.	Py, Cp, Po, Sp, G, OxFe, Mg	Estratiforme N100°E (Masiva)	Reservas de 40x10 ⁶ Tm con leyes de 0.5-2% Cu. Explotación inactiva desde los años 60. Labores a cielo abierto e interior	G, K+Th, M
Romerita	6942	41836	P. mor, tuf, jasp	Rc, Rd, Piro, Psi, OxFe	Lent. E-O (bolsada y removil.)	Lentejones de jaspes con Mn. Corta abandonada en 1958	
M. Romero	6947	41837	T. ácidas	Py, Cp, Sp, G, Tr, Bo, Cc	Estra. N98°E (masiva y disem)	Explotado por labores de interior entre 1956 y 1978	U+Th
La Vieja	6949	41813	Piz, tob, tuf, jasp	OxFe, Py, Cp, Piro, Psi	Lentejonar E-O	Jaspes con nódulos de Mn y dis. de py y cp. Labores de rapaña	
Africana	6951	41824	Piz, tufita, jasp	OxFe, Py (Piro, Psi)	Lentejonar N105°E (bolsadas)	Lentejones de jaspes con Mn. Labor pequeña: calicatas, pocillos	
Angelita	6959	41840	T. ácidas, piza.	Py, Cp, Sp, G, Bo, Tr	Lentejonar E-O (Masiva)	Labor interior aband. en 1925. Producción: 10 ⁶ Tm, rico en Cu	
San Miguel	6983	41820	Tobas ácidas	Py, Cp, Sp, G, Mg, Hm, Cc	Varios lentejones	Corrida/Pot: 600/10-40 m. Aband. en 1926. Extraídas 1.3x10 ⁶ Tm	U+Th
ZONA ESTE							
Angostura	7010	41826	Tobas ácidas	Py, Cp, Cc, OxFe	Dos lentejones	C/P: 100-400/25 m. Aban. en 1931. Extraíd. 1.8x10 ⁶ Tm 1% Cu	U
Sta. Bárbara	7028	41831	Jaspes, pizarra	Rd, Rc, Perox y OxMn, Hm	Lentejonar	Pozos y galerías	U+Th
Soloviojo	7031	41813	Piz, tob, tuf	Piro, Psi, Rc, Rd.	Lentej N94°-105°E (Masiva)	A cielo abier e int, aban. en 1973. Mina de Mn mayor de la Faja	U
Esperanza	7035	41822	Tobas ácidas	Py, Cp, Ox, Fe	Cinco lentejones	Corrida/Potencia: 150/15 m. Abandonado en 1931	K+U
Concepción	7046	41835	T. ácidas, piz.	Py, Cp, As, Cc, Bo, Sp, G, Mg	Masa lentejonar	C/P: 400/20 m, varias cortas antiguas. Explo. por int. hasta 1986	G, K+Th, M
San Platón	7048	41824	Tobas ácidas	Py, Cp, Sp, G, Au, Ag, Tr, Ba	Masa lentejonar	300-700/15 m. Ab. en 1934. Reservas: 3 x 10 ⁶ Tm. Cortas e int.	K+Th
San José	7060	41819	Tobas ácidas	Py, Lm	Lent. N90°-95°E (diseminada)	Pequeñas labores, pozos, socavones	K
La Poderosa	7062	41806	Piz, tob, tuf	Piro, Psi	Lentejonar N100°E	Lentejón de jaspes de 50 m. Bolsadas de Mn. Labores pequeñas	U
Buitrera	7062	41814	Tobas ácidas	Py, Lm	Lent. E-O (masiva-diseminada)	Numerosos y pequeños registros.	Th
Poderosa	7065	41808	Tobas ácidas	Py, Cp, Cc, Cv, Lm	Lentejonar N105°E (Masiva)	Explotado a c. abierto e int. de 1864 a 1924, extral. 6 x 10 ⁶ Tm	K+U
El Soldado	7068	41822	Tobas ácidas	Py, Cp, Sp, Cc, OxFe	Masas pequeñas	Corrida/Potencia: 500/15-20 m. Abandonado en 1917	Th
Cobullos	7079	41813	Piz, tob, tuf	Rc, Rd, Piro, Psi	Lentejonar E-O (bolsadas)	Ab. en 1973. Pozos-labores de rapaña. Corrida de jaspes: 3500 m	

X, Y: coordenadas UTM huso 29, divididas por 10. **MINERALOGÍA:** As: arsenopirita (FeAsS), Az: azurita [Cu₃(CO₃)₂(OH)₂], Au: oro, Ba: baritina (BaSO₄), Bo: bornita (Cu₅FeS₄), Cc: calcosina (Cu₂S), Ce: cerusita [Pb(CO₃)₂], Cp: calcopirita (CuFeS₂), Cv: covellina (CuS), Fr: freibergita Cu₂Sb₃Ag, G: galena (PbS), Gth: goetita [α-FeO(OH)], Hm: hematites (Fe₂O₃), Jp: jaspe (sílice criptocristalina ferruginosa), Lm: limonita [FeO(OH).nH₂O], Mq: malaquita [Cu₂CO₃(OH)₂], Mg: magnetita (Fe₃O₄), OxFe: óxidos de hierro, OxMn: óxidos de Mn, Piro: pirolusita (MnO₂), Po: pirrotita (Fe₇S₈), Psi: psilomelano (MnO₂), Py: piritita (FeS₂), Q: cuarzo (SiO₂), Rc: rodrosita (MnCO₃), Rd: rodonita (MnSiO₃), Sb: estibina (Sb₂S₃), Sp: esfalerita (ZnS), Tr: tetraedrita (Cu₁₂Sb₄S₁₄).

TABLA II. INDICIOS DE LOS SECTORES CENTRALES DE LA HOJA DE NERVA

B) Depósitos e indicios de manganeso: son de origen volcano-sedimentario y se encuentran ligados a las masas de sulfuros, normalmente a su techo, y como éstas, situados en el CVS. El metalotecto litológico está constituido por facies finas de los niveles medios y superiores del volcanismo, representadas por pizarras, tobas y tufitas, así como lentejones de jaspes y pizarras moradas (Formación Manganesífera). La mena de estos depósitos está constituida por silicatos (rodonita) y carbonatos (rodocrosita) como minerales primarios, produciéndose en la montera óxidos y peróxidos secundarios (pirolusita, psilomelano). La mineralización se presenta en forma de bolsadas, nódulos, pequeños lentejones y también rellenando huecos, diaclasas y fracturas. Los indicios son de tamaño pequeño y medio, no llevándose a cabo actualmente ninguna explotación. La falta de una investigación geológico-minera adecuada impide el conocimiento real de sus reservas. Los depósitos e indicios de Mn más importantes presentes en las zonas de estudio (tablas I y II) son: Soloviejo (1×10^6 Tm con ley media de 32% Mn), Cobullos, Romerita-Pimpollar, en la hoja de Nerva; Oriente, Palanco, y Aurora en la de Valverde.

Las tablas I y II presentan, ordenados de O a E, los 44 indicios y depósitos de la base de datos de la Faja Pirítica comprendidos en las zonas estudiadas de Calañas, Valverde y Nerva (15, 9, 8 y 12, respectivamente). La roca de caja se define en general como formación manganesífera para los depósitos de Mn o piroclastos y epiclastitas para los sulfuros; la mineralogía manifiesta la sustancia, compuestos de Mn o sulfuros, sin distinguir entre minerales principales y accesorios, ni primarios de productos de oxidación. No se ha incluido campo de alteraciones por coincidir con el tipo genérico citado más arriba; y la morfología y observaciones son autoexplicativas. Para más detalle pueden consultarse las fuentes utilizadas (base digital, la hoja nº 75 y LEISTEL et al). Además de las características de los indicios, las tablas muestran la conexión de éstos con las anomalías geofísicas gravimétricas y del vuelo (la existencia de respuesta de gravedad se señala por G, la magnética por M, y la radiométrica por su carácter geoquímico). Todos los indicios aparecen georreferenciados en las figuras 3, 4, y 5 indicándose su nombre y una clave de dos caracteres que indica la sustancia (s: sulfuros, 23

casos; m: Mn, 21 ocurrencias) y el tamaño (p, m, g: pequeño, mediano, grande; 20, 12 y 12 respectivamente, existiendo entre éstos últimos 9 de sulfuros y 3 de Mn). Este código de tamaño diferencia las pequeñas labores de exploración o rapiña de los grandes depósitos con varios millones de Tm de reservas, con un tipo intermedio de cierta ambigüedad respecto a la especificación del tamaño medio (menor que 1×10^6 Tm).

4. UBICACIÓN DE INDICIOS MINEROS EN LAS ANOMALÍAS DEL VUELO.

Las respuestas geofísicas de los indicios podrían ser descritas en los siguientes términos:

a) Magnetismo (mapas y perfiles en figuras 3a a 3d y 6 a 17, respectivamente).

- Indicios de Mn: entre los nueve del área NO de la hoja de Calañas, sólo Campo del Moro (pequeño) parece originar anomalía magnética (figuras 3a y 6). Por ejemplo, Tejar (figuras 3a y 6), Las Culebras y S. Fernando (figuras 3a y 7) no producen anomalía, como tampoco Mina Cascabelero (figuras 3a y 9). En la parte NE de la hoja de Valverde, entre cinco indicios, todos con jaspes menos Guadina, sólo Mina Oriente y S. José (ambos medianos) están ubicados en posiciones centradas del flanco N de anomalías intensas (unos 40 nT. Figuras 3b, 10 y 11). Aurora aparece sobre un eje de máximo magnético cuyo origen es atribuible a jaspes, figuras 2, 3b y 12. En las zonas centrales de la hoja de Nerva, a pesar de que es notoria la abundancia de anomalías y que los 7 indicios contienen jaspes, ninguno de ellos origina anomalía magnética (figuras 3c, 3d, 14, 15 y 17).
- Indicios de pirita-cobre: entre los seis de la zona NO de la hoja de Calañas, todos grandes, Filón Centro, Bullones y Filón N causan anomalía magnética (figuras 3a, 8 y 9). En la hoja de Valverde, ninguno de los 4 (son pequeños) produce anomalías (Cura y Barreros claramente. Rizón está en mínimo relativo. Sobre Chiflón existe un máximo débil no modelizable mediante un objeto aflorante. Figuras 3b, 11 y 12). En cuanto a los

trece indicios de los sectores centrales de la hoja de Nerva, todos en la escama de la Concepción, se posicionan en situación marginal no centrada en el flanco N de las anomalías (figuras 3c y 3d, y 13 a 17), salvo Cueva de la Mora, figura 13, y Concepción, figura 16 (ambos grandes y con magnetita en su paragénesis).

En resumen: dando por correcta la georreferencia UTM de los indicios, entre los 44 existentes, sólo ocho (3 de Mn entre 21, Campo del Moro, Mina Oriente y San José; y 5 de pirita-Cu entre 23, Filones Centro y Norte, Bullones, Cueva de la Mora y Concepción) podrían considerarse directamente relacionados con anomalías magnéticas susceptibles de modelización mediante un objeto minero (indicadas por M en el campo ANOMALÍAS de las tablas I y II). Obsérvese que el origen de la anomalía magnética está por determinar, a falta de reconocimientos de campo y medidas de susceptibilidad en muestras de superficie y de sondeos. Por otro lado, parece no existir ninguna característica en las tablas I y II (mineralización, tamaño, caja) que cause claramente la producción de anomalía, ni siquiera la presencia de magnetita en el indicio. Este es el caso de S. Miguel (tabla II), donde el contexto de superposición y yuxtaposición de anomalías que caracteriza la escama de Concepción de la hoja de Nerva, lo que pondría de manifiesto mayor abundancia de magnetita en la roca de caja que en el mismo yacimiento. En este sentido, todos los yacimientos con magnetita de la Faja (San Telmo, Aguas Teñidas, Cueva de la Mora, San Miguel, Concepción, Peña de Hierro y Minas del Castillo de las Guardas) se ubican en la gran corrida N de riolitas magnéticas de las hojas 937, 938 y 939.

No obstante, en términos más generales, casi todos los indicios se ubican en zonas anómalas de máximo magnético, salvo Filón Sur y Esperanza en la zona NO de la hoja de Calañas, estos dos últimos grandes y de sulfuros, y Guadina, Mina del Cura y Los Barreros en el NE de la hoja de Valverde. Tampoco en el caso de todas estas excepciones (un total de 5) existe ninguna característica (roca aflorante, mineralización, tamaño) que determine la ausencia de anomalía

Puede concluirse que la situación más general de los indicios (31 entre 44) suele ser en las zonas marginales (no centradas en el flanco N) de las anomalías. Dado que existe un buen número de éstas sin relación con indicio alguno e indicios sin relación con firmas magnéticas, no debe considerarse al magnetismo un rasgo necesario ni suficiente de la existencia de un indicio significativo. En cambio, sí queda claro que las anomalías magnéticas ponen de manifiesto de forma inmediata la presencia del CVS así como sus rasgos estructurales, constituyendo una primera y muy útil guía de exploración a verificar en fases sucesivas con otras herramientas, lo que es especialmente cierto en donde aquél no aflora. Por lo que se refiere a texturas de las firmas magnéticas, añadir que en las zonas estudiadas aquí, las anomalías más intensas sólo parecen tener algún indicio de Mn en su proximidad (salvo Cueva de la Mora, Concepción y S. Platón), por lo que en la exploración directa deben tomarse precauciones. No obstante, en la hoja de Calañas también los indicios de pirita-cobre se encuentran en un entorno textural con anomalías claras en la zona de Tharsis (Filón Norte y Centro), que no parecen culturales por la intensidad de los gradientes y consistencia lateral entre perfiles (a este respecto SEARA, 1986, cita mediciones de susceptibilidad de hasta 5000×10^{-6} ucgs en las cortas de Tharsis, sin especificar cual). Respecto a zonas prospectivas del Va como es el klippe de los Picotes en el NE de la hoja de Valverde, en su parte centro-E (con ejes someros e intensidad intermedia) no existe ningún indicio, a pesar de tratarse de firmas correlacionables con texturas magnéticas similares en áreas donde sí existen numerosos indicios, como es el caso de la escama de la Concepción, ni puedan considerarse asociados a presencia extensa de básicas en profundidad como se va a describir más adelante.

Por tanto, la textura del campo magnético se convierte en un factor muy a tener en cuenta para guiar la exploración minera, en el sentido de que: 1) las anomalías magnéticas más intensas pueden asociarse a jaspes (en las zonas de Calañas y Valverde), con o sin indicios de Mn próximos; 2) los ejes anómalos de máximo más intensos en riolitas no tienen indicios de sulfuros inmediatos en la mayor parte de los casos; y, 3) la mayoría de los indicios se ubican en zonas de intensidad intermedia, en las áreas periféricas o marginales

de las anomalías magnéticas, caso de numerosos indicios en la escama de Concepción y área de Tharsis, aunque no siempre es así, como ocurre en el citado Va de los Picotes. La posible detección directa de cuerpos mineralizados con respuesta magnética queda entonces matizada por estos rasgos texturales de las anomalías magnéticas, especialmente en áreas donde éstas sean abundantes. A título informativo, en la totalidad de la Faja Piritica, el número de indicios asociados con anomalías magnéticas destacables es bajo: suman un total de 29 entre los 345 de la base de datos, considerando tales los que se ubican en zonas de gradiente superior al 5% en un mapa de pendientes de la malla de campo magnético total. Los dos descubrimientos más recientes (Cruces y prolongación de Aguas Teñidas) se ubican en zonas de anomalías magnéticas de manera similar a como se ha descrito aquí.

b) Radiometría.

Por lo que se refiere a indicios y anomalías radiométricas (figuras 4a a 4d, y 6 a 17), en el campo ANOMALÍAS de las tablas I y II, se indica el carácter geoquímico de cada caso. Estos datos se presentan agrupados a continuación, acompañados de la codificación de sustancia y tamaño:

Se aprecia que existen 28 indicios ubicados en anomalías radiométricas. Como ocurría con el magnetismo, parece no existir ninguna característica del indicio (sustancia, tamaño) que determine la producción de un determinado tipo de anomalía. No obstante, sí se observa que:

*En la mayoría de los casos se trata de anomalías combinadas (17 de las 28 son de K+Th, U+Th, o K+U) demasiado amplias como para hablar de relación directa alguna con el indicio en cuestión. Tanto estas anomalías binarias como las de K parecen formacionales: las de K+Th causadas por pizarras, v.g., en el área de Tharsis y en la formación manganesífera, las de U+Th más específicamente relacionadas con esta última, y los casos de K y K+U con zonas de alteración y diferenciaciones litológicas en el Va del NE de Valverde y Nerva no representadas en el MAGNA 1:50.000 (véase la cartografía 1:25.000 de estas zonas). Respecto de las anomalías de U se debe tener en cuenta el erratismo geoquímico de este elemento, y el nivel de ruido de su canal de registro. Por otro lado, dada la insuficiencia de la cartografía 1:50.000 para explicar el abanico de firmas registrado (apartado 2b), tampoco se puede asegurar el carácter formacional siempre. Con el nivel de información cartográfica disponible no es posible resolver esta ambigüedad.

K+Th	U+Th	K+U	K	U	Th
Tejar (mp)	F. Sur (sg)	Lagunazo (sg)	Chiflón (sp)	S. Fernando (mp)	Buitrera (sp)
F. Norte (sg)	Aurora (mp)	Esperanza (sm)	S. José (sp)	La Esperanza (sg)	Soldado (sp)
Bullones (sg)	Oriente (mg)	Poderosa (sm)	Cura (sp)	Castillejo (sp)	
C. Mora (sg)	Romero (sm)			Angostura (sm)	
Guadina (mm)	S. Miguel (sm)			Solviejo (mg)	
S. José (mm)	S. Bárbara (mp)			La Poderosa (mp)	
Concepción (sg)					
S. Platón (sg)					

Tabla III. FIRMAS RADIOMÉTRICAS DE LOS INDICIOS.

*Con todas las prevenciones anteriores, los indicios (minas) grandes tienden a situarse en anomalías radiométricas (pero puede tratarse incluso de anomalías antrópicas). Se trata de 9 casos entre los 12 indicios de este tamaño.

Por tanto, aunque parece que las anomalías más claras e interesantes en cuanto a su relación con yacimientos se dan en el Va de la zona centro-E de Nerva (U, Th y K+Th: anomalías con texturas de alta frecuencia rodeadas por una gran variedad de tonos), y las más dudosas en las pizarras del PQ y epiclásticas en la zona de Tharsis y formación manganesífera, nos encontramos en una situación en la que la interpretación de detalle, y en particular cualquier intento de establecimiento de relación indicio-anomalía, requiere de los pertinentes reconocimientos de campo con espectrómetros portátiles, y determinaciones geoquímicas "ad hoc" de K, U y Th en las correspondientes muestras con ejemplares tanto de superficie como de sondeos. Esto es necesario para estudiar perfiles de edafogénesis de la roca base que puedan enmascarar respuestas, v.g. de alteración hidrotermal, de otro modo observables, como muy bien señalan DICKSON y SCOTT, 1997. La alteración hidrotermal suele implicar aumentos de K de la roca original y removilizaciones sobre todo de U, por el material aportado por los fluidos y los cambios de T, P, pH y Eh.

La conclusión final de estos dos apartados 4a) y 4b) debería ser que casi todos los indicios se ubican en zonas anómalas tanto magnéticas, aunque la mayoría de ellos en posición marginal respecto a los ejes de máximo, como radiométricas, de elevado grado de ambigüedad en cuanto a su interpretación en ambos casos. Las razones últimas de esta situación deberían establecerse con los pertinentes trabajos de campo y desmuestre para la determinación de los parámetros físicos y geoquímicos involucrados (susceptibilidad y otros estudios sobre el origen del magnetismo que se consideren pertinentes por un lado; contenidos en K, U, Th por el otro).

5. CARACTERÍSTICAS GRAVIMÉTRICAS DEL ENTORNO DE LOS INDICIOS

Las figuras 5a a 5d contienen las anomalías residuales de Bouguer de los sectores estudiados,

obtenidas por eliminación de una regional polinómica de tercer grado, y calculadas a una densidad de reducción de 2.6 g/cm³. Las figuras 6 a 17 representan modelos 2D gravimétricos y magnéticos según varios perfiles Sur (origen) - Norte (final), de 5 Km de longitud, interpolados sobre los indicios en las zonas estudiadas: 4 en Calañas, 3 en Valverde, y 6 en Nerva. En los cortes se indica el campo medido (línea de cuadros) y el calculado respuesta del modelo (línea continua). Las profundidades se refieren al nivel topográfico (modelo digital del terreno). Se etiquetan tanto las unidades litoestratigráficas de cada corte, ya en el perfil magnético o en el gravimétrico (mismos colores y códigos que en la figura 2), como el par petrofísico susceptibilidad-densidad (k en ucgs x10⁶, d en g/cm³) de cada bloque del modelo. En general, se han utilizado los rangos de densidades y susceptibilidades del estudio de petrofísica de la Faja realizado por el ITGE en 1996 mencionado en el apartado 2.1.

En los perfiles (figuras 6 a 17) se aprecia claramente el efecto de las tendencias regionales, la gravimétrica descendente hacia el N, y la magnética de signo opuesto. La tendencia gravimétrica se modela con una estructura de un basamento B de carácter desconocido (siempre existente en los cortes, aunque a veces fuera de la ventana representada) más denso que los sedimentos peliculares, y la presencia eventual de volcánicas básicas profundas (en Nerva). La respuesta magnética regional se ajusta mediante las citadas rocas básicas no someras, y cuerpos de alta susceptibilidad ubicados en profundidad en pizarras (Calañas) que se representan con trama vertical en los perfiles. Los modelos magnéticos resultan más complicados que los gravimétricos, por la necesidad de introducir subbloques de mayor susceptibilidad en pizarras y Va para lograr ajustes satisfactorios. La asignación de estos cuerpos de mayor susceptibilidad magnética y profundidad a unidades y litologías reales es arriesgada e imposible sin el apoyo de datos de otros métodos geofísicos y sondeos.

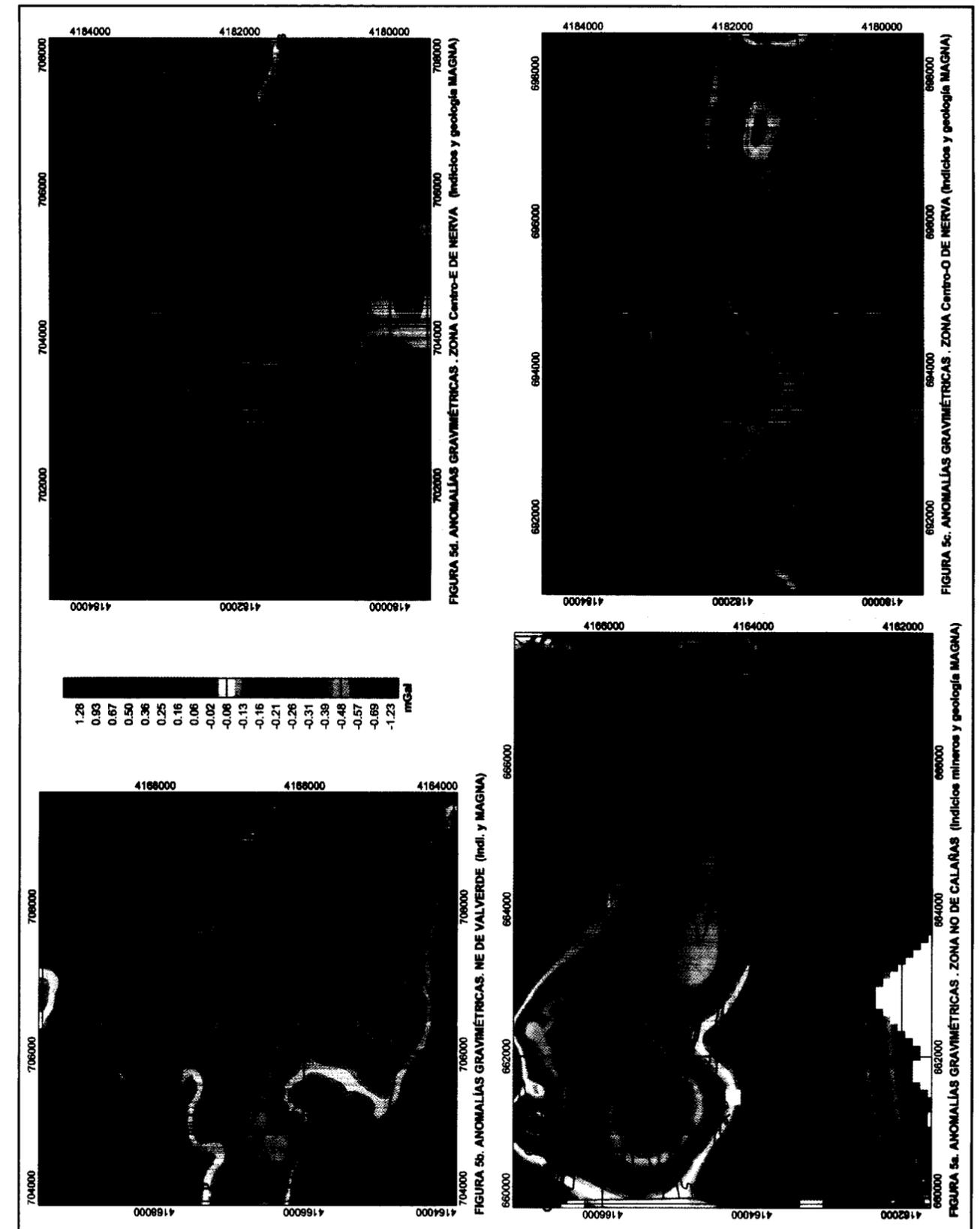
De la inspección de los mapas de Bouguer se deduce inmediatamente que la cartografía gravimétrica pone de manifiesto, como la magnética, el CVS aflorante o próximo a la superficie. En la interpretación 2D el componente regional de las anomalías se modeliza en base a elevaciones y

descensos del basamento citado, mientras que el componente residual se ajusta por variaciones de densidad y susceptibilidad en las rocas volcánicas ácidas y pizarras, con la presencia eventual de respuestas de volcánicas básicas someras e indicios mineros.

En el área NO de la hoja de Calañas existen tres extensas anomalías de gravedad (figura 5a): una en el PQ al SO, otra sobre la zona de Tharsis al SE, y la tercera al N en el Vi de la escama de Lagunazo. Dado que en la cartografía de superficie dominan rocas ligeras y los máximos sólo coinciden parcialmente con los afloramientos de Vi (incluso una buena parte de ellos se localiza en mínimos gravimétricos claros lo que implica, por su contraste positivo de densidad respecto a los metasedimentos, variaciones de densidad y/o una extensión en profundidad más bien limitada), el campo gravífico debe ser explicado más por la geología del subsuelo que por la cartografía citada. Además de los gradientes regionales descendentes hacia el N ya citados (entre 6 y 10 mGal, figuras 6, 7, 8 y 9), existen pocas anomalías gravimétricas de alta frecuencia salvo las de las minas de Tharsis al SE y el indicio de Campo del Moro al NO (aunque la forma de esta anomalía es sospechosa, un análisis de datos gravimétricos de campañas de detalle lleva a la conclusión que tal anomalía es real, por lo que se ha modelado como un cuerpo de sulfuros con densidad de 4.00 g/cm³, figura 6). En cualquier caso, se aprecia en todos los perfiles de este área que el componente volcánico más denso debe ser muy minoritario, quedando explicada la mayor parte de la anomalía gravimétrica por el modelo de basamento. Los máximos magnéticos se posicionan tanto sobre mínimos y zonas de gradiente gravimétrico, como es el caso de los ejes magnéticos al S y SE de la escama de Lagunazo, o sobre máximos como los del PQ del SO y de la zona de Tharsis. No obstante, en estas situaciones máximo-máximo la textura de las anomalías magnéticas (de alta frecuencia) y gravimétricas (de baja frecuencia) es tan diferente que su origen es probablemente distinto, salvo donde ocasionalmente el Vi o Vb someros pueda explicar ambas. En general, en este área NO de la hoja de Calañas la mayoría de los indicios se ubican en mínimos gravimétricos o zonas de gradiente correspondientes a los máximos formacionales y extensos citados, de menor interés, y sin anomalías mag-

néticas asignables, salvo los casos referidos de Campo del Moro y las minas de la zona de Tharsis cuyas anomalías son modelizables en perfil (figuras 6, 8 y 9, tabla I).

En la zona NE de Valverde (figura 5b) el mapa de Bouguer presenta una serie de anomalías tanto en todo el CVS como en el PQ al S. Las rocas Vb de la esquina NE aparecen bien cartografiadas, extendiéndose en profundidad hacia el N bajo el CVS ácido, mientras que las Va del klippe de los Picotes tienden a ubicarse en zonas de campo gravífico bajo, salvo los tres amplios ejes de máximo de tendencia O-E que penetran desde el O: el de más al N que se prolonga hasta Rizón, el intermedio ligeramente al S de la línea Guadina-S. José, y el del S sin indicio próximo de referencia (figuras 5b y 10 a 12). El máximo de gravedad en Rizón se modela mediante ligeros contrastes de densidades entre las rocas Va del klippe de los Picotes y del manto de Berrocal al N (2.68 frente a 2.65-2.63 g/cm³, figuras 10 y 11). El máximo al S del eje de Guadina a S. José se ajusta mediante este mismo contraste y la presencia de una lámina de rocas Vb al S de este eje (figuras 10 y 11). En ambos casos la coincidencia con anomalías magnéticas es sólo parcial, dándose en las anomalías tipo placa ya sean de riolitas más densas con bandas de mayor susceptibilidad o rocas Vb (figura 10), y no en los diques que provocan las respuestas magnéticas de mayor frecuencia espacial (figura 11). Respecto del resto de indicios, Oriente y Cura se sitúan en mínimos gravimétricos, y en zonas de gradiente de máximos formacionales extensos lo hacen Aurora y los Barreros. Chiflón aparece en un máximo relativo débil no modelizable mediante un objeto aflorante (figura 12). Por tanto cabría calificar como de menor interés gravimétrico la situación general de los indicios de esta zona. Los débiles máximos de la zona centro-E del Va del klippe pueden explicarse por variaciones litológicas en rocas Va, v.g. el contraste de densidades entre riolitas y dacitas, más o menos coincidentes con ciertos ejes magnéticos aquí (si bien las tendencias y curvado no son los mismos, figuras 3b, 5b y 12); un muestreo petrofísico detallado resolvería esta cuestión. Convendría también analizar mapas de Bouguer con otras densidades de reducción (v.g., 2.55 y 2.65 g/cm³) y evaluar posibles efectos topográficos.



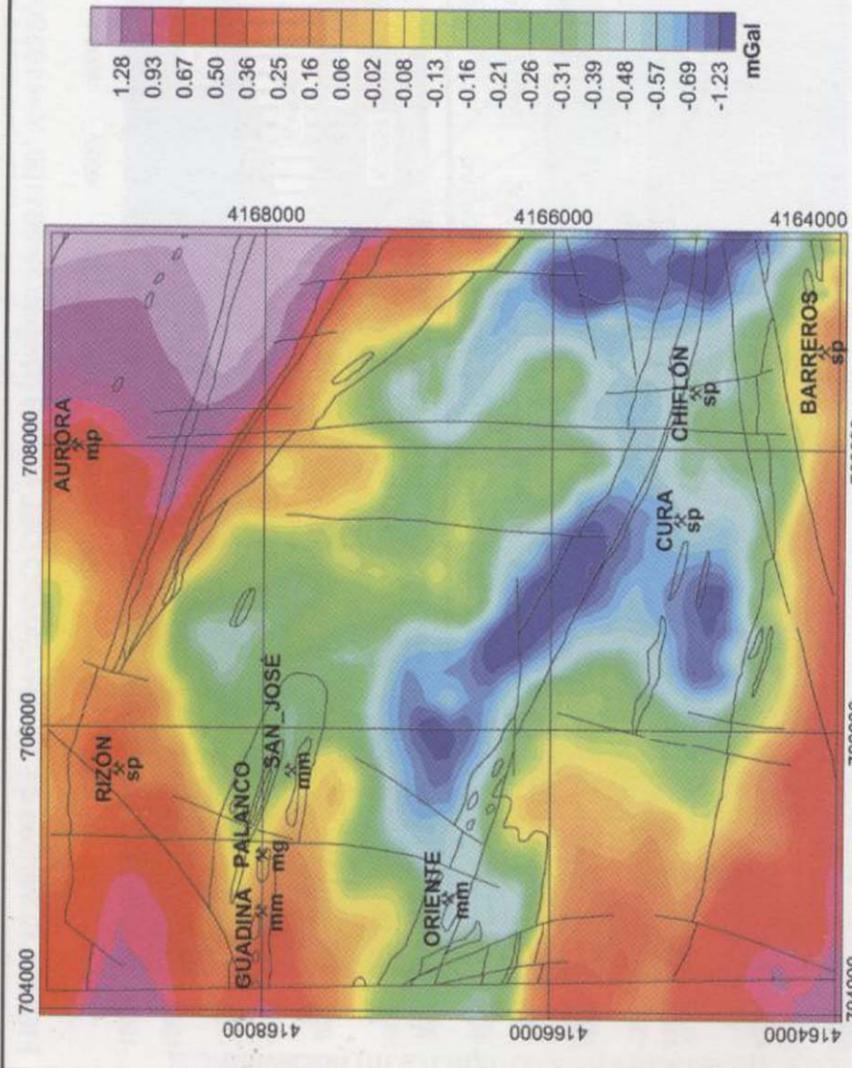


FIGURA 5a. ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS . ZONA NO DE CALAÑAS (Indicios mineros y geología MAGNA)

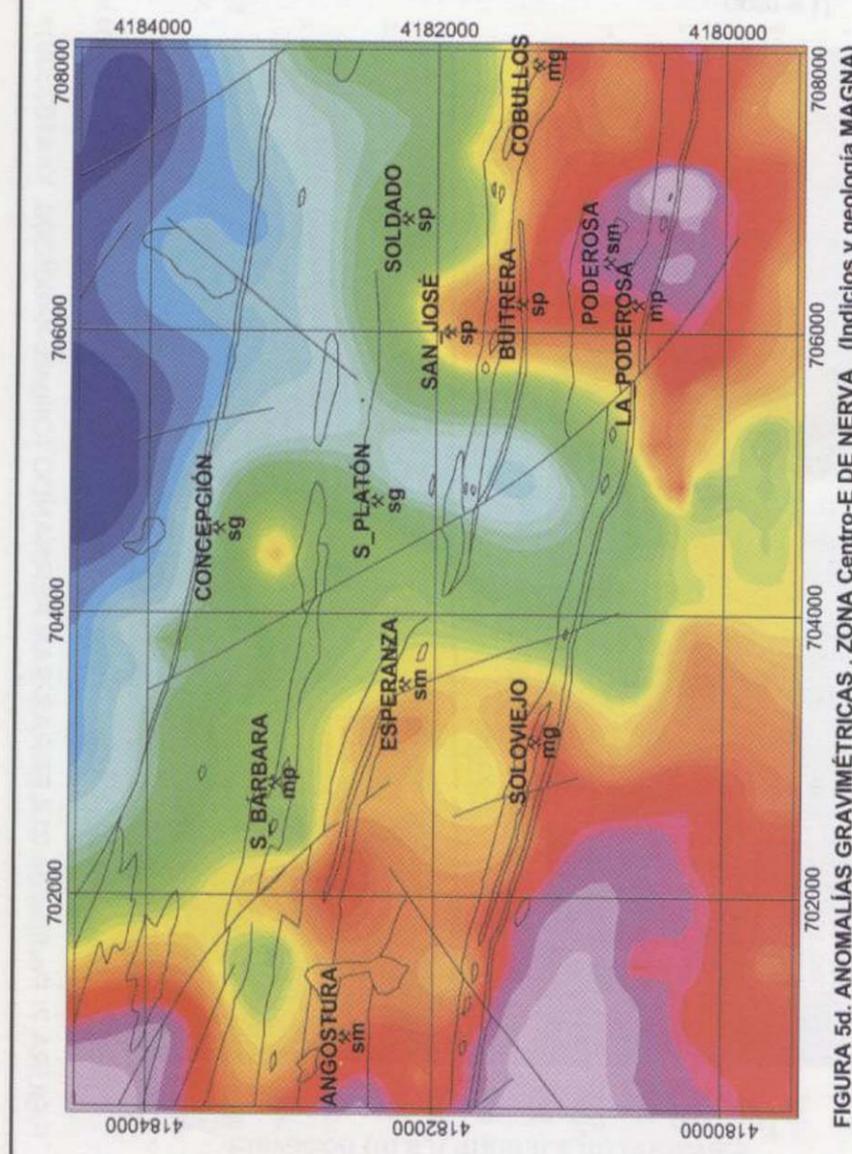


FIGURA 5b. ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS . NE DE VALVERDE (Indi. y MAGNA)

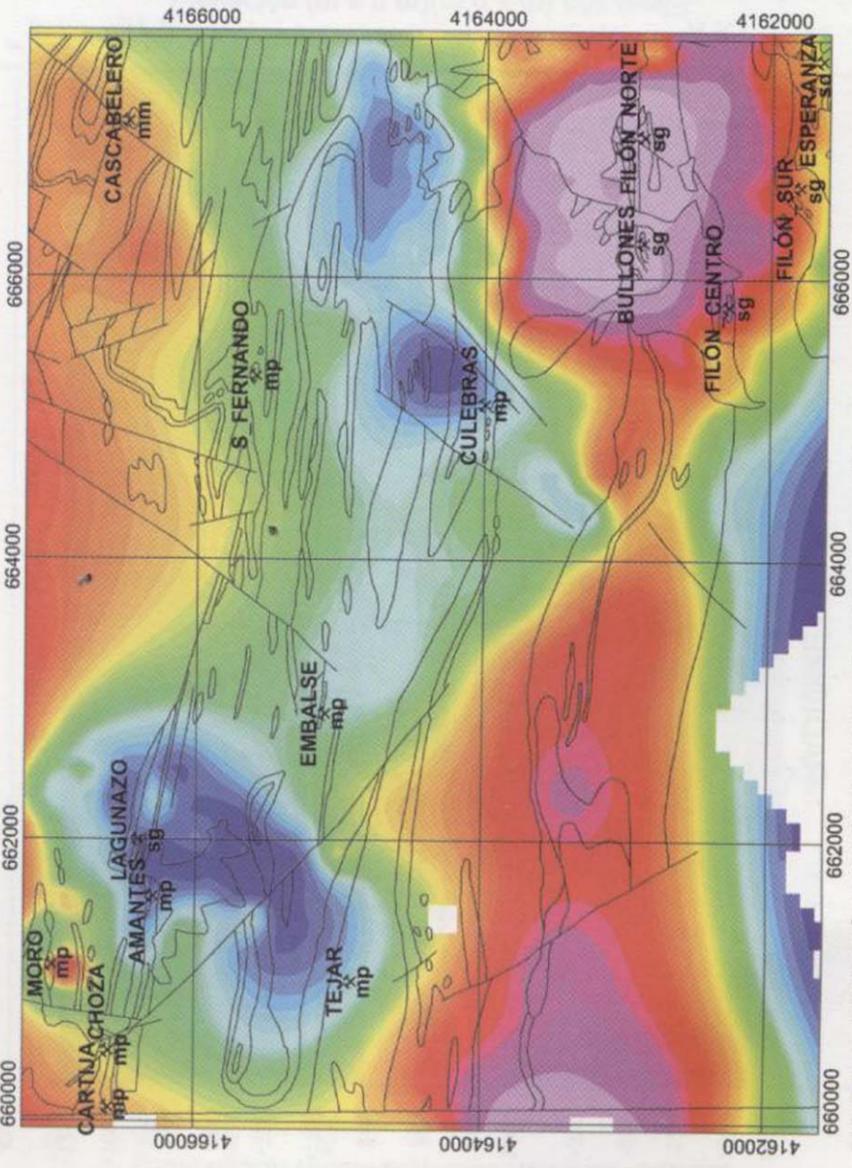


FIGURA 5c. ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS . ZONA Centro-O DE NERVA (Indicios y geología MAGNA)

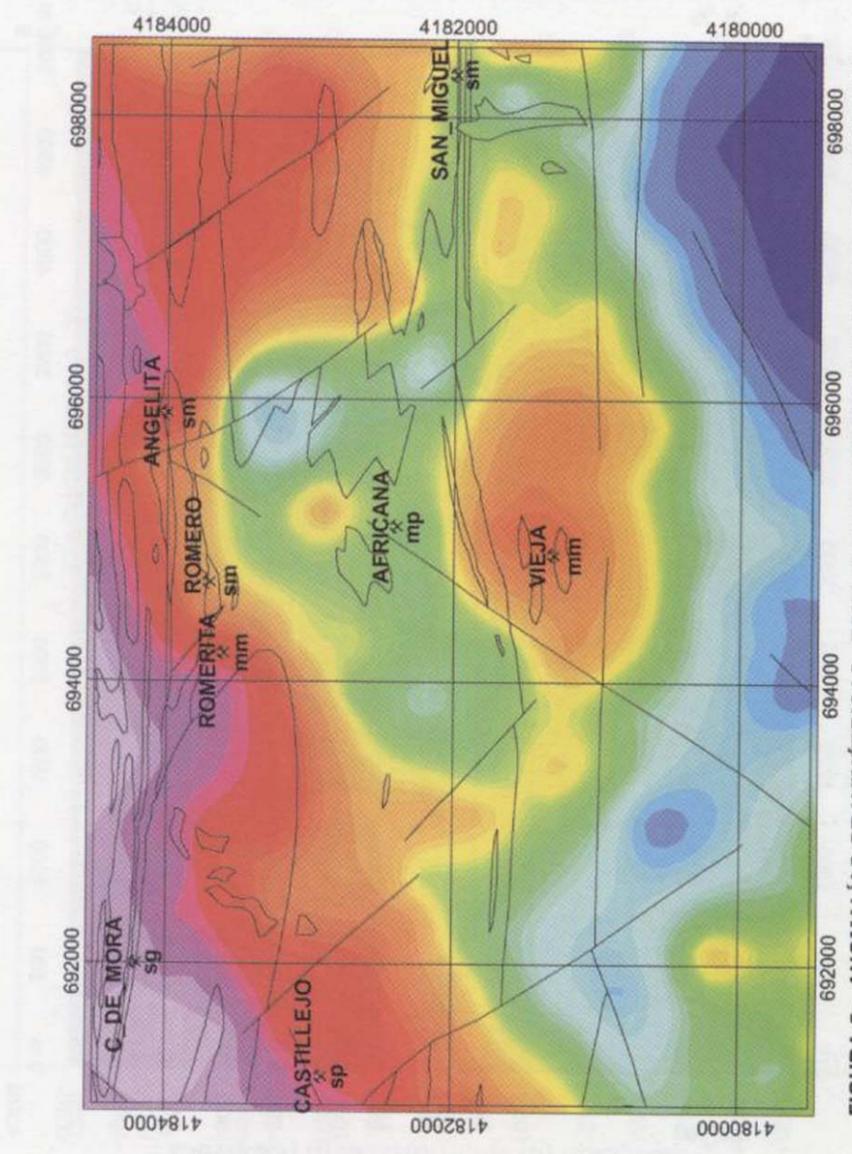


FIGURA 5d. ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS . ZONA Centro-E DE NERVA (Indicios y geología MAGNA)

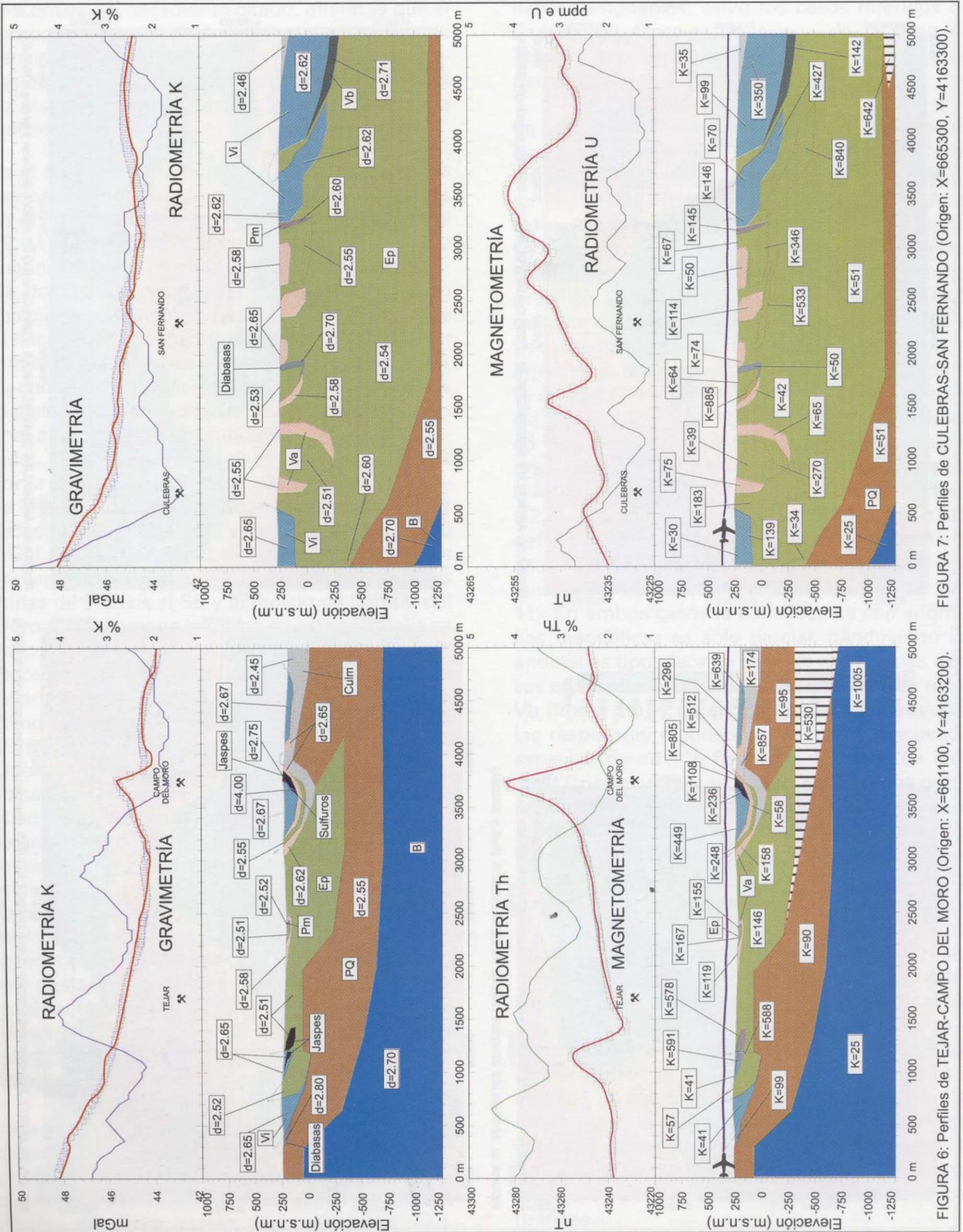


FIGURA 7: Perfiles de CULEBRAS-SAN FERNANDO (Origen: X=665300, Y=4163300).

FIGURA 6: Perfiles de TEJAR-CAMPO DEL MORO (Origen: X=661100, Y=4163200).

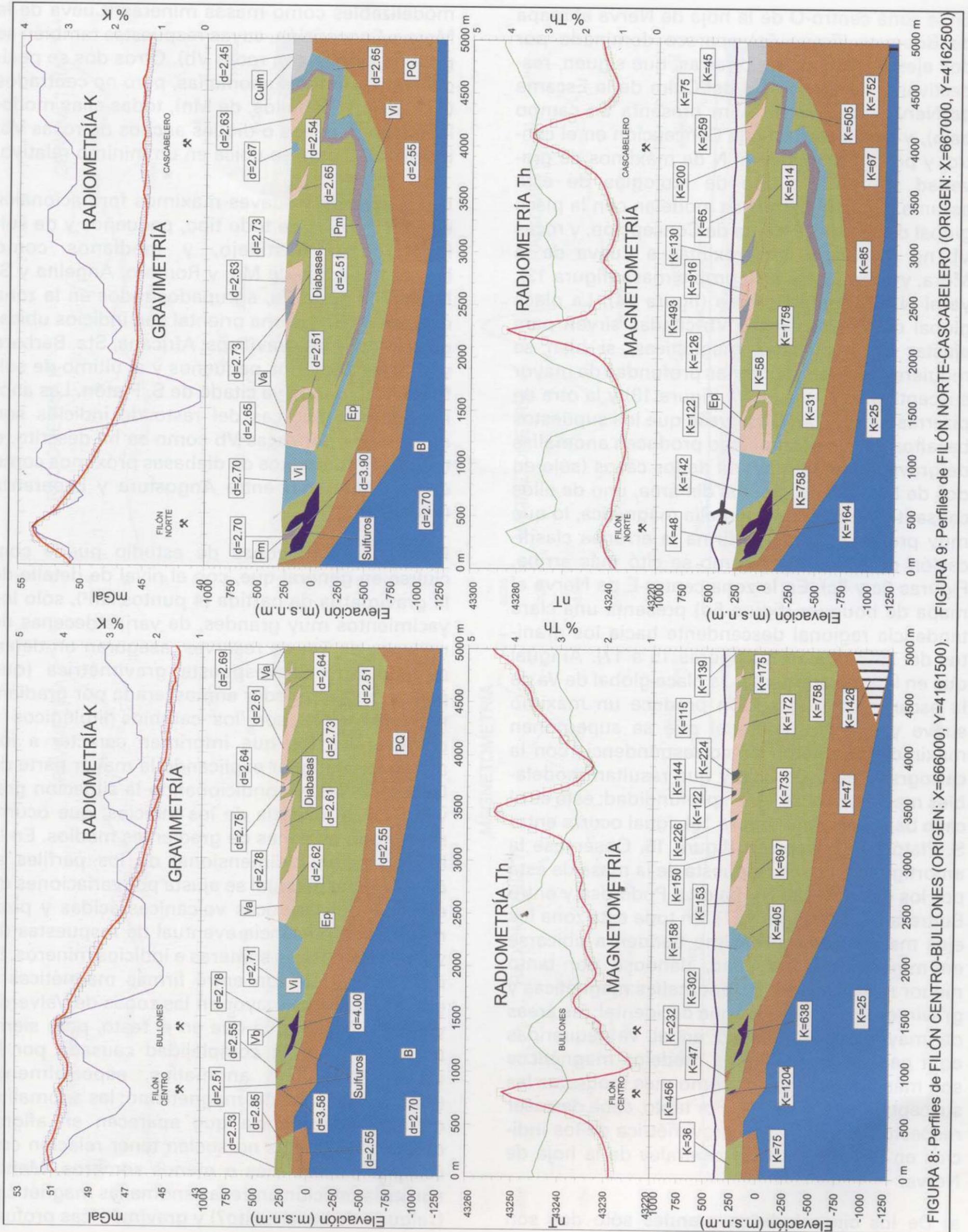


FIGURA 8: Perfiles de FILÓN CENTRO-BULLONES (ORIGEN: X=666000, Y=4161500). FIGURA 9: Perfiles de FILÓN NORTE-CASCABELERO (ORIGEN: X=667000, Y=4162500)

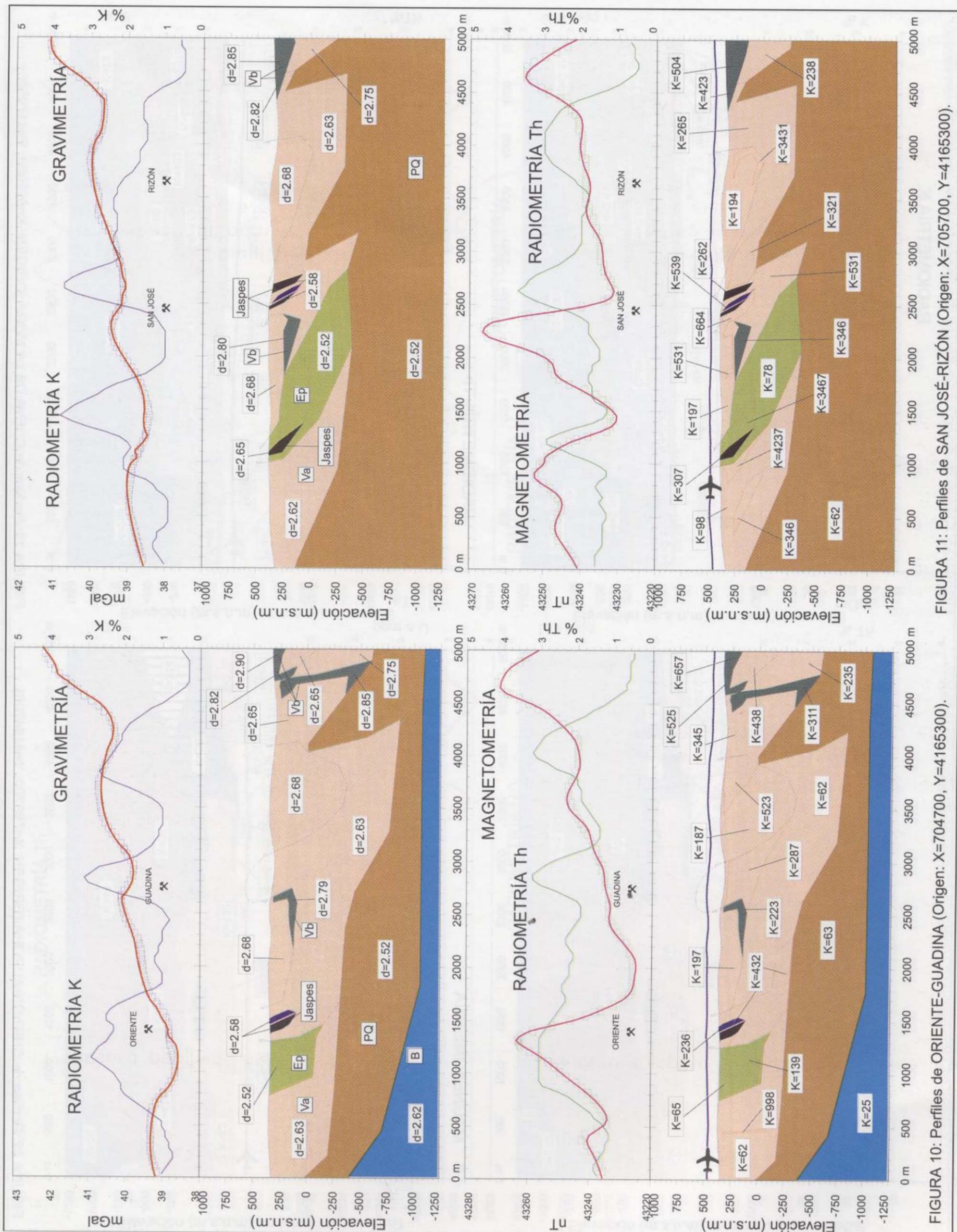


FIGURA 11: Perfiles de SAN JOSÉ-RIZÓN (Origen: X=705700, Y=4165300).

FIGURA 10: Perfiles de ORIENTE-GUADINA (Origen: X=704700, Y=4165300).

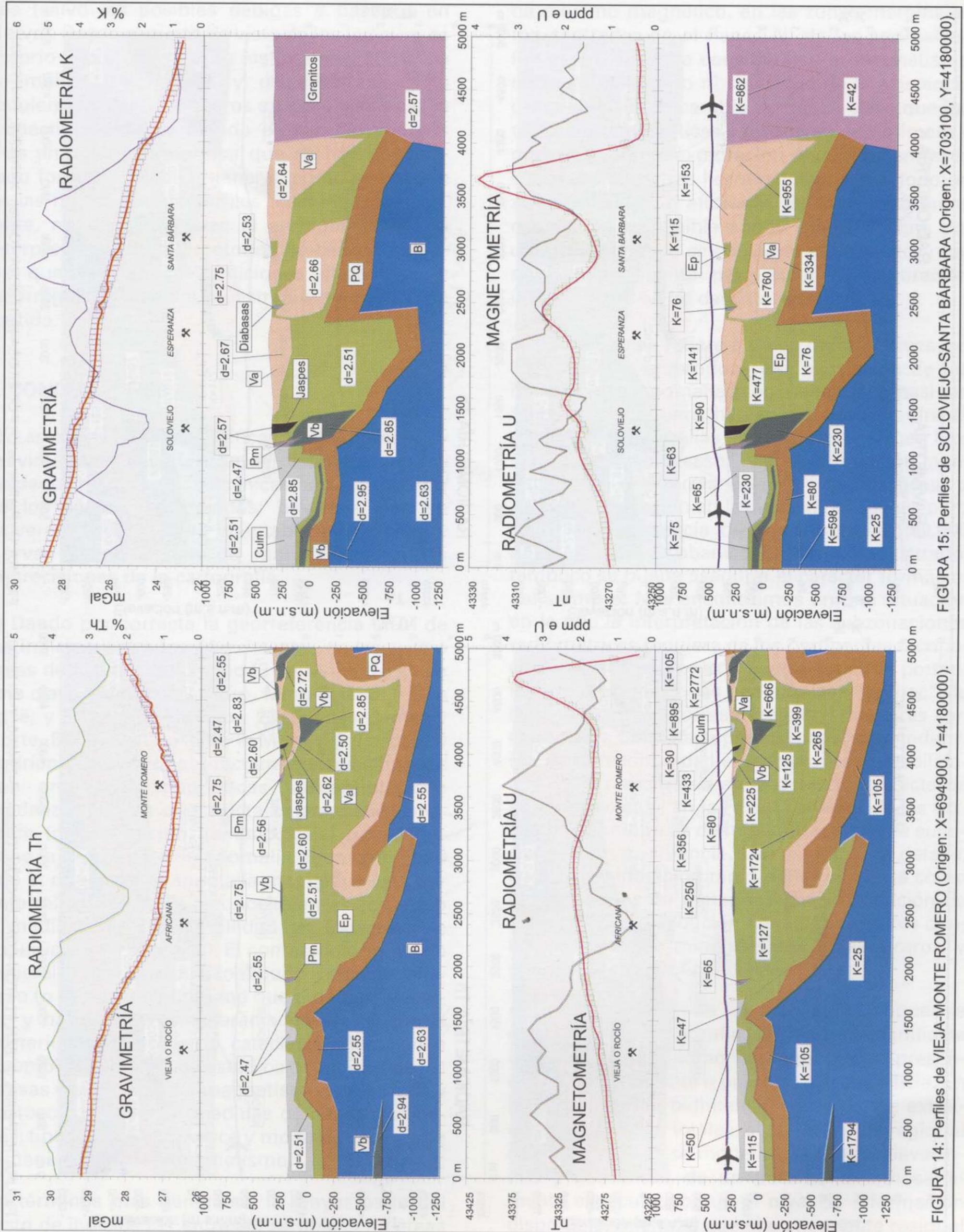


FIGURA 14: Perfiles de VIEJA-MONTE ROMERO (Origen: X=694900, Y=4180000). FIGURA 15: Perfiles de SOLOVIEJO-SANTA BÁRBARA (Origen: X=703100, Y=4180000).

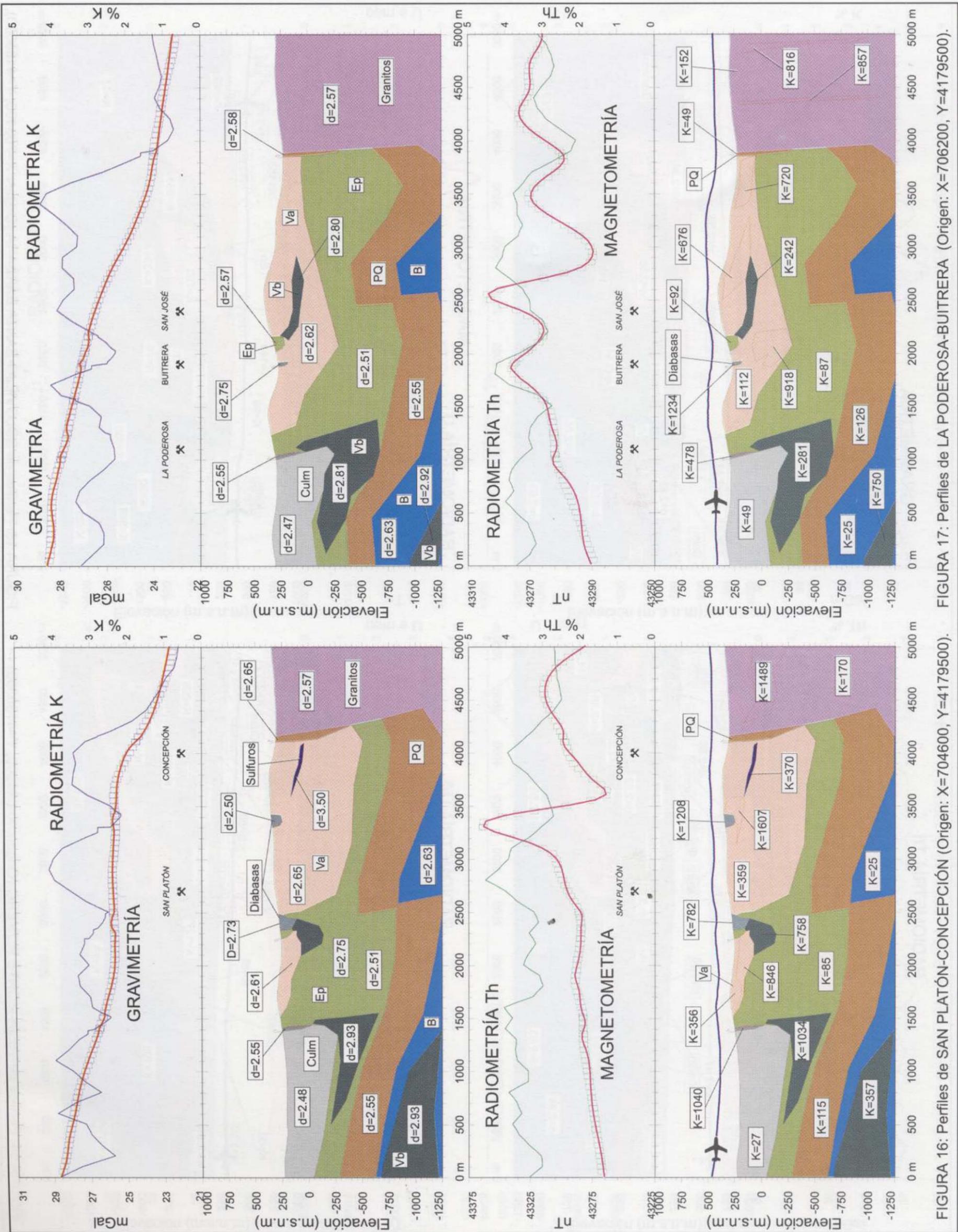


FIGURA 16: Perfiles de SAN PLATÓN-CONCEPCIÓN (Origen: X=704600, Y=4179500). FIGURA 17: Perfiles de LA PODEROSA-BUITRERA (Origen: X=706200, Y=4179500).

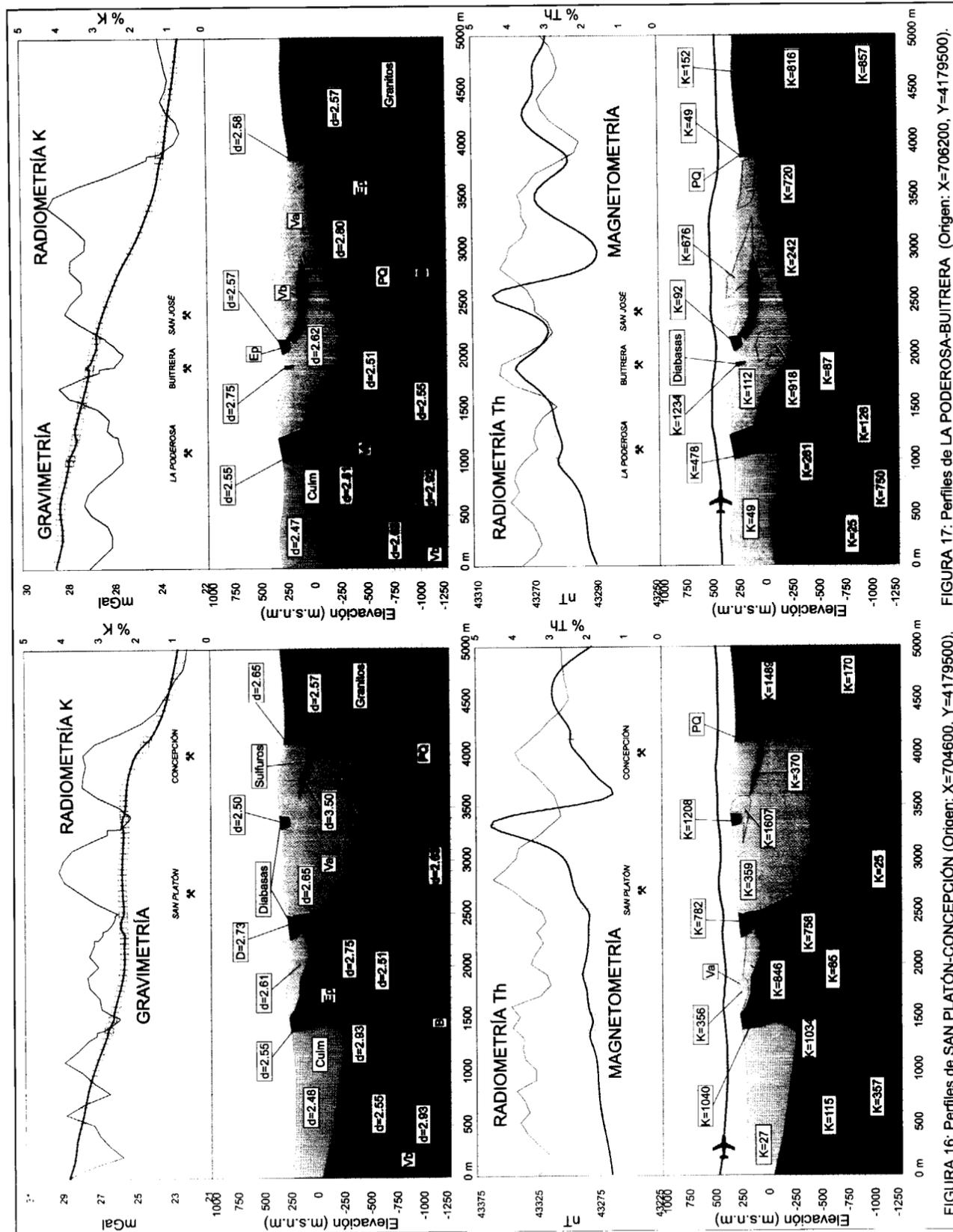


FIGURA 16: Perfiles de SAN PLATÓN-CONCEPCIÓN (Origen: X=704600, Y=4179500).

das (salvo las posibles debidas a basaltos en Nerva). Desde el punto de vista de los indicios, es notorio que en su entorno los modelos 2D de las anomalías magnéticas y gravimétricas sólo requiere de objetos mineros en ocho y seis casos respectivamente, exigiendo en cambio cuerpos más amplios y profundos que se han considerado formacionales en general, como se aprecia en las figuras de los perfiles ajustados. No obstante, no debe olvidarse la ambigüedad de la interpretación de los métodos de campo potencial que hace posible soluciones alternativas, y las irregularidades del muestreo gravimétrico de partida.

6. CONCLUSIONES

1) Las zonaciones magnéticas, radiométricas, y gravimétricas, caracterizan en distinto grado las unidades de pizarras, volcánicas básicas y ácidas de los sectores estudiados: bastante bien en Valverde, y de manera aceptable en Calañas y Nerva, donde ponen de manifiesto algunas imprecisiones de la cartografía.

2) Dando por correcta la georreferencia UTM de los indicios, entre los 44 existentes en las cuatro áreas de estudio, sólo ocho (3 de Mn entre 21 de esta clase, Campo del Moro, Mina Oriente y San José; y 5 de pirita-Cu entre 23, Filones Centro y Norte, Bullones, Cueva de la Mora y Concepción) podrían considerarse directamente relacionados con anomalías magnéticas susceptibles de modelización, sin que exista característica aparente (mineralización, tamaño, caja) que determine la producción de anomalía. Bien entendido que el origen de la anomalía magnética está por determinar (a falta de reconocimientos de campo y medidas de susceptibilidad en muestras de superficie y de sondeos). El contenido original en minerales ferromagnéticos pudo haberse alterado (o no) por el fenómeno que dio lugar al indicio y habría que considerar además la historia posterior (metamorfismo, cataclasis, alteración) a su emplazamiento. Los estudios detallados de las causas y evolución del magnetismo son arduos y costosos, incluyendo medidas de susceptibilidades, tipo de fase magnética y modo de yacer, y de remanencia y paleomagnetismo.

En términos más generales, la mayor parte del resto de indicios (31 entre 36) se ubican en áreas

de máximo magnético, en las zonas marginales (no centradas en el flanco N) de las anomalías. Por tanto, no debe considerarse al magnetismo un rasgo necesario ni suficiente de la existencia de un indicio; en cambio, sí queda claro que las anomalías magnéticas constituyen una primera y muy útil guía de exploración a verificar en fases sucesivas con otras herramientas, sobre todo en zonas de CVS no aflorante. En las cuatro áreas estudiadas es posible añadir que la textura del campo magnético se convierte en un factor muy a tener en cuenta para guiar la exploración minera como se ha descrito más arriba.

3) Por lo que se refiere a datos radiométricos, en 28 ocasiones se produce una asociación de los indicios con anomalías, en general demasiado amplias como para hablar de relación directa alguna. Las anomalías pueden ser de origen litológico en muchos casos, v.g., en formación manganesífera o pizarras del PQ y epiclásticas, o zonas de alteración en las volcanitas ácidas, pero dada la insuficiencia de la cartografía 1:50.000 para explicar el abanico de firmas registrado, tampoco se puede asegurar el carácter formacional siempre. Nos encontramos en una situación en la que la interpretación de las subzonaciones radiométricas requiere de los pertinentes reconocimientos de campo con espectrómetros portátiles, y determinaciones geoquímicas "ad hoc" de K, U y Th en las correspondientes muestras con ejemplares tanto de superficie como de sondeos. No sería recomendable descartar las posibilidades de la radiometría en la detección directa de mineralizaciones en la Faja. El análisis de las texturas radiométricas de mineralizaciones de sulfuros está en su infancia. Los estudios de detalle, con la consideración tanto de la roca base como de los efectos de meteorización y formación de suelos, de la distribución de radioelementos dentro de depósitos minerales son todavía raros, y muchas veces confidenciales.

4) De la inspección de los mapas de Bouguer se deduce que la cartografía gravimétrica manifiesta inmediatamente, como la magnética, la presencia del CVS aflorante o próximo a la superficie. En la interpretación bidimensional de cortes extraídos de las mallas totales, el componente regional de las anomalías se modeliza en base a elevaciones y descensos de un basamento necesariamente especulativo con el nivel de información disponible, mientras que el componente residual

se ajusta casi siempre por variaciones de densidad y susceptibilidad en las rocas volcánicas ácidas y pizarras, con la presencia eventual de respuestas de volcánicas básicas someras e indicios mineros. El nivel de correlación entre firmas magnéticas y gravimétricas es mayor en las zonas de Valverde y centro-O de Nerva que en el resto, pero siempre parcial por complejidad causada por la típica superposición de las anomalías, especialmente frecuente en las magnéticas.

5) Por lo que respecta a la situación gravimétrica de los indicios, puede concluirse para las cuatro zonas de estudio que sólo en el caso de los yacimientos muy grandes, de varias decenas de millones de Tm de reservas, se puede asegurar una respuesta gravimétrica de máximo; en general son los cambios litológicos y estructurales (grandes ejes volcánicos, granitos) los que imprimen carácter a los mapas de Bouguer y los que condicionan la situación gravimétrica de la mayoría de los indicios, que ocurre sobre todo en zonas de gradientes débiles a medios. Sólo el pequeño indicio de Campo del Moro y las grandes minas de la zona de Tharsis en el área NO de la hoja de Calañas, y Cueva de la Mora y Concepción en la banda central de la hoja de Nerva, producen anomalías de gravedad que son modelizables en perfil (6 casos en total). No obstante, no debe olvidarse la ambigüedad de la interpretación de los métodos de campo potencial que hace posible soluciones alternativas, y las irregularidades del muestreo gravimétrico de partida.

En conclusión, la combinación de anomalías gravimétricas, magnéticas y radiométricas proporciona guías de exploración muy útiles en la prospección minera y caracteriza bien su entorno de pizarras y volcanitas, delimitando rasgos estructurales y sirviendo para resolver casos de ambigüedades litológicas. La interpretación de las subzonaciones geofísicas requiere la realización de trabajos de detalle sobre terreno, lo que permitiría realizar diferenciaciones litológicas más finas y correlaciones en pizarras o rocas volcánicas ácidas de distintas unidades estructurales. Dado que el CVS, que alberga los depósitos, es una unidad anómala frente a los sedimentos de PQ y Culm, casi todos los indicios se ubican en general en zonas anómalas gravimétricas, mag-

néticas, y/o radiométricas, más o menos amplias o de detalle. Se necesitan determinaciones de densidad, susceptibilidad magnética, y de contenidos de K, U, Th en las zonas concretas de anomalía para comprender el alcance de las complejas relaciones entre éstas y las mineralizaciones.

7. REFERENCIAS

DICKSON, B.L., and SCOTT, K.M. (1997), Interpretation of aerial gamma-ray surveys: adding the geochemical factor. *AGSO Journal* 17: 187-199.

GARCÍA LOBÓN, J.L. (1999). Interpretación del vuelo magnético y radiométrico de la Faja Piritica en las hojas a E 1:25.000 nº 959-I Villanueva de las Cruces y 960-II Berrocal. *Boletín Geológico y Minero* 110: 255-272.

ITGE. (1993). Mapa metalogenético de España E 1:200.000. Hoja nº 75 Sevilla.

LEISTEL, J. M., MARCOUX, E., PASCUAL, E., QUESADA, C., SÁNCHEZ, A. y THIÉBLEMONT, D. (1998). The massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt. *Mineralium deposita*, 33: 2-30.

SPECTOR, A., and LAWLER, T.L. (1995), Application of aeromagnetic data to mineral potential evaluation in Minnesota. *Geophysics* 60: 1704-1714.

SEARA, J.L. (1986), Geophysical exploration for the strata-bound volcanogenic sulphide deposits of the Spanish Pyrite Belt. Exxon unpublished report.

Informes Fondo documental ITGE.

"Gravimetría estructural en la faja de minerales piriticos del SW de España. (1992)." Informe 40415.

"Proyecto Integrado de Estudio Geológico y Metalogenético de la Faja Piritica. Fase I". Informes de Geofísica 40445 (1995) Proceso de datos e interpretación regional, y 40454 (1996) Petrofísica).

"Exploración aeromagnética y radiométrica de la Faja Piritica y zonas limítrofes. (1997)". Informe 40464.

"Análisis de detalle del vuelo magnético y radiométrico de la Faja Piritica en la hoja 1:25.000 960-II Berrocal". Informe 40469 (1998).

"Análisis de detalle del vuelo magnético y radiométrico de la Faja Piritica en la hoja 1:25.000 959-I Villanueva de las Cruces". Informe 40474 (1998).

"Análisis de detalle del vuelo magnético y radiométrico de la Faja Piritica en el sector central de la hoja 1:50.000 938 Nerva". Informe 40475 (1999).

Original recibido: Octubre de 1999.
Original aceptado: Noviembre de 1999.

UN MÉTODO DE VOLÚMENES FINITOS PARA LA SIMULACIÓN DEL TRANSPORTE DE CONTAMINANTES EN LA GEOSFERA.

Por A. LÓPEZ (*), C. CONDE (*), J. M. PÉREZ (**), y A. HIDALGO (*)

R E S U M E N

En el presente artículo se presenta un método implícito de volúmenes finitos basado en el esquema QUICK. En este tipo de métodos se utiliza interpolación de tipo *upwind* y son por ello adecuados para simular procesos que, como el de transporte de contaminantes, son fundamentalmente convectivos. Tras una introducción inicial donde se exponen los principales factores que intervienen en el transporte de solutos, se desarrolla el método propuesto y se aplica a dos ejemplos con el ánimo de dar una idea de su comportamiento.

Palabras clave: Modelización, Simulación, Volúmenes Finitos, Hidrogeología, Medio Ambiente.

A B S T R A C T

The aim of this paper is to show an implicit finite volume method based upon the QUICK scheme. In this kind of methods, an upwind interpolation is used and, owing to that, they are suitable to simulate processes which, as the contaminant transport, are mainly convective ones. After an initial introduction where the main factors involved in the solute transport are displayed, the proposed method is developed and applied to two examples in order to give an idea of its behaviour.

Key words: Modelling, Simulation, Finite Volumes, Hydrogeology, Environment.

1. INTRODUCCIÓN

El movimiento de un fluido, agua en este caso, a través de un medio poroso (acuífero) y saturado, admitiendo las dos hipótesis:

- La densidad del fluido es independiente de las coordenadas espaciales.
- Las partículas del medio permanecen inmóviles.

puede expresarse mediante la ecuación en derivadas parciales:

$$S \frac{\partial h}{\partial t} - \nabla(T \nabla h) = Q \quad (1)$$

denominada ecuación de flujo [1]. En ella S representa el coeficiente de almacenamiento del acuífero, T la transmisividad del medio, h la altura piezométrica y Q el caudal de fluido extraído o inyectado en el sistema en cada punto del mismo.

Si se supone ahora que el fluido lleva en su seno un soluto (contaminante), su transporte está condicionado por varios fenómenos físicos y químicos [1],[7]:

Convección. Habitualmente es, con mucho, el factor más significativo. Se produce al ser arrastradas las partículas de soluto por las del fluido en movimiento y, por tanto, está condicionada por la velocidad de convección (velocidad de Darcy) del fluido. Si u es la concentración de contaminante en un punto del acuífero y v es la velo-

(*) Departamento de Matemática Aplicada y Métodos Informáticos. E.T.S. de Ingenieros de Minas de la Universidad Politécnica de Madrid. Ríos Rosas, 21. 28003 MADRID. E-mail: alopez@dmami.upm.es.

(**) Unidad Didáctica de Matemáticas. E.T.S. de Ingenieros de Montes de la Universidad Politécnica de Madrid. Ciudad Universitaria s/n. 28040 MADRID.

cidad de Darcy en ese mismo punto, el flujo convectivo (F_c) a través de la frontera $d\Sigma$ de un volumen elemental $d\Omega$ que lo contiene vale:

$$F_c = \bar{r} u d\Sigma \quad (2)$$

Difusión. Dentro de este fenómeno se engloban dos hechos que, aunque de distinta naturaleza, tienen resultados, al menos cualitativamente, similares. El primero de ellos es la *difusión molecular*, causada por el movimiento browniano de las partículas de fluido, y el segundo es la *dispersión cinemática*, debida a la heterogeneidad en el movimiento de las partículas (no todas se mueven a la misma velocidad ni en la misma dirección). Ambos fenómenos siguen la ley de Fick que establece un valor para el flujo difusivo mediante:

$$F_D = -\bar{k} \nabla u \quad (3)$$

en donde \bar{k} es un tensor denominado tensor de *difusividad*.

Por otra parte, si se considera un volumen Ω de acuífero limitado por una superficie Σ , si ω es la porosidad del medio, la variación de la masa total de soluto contenida en Ω por unidad de tiempo será:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{\Omega} \omega u d\Omega = \int_{\Omega} \omega \frac{\partial u}{\partial t} d\Omega \quad (4)$$

Dado que se ha de cumplir la ley de conservación de masa, la variación total de la masa de contaminante contenida en Ω ha de ser igual al flujo total (convectivo + difusivo) a través de la superficie Σ [2][7] esto es, teniendo en cuenta las ecuaciones (2), (3) y (4):

$$\int_{\Omega} \omega \frac{\partial u}{\partial t} d\Omega = \int_{\Sigma} (F_c + F_D) \bar{n} d\Sigma = \int_{\Sigma} (\bar{r} \nabla u - \bar{v} u) \bar{n} d\Sigma \quad (5)$$

siendo \bar{n} la normal exterior a Σ . Aplicando en (5) el teorema de Ostrogradsky y refiriendo esta ecuación a un volumen elemental $d\Omega$ se obtiene:

$$\omega \frac{\partial u}{\partial t} = \nabla \cdot (\bar{k} \nabla u - \bar{r} u) \quad (6)$$

Ahora bien, la velocidad \bar{v} es una velocidad microscópica, si se divide por la porosidad se obtiene una velocidad ficticia media, mucho más útil en la práctica. De la misma forma se utilizará la difusividad media. Dividiendo (6) por ω :

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \nabla \cdot (\bar{k} \nabla u - \bar{r} u) \quad (7)$$

donde ahora tanto la velocidad como la difusividad se refieren a valores medios.

El tensor de difusividad puede expresarse según las direcciones principales de anisotropía [7] como:

$$\bar{k} = \begin{pmatrix} k_L & 0 & 0 \\ 0 & k_T & 0 \\ 0 & 0 & k_T \end{pmatrix} \quad (8)$$

En la práctica pueden admitirse las siguientes expresiones para las componentes de este tensor:

$$k_L = d + \alpha_L |v| \\ k_T = d + \alpha_T |v| \quad (9)$$

siendo d el coeficiente de *difusión molecular* y α_L y α_T las *dispersividades* (debidas a la dispersión cinemática). En los problemas reales, salvo que la velocidad de convección sea muy pequeña, el coeficiente d es despreciable frente a $\alpha |v|$.

Adsorción, reacciones químicas y término fuente. Para completar el modelo expresado en la ecuación (7) se han de tener en cuenta estos tres fenómenos [1]. La adsorción de partículas por el medio hace que el número de ellas en movimiento sea menor, lo que se puede modelizar multiplicando u por un factor a , llamado *factor de retardo*, en la ecuación (4). Las reacciones químicas pueden suponerse proporcionales a la concentración de contaminante, por lo que, para tenerlas en consideración habrá que añadir un término de la forma qu a la ecuación (7). Por

último, si en el volumen $d\Omega$ hay una fuente de contaminante, ésta puede representarse por una función f denominada *término fuente*. Teniendo en cuenta todos los factores citados, la ecuación de transporte toma finalmente la forma:

$$\frac{\partial (au)}{\partial t} = \nabla \cdot (\bar{k} \nabla u - \bar{r} u) - qu - f \quad (10)$$

Dado que, como se ha visto, el fenómeno corresponde a un problema predominantemente convectivo (en la mayoría de los casos, fuertemente convectivo), la integración numérica de la ecuación de transporte (10) en un dominio espacial Ω y en un intervalo temporal $[t_0, t_0 + T]$ exige la elección de un método que se comporte bien en estas circunstancias. Matemáticamente, este hecho se expresa diciendo que la ecuación de transporte es de tipo hiperbólico y se traduce, en la práctica, en que métodos numéricos usuales tales como el de elementos finitos o el de diferencias finitas se vuelven inestables o, simplemente, dan resultados muy alejados de la realidad.

El método que se presenta en este artículo es un método de volúmenes finitos basado en los algoritmos QUICK de Leonard [3]. En esencia, el método consiste en discretizar el dominio de integración Ω en una serie de subdominios Ω_i (volúmenes finitos) e integrar numéricamente la ecuación sobre cada uno de ellos. La estimación de los valores de u en la superficie externa de estos volúmenes se realiza mediante una interpolación de tipo *upwind* con los valores de u en los volúmenes adyacentes. Es precisamente este tipo de interpolación lo que hace al método muy adecuado a problemas del tipo del que se plantea.

2. DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO

Sea el dominio de integración $\Omega \times [t_0, t_0 + T]$ dividido en una serie de subdominios (volúmenes finitos) $\Omega_{i,j} \times [t_n, t_{n+1}]$ ($i=1,2,\dots,I$; $j=1,2,\dots,J$; $n=1,2,\dots,N$) rectangulares de lados Δx e Δy (en principio se supondrán todos iguales aunque se podría razonar de forma similar para volúmenes de tamaños distintos). Prescindiendo de los efectos de las posibles reacciones químicas con los materiales del medio, integrando la ecuación (1) sobre cada

volumen finito y aplicando el teorema de Ostrogradsky:

$$\int_{\Omega_{i,j}} (a_{i,j}^{n+1} u^{n+1} - a_{i,j}^n u^n) d\Omega - \int_{\Gamma_{i,j}} (k \nabla u - \bar{r} u) \bar{n}_{i,j} dt d\gamma = f_{i,j}^{n+1} \quad (11)$$

habiendo llamado $\Gamma_{i,j}$ al contorno de $\Omega_{i,j}$, $\bar{n}_{i,j}$ al vector normal exterior a él y $f_{i,j}^{n+1}$ a la integral sobre $\Omega_{i,j} \times [t_n, t_{n+1}]$ de la función f . Si se denominan mediante l, r, b, t las caras de $\Omega_{i,j}$ (ver figura 1), se puede aproximar la expresión (11) utilizando la fórmula del punto medio para integrar numéricamente la primera de las integrales que aparecen en ella:

$$(a_{i,j}^{n+1} u^{n+1} - a_{i,j}^n u^n) \Delta x \Delta y - \int_n^{n+1} \int_r \left[k_r \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_r - v_{x,r} u_r \right] dy dt + \int_n^{n+1} \int_r \left[k_l \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_l - v_{x,l} u_l \right] dy dt - \int_n^{n+1} \int_t \left[k_t \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_t - v_{x,t} u_t \right] dx dt + \int_n^{n+1} \int_b \left[k_b \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_b - v_{x,b} u_b \right] dx dt = f_{i,j}^{n+1} \quad (12)$$

El problema es ahora estimar los valores de u , $\partial u / \partial x$ y $\partial u / \partial y$ en las caras del volumen de control. Para ello se procede a construir un polinomio interpolador de u utilizando como soporte de interpolación el nodo central del volumen de control y los nodos adyacentes (ver figura 1).

Sea el polinomio de segundo grado:

$$p(\xi, \eta) = a_0 \xi^2 + a_1 \eta^2 + a_2 \xi \eta + a_3 \xi + a_4 \eta + a_5 \quad (13)$$

Atendiendo a la cara izquierda (l) del volumen (i,j), se distinguen dos casos:

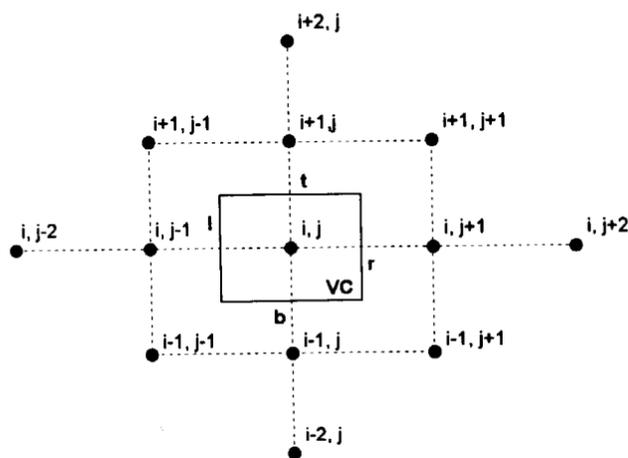


Figura 1. Volumen de control y nodos utilizados para la interpolación del valor de u en sus caras.

a) Caso $v_{x,l} \geq 0$

En este caso $\xi = x - x_{i,j}$, $\eta = y - y_{i,j}$. Se utilizará como soporte de interpolación los nodos $(i,j-2)$, $(i,j-1)$, (i,j) , $(i-1,j-1)$, $(i+1,j-1)$ y un sexto nodo que puede ser tanto el $(i,j-1)$ como el $(i,j+1)$. En la práctica, la elección de este sexto nodo no tiene importancia pues no interviene en los cálculos posteriores. Es fácil obtener el valor de los coeficientes de $p(\xi, \eta)$ sin más que obligar a que el valor del polinomio coincida con el de u en los puntos del soporte. Estos son:

$$\begin{aligned} a_0 &= \frac{u_{i,j} - 2u_{i,j-1} + u_{i,j-2}}{2\Delta x^2} \\ a_1 &= \frac{u_{i+1,j-1} - 2u_{i,j-1} + u_{i,j-2}}{2\Delta x^2} \\ a_2 &= \frac{(u_{i,j} - u_{i,j-1}) - (u_{i,j-1} - u_{i-1,j-1})}{\Delta x \Delta y} \\ a_3 &= \frac{u_{i,j} - u_{i,j-2}}{2\Delta x} \\ a_4 &= \frac{u_{i+1,j-1} - u_{i-1,j-1}}{2\Delta y} \\ a_5 &= u_{i,j-1} \end{aligned} \quad (14)$$

De esta manera resulta:

$$\int_l k_l \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_l dy \approx \int_{-\Delta y/2}^{\Delta y/2} k_l \frac{\partial p}{\partial \xi} \left(\frac{\Delta x}{2}, \eta \right) d\eta = k_l \frac{u_{i,j} - u_{i,j-1}}{\Delta x} \quad (15)$$

$$\begin{aligned} \int_l v_{x,l} dy &\approx \int_{-\Delta y/2}^{\Delta y/2} v_{x,l} p \left(\frac{\Delta x}{2}, \eta \right) d\eta = \\ &v_{x,l} \frac{\Delta y}{8} (3u_{i,j} + 6u_{i,j-1} - u_{i,j-2}) + \\ &v_{x,l} \frac{\Delta x}{24} (u_{i+1,j-1} - 2u_{i,j-1} + u_{i-1,j-1}) \end{aligned} \quad (16)$$

Nótese que la eliminación del segundo sumando de (16) es equivalente a la integración de $p(\xi, \eta)$ mediante una fórmula de punto medio y, en la práctica, esto se traduce sólo en una pequeña pérdida de exactitud.

b) Caso $v_{x,l} < 0$

En este caso $\xi = x - x_{i,j}$, $\eta = y - y_{i,j}$. Se utilizará como soporte de interpolación los nodos $(i,j-1)$, (i,j) , $(i,j+1)$, $(i-1,j)$, $(i+1,j)$ y un sexto nodo que puede ser tanto el $(i+1,j-1)$ como el $(i+1,j+1)$. El valor de los coeficientes de $p(\xi, \eta)$ es ahora:

$$\begin{aligned} a_0 &= \frac{u_{i,j+1} - 2u_{i,j} + u_{i,j-1}}{2\Delta x^2} \\ a_1 &= \frac{u_{i+1,j} - 2u_{i,j} + u_{i-1,j}}{2\Delta x^2} \\ a_2 &= \frac{(u_{i,j+1} - u_{i-1,j+1}) - (u_{i,j} - u_{i-1,j})}{\Delta x \Delta y} \\ a_3 &= \frac{u_{i,j+1} - u_{i,j-1}}{2\Delta x} \\ a_4 &= \frac{u_{i+1,j} - u_{i-1,j}}{2\Delta y} \\ a_5 &= u_{i,j} \end{aligned} \quad (17)$$

Y las aproximaciones de las integrales son:

$$\int_l k_l \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_l dy \approx \int_{-\Delta y/2}^{\Delta y/2} k_l \frac{\partial p}{\partial \xi} \left(\frac{\Delta x}{2}, \eta \right) d\eta = k_l \frac{u_{i,j+1} - u_{i,j}}{\Delta x} \quad (18)$$

$$\begin{aligned} \int_l v_{x,l} dy &\approx \int_{-\Delta y/2}^{\Delta y/2} v_{x,l} p \left(\frac{\Delta x}{2}, \eta \right) d\eta = \\ &v_{x,l} \frac{\Delta y}{8} (3u_{i,j+1} + 6u_{i,j} - u_{i,j-1}) + \\ &v_{x,l} \frac{\Delta x}{24} (u_{i+1,j} - 2u_{i,j} + u_{i-1,j}) \end{aligned} \quad (19)$$

En ambos casos se puede escribir:

$$FLUJO_l = \int_l k_l \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)_l dy - \int_l v_{x,l} dy \quad (20)$$

Actuando de forma similar sobre las demás caras del volumen de control, la ecuación (12) se transforma en:

$$\begin{aligned} f_{i,j}^{n+1} &= (a_{i,j}^{n+1} u^{n+1} - a_{i,j}^n u^n) \Delta x \Delta y - \\ &\int_n^{n+1} (FLUJO_r - FLUJO_l) dt - \\ &\int_n^{n+1} (FLUJO_t - FLUJO_b) dt \end{aligned} \quad (21)$$

Para realizar la integración sobre el intervalo temporal se emplea un θ -esquema clásico [5][6], lo cual da como resultado un algoritmo implícito (salvo para el valor $\theta=0$):

$$\begin{aligned} u^{n+1} - \theta (FLUJO_r^{n+1} - FLUJO_l^{n+1}) \frac{\Delta t}{\Delta x \Delta y} - \\ \theta (FLUJO_t^{n+1} - FLUJO_b^{n+1}) \frac{\Delta t}{\Delta x \Delta y} = \\ f_{i,j}^{n+1} + u_{i,j}^n + (1-\theta) (FLUJO_r^n - FLUJO_l^n) \frac{\Delta t}{\Delta x \Delta y} - \\ (1-\theta) (FLUJO_t^n - FLUJO_b^n) \frac{\Delta t}{\Delta x \Delta y} \end{aligned} \quad (22)$$

En definitiva, una vez aproximados los valores de $FLUJO$ en las distintas caras del volumen de control, se obtiene un esquema de la forma:

$$\begin{aligned} &\theta (\alpha_1^{n+1} u_{i-2,j}^{n+1} + \alpha_2^{n+1} u_{i-1,j-1}^{n+1} + \alpha_3^{n+1} u_{i-1,j}^{n+1} + \\ &\alpha_4^{n+1} u_{i-1,j+1}^{n+1} + \alpha_5^{n+1} u_{i,j-2}^{n+1} + \alpha_6^{n+1} u_{i,j-1}^{n+1}) + \\ &(\theta \alpha_7^{n+1} + \alpha_j^{n+1}) u_{i-2,j}^{n+1} + \\ &\theta (\alpha_8^{n+1} u_{i,j+1}^{n+1} + \alpha_9^{n+1} u_{i,j+2}^{n+1} + \alpha_{10}^{n+1} u_{i+1,j-1}^{n+1} + \\ &\alpha_{11}^{n+1} u_{i+1,j}^{n+1} + \alpha_{12}^{n+1} u_{i+1,j+1}^{n+1} + \alpha_{13}^{n+1} u_{i+2,j}^{n+1}) = \\ &\frac{\Delta t}{\Delta x \Delta y} f_{i,j}^{n+1} - \\ &(1-\theta) (\alpha_1^n u_{i-2,j}^n + \alpha_2^n u_{i-1,j-1}^n + \alpha_3^n u_{i-1,j}^n + \\ &\alpha_4^n u_{i-1,j+1}^n + \alpha_5^n u_{i,j-2}^n + \alpha_6^n u_{i,j-1}^n) - \\ &[(1-\theta) \alpha_7^n + a_j^n] u_{i-2,j}^n - \\ &\theta (\alpha_8^n u_{i,j+1}^n + \alpha_9^n u_{i,j+2}^n + \alpha_{10}^n u_{i+1,j-1}^n + \\ &\alpha_{11}^n u_{i+1,j}^n + \alpha_{12}^n u_{i+1,j+1}^n + \alpha_{13}^n u_{i+2,j}^n) \end{aligned} \quad (23)$$

La aplicación del esquema de cálculo descrito mediante la ecuación (23) a cada uno de los volúmenes finitos da como resultado un sistema de ecuaciones del tipo:

$$A u^{n+1} = b \quad (24)$$

en el cual la matriz A tiene todos sus términos nulos salvo los correspondientes a las trece diagonales definidas por:

$$\begin{aligned} i - j &= \pm 2N \\ i - j &= \pm (N + 5) \\ i - j &= \pm (N + 4) \\ i - j &= \pm (N + 3) \\ i - j &= \pm 2 \\ i - j &= \pm 1 \\ i &= j \end{aligned} \quad (25)$$

Este esquema está naturalmente muy condicionado por los valores del parámetro θ . Para $\theta \geq 0.5$

se obtiene un método incondicionalmente estable de orden 2 en espacio y orden 1 en tiempo, salvo para $\theta=0.5$ que es de orden 2 tanto en espacio como en tiempo [6].

3. EJEMPLOS

El método anteriormente expuesto se va a aplicar a dos ejemplos con objeto de ilustrar su comportamiento. En ambos casos los valores que se dan son adimensionales y no son representativos de una realidad física concreta. Son experimentos numéricos destinados a estudiar la aplicabilidad y la bondad del método.

EJEMPLO 1

En él se ha supuesto un campo de velocidades uniforme, de valor $v=\vec{i}$ en un medio anisótropo de difusividad $k=0.03$ y ausencia de término fuente. El dominio de integración es el definido por:

$$0 \leq x \leq 50 \quad 0 \leq y \leq 50 \quad 0 \leq t \leq 50$$

y las condiciones de contorno e iniciales:

$$\begin{aligned} u(0, y, t) &= 0 & y \in [0, 21] & t \in [0, 40] \\ u(0, y, t) &= 1 & y \in [21, 29] & t \in [0, 40] \\ u(0, y, t) &= 0 & y \in [29, 50] & t \in [0, 40] \\ u(50, y, t) &= 0 & y \in [0, 50] & t \in [0, 40] \\ u(x, 0, t) &= 0 & x \in [0, 50] & t \in [0, 40] \\ u(x, 50, t) &= 0 & x \in [0, 50] & t \in [0, 40] \\ u(x, y, 0) &= 0 & y \in [0, 50] & t \in [0, 50] \end{aligned}$$

En cuanto a los datos del mallado, estos son:

$$\Delta x = 1 \quad \Delta y = 1 \quad \Delta t = 0,5$$

habiéndose empleado un parámetro θ de valor $\theta=0.5$. Los resultados en los instantes de tiempo $t = 10, t=20, t=40$ se reflejan en las figuras 2, 3 y 4.

En ellas puede verse la progresión del contaminante a lo largo del tiempo. La solución es

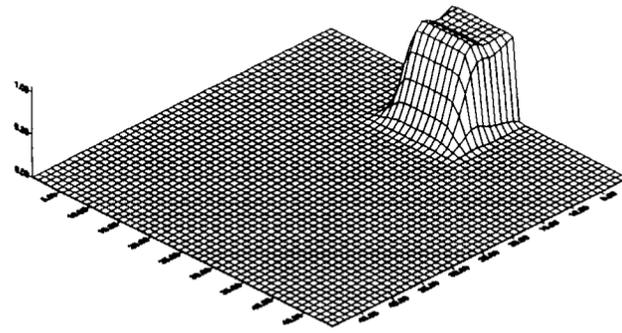


Figura 2. Ejemplo 1. Distribución de la concentración de contaminante en el instante $t = 10$.

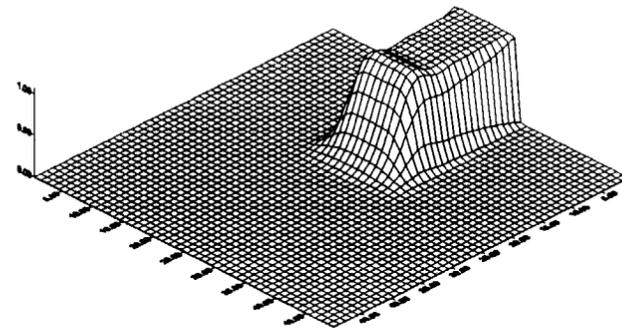


Figura 3. Ejemplo 1. Distribución de la concentración de contaminante en el instante $t = 20$.

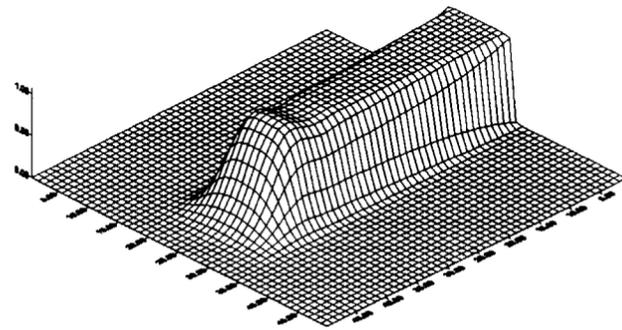


Figura 4. Ejemplo 1. Distribución de la concentración de contaminante en el instante $t = 40$.

correcta, aunque es notoria la aparición de dos fenómenos no deseados. Por una parte, la solución presenta oscilaciones que son más pronun-

ciadas en la parte más cercana al frente. Por otra parte, aparece dispersión numérica. Ambos problemas pueden minimizarse, en principio, realizando mallados más finos.

EJEMPLO 2

Para el segundo ejemplo se ha supuesto un dominio definido por:

$$0 \leq x \leq 15 \quad 0 \leq y \leq 15 \quad 0 \leq t \leq 300$$

y unas condiciones de contorno para la ecuación de flujo (en régimen estacionario):

$$\begin{aligned} h &= 10 & x = 0 & y \in [0, 15] \\ h &= 0 & x = 15 & y \in [0, 15] \\ \frac{\partial h}{\partial y} &= 0 & x \in [0, 15] & y = 0 \\ \frac{\partial h}{\partial y} &= 0 & x \in [0, 15] & y = 15 \end{aligned}$$

es decir, alturas piezométricas prefijadas en los límites $x=0$ y $x=15$ y límites impermeables para $y=0$ e $y=15$. En el punto de coordenadas $(10,10)$ existe un caudal Q tal que $Q/T=5.0$. El valor de la

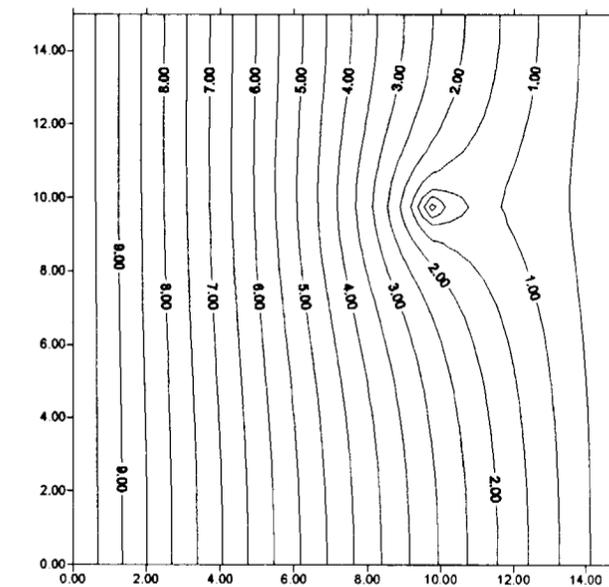


Figura 5. Ejemplo 2. Distribución de alturas piezométricas.

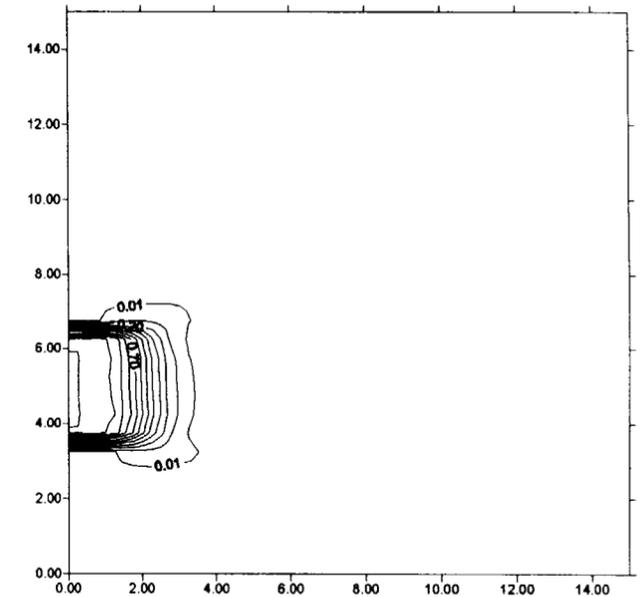


Figura 6. Ejemplo 2. Distribución de la concentración de contaminante en el instante $t=100$.

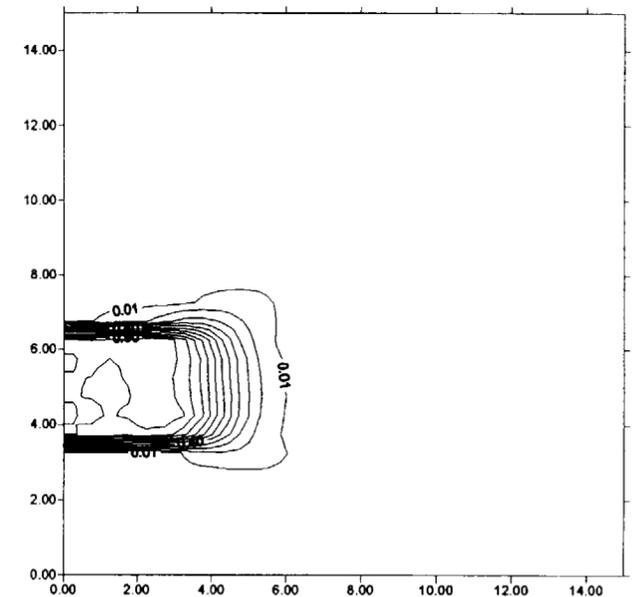


Figura 7. Ejemplo 2. Distribución de la concentración de contaminante en el instante $t=200$.

constante de Darcy K empleada es tal que $K/\omega=0.03$. La figura 5 recoge la distribución de alturas piezométricas obtenidas al resolver la ecuación de flujo.

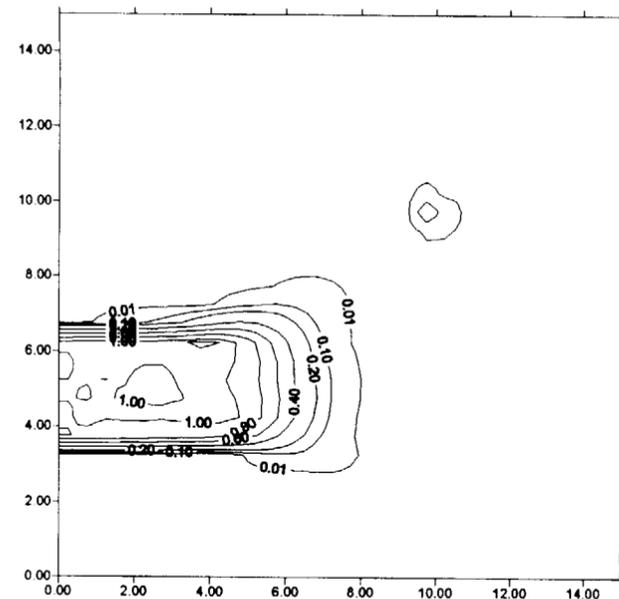


Figura 8. Ejemplo 2. Distribución de la concentración de contaminante en el instante $t=275$.

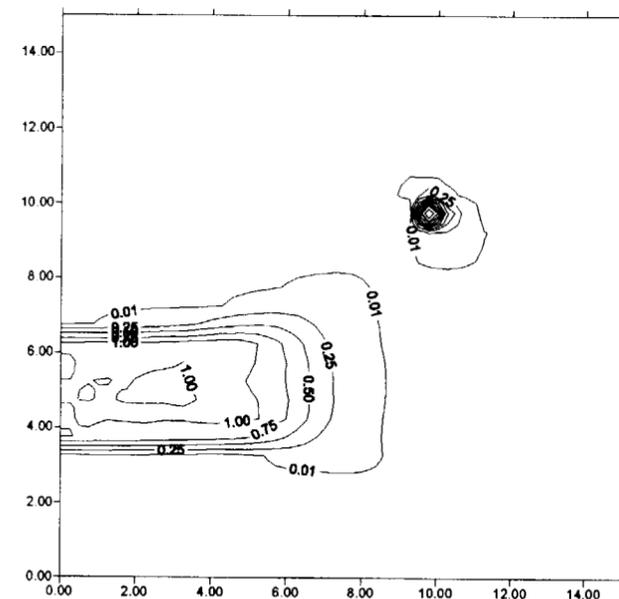


Figura 9. Ejemplo 2. Distribución de la concentración de contaminante en el instante $t=300$.

Se ha supuesto ahora que en el contorno izquierdo y ocupando el intervalo $4 \leq x \leq 6$ existe una fuente de contaminación que suministra una concentración constante e igual a 1 de materia contaminante y que el medio es isótropo y tiene

una difusividad igual a $0.03v$. Las figuras 6 a 9 recogen la distribución de concentración de contaminante obtenidas en los instantes $t=100$, $t=200$, $t=275$ y $t=300$. En ellas puede verse como la influencia del pozo va dejándose sentir a medida que pasa el tiempo, traduciéndose en una asimetría en la solución. Aproximadamente a partir del instante $t=275$ el pozo estará contaminado.

4. CONCLUSIONES

El método presentado muestra un buen comportamiento en líneas generales aunque, desde el punto de vista de la exactitud de la solución, pueden destacarse dos problemas, que, por otra parte, son comunes a la mayoría de los métodos numéricos:

- Aparición de oscilaciones en la solución, más acusados cuanto más cerca del frente se esté.
- Aparición de fenómenos de dispersión numérica.

Ambos problemas son antagónicos, esto es, la minimización de uno implica el agravamiento del otro [6]. En general, puede decirse que cuanto más convectivo es el problema, menos difusión numérica aparece y que cuanto más difusivo menos oscilatoria es la solución.

Por otra parte, valores de θ próximos a 0 hacen que la dispersión numérica sea menor aunque a costa de perder la estabilidad, lo que se traduce en la necesidad de hacer mallados en tiempo más finos.

5. AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al Ministerio de Educación y Cultura (Dirección General de Enseñanza Superior) ya que en este artículo se recogen parcialmente los trabajos realizados dentro del proyecto "Desarrollo de Métodos y Códigos de Transporte de Contaminantes en Aguas Subterráneas y Superficiales" (contrato número PB95-0241), subvencionado por dicho Ministerio con cargo al

Programa Sectorial de Promoción General del Conocimiento.

REFERENCIAS

- [1] ANDERSON, M.P. & WILSON, W.W., *Applied Groundwater Modelling*, 381 págs. Academic Press.
- [2] HIRSCH, C., *Numerical Computation of Internal and External Flows, vol 1: Fundamentals of Numerical Discretization*, 515 págs. Ed. John Wiley & Sons (1994).
- [3] LEONARD, B.P., *Elliptic Systems: Finite-Difference Methods IV*, en W.J.Minkowycz, E.M. Sparrow, G.E. Schneider, F.H. Pletcher (Eds): *Handbook of Numerical Heat Transfer*, pp. 347-378. Ed. John Wiley & Sons (1988).

[4] LEONARD, B.P., *Comparison of Truncation Error of Finite Difference and Finite Volume Formulations of Convection Terms*, *Appl. Math. Modelling*, vol. 18, pp. 46-50 (1994).

[5] LÓPEZ, A., CONDE C., HIDALGO, A., MICHAVILA, F., *Dos Métodos "Upwind" Implícitos para la Resolución Numérica de la Ecuación de Convección-Difusión Unidimensional*, *Actas del XIV CEDYA/CMA* (1995).

[6] LÓPEZ, A., CONDE C., HIDALGO, A., MICHAVILA, F. y PÉREZ, J.M. *Estudio de Estabilidad de algunos Esquemas "Upwind" Aplicados a la Resolución de la Ecuación de Transporte en una Dimensión*, en M. Doblaré, J.M. Correas, E. Alarcón, L. Gavete y M. Pastor (Eds.): *Métodos Numéricos en Ingeniería*, vol. 2, pp. 1636-1645. Ed. SEMNI (1996).

[7] MARSILY, G., *Hidrogeologie Quantitative*, 215 págs. Ed. Masson (1981).

Original Recibido: Octubre de 1999.

Original Aceptado: Noviembre de 1999.

PUBLICACIONES RECIENTES

PATRIMONIO GEOLÓGICO DE ANDALUCÍA

El surgimiento del interés por el Patrimonio Geológico es contemporáneo de la propia estructuración científica de la Geología, en los años 30 y 40 del siglo XIX. Tan temprano como en 1840, se protegió ya en Escocia la "Agassiz rock". La razón de esta preocupación temprana entre los científicos, radicaba en su conciencia de lo singular de numerosos lugares geológicos, testimonios auténticamente irrepetibles de la Historia de la Tierra.

En España, el interés por este Patrimonio, parte esencial del Patrimonio Natural, es ya patente en los comienzos de la Comisión del Mapa Geológico creada en 1849. Casiano de Prado, en su Descripción Física y Geológica de la provincia de Madrid de 1864, ya hace inventario por primera vez del patrimonio kárstico de España en el apéndice sobre "Cavernas y minas primordiales". La dimensión geológico-patrimonial del primer Parque Nacional español, el de Covadonga, de 1918, con sus lagos glaciares, es patente, como la singularidad geológica de Altamira, y la Ley de protección de 1927, lo es de "Monumentos Naturales". El Instituto Geológico y Minero de España, retomará esta línea a fines de los años 70 del siglo XX a través del desaparecido Emilio Elízaga, publicando las primeras Guías sobre el tema, línea que, impulsada por el autor de esta reseña, sería continuada después en el IGME principalmente por uno de los editores del libro que nos ocupa, Juan José Durán, y por Ernesto Gallego. De entonces acá, dinamizado en buena medida por las Comunidades Autónomas y algunas instituciones sensibles, el tema está conociendo un fuerte auge, del que el libro que nos ocupa es probablemente su mejor muestra.

Viene este libro precedido por un valioso trabajo de los mismos autores sobre el Patrimonio Geológico de la Comunidad de Madrid. Ahora, el tema es Andalucía, una comunidad autónoma unas diez veces mayor que Madrid, y con una diversidad geológica mayor. Juan José Durán, señala como la geodiversidad andaluza se manifiesta en prácticamente todos los campos: del geomorfológico-paisajístico al litológico; del paleobiológico

al mineralógico; del litológico al cronoestratigráfico. Andalucía es región de contrastes, montañas, llanuras y costas, y el libro ha sabido reflejarlos en su dimensión geológica.

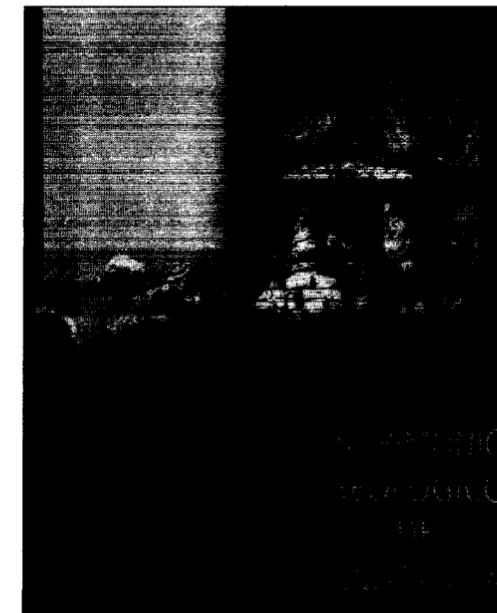
Describe el libro 58 Puntos de Interés Geológico agrupados por provincias, e incluye dos capítulos específicos sobre las cuevas andaluzas y la piedra natural que da materialidad al patrimonio histórico de la región. Van presentándose así al lector, entre otros, sitios con interés karstológico sobresaliente como el karst yesífero de Sorbas en Almería, sitios con interés mineralógico-geomorfológico como el sevillano Cerro del Hierro, yacimientos paleontológico-arqueológicos de la importancia de Orce-Venta Micena o sitios de interés tectónico como las sismitas granadinas de Cúllar. Todo ello con un acompañamiento gráfico a todo color numeroso y de calidad que contribuye a transmitir la riqueza y diversidad de este patrimonio andaluz y español. El libro tiene también un apéndice bibliográfico cuidado donde puede profundizarse más en los aspectos científicos e históricos.

El libro, realizado por especialistas en los diversos temas, ha cuidado la armonización del rigor científico con la comprensión, logrando hacer accesible su contenido para personas con alguna formación geológica. La inclusión de un buen Glosario, preferiblemente ilustrado con esquemas, hubiera contribuido a ensanchar más su público.

Es destacable el intenso esfuerzo de coordinación de los editores, ayudados en esta tarea eficazmente por Mercedes Vallejo, para conseguir homogeneizar las contribuciones de los casi 60 autores y realizar el libro en un brevísimo

tiempo. Igualmente, debe destacarse el patrocinio de ENRESA, que no ha regateado medios para la realización de una edición de calidad.

Es deseable que el libro cuente con una distribución amplia y eficaz que lo lleve a interesados e interesables, que van siendo cada día más numerosos, y que cunda el ejemplo para otras comunidades autónomas.



DURAN, J. J., NUCHE, R. (Editores) (1999): "Patrimonio Geológico de Andalucía". Editado por ENRESA. 357 pags. ISBN: 84-931224-0-8

PUBLICACIONES RECIENTES

PATRIMONIO GEOLÓGICO DE ANDALUCÍA

El surgimiento del interés por el Patrimonio Geológico es contemporáneo de la propia estructuración científica de la Geología, en los años 30 y 40 del siglo XIX. Tan temprano como en 1840, se protegió ya en Escocia la "Agassiz rock". La razón de esta preocupación temprana entre los científicos, radicaba en su conciencia de lo singular de numerosos lugares geológicos, testimonios auténticamente irrepetibles de la Historia de la Tierra.

En España, el interés por este Patrimonio, parte esencial del Patrimonio Natural, es ya patente en los comienzos de la Comisión del Mapa Geológico creada en 1849. Casiano de Prado, en su Descripción Física y Geológica de la provincia de Madrid de 1864, ya hace inventario por primera vez del patrimonio kárstico de España en el apéndice sobre "Cavernas y minas primordiales". La dimensión geológico-patrimonial del primer Parque Nacional español, el de Covadonga, de 1918, con sus lagos glaciares, es patente, como la singularidad geológica de Altamira, y la Ley de protección de 1927, lo es de "Monumentos Naturales". El Instituto Geológico y Minero de España, retomará esta línea a fines de los años 70 del siglo XX a través del desaparecido Emilio Elízaga, publicando las primeras Guías sobre el tema, línea que, impulsada por el autor de esta reseña, sería continuada después en el IGME principalmente por uno de los editores del libro que nos ocupa, Juan José Durán, y por Ernesto Gallego. De entonces acá, dinamizado en buena medida por las Comunidades Autónomas y algunas instituciones sensibles, el tema está conociendo un fuerte auge, del que el libro que nos ocupa es probablemente su mejor muestra.

Viene este libro precedido por un valioso trabajo de los mismos autores sobre el Patrimonio Geológico de la Comunidad de Madrid. Ahora, el tema es Andalucía, una comunidad autónoma unas diez veces mayor que Madrid, y con una diversidad geológica mayor. Juan José Durán, señala como la geodiversidad andaluza se manifiesta en prácticamente todos los campos: del geomorfológico-paisajístico al litológico; del paleobiológico

al mineralógico; del litológico al cronoestratigráfico. Andalucía es región de contrastes, montañas, llanuras y costas, y el libro ha sabido reflejarlos en su dimensión geológica.

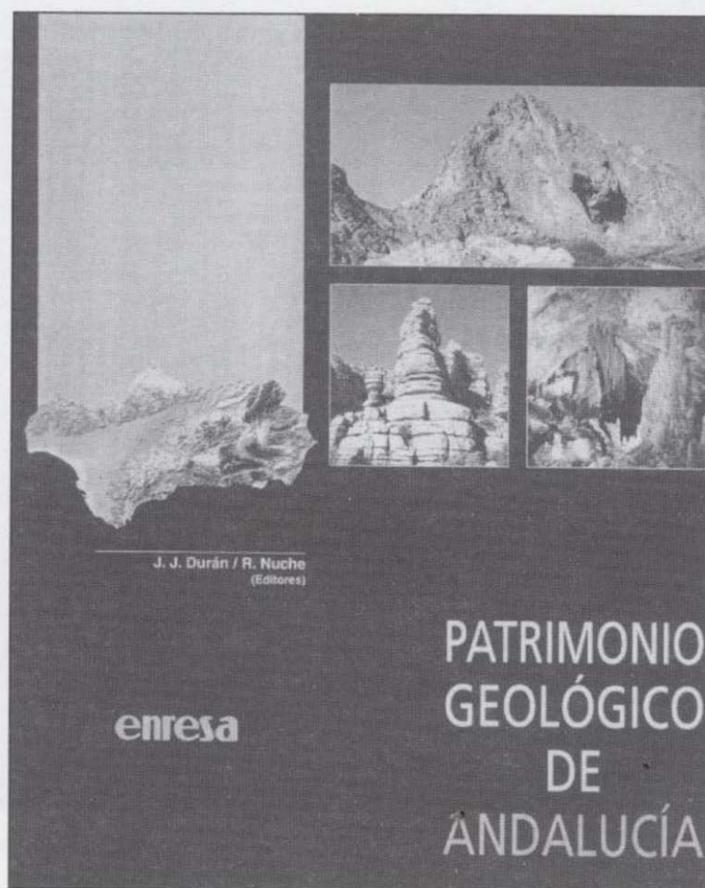
Describe el libro 58 Puntos de Interés Geológico agrupados por provincias, e incluye dos capítulos específicos sobre las cuevas andaluzas y la piedra natural que da materialidad al patrimonio histórico de la región. Van presentándose así al lector, entre otros, sitios con interés karstológico sobresaliente como el karst yesífero de Sorbas en Almería, sitios con interés mineralógico-geomorfológico como el sevillano Cerro del Hierro, yacimientos paleontológico-arqueológicos de la importancia de Orce-Venta Micena o sitios de interés tectónico como las sismitas granadinas de Cúllar. Todo ello con un acompañamiento gráfico a todo color numeroso y de calidad que contribuye a transmitir la riqueza y diversidad de este patrimonio andaluz y español. El libro tiene también un apéndice bibliográfico cuidado donde puede profundizarse más en los aspectos científicos e históricos.

El libro, realizado por especialistas en los diversos temas, ha cuidado la armonización del rigor científico con la comprensión, logrando hacer accesible su contenido para personas con alguna formación geológica. La inclusión de un buen Glosario, preferiblemente ilustrado con esquemas, hubiera contribuido a ensanchar más su público.

Es destacable el intenso esfuerzo de coordinación de los editores, ayudados en esta tarea eficazmente por Mercedes Vallejo, para conseguir homogeneizar las contribuciones de los casi 60 autores y realizar el libro en un brevísimo tiempo.

Igualmente, debe destacarse el patrocinio de ENRESA, que no ha regateado medios para la realización de una edición de calidad.

Es deseable que el libro cuente con una distribución amplia y eficaz que lo lleve a interesados e interesables, que van siendo cada día más numerosos, y que cunda el ejemplo para otras comunidades autónomas.



DURAN, J. J., NUCHE, R. (Editores) (1999): "Patrimonio Geológico de Andalucía". Editado por ENRESA. 357 pags. ISBN: 84-931224-0-8

PUBLICACIONES RECIENTES

MANUAL DE EVALUACIÓN DE YACIMIENTOS MINERALES

En España se extraen sustancias minerales por un valor superior a los 492.000 millones de pesetas (1996), valor que se distribuye en sustancias energéticas (47 %), rocas (34 %), minerales no metálicos (14 %) y minerales metálicos (5 %). Además de su valor económico y social (más de 51.000 empleos directos y un importante número de empleos inducidos), la extracción de minerales tiene un valor estratégico desde el punto de vista del abastecimiento de materias primas a otros sectores industriales, y especialmente en relación con algunas de las sustancias extraídas.

El recurso minero tiene que competir, para interesar al inversor público o privado, cada vez más frecuentemente con otros potenciales endógenos que aportan valor al territorio. Su explotación debe someterse a distintas limitaciones, entre ellas las debidas a los condicionantes que la legislación ambiental establece. La evaluación de yacimientos, realizada sobre la base de una información geológico-minera adecuada, es un paso esencial en el camino a recorrer desde los primeros hallazgos hasta la apertura de una nueva mina o la ampliación de una ya existente, y facilita la toma de decisiones sobre un determinado proyecto minero, dando seguridad a la inversión.

Este manual constituye una introducción al tema, y tiene un carácter de libro de texto y consulta para aplicar los métodos tradicionales, todavía vigentes y muy útiles en la evaluación de yacimientos. El libro se estructura en siete capítulos e introduce la manera de tratar los diferentes problemas reales de evaluación de yacimientos.

En los dos primeros capítulos repasa la representación gráfica de yacimientos, y trata el tipo de depósito a muestrear, su morfología, tamaño de la muestra como el espaciado y pauta de muestreo. Se analizan los crite-

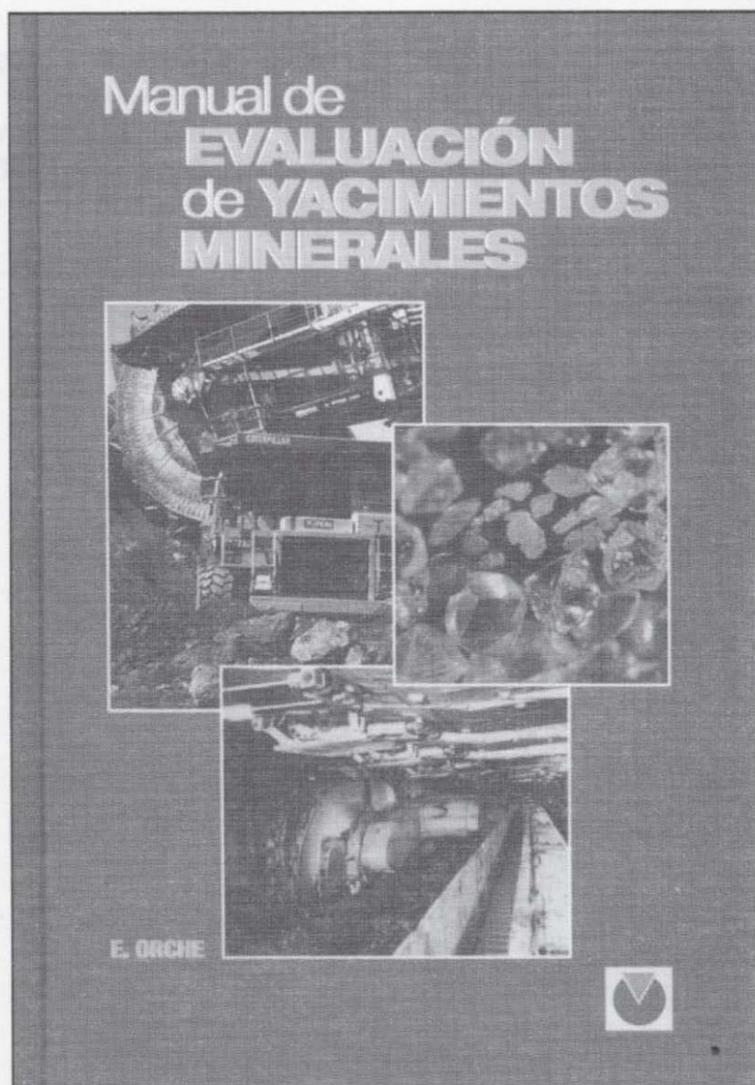
rios para realizar un buen muestreo, los tipos y métodos de muestreo, el tamaño y el diseño de campañas de muestreo.

En los capítulos tercero y cuarto se analizan y explican los criterios, métodos y técnicas a utilizar en la preparación de datos y en la realización de los cálculos de reservas de los yacimientos, desde los clásicos a los más modernos. Se evalúa la rentabilidad de la explotación de un yacimiento mineral, utilizando los métodos más habituales en cualquier negocio, y se introduce a la valoración de la propiedad minera, y a los estudios de viabilidad de los proyectos mineros. En el capítulo quinto se tratan los distintos sistemas de clasificación de recursos y reservas y se comentan sus limitaciones y uso práctico. El desarrollo teórico se complementa con ejercicios resueltos.

En el capítulo sexto se incluyen casos prácticos de evaluación de reservas de distintos tipos de yacimientos, unos con objeto de su explotación a cielo abierto y otros para minería subterránea. Se aplican estos casos a distintos tipos de sustancias, energéticas, minerales industriales y minerales metálicos. Se incluyen el diseño óptimo de una mina de carbón a cielo abierto, la evaluación de reservas a cielo abierto de un yacimiento complejo de carbón, el estudio comparativo preliminar de tres yacimientos

de fosfatos con objeto de seleccionar la mejor opción explotable, la evaluación preliminar de un yacimiento de wolframio a cielo abierto, la cubicación preliminar de un yacimiento polimetálico explotable a cielo abierto de un yacimiento de magnesita, y la evaluación de reservas de carbón explotables por minería subterránea.

Por último, en el capítulo séptimo se ofrece una selección de referencias bibliográficas.



ORCHE, E (1999): "Manual de evaluación de yacimientos minerales". Ed. C. López Jimeno. E.T.S.I. Minas, Madrid. ISBN: 84-921708-9-1. 300 pags. P.V.P. 3000 pta.

PUBLICACIONES RECIENTES

MANUAL DE EVALUACIÓN DE YACIMIENTOS MINERALES

En España se extraen sustancias minerales por un valor superior a los 492.000 millones de pesetas (1996), valor que se distribuye en sustancias energéticas (47 %), rocas (34 %), minerales no metálicos (14 %) y minerales metálicos (5 %). Además de su valor económico y social (más de 51.000 empleos directos y un importante número de empleos inducidos), la extracción de minerales tiene un valor estratégico desde el punto de vista del abastecimiento de materias primas a otros sectores industriales, y especialmente en relación con algunas de las sustancias extraídas.

El recurso minero tiene que competir, para interesar al inversor público o privado, cada vez más frecuentemente con otros potenciales endógenos que aportan valor al territorio. Su explotación debe someterse a distintas limitaciones, entre ellas las debidas a los condicionantes que la legislación ambiental establece. La evaluación de yacimientos, realizada sobre la base de una información geológico-minera adecuada, es un paso esencial en el camino a recorrer desde los primeros hallazgos hasta la apertura de una nueva mina o la ampliación de una ya existente, y facilita la toma de decisiones sobre un determinado proyecto minero, dando seguridad a la inversión.

Este manual constituye una introducción al tema, y tiene un carácter de libro de texto y consulta para aplicar los métodos tradicionales, todavía vigentes y muy útiles en la evaluación de yacimientos. El libro se estructura en siete capítulos e introduce la manera de tratar los diferentes problemas reales de evaluación de yacimientos.

En los dos primeros capítulos repasa la representación gráfica de yacimientos, y trata el tipo de depósito a muestrear, su morfología, tamaño de la muestra como el espaciado y pauta de muestreo. Se analizan los crite-

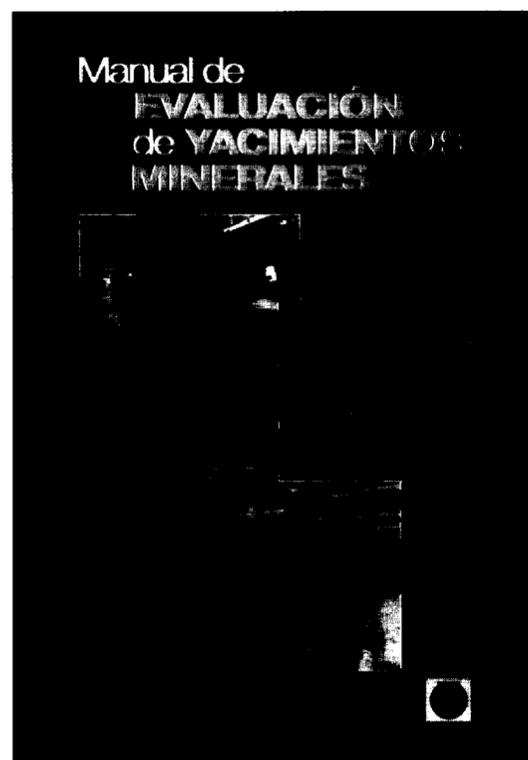
rios para realizar un buen muestreo, los tipos y métodos de muestreo, el tamaño y el diseño de campañas de muestreo.

En los capítulos tercero y cuarto se analizan y explican los criterios, métodos y técnicas a utilizar en la preparación de datos y en la realización de los cálculos de reservas de los yacimientos, desde los clásicos a los más modernos. Se evalúa la rentabilidad de la explotación de un yacimiento mineral, utilizando los métodos más habituales en cualquier negocio, y se introduce a la valoración de la propiedad minera, y a los estudios de viabilidad de los proyectos mineros. En el capítulo quinto se tratan los distintos sistemas de clasificación de recursos y reservas y se comentan sus limitaciones y uso práctico. El desarrollo teórico se complementa con ejercicios resueltos.

En el capítulo sexto se incluyen casos prácticos de evaluación de reservas de distintos tipos de yacimientos, unos con objeto de su explotación a cielo abierto y otros para minería subterránea. Se aplican estos casos a distintos tipos de sustancias, energéticas, minerales industriales y minerales metálicos. Se incluyen el diseño óptimo de una mina de carbón a cielo abierto, la evaluación de reservas a cielo abierto de un yacimiento complejo de carbón, el estudio comparativo preliminar de tres yacimientos

de fosfatos con objeto de seleccionar la mejor opción explotable, la evaluación preliminar de un yacimiento de wolframio a cielo abierto, la cubicación preliminar de un yacimiento polimetálico explotable a cielo abierto de un yacimiento de magnesita, y la evaluación de reservas de carbón explotables por minería subterránea.

Por último, en el capítulo séptimo se ofrece una selección de referencias bibliográficas.



ORCHE, E (1999): "Manual de evaluación de yacimientos minerales". Ed. C. López Jimeno. E.T.S.I. Minas, Madrid. ISBN: 84-921708-9-1. 300 pags. P.V.P. 3000 pta.

ÍNDICE DE MATERIAS

Tomo 110

	Páginas
GEOLOGÍA	
J. CUEVAS, A. ARANGUREN, J. M. BADILLO y J. M. TUBÍA: Estudio estructural del sector central del Arco Vasco (Cuenca Vasco-Cantábrica).	3
J. DE LA NUEZ y M. L. QUESADA: El edificio hidromagmático de Montaña Goteras en la Palma (Islas Canarias).	19
E. OLLER, E. RAMOS, E. SAINZ-AMOR y M. INGLÉS: Minerales pesados en los sedimentos continentales sintectónicos de las secuencias Bellmunt y Milany (Eoceno, Ud. del Cadí, Pirineos Orientales): Implicaciones sobre su procedencia.	25
G. F. ACEÑOLAZA y J. C. GUTIÉRREZ-MARCO: Icnofósiles del Ordovícico terminal (Pizarras Chavera, Pizarras de Orea: Hirnantense) de algunas localidades españolas.	123
J. VEGAS SALAMANCA, A. HERNÁNDEZ-PACHECO y R. MARFIL PÉREZ: Los depósitos volcánoclasticos de la Isla de La Palma (Canarias): su relación con la evolución de las Calderas de Taburiente y Cumbre Nueva.	135
J. BERNAD y A. CALVO: <i>Plicatula spinosa</i> Sowerby, en el Toarciense Inferior (Jurásico) de Turniel (Guadalajara, España).	227
P. CÓZAR y S. RODRÍGUEZ: Propuesta de nueva nomenclatura para las unidades del Carbonífero Inferior del sector norte del área del Guadiato (Córdoba).	37
M. FRANCO TORTELLO, I. RÁBANO, R. I. RAO y F. G. ACEÑOLAZA: Los trilobites de la transición Cámbrico-Ordovícico en la quebrada Amarilla (Sierra de Cajas, Jujuy, Argentina).	555
M. O. COTILLA RODRÍGUEZ y H. J. FRANZKE: Validación del mapa sismotectónico de Cuba.	573
P. CÓZAR y S. RODRÍGUEZ: Evolución sedimentaria del Carbonífero Inferior del Área del Guadiato (España).	663
A. GOY y A. RODRIGO: Catálogo de los ammonoideos del Triásico español depositados en el Museo Geominero (ITGE, Madrid).	681

	<u>Páginas</u>
A. PEREJÓN, E. VENNIN, E. MORENO-EIRIS y J. J. ÁLVARO: Cronología de los procesos kársticos en los montículos cámbricos del Cerro del Hierro (Zona de Ossa-Morena, Sevilla, SO de ESPAÑA).	693
MINERÍA	
F. J. GARCÍA FRUTOS y R. ÁLVAREZ RODRÍGUEZ: Influencia de la mineralogía y liberación en los posibles procesos de tratamiento de menas auríferas refractarias del proyecto "Salamón", en la provincia de León.	159
R. RODRÍGUEZ DÍEZ y J. TORAÑO ÁLVAREZ: Análisis retrospectivo de la subsidencia de capas de carbón. Aplicación de una función de perfil general para cualquier inclinación de la capa (0°-90°).	701
J. L. GARCÍA LOBÓN y A. PELÁEZ MARTÍNEZ: Cartografía geofísica y situación de indicios mineros respecto de anomalías magnéticas, radiométricas y gravimétricas en cuatro áreas de la Faja Pirítica.	715
AGUAS SUBTERRÁNEAS	
L. J. LAMBÁN y E. CUSTODIO: Estudio del contenido en tritio en la precipitación y en las aguas subterráneas de la Unidad Anoia (Cordillera Prelitoral Catalana).	41
P. COLOMA LÓPEZ y J. A. SÁNCHEZ NAVARRO: Los acuíferos kársticos en torno a los macizos ibéricos paleozoicos de Neila y La Demanda (Sector Oriental).	169
N. BOLUDA, J. M. ANDREU, A. HERNÁNDEZ, C. SEMPERE y A. PULIDO-BOSCH: Evolución y estado actual de la intrusión marina en el acuífero de Jávea (Provincia de Alicante).	185
HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA	
M. R. LLAMAS: La inserción de las aguas subterráneas en los sistemas de gestión integrada.	353
E. CUSTODIO: Alteraciones en los registros térmicos por flujo vertical de agua a lo largo de perforaciones.	371
E. USUNOFF, M. VARNI, P. WEINZETTEL y R. RIVAS: Hidrogeología de grandes llanuras: La pampa húmeda argentina.	391
P. L. YOUNGER: Pronóstico del ascenso del nivel freático en minas subterráneas y sus consecuencias medioambientales.	407
R. HIRATA y A. REBOUÇAS: La protección de los recursos hídricos subterráneos: Una visión integrada, basada en perímetros de protección de pozos y vulnerabilidad de acuíferos.	423
A. SAHUQUILLO HERRAIZ: La calidad y la contaminación de las aguas subterráneas.	437

	<u>Páginas</u>
HIDROGEOLOGÍA	
A. LÓPEZ, C. CONDE, J. M. PÉREZ y A. HIDALGO: Un método de volúmenes finitos para la simulación del transporte de contaminantes en la geosfera.	739
GEOFÍSICA	
J. L. GARCÍA LOBÓN: Interpretación del vuelo magnético y radiométrico de la faja pirítica en las hojas a E. 1/25.000, N.º 959-I Villanueva de las Cruces y 960-II Berrocal.	255
J. L. PLATA TORRES y F. M. RUBIO SÁNCHEZ-AGUILILLA: Sondeos de resonancia magnética (SRM). Ensayo de un acuífero detrítico del sur de España.	603
J. L. PLATA TORRES y L. A. CUETO PASCUAL: La susceptibilidad magnética de las rocas de la Faja Pirítica.	627
GEOMORFOLOGÍA	
M. GUTIÉRREZ ELORZA y V. H. SESÉ MARTÍNEZ: Cálculo de retrocesos de escarpes de la cuenca de Almazán y significación climática de la evolución de laderas (depresión oriental del Duero).	581
G. A. SACCHI y C. A. BELTRAMONE: Unidades homogéneas de paisaje de las cuencas de los ríos Santa Catalina y Ascochinga. Córdoba. Argentina.	591
GEOQUÍMICA	
M. POZO, J. CASAS, J. L. MARTÍN DE VIDALES, J. A. MEDINA y J. A. MARTÍN RUBÍ: Características texturales y composicionales en depósitos de arcillas magnéticas de la cuenca de Madrid. II). Bentonitas (Sector Cabañas de la Sagra-Yunclillos).	273
P. L. LÓPEZ, I. GARCÉS, L. F. AUQUÉ, J. GÓMEZ, M. J. GIMENO y M. P. LAPUENTE: Características geoquímicas y aspectos geológicos del Salar de Huasco (Chile).	297
INGENIERÍA GEOAMBIENTAL	
J. J. MUÑOZ PÉREZ y J. M. GUTIÉRREZ MÁZ: Tipología y eficacia de los espigones de escollera construidos para la mejora de la estabilidad de las playas del litoral atlántico de la provincia de Cádiz.	53
ROCAS INDUSTRIALES Y ORNAMENTALES	
M. A. GARCÍA DEL CURA, M. A. RODRÍGUEZ, J. A. PINA, J. C. CAÑAVÉRAS, J. M. BALUILLÉ y S. ORDÓÑEZ: Los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador" (SE. España). Caracterización petrológica y criterios de exploración.	67

	<u>Páginas</u>
ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS	
M. POZO, J. CASAS, J. L. MARTÍN DE VIDALES, J. A. MEDINA y J. A. MARTÍN RUBÍ: Características texturales y composicionales en depósitos de arcillas magnéticas de la cuenca de Madrid, I). Kerolitas (Sector de Esquivias y Pinto).	77
M. POZO, A. MORENO y J. A. MARTÍN RUBÍ: Distribución de Litio y Flúor en depósitos de Kerolitas y Esmectitas Magnéticas de la cuenca de Madrid. Implicaciones genéticas.	197
INFORMACIÓN	
S. ORDÓÑEZ: Los textos de mineralogía en España a finales del XVIII: 2º Centenario de la traducción de "La Oricognosia: de Widenmann por C. Herrgen (1797).	103
L. M. RÍOS, J. M. CHARLET y F. BODEGA: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XLIV Campamento para Prácticas de Geología "Pirineo Central 1998).	109
O. PUCHE RIART y L. F. MAZADIEGO MARTÍNEZ: Industria cerámica madrileña: Los hornos históricos para cocer tinajas de Colmenar de Oreja.	215
O. PUCHE, E. ORCHE y L. F. MAZADIEGO: Datos históricos y actuales sobre el trabajo de los niños en las minas en Europa y América.	317
J. M. BALTUILLE: Revisión estadística de los artículos publicados en el Boletín Geológico y Minero durante el decenio 1989-1998. Un caso concreto: La problemática de las Rocas y los Minerales Industriales en los últimos treinta años de la revista.	323
E. ARAGONÉS VALLS: Noticia de D. Angel Vallejo y Villalón (1778-1840).	645

ÍNDICE DE AUTORES

Tomo 110

	<u>Páginas</u>
ACEÑALOZA, F. G.; FRANCO TORTELLO, M.; RÁBANO, I. y RAO, I.: Los trilobites de la transición Cámbrico-Ordovícico en la quebrada Amarilla (Sierra de Cajas, Jujuy, Argentina).	555
ACEÑOLAZA, G. F. y GUTIÉRREZ-MARCO: Icnofósiles del Ordovícico terminal (Pizarras Chavera, Pizarras de Orea: Hirnantense) de algunas localidades españolas.	123
ALVAREZ RODRÍGUEZ, R. y GARCÍA FRUTOS, F. J.: Influencia de la mineralogía y liberación en los posibles procesos de tratamiento de menas auríferas refractarias del proyecto "Salamón", en la provincia de León.	159
ALVARO, J. J.; PEREJÓN, A.; VENNIN, E. y MORENO-EIRIS, E.: Cronología de los procesos kársticos en los montículos cámbricos del Cerro del Hierro (Zona de Ossa-Morena, Sevilla, SO de España).	693
ANDREU, J. M.; BOLUDA, N.; HERNÁNDEZ, A.; SEMPERE, C. y PULIDO-BOSCH, A.: Evolución y estado actual de la intrusión marina en el acuífero de Jávea (Provincia de Alicante).	185
ARAGONÉS VALLS, E.: Noticia de D. Angel Vallejo Villalón (1778-1840).	645
ARANGUREN, A.; CUEVAS, J.; BADILLO, J. M. y TUBÍA, J. M.: Estudio estructural del sector central del Arco Vasco (Cuenca Vasco-Cantábrica).	3
AUQUÉ, L. F.; LÓPEZ, P. L.; GARCÉS, I.; GÓMEZ, J.; GIMENO, M. J. y LAPUENTE, M. P.: Características geoquímicas y aspectos geológicos del Salar de Huasco (Chile).	297
BADILLO, J. M.; CUEVAS, J.; ARANGUREN, A. y TUBÍA, J. M.: Estudio estructural del sector central del Arco Vasco (Cuenca Vasco-Cantábrica).	3
BALTUILLE, J. M.: Revisión estadística de los artículos publicados en el Boletín Geológico y Minero durante el decenio 1989-1998. Un caso concreto: La problemática de las Rocas y los Minerales Industriales en los últimos treinta años de la revista.	323
BALTUILLE, J. M.; GARCÍA DEL CURA, M. A.; RODRÍGUEZ, M. A.; PINA, J. A.; CAÑAVERAS, J. C. y ORDÓÑEZ, S.: Los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador" (SE. España). Caracterización petrológica y criterios de exploración.	67
BELTRAMONE, C. A. y SACCHI, G. A.: Unidades homogéneas de paisaje de las cuencas de los ríos Santa Catalina y Ascochinga. Córdoba. Argentina.	591
BERNAD, J y CALVO, A.: <i>Plicatula spinosa</i> Sowerby, en el Toarciense Inferior (Jurásico) de Turmiel (Guadalajara, España).	227

	<u>Páginas</u>
BODEGA, F.; RÍOS, L. M. y CHARLET, J. M.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XLIV Campamento para Prácticas de Geología "Pirineo Central 1998".	109
BOLUDA, N.; ANDREU, J. M.; HERNÁNDEZ, A.; SEMPERE C. y PULIDO-BOSCH, A.: Evolución y estado actual de la intrusión marina en el acuífero de Jávea (Provincia de Alicante).	185
CALVO, A. y BERNAD, J.: <i>Plicatula spinosa</i> Sowerby, en el Toarciense Inferior (Jurásico) de Turmiel (Guadalajara, España).	227
CAÑAVERAS, J. C.; GARCÍA DEL CURA, M. A.; RODRÍGUEZ, M. A.; PINA, J. A. BALTUILLE, J. M. y ORDÓÑEZ, S.: Los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador" (SE. España). Caracterización petrológica y criterios de exploración.	67
CASAS, J. POZO, M.; MARTÍN DE VIDALES, J. L.; MEDINA, J. A. y MARTÍN RUBÍ, J. A.: Características texturales y composicionales en depósitos de arcillas magnéticas de la cuenca de Madrid, I). Kerolitas (Sector de Esquivias y Pinto).	77
CASAS, J.; POZO, M.; MARTÍN DE VIDALES, J. L.; MEDINA, J. A. y MARTÍN RUBÍ, J. A.: Características texturales y composicionales en depósitos de arcillas magnéticas de la cuenca de Madrid, II). Bentonitas (Sector Cabañas de la Sabra-Yuncilllos).	273
COLOMA LÓPEZ, P. y SÁNCHEZ NAVARRO, J. A.: Los acuíferos kársticos en torno a los macizos ibéricos paleozoicos de Neila y La Demanda (Sector Oriental).	169
CONDE, C.; LÓPEZ, A.; PÉREZ, J. M. e HIDALGO, A.: Un método de volúmenes finitos para la simulación del transporte de contaminantes en la geosfera.	739
COTILLA RODRÍGUEZ, M. O. y FRANZKE, H. J. : Validación del mapa sismotectónico de Cuba.	573
CÓZAR, P. y RODRÍGUEZ, S.: Propuesta de nueva nomenclatura para las unidades del Carbonífero Inferior del sector norte del área del Guadiato (Córdoba).	237
CÓZAR, P. y RODRÍGUEZ, S.: Evolución sedimentaria del Carbonífero Inferior del Área del Guadiato (España).	663
CUETO PASCUAL, L. A. y PLATA TORRES, J. L.: La susceptibilidad magnética de las rocas de la Faja Pirítica.	627
CUEVAS, J.; ARANGUREN, A; BADILLO, J.M. y TUBÍA, J. M.: Estudio estructural del sector central del Arco Vasco (Cuenca Vasco-Cantábrica).	3
CUSTODIO, E: Alteraciones en los registros térmicos por flujo vertical de agua a lo largo de perforaciones.	371
CUSTODIO, E y LAMBÁN, J. L.: Estudio del contenido en tritio de la precipitación y en las aguas subterráneas de la Unidad Anoia (Cordillera Prelitoral Catalana).	41

	<u>Páginas</u>
CHARLET, J. M.; RÍOS, L. M. y BODEGA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XLIV Campamento para Prácticas de Geología "Pirineo Central 1998".	109
DE LA NUEZ, J. y QUESADA, M. L.: El edificio hidromagmático de Montaña Goteras en la Palma (Islas Canarias).	19
FRANCO TORTELLO, M.; RÁBANO, I.; RAO, R. I. y ACEÑOLAZA, F. G.: Los trilobites de la transición Cámbrico-Ordovícico en la Quebrada Amarilla (Sierra de Cajas, Jujuy, Argentina).	555
FRANZKE, H. J. y COTILLA RODRÍGUEZ, M. O.: Validación del mapa sismotectónico de Cuba.	573
GARCÉS, I.; LÓPEZ, P. L.; AUQUÉ, L. F.; GÓMEZ, J.; GIMENO, M. J. y LAPUENTE, M. P.: Características geoquímicas y aspectos geológicos del Salar de Huasco (Chile).	297
GARCÍA DEL CURA, M. A.; RODRÍGUEZ, M. A.; PINA, J. A.; CAÑAVERAS, J. C.; BALTUILLE, J. M. y ORDÓÑEZ, S.: Los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador" (SE. España). Caracterización petrológica y criterios de exploración.	67
GARCÍA FRUTOS, F. J. y ÁLVAREZ RODRÍGUEZ, R.: Influencia de la mineralogía y liberación en los posibles procesos de tratamiento de menas auríferas refractarias del proyecto "Salamón", en la provincia de León.	159
GARCÍA LOBÓN, J. L.: Interpretación del vuelo magnético y radiométrico de la faja pirítica en las hojas a E. 1/25.000, N.º 959-I Villanueva de las Cruces y 960-II Berrocal.	255
GARCÍA LOBÓN, J. L. y PELÁEZ MARTÍNEZ, A.: Cartografía geofísica y situación de indicios mineros respecto de anomalías magnéticas, radiométricas y gravimétricas en cuatro áreas de la Faja Pirítica.	715
GIMENO, M. J.; LÓPEZ, P. L.; GARCÉS, I.; AUQUÉ, L. F.; GÓMEZ, J. y LAPUENTE, M. P.: Características geoquímicas y aspectos geológicos del Salar de Huasco (Chile).	297
GÓMEZ, J.; LÓPEZ, P. L.; GARCÉS, I.; AUQUÉ, L. F.; GIMENO, M. J. y LAPUENTE, M. P.: Características geoquímicas y aspectos geológicos del Salar de Huasco (Chile).	297
GOY, A. y RODRIGO, A.: Catálogo de los ammonoideos del triásico español depositados en el Museo Geológico (ITGE, Madrid).	681
GUTIÉRREZ ELORZA, M. y SESÉ MARTÍNEZ, V. H.: Cálculo de retrocesos de escarpes de la cuenca de Almazán y significación climática de la evolución de laderas (depresión oriental del Duero).	581
GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. y ACEÑALOZA, G. F.: Icnofósiles del Ordovícico terminal (Pizarras Chavera, Pizarras de Orea: Hirnantense) de algunas localidades españolas.	123
GUTIÉRREZ MÁZ, J. M. y MUÑOZ PÉREZ, J. J.: Tipología y eficacia de los espigones de escollera construidos para la mejora de la estabilidad de las playas del litoral atlántico de la provincia de Cádiz.	53

	<u>Páginas</u>
HERNÁNDEZ, A; BOLUDA, N. ANDRÉU, J. M.; SEMPERE, C. y PULIDO BOSCH, A.: Evolución y estado actual de la intrusión marina en el acuífero de Jávea (Provincia de Alicante).	185
HERNÁNDEZ-PACHECO, A.; VEGAS SALAMANCA, J. y MARFIL PÉREZ, R.: Los depósitos volcánoclasticos de la Isla de La Palma (Canarias): su relación con la evolución de las Calderas de Taburiente y Cumbre Nueva.	135
HIDALGO, A; LÓPEZ, A.; CONDE, C. y PÉREZ, J. M.: Un método de volúmenes finitos para la simulación del transporte de contaminantes en la geosfera.	739
HIRATA, R. y REBOUÇAS, A.: La protección de los recursos hídricos subterráneos: Una visión integrada, basada en perímetros de protección de pozos y vulnerabilidad de acuíferos.	423
INGLÉS, M; OLLER, E; RAMOS, E. y SAINZ-AMOR, E.: Minerales pesados en los sedimentos continentales sintectónicos de las secuencias Bellmunt y Milany (Eoceno, Ud. del Cadí, Pirineos Orientales): Implicaciones sobre su procedencia.	25
LAMBÁN, L. J. y CUSTODIO, E.: Estudio del contenido en tritio en la precipitación y en las aguas subterráneas de la Unidad Anoia (Cordillera Prelitoral Catalana).	41
LAPUENTE, M. P.; LÓPEZ, P. L.; GARCÉS, I.; AUQUÉ, L. F.; GÓMEZ, J. y GIMENO, M. J.: Características geoquímicas y aspectos geológicos del Salar de Huasco (Chile).	297
LÓPEZ, A.; CONDE, C.; PÉREZ, J. M. e HIDALGO, A.: Un método de volúmenes finitos para la simulación del transporte de contaminantes en la geosfera.	739
LÓPEZ, P. L.; GARCÉS, I.; AUQUÉ, L. F.; GÓMEZ, J.; GIMENO, M. J. y LAPUENTE, M. P.: Características geoquímicas y aspectos geológicos del Salar de Huasco (Chile).	297
LLAMAS, M. R.: La inserción de las aguas subterráneas en los sistemas de gestión integrada.	353
MARFIL PÉREZ, R.; VEGAS SALAMANCA, J. y HERNÁNDEZ-PACHECO, A.: Los depósitos volcánoclasticos de la Isla de La Palma (Canarias): su relación con la evolución de las Calderas de Taburiente y Cumbre Nueva.	135
MARTÍN RUBÍ, J. A.; POZO, M.; CASAS, J.; MARTÍN DE VIDALES, J. L. y MEDINA, J. A.: Características texturales y composicionales en depósitos de arcillas magnéticas de la cuenca de Madrid, I). Kerolitas (Sector de Esquivias y Pinto).	77
MARTÍN RUBÍ, J. A.; POZO, M.; CASAS, J.; MARTÍN DE VIDALES, J. L. y MEDINA, J. A.: Características texturales y composicionales en depósitos de arcillas magnéticas de la cuenca de Madrid, II). Bentonitas (Sector Cabañas de la Sagra-Yuncillos).	273
MARTÍN RUBÍ, J. A.; POZO, M. y MORENO, A.: Distribución de Litio y Flúor en depósitos de Kerolitas y Esmectitas Magnéticas de la Cuenca de Madrid. Implicaciones genéticas.	197
MARTÍN DE VIDALES, J. L.; POZO, M.; CASAS, J.; MEDINA, J. A. y MARTÍN RUBÍ, J. A.: Características texturales y composicionales en depósitos de arcillas magnéticas de la cuenca de Madrid, I). Kerolitas (Sector de Esquivias y Pinto).	77

	<u>Páginas</u>
MARTÍN DE VIDALES, J. L.; POZO, M.; CASAS, J.; MEDINA, J. A. y MARTÍN RUBÍ, J. A.: Características texturales y composicionales en depósitos de arcillas magnéticas de la cuenca de Madrid, II). Bentonitas (Sector Cabañas de la Sagra-Yuncillos).	273
MAZADIEGO, L. F.; PUCHE, O. y ORCHE, E.: Datos históricos y actuales sobre el trabajo de los niños en las minas en Europa y América.	317
MAZADIEGO MARTÍNEZ, L. F. y PUCHE RIART, O.: Industria cerámica madrileña: Los hornos históricos para cocer tinajas de Colmenar de Oreja.	215
MEDINA, J. A.; POZO, M.; CASAS, J.; MARTÍN DE VIDALES, J. L. y MARTÍN RUBÍ, J. A.: Características texturales y composicionales en depósitos de arcillas magnéticas de la cuenca de Madrid, I). Kerolitas (Sector de Esquivias y Pinto).	77
MEDINA, J. A.; POZO, M.; CASAS, J.; MARTÍN DE VIDALES, J. L. y MARTÍN RUBÍ, J. A.: Características texturales y composicionales en depósitos de arcillas magnéticas de la cuenca de Madrid, II). Bentonitas (Sector Cabañas de la Sagra-Yuncillos).	273
MORENO, A.; POZO, M. y MARTÍN RUBÍ, J. A.: Distribución de Litio y Flúor en depósitos de Kerolitas y Esmectitas Magnéticas de la cuenca de Madrid. Implicaciones genéticas.	197
MORENO-EIRIS, E.; PEREJÓN, A.; VENNIN, E y ÁLVARO, J. J.: Cronología de los procesos kársticos en los montículos cámbricos del Cerro del Hierro (Zona de Ossa-Morena, Sevilla, SO de España).	693
MUÑOZ PÉREZ, J. J. y GUTIÉRREZ MÁS, J. M.: Tipología y eficacia de los espigones de escollera construidos para la mejora de la estabilidad de las playas del litoral atlántico de la provincia de Cádiz.	53
OLLER, E.; RAMOS, E.; SAINZ-AMOR, E. e INGLÉS, M.: Minerales pesados en los sedimentos continentales sintectónicos de las secuencias Bellmunt y Milany (Eoceno, Ud. del Cadí, Pirineos Orientales): Implicaciones sobre su procedencia.	25
ORCHE, E.; PUCHE, O. y MAZADIEGO, L. F.: Datos históricos y actuales sobre el trabajo de los niños en las minas en Europa y América.	317
ORDÓÑEZ, S.: Los textos de mineralogía en España a finales del XVIII: 2.º Centenario de la Traducción de "La Orictognósia" de Widenmann por C. Herrgen (1797).	103
ORDÓÑEZ, S.; GARCÍA DEL CURA, M. A.; RODRÍGUEZ, M. A.; PINA, J. A.; CAÑAVERAS, J. C. y BALTUILLE, J. M.: Los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador" (SE. España). Caracterización petrológica y criterios de exploración.	67
PELÁEZ MARTÍNEZ, A. y GARCÍA LOBÓN, J. L.: Cartografía geofísica y situación de indicios mineros respecto de anomalías magnéticas, radiométricas y gravimétricas en cuatro áreas de la Faja Pirítica.	715
PEREJÓN, A.; VENNIN, E.; MORENO-EIRIS, E. y ÁLVARO, J. J.: Cronología de los procesos kársticos en los montículos cámbricos del Cerro del Hierro (Zona de Ossa-Morena, Sevilla, SO de España).	693

	<u>Páginas</u>
PÉREZ, J. M.; LÓPEZ, A.; CONDE, C. e HIDALGO, A.: Un método de volúmenes finitos para la simulación del transporte de contaminantes en la geosfera.	739
PINA, J. A.; GARCÍA DEL CURA, M. A.; RODRÍGUEZ, M. A.; CAÑEVERAS, J. C.; BALUILLÉ, J. M. y ORDÓÑEZ, S.: Los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador" (SE. España). Caracterización petrológica y criterios de exploración.	67
PLATA TORRES, J. L. y RUBIO SÁNCHEZ-AGUILILLA, F. M.: Sondeos de resonancia magnética (SRM). Ensayo en un acuífero detrítico del sur de España.	603
PLATA TORRES, J. L. y CUETO PASCUAL, L. A.: La susceptibilidad magnética de las rocas de la Faja Pirítica.	627
POZO, M.; CASAS, J.; MARTÍN DE VIDALES, J. L.; MEDINA, J. A. y MARTÍN RUBÍ, J. A.: Características texturales y composicionales en depósitos de arcillas magnéticas de la cuenca de Madrid. I). Kerolitas (Sector de Esquivias y Pinto).	77
POZO, M.; CASAS, J.; MARTÍN DE VIDALES, J. L.; MEDINA, J. A. y MARTÍN RUBÍ, J. A.: Características texturales y composicionales en depósitos de arcillas magnéticas de la cuenca de Madrid. II). Bentonitas (Sector Cabañas de la Sagra-Yunclillos).	273
POZO, M.; MORENO, A. y MARTÍN RUBÍ, J. A.: Distribución de Litio y Flúor en depósitos de Kerolitas y Esmectitas Magnéticas de la cuenca de Madrid. Implicaciones genéticas.	197
PUCHE, O; ORCHE, E. y MAZADIEGO, L. F.: Datos históricos y actuales sobre el trabajo de los niños en las minas en Europa y América.	317
PUCHE RIART, O. y MAZADIEGO MARTÍNEZ, L. F.: Industria cerámica madrileña: Los hornos históricos para cocer tinajas de Colmenar de Oreja.	215
QUESADA, M. L. y DE LA NUEZ, J.: El edificio hidromagmático de Montaña Goteras en la Palma (Islas Canarias).	19
RÁBANO, I.; FRANCO TORTELLO, M.; RAO, R. I. y ACEÑOLAZA, F. G.: Los trilobites de la transición Cámbrico-Ordovícico en la quebrada Amarilla (Sierra de Cajas, Jujuy, Argentina).	555
RAMOS, E.; OLLER, E.; SAINZ-AMOR, E. e INGLÉS, M.: Minerales pesados en los sedimentos continentales sintectónicos de las secuencias Bellmunt y Milany (Eoceno, Ud. del Cadí, Pirineos Orientales): Implicaciones sobre su procedencia.	25
RAO, R. I.; FRANCO TORTELLO, M.; RÁBANO, I. y ACEÑOLOZA, F. G.: Los trilobites de la transición Cámbrico-Ordovícico en la quebrada Amarilla (Sierra de Cajas, Jujuy, Argentina).	555
REBOUÇAS, A. e HIRATA, R.: La protección de los recursos hídricos subterráneos: Una visión integrada, basada en perímetros de protección de pozos y vulnerabilidad de acuíferos.	423
RÍOS, L. M.; CHARLET, J. M. y BODEGA, F.: Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XLIV Campamento para Prácticas de Geología "Pirineo Central 1998)".	109

	<u>Páginas</u>
RIVAS, R.; USUNOFF, E.; VARNI, M. y WEINZETTEL, P.: Hidrogeología de grandes llanuras: La pampa húmeda argentina.	391
RODRIGO, A. y GOY, A.: Catálogo de los ammonoideos del triásico español depositados en el Museo Geominero (ITGE, Madrid).	681
RODRIGUEZ, S. y CÓZAR, P.: Evolución sedimentaria del Carbonífero Inferior de Área del Guadiato (España).	663
RODRÍGUEZ, S. y CÓZAR, P.: Propuesta de nueva nomenclatura para las unidades del Carbonífero Inferior del sector norte del Área del Guadiato (Córdoba).	237
RODRÍGUEZ, M. A.; GARCÍA DEL CURA, M. A.; PINA, J. A.; CAÑEVERAS, J. C.; BALUILLÉ, J. M. y ORDÓÑEZ, S.: Los mármoles comerciales "Marrón Imperial" y "Marrón Emperador" (SE. España) Caracterización petrológica y criterios de exploración.	67
RODRÍGUEZ DÍEZ, R y TORAÑO ALVAREZ, J.: Análisis retrospectivo de la subsidencia de capas de carbón. Aplicación de una función de perfil general para cualquier inclinación de la capa (0°-90°).	701
RUBIO SÁNCHEZ-AGUILILLA, F. M. y PLATA TORRES, J. L.: Sondeos de resonancia magnética (SRM). Ensayo en un acuífero detrítico del sur de España.	603
SACCHI, G. A. y BELTRAMONE, C. A.: Unidades homogéneas de paisaje de las cuencas de los ríos Santa Catalina y Ascochinga. Córdoba. Argentina.	591
SAHUQUILLO HERRAIZ, A.: La calidad y la contaminación de las aguas subterráneas.	437
SAINZ-AMOR, E.; OLLER, E.; RAMOS, E. e INGLÉS, M.: Minerales pesados en los sedimentos continentales sintectónicos de las secuencias Bellmunt y Milany (Eoceno, Ud. del Cadí, Pirineos Orientales): Implicaciones sobre su procedencia.	25
SÁNCHEZ NAVARRO, J. A. y COLOMA LÓPEZ, P.: Los acuíferos kársticos en torno a los macizos ibéricos paleozoicos de Neila y La Demanda (Sector Oriental).	169
SEMPERE, C.; BOLUDA, N.; ANDREU, J. M.; HERNÁNDEZ, A. y PULIDO-BOSCH, A.: Evolución y estado actual de la intrusión marina en el acuífero de Jávea (Provincia de Alicante).	185
SESÉ MARTÍNEZ, V. H. y GUTIÉRREZ ELORZA, M.: Cálculo de retrocesos de escarpes de la cuenca de Almazán y significación climática de la evolución de laderas (depresión oriental del Duero).	581
TORAÑO ÁLVAREZ, J. y RODRÍGUEZ DÍEZ, R.: Análisis retrospectivo de la subsidencia de capas de carbón. Aplicación de una función de perfil general para cualquier inclinación de la capa (0°-90°).	701
USUNOFF, E.; VARNI, M.; WEINZETTEL, P. y RIVAS, R.: Hidrogeología de grandes llanuras: La pampa húmeda argentina.	391

	Páginas
VARNI, M.; USUNOFF, E.; WEINZETTEL, P. y RIVAS, R.: Hidrogeología de grandes llanuras: La pampa húmeda argentina.	391
VEGAS SALAMANCA, J.; HERNÁNDEZ-PACHECO, A. y MARFIL PÉREZ, R.: Los depósitos volcánoclasticos de la Isla de La Palma (Canarias): su relación con la evolución de las calderas de Taburiente y Cumbre Nueva.	135
VENNIN, E.; PEREJÓN, A.; MORENO-EIRIS, E. y ÁLVARO, J. J.: Cronología de los procesos kársticos en los montículos cámbricos del Cerro del Hierro (Zona de Ossa-Morena, Sevilla, SO de España).	693
WEINZETTEL, P.; USUNOFF, E.; VARNI, M. y RIVAS, R.: Hidrogeología de grandes llanuras: La pampa húmeda argentina.	391
YOUNGER, P. L.: Pronóstico del ascenso del nivel freático en minas subterráneas y sus consecuencias medio-ambientales.	407

BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO

NORMAS DE PUBLICACIÓN

El **Boletín Geológico Minero** publicará trabajos originales en español e inglés relacionados con las Ciencias de la Tierra.

TEXTOS

Extensión máxima de 20 págs. DIN A4, con tamaño de letra 12 pt, y espaciado de 1,5, incluidas referencias e ilustraciones.

El **título** del artículo será breve e informativo de sus contenidos, y en especial deberá precisar el encuadre geográfico y geocronológico.

Los **autores** aparecerán con minúscula en el orden en que deseen ser citados. Primero las iniciales de sus nombres, seguidas del apellido o apellidos que quieran incluir. Se indicará el lugar de trabajo de cada uno de los autores, con la dirección completa y de correo electrónico.

Resumen en español e inglés, con una extensión máxima de 250 palabras en cada idioma, y 5 **palabras claves** en ambos idiomas.

Los diferentes **apartados del texto** se titularán en mayúscula y negrita, sin numeración. Se recomienda incluir los apartados de **INTRODUCCIÓN** y **CONCLUSIONES**. El último apartado será el de **BIBLIOGRAFÍA**.

Las **ilustraciones originales** (figuras, mapas, fotografías, etc.), **tablas y cuadros**, se prepararán para ocupar una o dos columnas (80 ó 170 mm). Se entregarán siempre aparte del texto, indicando en éste su posición. Las ilustraciones sólo se publicarán en blanco y negro. Se sugiere la no utilización de tramas grises en las figuras de línea, que pueden ser sustituidas por tramas de puntos de distintas densidades.

En las **referencias bibliográficas incluidas en el texto**, se consignarán los apellidos completos que usen los autores en el trabajo correspondiente, citándose éste en la bibliografía final de igual forma que en el texto. En el caso de tres o más autores se utilizará "*et al.*" (en itálicas). Para las citas de un trabajo de dos autores, sus apellidos irán relacionados con la conjunción "y". Los nombres de las revistas deberán citarse completos, sin abreviaturas.

Ejemplos:

a) Artículos de revistas:

HEREDIA, M. y BALTUILLE, J.M. 1997. Las posibilidades mineras de Cuba en el sector de las Rocas Ornamentales. *Boletín Geológico y Minero*, 108 (6), 47-52.

SCHUSTER, W. and THOMSON, T.J. 1991. Description of the natural factors affecting the environmental conditions in the site of Llandose (Illinois). *International Journal of Environmental Sciences*, 5 (3), 112-134.

b) Libros:

DIDIER, J. 1973. *Granites and their enclaves*. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.

c) Capítulos de libros:

QUESADA, C. 1983. EL Carbonífero de Sierra Morena. En: MARTÍNEZ, C. (ed.), *Carbonífero y Pérmico de España*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 243-278.

d) Actas de congresos:

DELGADO, F., OVEJERO, G. y JACQUIN, J.P. 1971. Localización estratigráfica y medio paleogeográfico de las mineralizaciones (galena y fluorita) de Sierra de Baza (Granada, España). *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, Madrid, 2, 119-128.

e) Informes y trabajos inéditos:

Se citará el autor o autores, año de la realización y ubicación de dicho trabajo.

f) Páginas web:

Se citará el título de la página, el autor o autores de la misma, organismo o institución editora y lugar de origen del servidor, fecha de acceso a la información y dirección electrónica tanto de la página como del directorio raíz, así como un correo electrónico de contacto. Ejemplo: Kluwer Academic Publishers Information Service (KAPIS), Holanda, 24/03/99, <http://www.wkap.nl>. e-mail: texhelp@wkap.nl

REMISIÓN DEL MANUSCRITO

Se enviará por triplicado (original más dos copias de buena calidad) al editor.

FORMATOS

Aceptado el trabajo, con las modificaciones propuestas (en su caso), se remitirá al editor una copia en papel y otra en formato digital (disquete, cd, o correo electrónico).

PRUEBAS DE IMPRENTA

Al autor correspondiente, o primero de los firmantes, se le entregarán las pruebas del trabajo para su corrección. La misma atenderá únicamente a los errores de imprenta.

SEPARATAS

De cada trabajo se entregarán 50 separatas gratis. Si algún autor desea un número mayor, deberá solicitarlo en el impreso remitido junto con la aceptación del trabajo.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones deberá dirigirse a:

Jefe del Servicio de Publicaciones
Instituto Tecnológico Geominero de España
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid
Fax: (34) 91 349 57 62
Correo electrónico: publicaciones@itge.mma.es

BOLETÍN GEOLÓGICO Y MINERO

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

The **Boletín Geológico Minero** will publish original manuscripts in Spanish or English dealing with Earth Sciences.

TEXTS

Maximum length 20 pages, with font size 12 pt and printed with 1.5 spacing, including references and illustrations.

The **title** should be short and informative of the contents and should include the geographical and geochronological framework of the study. The names of the authors should be listed in the order they would like to be cited. First the initials of their names, then the surname or surnames they wish to include. Authors affiliations, complete postal and e-mail addresses should be indicated.

A Spanish and English **abstract** with a maximum of 250 words in each language should also be included, as well as 5 **key words** in each language.

The different sections of the text will be titled in unnumbered bold capitals. It is recommended to include the sections INTRODUCTION and CONCLUSIONS. The last section would be REFERENCES.

Original graphics (figures, maps and photographs, etc.), and **tables** should be prepared to take up one or two columns (80 or 170 mm). Should be handed separately of the text, indicating its position on the text. Graphics will only be printed in black and white.

Should the text refers to samples or data, these should be reflected in the corresponding maps, plans or schemes.

References in the text should be cited with the complete surnames used by the authors in the work, and listed at the end of the text similarly. Use *et al.* for more than three authors. References should be listed at the end of the text in alphabetical order of authors' names; journal and book titles should be written out, not abbreviated.

Examples:

a) Article in journal:

HEREDIA, M. y BALTUILLE, J.M. 1997. Las posibilidades mineras de Cuba en el sector de las Rocas Ornamentales. *Boletín Geológico y Minero*, 108 (6), 47-52.

SCHUSTER, W. and THOMSON, T.J. 1991. Description of the natural factors affecting the environmental conditions in the site of Llandose (Illinois). *International Journal of Environmental Sciences*, 5 (3), 112-134.

b) Book:

DIDIER, J. 1973. *Granites and their enclaves*. Elsevier, Amsterdam, 393 pp.

c) Article in an edited book:

QUESADA, C. 1983. EL Carbonífero de Sierra Morena. En: MARTÍNEZ, C. (ed.), *Carbonífero y Pérmico de España*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 243-278.

d) Paper presented at meeting:

DELGADO, F., OVEJERO, G. y JACQUIN, J.P. 1971. Localización estratigráfica y medio paleogeográfico de las mineralizaciones (galena y fluorita) de Sierra de Baza (Granada, España). *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, Madrid, 2, 119-128.

e) Unpublished works:

Author or authors, year and location of the works should be cited.

f) Web pages:

In this case the following information should be provided: Title of page, author or authors, editing organisation or institution, place of origin of the server, date of access to information and electronic address both of the web page and the root directory, as well as a contact e-mail. Example: Kluwer Academic Publishers Information Service (KAPIS), Holanda, 24/03/99, <http://www.wkap.nl> e-mail: texhelp@wkap.nl

SUBMISSION OF MANUSCRIPT

Three copies (original and two copies of good quality) of the papers should be sent to the editor.

FORMATS

If accepted, the papers, including the modifications suggested (if appropriate), a hardcopy (enclosing original figures) and a copy in standard diskette (3,5"), CD or electronic mail, will be sent to the editor by the authors.

PAGE PROOFS

One set of proofs will be sent to the corresponding author, to be checked for editing. The author is not expected to make changes or corrections that constitute departures from the article in its accepted form.

REPRINTS

Fifty reprints of each article are supplied free of charge. Additional reprints can be ordered on a reprint order form, which will be sent to the corresponding author upon receipt of the accepted article.

Editorial correspondence and subscriptions should be addressed to:

Jefe del Servicio de Publicaciones
Instituto Tecnológico Geominero de España
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid
Fax: (34) 91 349 57 62
E-mail: publicaciones@itge.mma.es

TARJETA DE SUSCRIPCION AL BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

Boletín Geológico y Minero

Revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas

Precio suscripción anual (6 números). Año 2000: 6.000 ptas. Igual precio para años anteriores

DIRECCION Y ADMINISTRACION

Instituto Tecnológico Geominero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 - Madrid. España

Fax (91) 349 57 62

Nombre

Organismo o Empresa

Dirección Teléfono

Ciudad C.P.

País FIRMA

Fecha

BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO

ACUSE DE RECIBO

HEMOS RECIBIDO
WE HAVE RECEIVED
NOUS AVONS RECU

NOS FALTA
WE ARE IN WANT OF
IL NOUS MANQUE

FECHA FIRMA
DATE SIGNATURE

NOMBRE
NAME
NOM

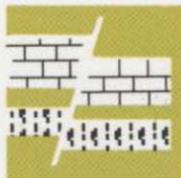
DIRECCION
ADDRESS
ADRESSE

ROGAMOS DEVUELVAN ESTE ACUSE DE RECIBO, NECESARIO PARA NUESTRO CONTROL, DIRIGIDO EXCLUSIVAMENTE A AQUELLOS CENTROS QUE RECIBEN ESTA PUBLICACION CON CARACTER GRATUITO EN REGIMEN DE INTERCAMBIO.

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 MICROPALEONTOLOGIA»



MUSEO GEOMINERO

PALEONTOLOGIA Y MINERALOGIA
CATALOGACION Y GESTION DE COLECCIONES GEOLOGICAS
EXPOSICIONES: TEMPORALES Y PERMANENTES
DIVULGACION CIENTIFICA