

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

boletín

geológico

y minero

VOLUMEN 105

Marzo - Abril 1994

NUMERO 2



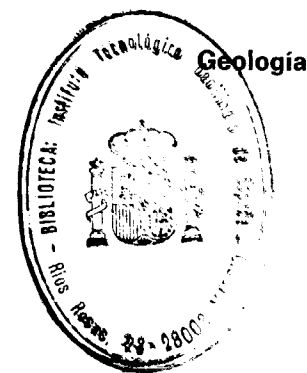
Volumen 105
Número 2
Marzo - Abril 1994

boletín geológico y minero

2067

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

11 - SEP 1994



Minería

Aguas subterráneas

Geotecnia

Estudio de minerales y rocas

Sumario

- A. AZOR, F. GONZALEZ LODEIRO, L. M. MARTIN PARRA y P. VILLAR ALONSO: La estructura del sector de Buitrago-Somosierra (Sistema Central) ... 3
- J. L. GALLARDO-MILLAN, P. HIGUERAS y J. M. MOLINA: Análisis estratigráfico de la «Cuarcita de Criadero» en el Sinclinal de Almadén ... 17
- A. ARRIBAS: El yacimiento mesopleistoceno de Villacastín (Segovia, España): Geología y Paleontología de micromamíferos ... 28
- J. L. ARECES, A. P. PIEREN, A. J. TORAÑO y R. RODRIGUEZ DIEZ: Nuevos datos sobre la estructura general del Carbonífero en el Horst de la Camocha (Gijón, Asturias) ... 49
- E. J. GONZALEZ-CLAVIJO, C. ORTEGA, P. FLORIDO y J. LOCUTURA: El control estructural de las mineralizaciones auríferas en la zona de Pino, provincia de Zamora (España) ... 60
- J. L. ARECES, J. L. TENAJAS, A. J. TORAÑO, A. P. PIEREN, F. PENDAS y R. RODRIGUEZ DIEZ: Caracterización de los parámetros hidráulicos de la cobertera pérmica en el Horst del yacimiento carbonífero de Mina «La Camocha» ... 72
- V. G. RUIZ DE ARGANDOÑA, L. CALLEJA, L. M. SUAREZ DEL RIO y A. RODRIGUEZ REY: Durabilidad de rocas pizarrosas del Valle del Huerna (Asturias) ... 86
- J. C. FERNANDEZ CALIANI, M. MESA y E. GALAN: Características del metamorfismo de grado bajo a muy bajo en la parte meridional de la Faja Pirítica (Zona Sur Portuguesa) ... 95

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

INSTITUTO TECNOLÓGICO
GEOMINERO DE ESPAÑA

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

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

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

EXPLICACION DE LA PORTADA

Borde NE del Mioceno de la cuenca de Almazán con la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica: conglomerados horizontales apoyándose contra el relieve del Cretáceo cuyas capas aparecen bien en la cantera. Autovía de Madrid a Zaragoza.

(Foto: L. M.^a Ríos.)

Depósito legal: M. 3.279 - 1958
ISSN 0366 - 0176
NIPO 241 - 94 - 001 - 4

Imprenta Ideal, S. L. - Chile, 27 - Teléf. 359 57 55 - 28016-MADRID

La estructura del sector de Buitrago - Somosierra (Sistema Central).

Por A. AZOR (*), F. GONZALEZ LODEIRO (*), L. M. MARTIN PARRA (**),
y P. VILLAR ALONSO (***)

R E S U M E N

En el sector de Buitrago-Somosierra se han distinguido tres unidades litológicas preordovícicas: una sucesión de metasedimentos, un conjunto ortogneísico formado por ortogneises glandulares biotíticos y ortogneises bandeados, y una tercera unidad constituida por ortogneises leucocráticos.

La estructura de estos materiales es el resultado de la superposición de tres fases principales de deformación hercyniana. La primera (F_1) da lugar a un sinclinal tumbado vergente al E. En la segunda fase (F_2) se genera una zona de cizalla dúctil subhorizontal de 2-3 Km de espesor, y con sentido de movimiento hacia el SE para el bloque de techo. La tercera fase (F_3) es un plegamiento retrovergente respecto a las dos fases anteriores. Posteriormente se produce un plegamiento de superficie axial subvertical y gran longitud de onda y una fracturación tardihercyniana que da lugar a las dos fallas normales buzantes al E que limitan la región estudiada: la Falla de Robregordo al O y la Falla de Berzosa al E.

La evolución metamórfica se puede descomponer en tres etapas, una primera (M_1) en condiciones de presión intermedia (asociaciones distena-sillimanita), una segunda (M_2) de baja presión en la que se alcanzan condiciones de la parte alta del grado medio y de grado alto. Finalmente tiene lugar una retrogradación a condiciones de bajo grado (M_3).

La evolución tectónica de este sector durante F_1 y F_2 puede explicarse en el marco de una cuña orogénica moviéndose hacia el SE, cuyo frente estaría situado en la región de Hiendelaencina. El plegamiento retrovergente de F_3 se relaciona con un episodio de cizallamiento subhorizontal con movimiento del bloque de techo hacia el O.

Palabras clave: Deformación hercyniana, Zona de cizalla dúctil, Plegamiento retrovergente, Cuña orogénica, Sector de Buitrago-Somosierra.

A B S T R A C T

In the Buitrago-Somosierra area, three Pre-Ordovician lithological units are distinguished: a succession of metasediments, an orthogneissic unit composed by banded orthogneisses and biotitic augengneisses, and a the third unit make up by leucocratic orthogneisses.

The structure of this region is the result of the superposition of three main Hercynian phases of deformation. The first one (F_1) generates a recumbent synclinal structure with E vergence. The second phase (F_2) generates a subhorizontal ductile shear zone directed to the SE. F_3 is an episode of backfolding with a vergence oppositi to that of the two former phases. The Late-Hercynian phases of deformation are a folding event with subvertical axial surface and a brittle fracturation event. The two normal faults limiting the studied area are the Robregordo Fault in the W and the Berzosa Fault in the E, generated in the Late-Hercynian event.

The metamorphic conditions during the deformation events changed from HT-MP (kyanite-sillimanite assemblages) (M_1) to low-grade conditions (M_3) with an intermediate event in HT-LP (M_2).

The tectonic evolution of the area during F_1 and F_2 can be explained by an orogenic wedge moving toward the SE. Its front could be located in the Hiendelaencina region. Finally, the F_3 backfolding is related with a subhorizontal shearing directed to the W.

Key words: Hercynian deformation, Ductile shear zone, Backfolding, Orogenic wedge, Buitrago Somosierra area.

(*) Departamento de Geodinámica e Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (C.S.I.C., Univ. de Granada). Avenida de Fuentenueva, s/n. 18002 Granada.

(**) Egeo, S. A. Gaztambide, 61. 28015 Madrid.

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

INTRODUCCION

El Sistema Central es un *horst* de edad alpina (Mioceno Inferior) en el que afloran materiales precámbricos y paleozoicos pertenecientes a la Zona Centroibérica de JULIVERT et al. (1972). Dentro de él se distinguen varias unidades morfológicas, de las que la más oriental es la Sierra del Guadarrama (fig. 1b). En esta unidad, MACAYA et al. (1991) han diferenciado dos dominios, uno oriental y otro occidental. El dominio oriental

se extiende desde la Falla de Berzosa hacia el E. En él afloran materiales cuyas edades van desde el Preordovícico al Devónico Inferior, y se conoce bien la geometría de las estructuras hercínianas (GONZALEZ LODEIRO et al., 1988). El dominio occidental se sitúa al O de la Falla de Berzosa. En él afloran materiales fundamentalmente preordovícicos y la geometría de las estructuras mayores sólo se conoce parcialmente (MACAYA et al., 1991).

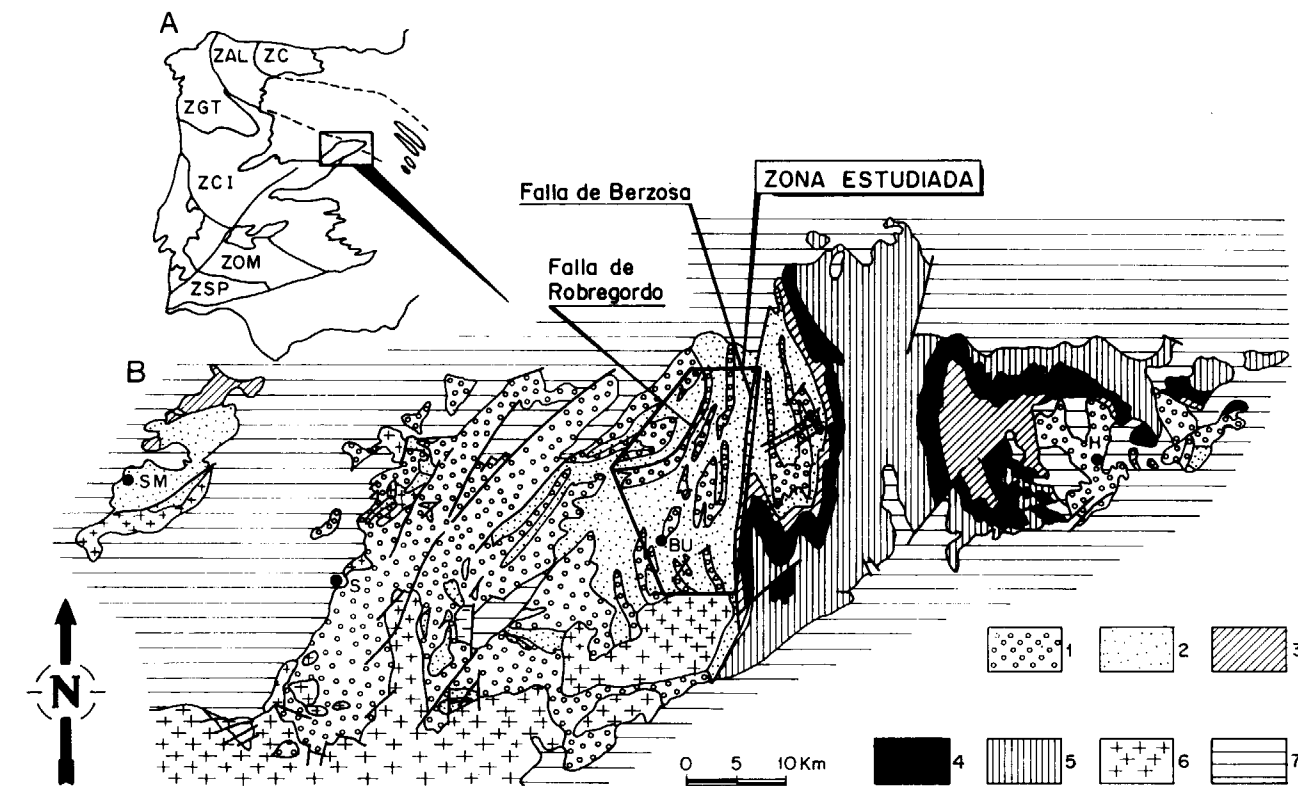


Figura 1.—A) Situación de la Sierra del Guadarrama en el Macizo Hespérico. División en zonas según JULIVERT et al. (1972) y FARIAS et al. (1987). ZC: Zona Cantábrica. ZAL: Zona Asturoccidental-Leonesa. ZGT: Zona de Galicia-Tras-Osmontes. ZCI: Zona Centroibérica. ZOM: Zona Ossa-Morena. ZSP: Zona Subportuguesa.

B) Esquema geológico de la Sierra del Guadarrama modificado de MACAYA et al. (1991): 1: Ortogneises preordovícicos. 2: Metasedimentos preordovícicos. 3: Formación Constante (Ordovícico Inferior). 4: Cuarcita Armoricana (Ordovícico Inferior). 5: Ordovícico Medio y Superior, Silúrico y Devónico Inferior. 6: Granitos hercínianos. 7: Mesozoico y Terciario. BU: Buitrago. H: Hiendelaencina. S: Segovia. SM: Santa María la Real de Nieva.

El objeto de este trabajo es precisamente estudiar la geometría de las estructuras hercínianas y su relación con el metamorfismo regional en el sector de Buitrago-Somosierra, situado inmediatamente al O de la Falla de Berzosa, en donde

el conocimiento sobre estos aspectos es todavía muy impreciso. Se propone un modelo de evolución tectonometamórfica de los materiales preordovícicos de este sector.

DESCRIPCION DE LOS MATERIALES DEL SECTOR DE BUITRAGO-SOMOSIERRA

Hemos diferenciado tres conjuntos litológicos.

Metasedimentos.—Están formados por una alternancia de paragneises y esquistos biotítico-sillimaníticos, entre los que se encuentran ocasionalmente niveles de cuarcitas feldespáticas y cuarcitas oscuras, así como lentejones aislados de anfibolitas, rocas de silicatos cálcicos y mármoles.

Los paragneises son rocas de colores grisáceos, de grano fino a medio, con una fábrica planar bien desarrollada, y que frecuentemente muestran una lineación de estiramiento, en ocasiones marcada por nódulos de sillimanita y cuarzo. Su composición es: cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + biotita + mica blanca ± sillimanita ± granate. Como accesorios más comunes aparecen apatito, opacos y zircón.

Los esquistos biotítico-sillimaníticos tienen colores grisáceos, grano fino y fábrica plano-lineal. Su composición es: cuarzo + plagioclasa + biotita + mica blanca ± sillimanita ± distena ± estauroлита ± granate.

Localmente se encuentran niveles centimétricos a métricos de cuarcitas feldespáticas de tonos blanquecinos y cuarcitas oscuras ricas en opacos y grafito.

Las anfibolitas y rocas de silicatos cálcicos aparecen en numerosos lentejones de pequeñas dimensiones, intercalados en los metasedimentos y en los ortogneises bandeados. Son rocas de colores verdes, negros o rosados que tienen una fábrica planar o plano-lineal. Su composición es: anfíbol hornbléndico + clinopiroxeno (diópsidosalita) ± granate (grosularia) ± plagioclasa ± cuarzo. El accesorio más común es la titanita. Como minerales secundarios son frecuentes clinzoisita y carbonatos. En las anfibolitas, el anfíbol hornbléndico supone normalmente más del 80 por 100 de la roca, mientras que en las rocas de silicatos cálcicos los minerales mayoritarios son el clinopiroxeno y el granate.

Estos materiales derivan de una serie sedimentaria constituida por pelitas, grauwacas y areniscas, con intercalaciones aisladas de margas y muy localmente de calizas y dolomías.

Ortogneises glandulares biotíticos y *ortogneises*

bandeados.—Afloran en tres bandas de anchuras hectométricas a kilométricas y longitudes de decenas de kilómetros, que se alargan paralelamente a la dirección de las estructuras mayores de tercera fase, y en lentejones hectométricos a lo largo de la Falla de Berzosa (fig. 2). Al O del área estudiada aparecen en macizos de decenas de kilómetros cuadrados de extensión (BISCHOFF et al., 1973; AZOR et al., 1991).

Los ortogneises glandulares biotíticos están constituidos por una matriz gris oscura o negra muy rica en biotita, que engloba glándulas de feldespato potásico y plagioclasa. El tamaño de dichas glándulas oscila entre 1 y 10 cm, y muestra una distribución heterogénea y bimodal, con un máximo principal en torno a los 2 cm y otro menos importante sobre los 5 cm. La composición de la matriz es: cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico + biotita ± mica blanca ± sillimanita. Los accesorios más comunes son opacos, apatito, óxidos de hierro y zircón.

Los ortogneises bandeados son rocas constituidas por una alternancia milimétrica de niveles de composición cuarzofeldespática y niveles oscuros de carácter biotítico. Su composición es similar a la de los ortogneises glandulares biotíticos, aunque el feldespato potásico es algo menos abundante.

En los macizos que forman estos ortogneises localmente aparecen una serie de facies minoritarias, de las que las más importantes son:

- Facies microglandulares, en las que las glándulas feldespáticas no superan los 2 cm.
- Facies megaglandulares, en las que el porcentaje de glándulas y su tamaño medio son mayores que en la facies más común.
- Facies bandeadas con glándulas, son rocas con características texturales mixtas entre los ortogneises bandeados y los ortogneises glandulares biotíticos. En estas facies, el porcentaje de glándulas es por lo general menor del 10 por 100 y su tamaño normalmente no supera los 5 cm.

Los protolitos de los ortogneises glandulares biotíticos corresponden a granitos porfídicos. Los megacrístales de feldespato potásico, en ocasiones idiomorfos, son proterógenos, y aparecen rodeados por la foliación principal de la roca, no presentando en su interior restos de ninguna

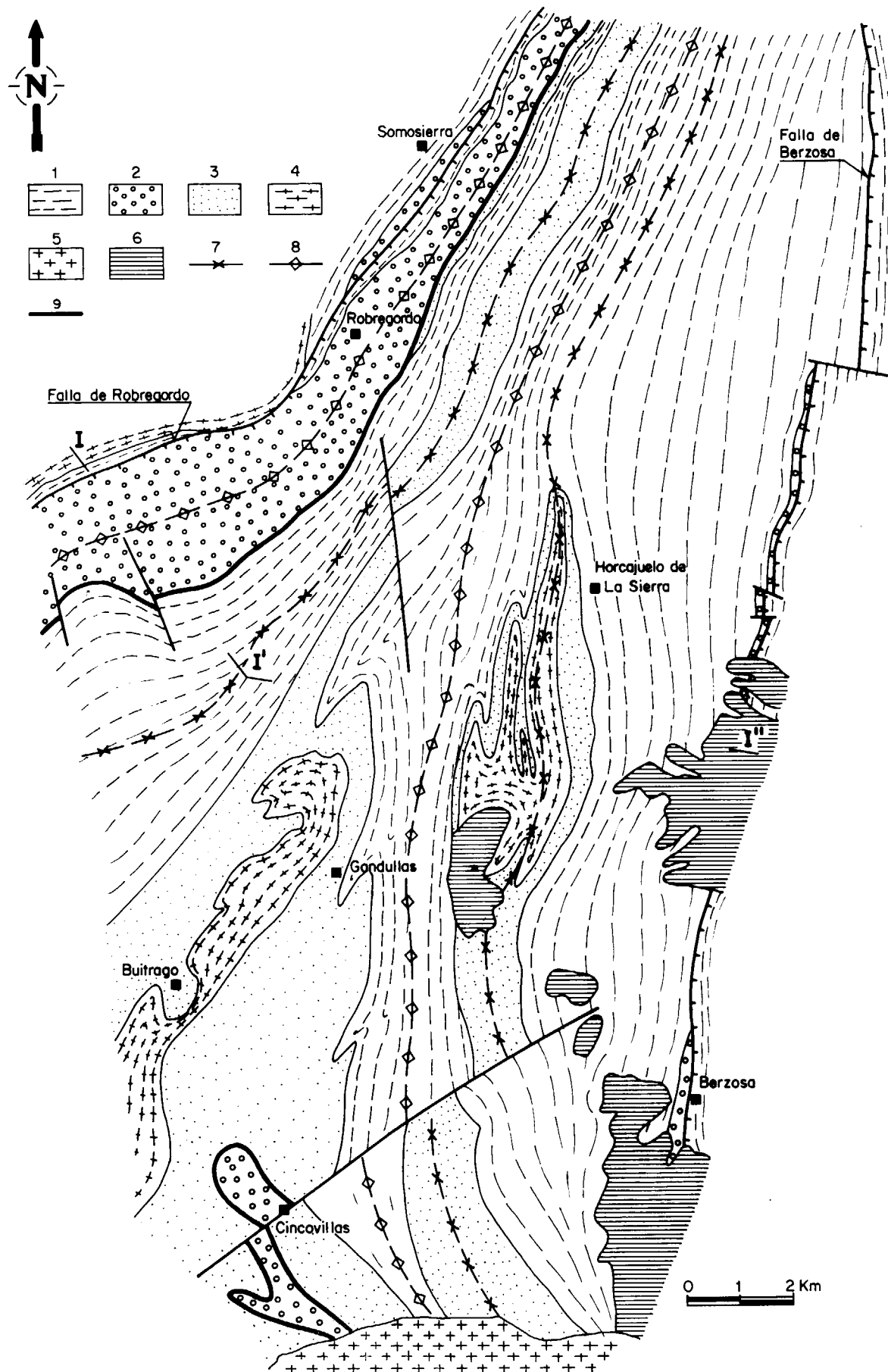


Figura 2.—Mapa geológico del sector de Buitrago-Somosierra. 1: Metasedimentos. 2: Ortogneises glandulares biotíticos. 3: Ortogneises bandeados. 4: Ortogneises leucocráticos. 5: Granito de la Cabrera. 6: Sedimentos terciarios y cuaternarios. 7: Traza axial de sinforme de F_3 . 8: Traza axial de antiforme de F_3 . 9: Limite de la banda de cizalla de F_3 . I-I': Corte geológico de la figura 4.

foliación. Esto indica que las glándulas son primarias y de origen ígneo. Los datos geoquímicos también apoyan un origen ortoderivado (FERNANDEZ CASALS, 1974; BISCHOFF et al., 1978; NAVIDAD, 1978; WILDBERG et al., 1989).

Las diferencias texturales y estructurales entre ortogneises glandulares biotíticos y ortogneises bandeados, si bien corresponden en parte a diferencias primarias entre los protolitos, se deben fundamentalmente a la diferente intensidad de la deformación, especialmente la de segunda fase.

Ortogneises leucocráticos.—Afloran en diques de potencias centimétricas a decamétricas y de longitudes métricas a kilométricas, y en macizos de varios kilómetros cuadrados de extensión elongados en la dirección de las estructuras de tercera fase. En el área estudiada existen dos macizos de estas rocas que hemos denominado Macizo de Gandullas y Macizo de Horcajuelo de la Sierra (fig. 2).

Son rocas de tonos blanquecinos con una matriz de tamaño de grano fino a medio, que a veces engloba glándulas de feldespato potásico cuyos tamaños pueden llegar a ser centimétricos. Su composición es: cuarzo + feldespato potásico + plagioclasa + mica blanca \pm biotita \pm sillimanita. Los accesorios más comunes son granate, turmalina y apatito.

Se han reconocido diferentes facies según el tamaño de grano, el carácter glandular o no, la disposición de la biotita y otros caracteres texturales:

- *Facies glandulares homométricas:* Se trata de rocas con una matriz de grano medio, composición cuarzofeldespática, y escasa proporción de biotita y mica blanca, la cual engloba abundantes glándulas subredondeadas de feldespato potásico y plagioclasa de tamaño homogéneo (1-2 cm) y distribuidas uniformemente.
- *Facies glandulares heterométricas:* Tienen una matriz semejante a la de la facies descrita previamente, pero en este caso las glándulas feldespáticas suelen ser idiomorfas y su tamaño oscila entre 1 y 5 cm.
- *Facies aplitoides:* Son rocas de grano fino caracterizadas por la ausencia de glándulas feldespáticas y de biotita, y la abundancia de granate que puede llegar a tener 5 mm de

diámetro. Estas facies son las únicas reconocidas en los diques, mientras que en los macizos están por lo general a lo largo de sus bordes.

- *Facies de tipo «Acebeda»:* Han sido descritas por AZOR et al. (1991) en un macizo de ortogneises leucocráticos situados al O del área estudiada en este trabajo. Se caracterizan porque la biotita forma agregados ovoideos distribuidos homogéneamente y alargados marcando una lineación.
- *Facies bandeadas:* Tienen algo más de biotita que el resto de facies, la cual forma bandas que alternan con otras fundamentalmente cuarzofeldespáticas.

Estos materiales son ortoderivados a partir de rocas ígneas de carácter ácido, como evidencian sus características composicionales y texturales (AZOR, 1989). Los datos geoquímicos de los ortogneises de El Vellón-Pedrezuela, los cuales son correlacionables con estos materiales, también apuntan hacia un origen ígneo, ya que en los diagramas de LA ROCHE et al. (1974) se proyectan en el campo de los granitos (NAVIDAD y LOPEZ RAMOS, 1981).

Edad de las unidades litológicas y relación entre ellas.—La edad de los metasedimentos es preordovícica al situarse estratigráficamente por debajo de la discordancia Sárdica (fig. 3). Han sido atribuidos al Cámbrico (FERNANDEZ CASALS y CAPOTE, 1970) o al Precámbrico (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975; CAPOTE et al., 1977) por criterios de correlación con materiales que afloran en otros sectores del Sistema Central, o apoyándose en la posible existencia de una discordancia de edad asíntica.

La edad de los ortogneises glandulares biotíticos y ortogneises bandeados es con certeza preordovícica, y probablemente cámbrica inferior-precámbrica ateniéndose a las dataciones radiométricas realizadas por WILDBERG et al. (1989) mediante el método U/Pb sobre zircones, en las que obtienen valores mínimos de 540 Ma para los protolitos. El conjunto ortogneisico en el Guadarrama Oriental se sitúa siempre por debajo de la discordancia Sárdica, disponiéndose el Ordovícico discordantemente sobre ellos (GONZALEZ LOPEIRO, 1980), y es intrusivo en los metasedimentos (fig. 3) (WILDBERG et al., 1989; MACAYA et al., 1991), lo que se ha puesto de manifiesto car-

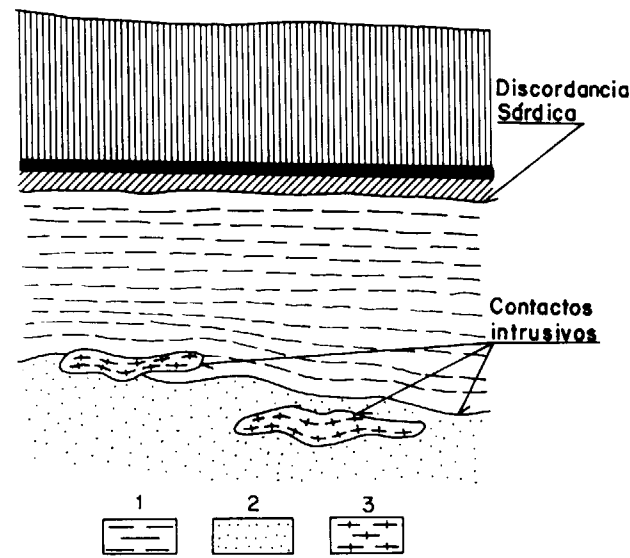


Figura 3.—Esquema estratigráfico en el que se indican la disposición y relaciones mutuas de los materiales del sector de Buitrago-Somosierra. Se incluyen también los materiales ordovícicos que afloran al E de la Falla de Berzosa. 1: Metasedimentos. 2: Ortogneises glandulares biotíticos y ortogneises bandeados. 3: Ortogneises leucocráticos. Otras tramas como en la figura 1.

tográficamente (AZOR et al., 1991). Aun teniendo en cuenta el carácter intrusivo de estos ortogneises en los metasedimentos, el hecho de que su abundancia aumente hacia la parte más occidental de la Sierra del Guadarrama en la que afloran los materiales más profundos, en donde quedan pequeños retazos de metasedimentos (fig. 1b), es interpretado por MACAYA et al. (1991) como indicativo de que corresponden a la parte basal de la sucesión preordovícica, constituyendo un basamento desde un punto de vista mecánico.

Los protolitos de los ortogneises leucocráticos también son de edad preherciniana, ya que están afectados por las fases principales de deformación herciniana. Las dataciones radiométricas llevadas a cabo en estos ortogneises por VIALETTE et al. (1987) mediante el método Rb-Sr en roca total dan edades entre 494 ± 10 y 471 ± 12 Ma. Otras dataciones realizadas mediante el método U-Pb sobre zircones en ortogneises correlacionables con éstos, como son los ortogneises de Viana del Bollo y San Sebastián, dan valores

de 465 ± 10 Ma (LANCELOT et al., 1985). Estos materiales son intrusivos en las otras dos unidades litológicas preordovícicas (fig. 3) como evidencia la cartografía de detalle de los macizos en que aparecen (AZOR, 1989). Sin embargo, nunca intruyen a materiales situados por encima de la discordancia Sárdica, lo que nos lleva a proponer una edad probablemente preordovícica para ellos.

ESTRUCTURA DE LA REGION DE BUITRAGO-SOMOSIERRA

Se reconocen tres fases penetrativas de deformación herciniana. Existe una fase posterior en la que se generan flexiones de superficie axial subvertical y una fracturación dúctil-frágil y frágil (deformaciones tardihercinianas).

Primera fase de deformación (F_1).—Es difícil reconocer las características de las estructuras de plegamiento de esta fase debido a la intensidad de la segunda y tercera fases de deformación, que las destruyen casi completamente (fig. 4). La macroestructura que se puede reconstruir para esta primera fase son dos flancos, uno normal y otro inverso, cuyas dimensiones no pueden estimarse debido al alto grado de deformación por cizalla dúctil de segunda fase que han sufrido gran parte de los materiales que afloran en el área. En efecto, si se restauran los pliegues de tercera fase, queda una sucesión que, de techo a muro, consta de: 1) ortogneises glandulares biotíticos y ortogneises bandeados, 2) metasedimentos y 3) ortogneises glandulares biotíticos y ortogneises bandeados. Esta disposición se puede interpretar como un pliegue (fig. 8), ya que el conjunto gnéisico aparece, por lo general, por debajo de los metasedimentos. Si se tiene en cuenta que la segunda fase en este sector origina una banda de cizalla de carácter dúctil, sin llegar a producir superficies de cabalgamiento frágiles, se puede aceptar que, aunque muy modificados por esta segunda fase, los dos flancos pertenecen a un mismo pliegue de primera fase, el cual debe ser necesariamente un sinclinal. La vergencia de los pliegues de primera fase no ha sido puesta de manifiesto en este sector. No obstante, en áreas próximas dicha fase da lugar a pliegues tumbados de dirección submeridiana y vergencia E, como es el caso del Anticlinal de Hiendelaencina (GONZALEZ LODEIRO, 1981;

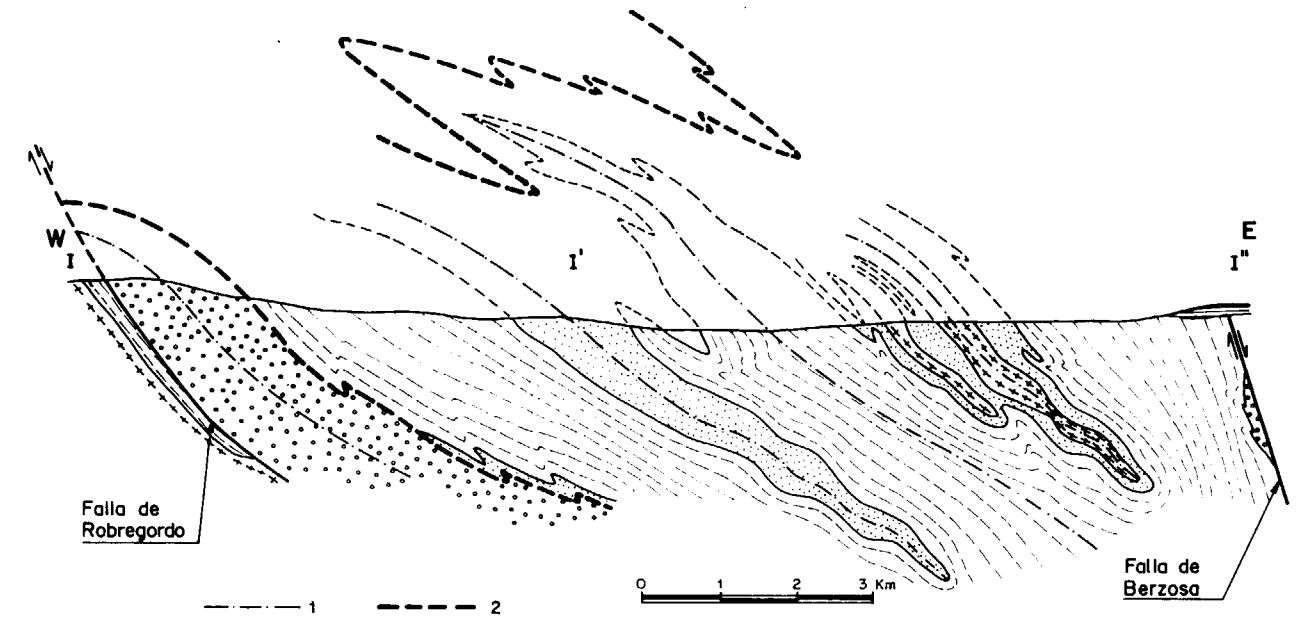


Figura 4.—Corte geológico I-I' de la figura 2. 1: Trazo axial de F_3 . 2: Límites de la zona de cizalla de F_2 . Mismas tramas que en la figura 2.

FERNANDEZ RODRIGUEZ, 1990) en el extremo oriental de la Sierra del Guadarrama. De acuerdo con esto, es razonable aceptar una vergencia E para la primera fase en este sector. Esto obliga a situar la charnela del sinclinal al O del área estudiada. Sin embargo, este cierre sinclinal no aflora al O de la Falla de Robregordo (límite O del sector estudiado), debido a que ésta hunde todo el sector estudiado con respecto al situado inmediatamente al O, en donde en consecuencia afloran estructuras más profundas (AZOR et al., 1991). Queda finalmente una estructura mayor consistente en un sinclinal tumbado vergente al E muy modificado por las fases posteriores (fig. 8).

La única estructura menor de F_1 que se reconoce dentro de la banda de cizalla de segunda fase es una foliación (S_1), que aparece en el interior de minerales anteriores a la segunda fase. En los ortogneises situados fuera de la banda de cizalla, la foliación de primera fase (S_1) es la foliación principal sobre el terreno y corresponde a una fábrica planar definida por los filosilicatos. La S_1 rodea los fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa, que muestran generalmente un escaso aplastamiento. No existen facies bandeadas en los ortogneises situados fuera de la banda de cizalla de segunda fase.

Segunda fase de deformación (F_2).—La macroestructura que origina es una zona de cizalla subhorizontal de carácter dúctil de 2-3 Km de espesor que está plegada por los pliegues mayores de tercera fase (figs. 4 y 8). El muro de la zona de cizalla se sitúa en el contacto oriental de la banda occidental de ortogneises glandulares biotíticos. El techo se localiza en torno a Cincovillas en el contacto entre ortogneises glandulares biotíticos y ortogneises bandeados (figs. 2 y 4). Tanto a muro como a techo se pasa de ortogneises bandeados y/o metasedimentos intensamente deformados y con fábrica plano-lineal dentro de la zona de cizalla, a ortogneises glandulares biotíticos fuera de la zona de cizalla, en los que la lineación de estiramiento no es tan patente y la foliación se adapta a los megacristales de feldespato, los cuales muestran generalmente formas idiomorfas o subredondeadas. Fuera de la zona de cizalla la segunda fase da lugar a un reaplastamiento de la S_1 , sin llegar a producirse una transposición generalizada de la misma (cosa que sí ocurre dentro de la zona de cizalla).

Durante esta fase se produce una fábrica plano-lineal (S_2 y L_2) que es la estructura más penetrativa en toda la banda de cizalla. En la figura 5 se

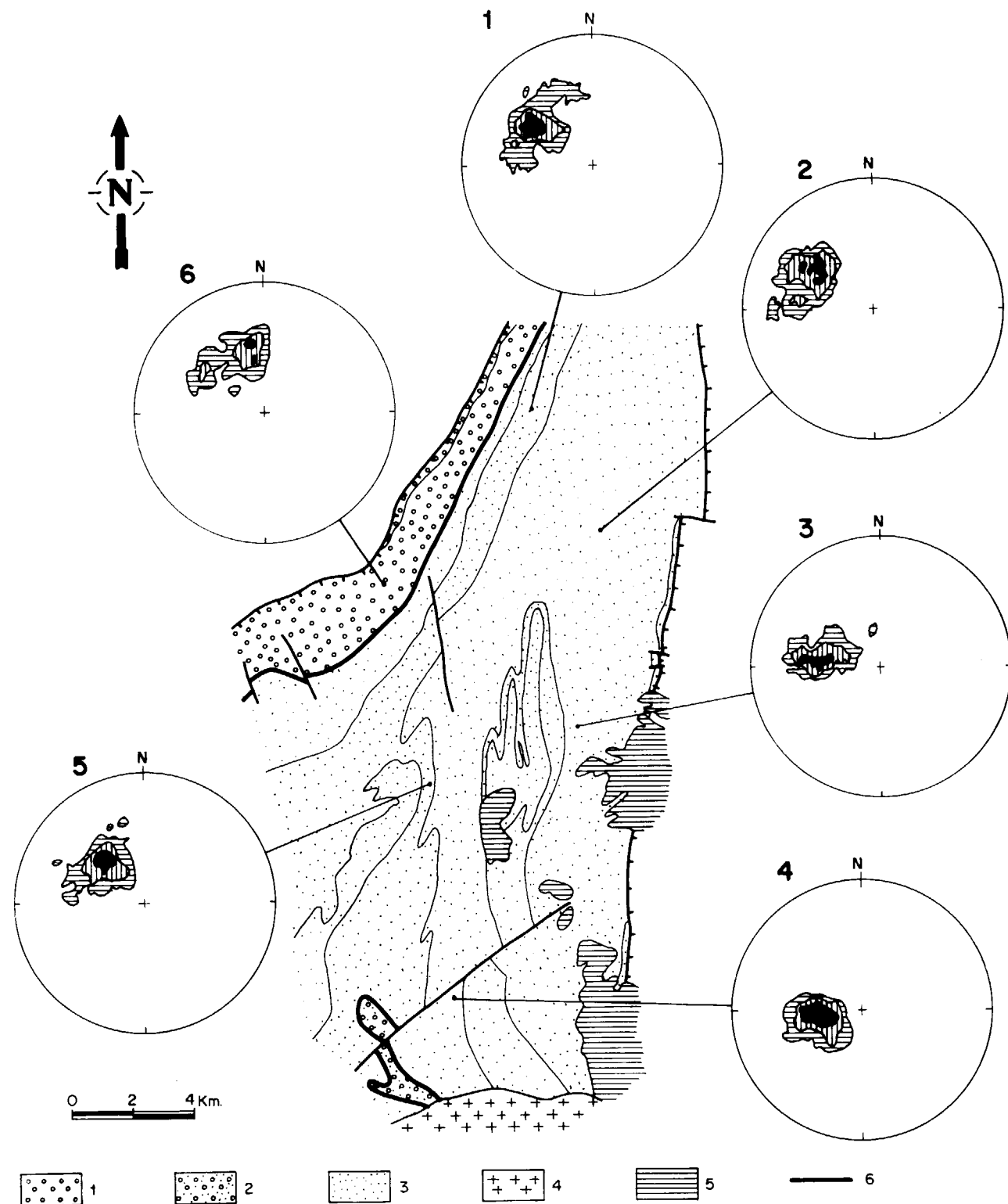


Figura 5.—Orientación de la S_2 en diferentes partes de la región estudiada. Proyección equiareal, hemisferio inferior. Rayado horizontal: 5-10 por 100 de polos de S_2 por 1 por 100 de área, rayado vertical: 10-15 por 100 de polos de S_2 por 1 por 100 de área, negro: > 15 por 100 de polos de S_2 por 1 por 100 de área. Diagrama 1: 90 medidas, diagrama 2: 95 medidas, diagramas 3 y 4: 100 medidas, diagrama 5: 75 medidas, diagrama 6: 85 medidas. 1: Materiales situados a muro de la zona de cizalla de F_2 . 2: Materiales situados a techo de la zona de cizalla de F_2 . 3: Materiales de la zona de cizalla de F_2 . 4: Granito de La Cabrera. 5: Sedimentos terciarios y cuaternarios. 6: Límites de la zona de cizalla.

muestra la orientación de la S_2 en diferentes partes de la región estudiada.

En los metasedimentos (paragneises y esquistos biotítico-sillimaníticos), la S_2 es una *schistosity* en dominios marcada por la alternancia de láminas cuarzofeldespáticas y micáceas. En las anfibolitas y rocas de silicatos cálcicos, la S_2 consiste en un *tectonic-banding* definido por la alternancia de niveles de clinopiroxeno y/o anfíbol y niveles de granate. En los ortogneises glandulares biotíticos situados dentro de la banda de cizalla y en los ortogneises bandeados S_2 es un bandeo gnéisico milimétrico, que en las facies bandeadas está definido por la alternancia de niveles cuarzofeldespáticos y micáceos, mientras que en las facies glandulares está marcado por el fuerte aplastamiento de las glándulas feldespáticas y por las micas de la matriz. En los ortogneises leucocráticos S_2 es también un bandeo gnéisico, más o menos grosero según el carácter más o menos glandular de los mismos.

La lineación de estiramiento (L_2) muestra una orientación muy constante, con un máximo que se hunde 25° hacia $N 160^\circ E$ (fig. 6).

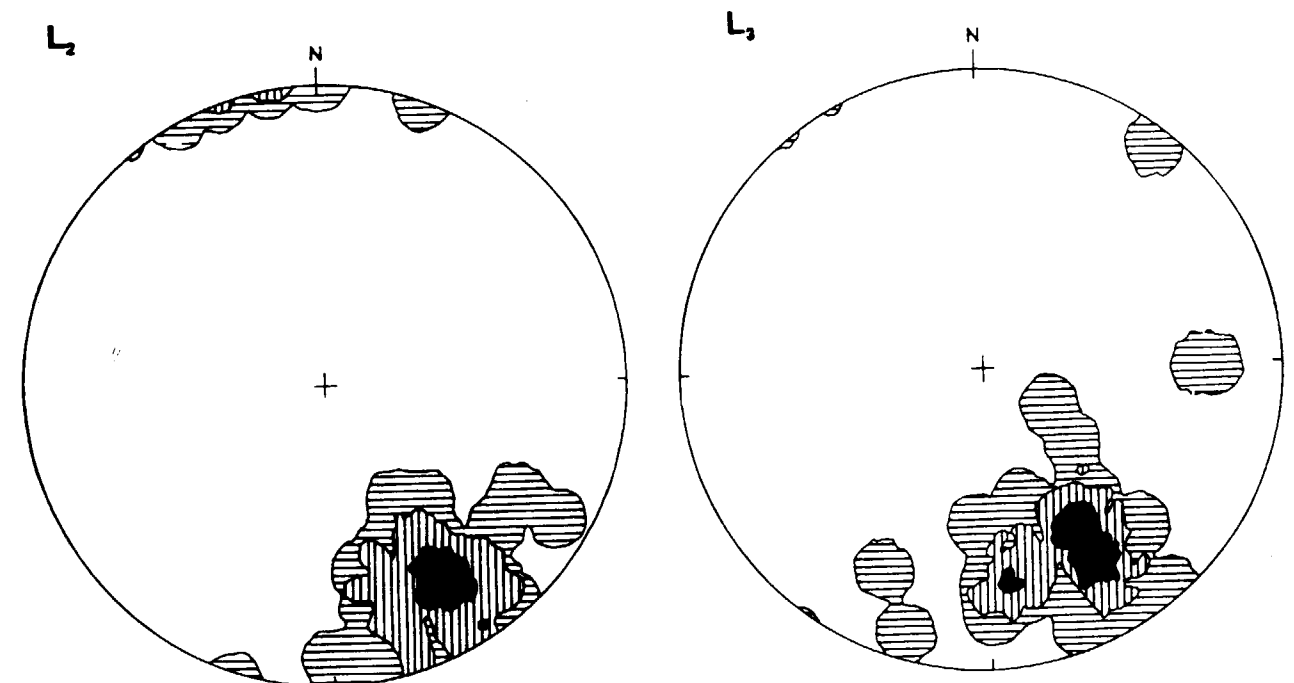


Figura 6.—Orientación de L_2 y L_3 . Proyección equiareal, hemisferio inferior. Rayado horizontal: 4-10 por 100 de lineaciones por 1 por 100 de área, rayado vertical: 10-30 por 100 de lineaciones por 1 por 100 de área, negro: > 30 por 100 de lineaciones por 1 por 100 de área. 40 datos por diagrama.

ridiana, vergentes al O y de longitud de onda de 3-4 Km (figs. 2, 4 y 8). Se reconocen dos sinformes y dos antiformes de primer orden. Todos ellos muestran una rotación de su traza axial de N a S en relación con las flexiones tardihercianas. En los dos pliegues orientales las trazas axiales pasan de N 30° E en el N, hasta N 160 E en el S, siendo N-S en la parte central. En los dos pliegues occidentales las trazas pasan de N 30° E en las partes centrales y septentrionales, a N 60° E en el S (fig. 2). El buzamiento de las trazas axiales es de 40-50° hacia el E. Los ejes tienen una orientación media de N 150° E, y se hunden sistemáticamente hacia el SE, entre 15 y 40°, siendo el valor medio de 30° (fig. 6).

La foliación de plano axial de estos pliegues (S_3) es bastante penetrativa, llegando a ser la foliación principal sobre el terreno en las zonas de charnela de los pliegues mayores de F_3 . Su orientación es subparalela a las trazas axiales de los pliegues mayores. S_3 varía desde un *tectonic-banding* en las zonas de charnela de los pliegues, hasta un clivaje de crenulación poco penetrativo en los flancos.

Los pliegues menores son de morfología variable, desde isoclinales hasta abiertos, con charnelas agudas en los niveles incompetentes y romas en los competentes. Dentro de la clasificación de RAMSAY (1967) pertenecen a las clases IB, IC y II.

Plegamiento y fracturación tardihercianas.—Se reconocen dos direcciones tardías de plegamiento, N 160° E y N 90° E, según las cuales se generan flexiones muy abiertas y de plano axial vertical. Las estructuras menores que acompañan a estas flexiones son pliegues centimétricos a decimétricos con ángulo entre flancos mayor de 150° generalmente. No suelen llevar asociada foliación de plano axial, salvo en raras ocasiones en que aparece un clivaje de crenulación incipiente marcado por cristales de mica.

Las fracturas tardihercianas más importantes son dos fallas normales buzantes al E, la Falla de Robregordo y la Falla de Berzosa (fig. 1b, 2 y 4), generadas en un régimen de deformación de carácter dúctil-frágil a frágil. La Falla de Robregordo es un accidente de dirección N 30° E que limita por el O el área estudiada. La zona de falla tiene una potencia variable entre 200 y 25 m, y en ella se reconocen numerosas estructuras sig-

moidales dúctil-frágiles y frágiles, que indican como labio hundido el oriental. La Falla de Berzosa tiene una dirección N-S y limita al E el área estudiada. La zona de falla es de unos 3 Km. En ella se observan numerosas micro y mesoestructuras asociadas al movimiento de la falla. Las más abundantes son falsas S-C, que indican, al igual que en el caso de la Falla de Robregordo, como labio hundido el oriental, aunque en este caso con una componente de salto en dirección dextrorsa (GONZALEZ LODEIRO et al., 1988). Toda la zona de falla está jalonada por diques de cuarzo blanco de dirección paralela a la de la falla.

Relaciones metamorfismo-deformación.—En el sector de Buitrago-Somosierra y en el situado inmediatamente al E, se reconocen tres eventos metamórficos. El primero (M_1) es de presión intermedia (gradiente de $25 \pm 5^\circ \text{C/Km}$, ARENAS et al., 1980). Genera una zonación metamórfica que desde el flanco oriental del Sinclinal de Majaerayo hasta el sector estudiado, incluye las siguientes zonas: clorita, cloritoide, estaurilita, distena y sillimanita (FUSTER et al., 1974). El segundo (M_2) es de baja presión (gradiente de $30 \pm 5^\circ \text{C/Km}$, ARENAS et al., 1980). Da una zonación que, de E a O, abarca las zonas de andalucita, en el bloque hundido de la Falla de Berzosa; sillimanita-moscovita, entre la Falla de Berzosa y la de Robregordo; y feldespato potásico, al O de la Falla de Robregordo. El tercero (M_3) consiste en una retrogradación de las paragénesis anteriores a condiciones de bajo grado.

M_1 tiene lugar durante F_1 , inter F_1 - F_2 e inicio de F_2 , mientras que M_2 comienza durante F_2 y se prolonga hasta después de finalizada F_3 . M_3 se desarrolla durante las deformaciones tardihercianas. La trayectoria PTt aproximada para la parte más occidental del sector estudiado se ha representado en la figura 7.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Los ortogneises glandulares biotíticos y ortogneises bandeados son de naturaleza calcoalcalina (NAVIDAD, 1978), y se pueden interpretar como resultado de la Orogenia Cadomiense. Son intrusivos en metasedimentos preordovícicos en los que no se han encontrado restos de metamorfismo ni de deformaciones antehercianas. Los ortogneises leucocráticos, de edad probable-

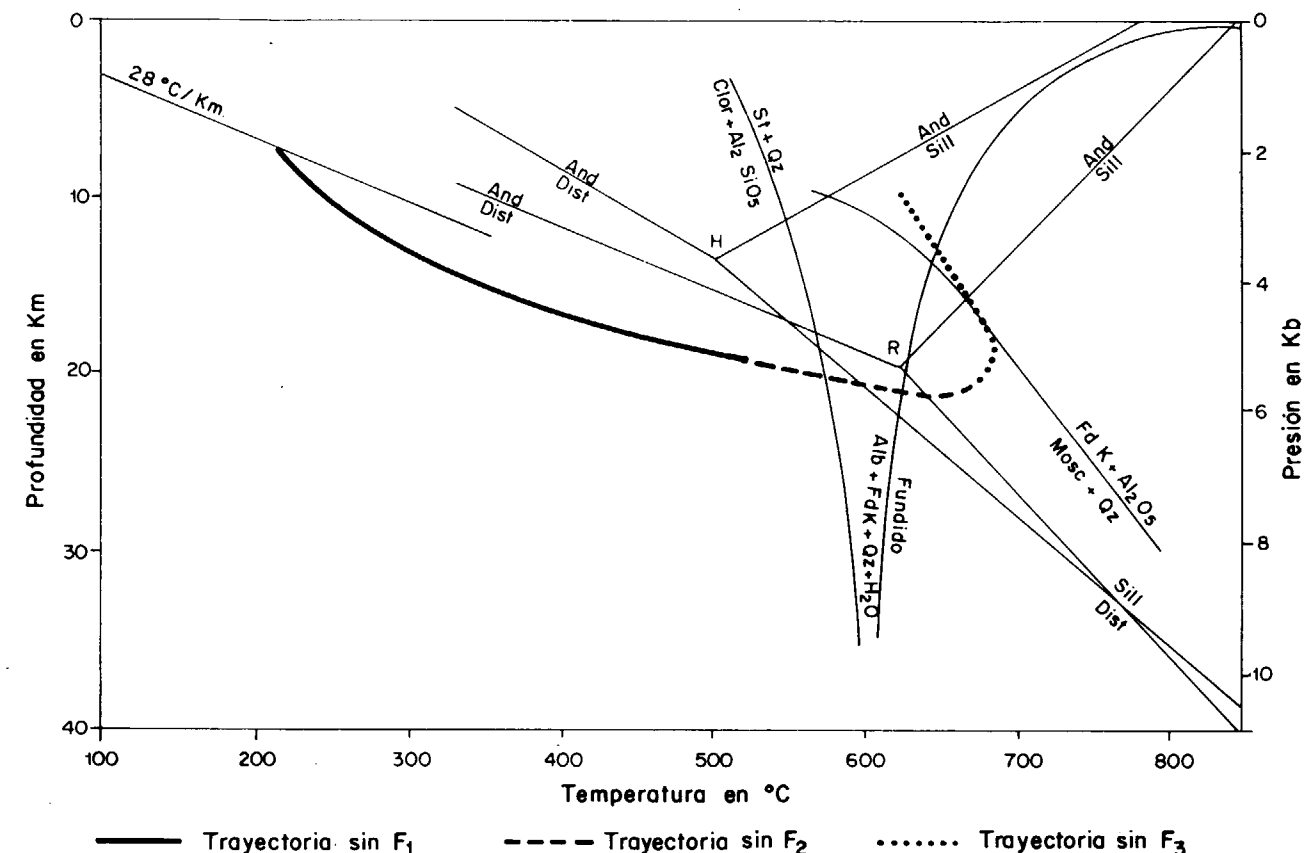


Figura 7.—Trayectoria P-T-t para la parte más occidental del sector estudiado (inmediatamente al O de la Falla de Robregordo). Basado en MACAYA et al. (1991) y en nuestros propios datos. H: Punto triple And-Dist-Sill según HOLDAWAY (1971), R: mismo punto según RICHARDSON et al. (1969).

mente preordovícica, e intrusivos en los ortogneises glandulares biotíticos, ortogneises bandeados y metasedimentos, han sido interpretados por VIALETTE et al. (1987) como asociados a los movimientos sárdicos. Sin embargo, una edad cadomiense no es descartable con los datos de que se dispone.

En la evolución estructural del Sistema Central propuesta por MACAYA et al. (1991) se considera que las dos primeras fases de deformación (F_1 y F_2) pueden ser integradas en una etapa de cizallamiento subhorizontal a escala cortical, muy probablemente continua en el tiempo. Este cizallamiento genera un engrosamiento considerable que puede llegar a duplicar el espesor de una corteza continental *normal* (30-35 Km.)

Este modelo de evolución es aplicable al sector estudiado, en donde se pueden observar las es-

estructuras debidas a cada fase. Durante la primera fase se produce un engrosamiento con la formación de pliegues tumbados vergentes al E (fig. 8), que afectan tanto a los metasedimentos como a los materiales ortoderivados. Durante la segunda fase los materiales muestran un comportamiento algo diferente, produciéndose una concentración de la deformación en una banda de cizalla subhorizontal y con sentido de movimiento para el bloque de techo hacia el SE, que alcanza los 2-3 Km de espesor (fig. 8). Estos espesores son mayores de los que se observan en las zonas de cizalla situadas al O en la región de Segovia, en la que los materiales más abundantes son los ortoderivados, y en donde los espesores son del orden de centenares de metros como máximo (MACAYA et al., 1991). Esta diferencia se debe a que los materiales ortoderivados tuvieron un comportamiento menos dúc-

til que los metasedimentos durante esta segunda fase de deformación. La trayectoria P-T (fig. 7) indica que en este área las rocas alcanzaron una profundidad del orden de 20 Km. Si tenemos en cuenta que la base de la corteza está actualmente a unos 35 Km (CADAVID, 1977; ROSALES et al., 1977), de los que sólo unos 4-5 son atribuibles a los movimientos alpinos (VEGAS y SURINACH, 1987), se puede estimar que se alcanzaron espesores corticales de 50 a 55 Km en esta región. Estos espesores contrastan con los que se deducen en el área de Segovia, que debieron ser de 60-65 Km (MACAYA et al., 1991), y con los de la región de Hiendelaencina, calculados en unos 45 Km.

Esta distribución de espesores sugiere que durante las dos primeras fases de deformación se formó la cuña orogénica en la corteza superior con movimiento hacia el sureste y cuyo frente se situaría en la región de Hiendelaencina. La base de esta cuña podría localizarse, como han señalado MACAYA et al. (1991), en un despegue entre la corteza seca (inferior) y la corteza húmeda (superior).

La tercera fase da lugar a un plegamiento retrovergente que lleva asociada una foliación de plano axial (S_3), cuyo buzamiento original se puede estimar en unos 40° hacia el E. Esta fase puede relacionarse con un episodio de cizallamiento subhorizontal de sentido contrario al de las dos fases anteriores. Este cizallamiento pudo haber afectado a una parte dúctil de la corteza, que en ese momento estaría formada por parte de la secuencia sedimentaria y por el basamento granítico. La deformación podría haberse producido por el movimiento relativo hacia el E de una zona rígida situada por debajo de la zona dúctil, la cual podría estar limitada por encima por otra lámina de rocas rígidas. El movimiento de la zona rígida bajo la zona de cizalla puede relacionarse bien con una subducción intracontinental hacia el E, o con una cuña tectónica limitada por dos zonas de cizalla de vergencia opuesta. El cizallamiento subhorizontal de techo daría lugar a pliegues retrovergentes.

Las deformaciones tardihercianas, responsables del plegamiento subvertical posterior a F_3 y de la fracturación, están relacionadas en parte con una tectónica de tipo extensional, probablemente ligada a procesos de adelgazamiento cortical.

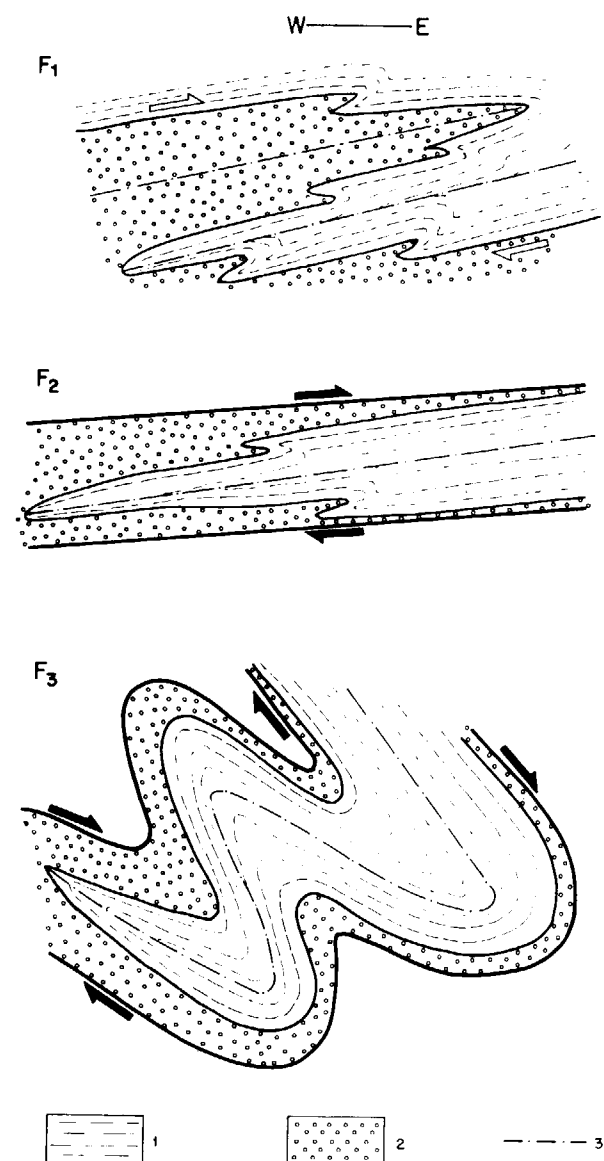


Figura 8.—Modelo de evolución estructural del sector estudiado. F_1 : Formación de pliegues tumbados vergentes al E. F_2 : Banda de cizalla subhorizontal. F_3 : Plegamiento retrovergente. 1: Metasedimentos. 2: Ortogneises glandulares biotíticos y ortogneises bandeados. 3: Traza axial de F_1 .

AGRADECIMIENTOS

Las sugerencias de J. R. Martínez Catalán y de un revisor anónimo han mejorado notablemente la calidad de este trabajo.

REFERENCIAS

- ARENAS, R.; CASQUET, C., y PEINADO, M. (1980): *El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central Español). Implicaciones geoquímicas y mineralógicas*. Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 1, 117-146.
- AZOR, A. (1989): *Estudio geoestructural del sector Buitrago-Somosierra (provincia de Madrid)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 109 p.
- AZOR, A.; CASQUET, C.; MARTIN PARRA, L. M.; NAVIDAD, M.; DEL OLMO, A.; PEINADO, M.; PINEDA, A.; VILLAR ALONSO, P., y VILLASECA, C. (1991): *Hoja núm. 458 (Prádena) del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (2.ª Serie)*. ITGE.
- BISCHOFF, L.; LENZ, H.; MULLER, P., y SCHMIDT, K. (1978): *Geochemische und geochronologische Untersuchungen an metavulkaniten und orthogneisen der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien)*. N. Jb. Geol. Palaönt. Abh., 155 (3), 275-599.
- BISCHOFF, L.; SCHAFFER, G.; SCHMIDT, K., y WALTER, R. (1973): *Zur geologie der Mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien)*. Münst. Forsch. Geol. Palaönt., 28-275.
- CADAVID, S. (1977): *Mapa estructural del techo del basamento del borde de la Sierra de Guadarrama*. Bol. Geol. Min., 88 (6), 494-496.
- CAPOTE, R., y FERNANDEZ CASALS, M. J. (1975): *Las series anteordovícicas del Sistema Central*. Bol. Geol. Min., 86 (6), 581-596.
- CAPOTE, R.; FERNANDEZ CASALS, M. J.; GONZALEZ LODEIRO, F., e IGLESIAS, M. (1977): *El límite entre las Zonas Astur-Occidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central*. Bol. Geol. Min., 88 (6), 517-520.
- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARQUINEZ, J.; MARTIN PARRA, L. M.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; PABLO MACIA, J. G., y RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1987): *Aportaciones al conocimiento de la litostratigrafía y estructura de Galicia Central*. Mem. Fac. Cienc. Univ. Porto, 1, 411-431.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1974): *Significado geotectónico de la Formación Gneises de la Morcuera*. Stv. Geol. Salm., 7, 87-106.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1979): *Las deformaciones hercianas del límite Somosierra-Guadarrama (Sistema Central)*. Est. Geol., 35, 169-192.
- FERNANDEZ CASALS, M. J., y CAPOTE R. (1970): *La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago de Lozoya*. Bol. Geol. Min., 81, 562-568.
- FERNANDEZ RODRIGUEZ, C. (1990): *Estudio de los procesos de deformación en la zona de cizalla de Hiendelaencina (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Univ. Compl. Madrid, 494 p.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A., y PEINADO, M. (1974): *Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español*. Bol. Geol. Min., 85, 595-600.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1980): *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 334 pp.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981): *La estructura del Anticlinorio del Olo de Sapo en la región de Hiendelaencina (Extremo oriental del Sistema Central Español)*. Cuad. Geol. Iber., 7, 535-546.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; MACAYA, J., y ALVAREZ, F. (1988): *Sobre la estructura del Antiforme de El Cardoso y el Sinforme de Majaerayo y su relación con la Falla de Berzosa*. Geogaceta, 4, 11-14.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): *Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram*. Amer. Jour. Sci., 271, 97-131.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y NABAIS CONDE, L. E. (1972): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000*. Memoria Explicativa, IGME, 113 pp.
- LA ROCHE, H.; AUTRAIN, A.; CHANTRAINE, J., y MOINE, B. (1974): *Etudes géochimiques associées à la cartographie géologique essai de reconstitution des séries antemétamorphiques dans le domaine des feuilles a 1:50.000 Bourgneuf et Ambazac (Massif Central Français)*. Bull. BRGM (2) IV, 2, 109-124.
- LANCELOT, J. R.; ALLEGRET, A., e IGLESIAS, M. (1985): *Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian peninsula according to U-Pb dating of zircons*. Earth Planet. Sci. Lett., 74, 325-377.
- MACAYA, J.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y ALVAREZ, F. (1991): *Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the hercynian orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)*. Tectonophysics, 191, 291-309.
- NAVIDAD, M. (1978): *Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares de los sectores nord-occidental y central del Macizo Ibérico*. Tesis Doctoral, Univ. Compl. Madrid, 235 pp.
- NAVIDAD, M., y LOPEZ RAMOS, C. (1981): *Los ortogneises de El Vellón-Pedrezuela (Sistema Central Español)*. Est. Geol., 37, 97-107.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. Mc. Graw-Hill, 568 pp.
- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M. C., y BELL, P. M. (1969): *Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibrium; the aluminium silicate triple point*. Amer. Jour. Sci., 267, 259-272.

ROSALES, F.; CARBO, A., y CADAVID, S. (1977): *Transversal gravimétrica sobre el Sistema Central e implicaciones corticales*. Bol. Geol. Min., 88 (6), 567-573.

VEGAS, R., y SURIÑACH, E. (1987): *Engrosamiento de la corteza y relieve intraplaca en el centro de Iberia*. Geogaceta, 2, 40-42.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.;

NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VILLASECA, C. (1987): *Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)*. N. Jb. Miner. Mh., 10, 465-579.

WILOBERG, H. G.; BISCHOFF, L., y BAUMANN, A. (1989): *U-Pb ages of zircons from meta-sedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: Implications for the Central Iberian crustal evolution*. Contrib. Miner. Petrol., 107, 253-262.

Original recibido: Diciembre de 1993.

Original aceptado: Enero de 1994.

Análisis estratigráfico de la «Cuarcita de Criadero» en el Sinclinal de Almadén.

Por J. L. GALLARDO-MILLAN (*), P. HIGUERAS (*) y J. M. MOLINA (**)

R E S U M E N

Se presenta un análisis estratigráfico de la Cuarcita de Criadero, que es la roca encajante de la mayor parte de las mineralizaciones de mercurio del distrito minero de Almadén. Es característico para esta unidad litoestratigráfica una potencia considerablemente mayor en el flanco sur del sinclinal de Almadén, donde además se sitúan los principales yacimientos de mercurio, concretamente entre Almadén y Almadenejos, separados unos 12 Km. Hemos caracterizado un estratotipo de la Cuarcita de Criadero en este flanco Sur, levantado en la planta 9.ª de la mina, separando cuatro miembros y un total de 10 tramos, y se ha correlacionado con otras columnas estratigráficas que hemos levantado a lo largo del trazado cartográfico de la unidad en el sinclinal.

Como resultado del estudio, se ha observado que mientras que en el flanco sur la potencia y división en miembros se mantiene con variaciones progresivas menores, a partir de la Mina de El Entredicho hacia el norte, y a todo lo largo del flanco norte la Cuarcita presenta variaciones muy notables y bruscas de potencia y principalmente en la relación de espesores cuarcita/pizarras. En la interpretación sedimentológica propuesta, de acuerdo con estas observaciones, se consideran las cuarcitas del flanco sur como cuerpos laminares de arena (*blanket sandstones*) depositadas en una plataforma o rampa somera bajo la acción de las corrientes de mareas, mientras que las cuarciarenitas, arenitas y limolitas del flanco norte corresponderían a una rampa más profunda con barras lineales de arena aisladas entre las arcillas negras marinas con influencia de aguas continentales y posiblemente deltaica.

Palabras clave: Hercínico, Sinclinal de Almadén, Cuarcita de Criadero, Estratigrafía, Rampas siliciclásticas.

A B S T R A C T

In this paper, a stratigraphic analysis of the Criadero Quartzite, the main host-rock of the mercury mineralizations in the Almaden district, is presented. In the Almaden syncline this lithostratigraphic unit shows, as main feature, higher thickness in the south flank, coincidental with the setting of the largest mercury deposits: Almadén, and El Entredicho, some 12 Kms away from the first.

In the present study a stratotype of the Criadero Quartzite has been characterized in the southern flank, on the 9th level of the Almadén Mine, establishing 4 members and a total of 10 divisions. Also a correlation with other stratigraphic sections along the outcrops of the Criadero Quartzite in the syncline has been done.

As a result of the study, it has been stated that whereas in the south flank the thickness and lateral continuity of the members is maintained with small and progressive variations, on the other hand, from El Entredicho Mine to the north, and all along the northern flank the Quartzite shows important and sudden changes in the thickness, and lithology, specially in the quartzite/shales ratio.

In our proposed sedimentological interpretation, the south flank is considered to be blanket sandstones deposited in a shallow platform under the tidal current action, while the quartzarenites, arenites and siltstones of the north flank must have been deposited in a deeper ramp, with lineal bars of sandstones isolated between marine black shales with continental and, possibly, deltaic influence.

Key words: Hercynian, Almadén syncline, Criadero quartzite, Stratigraphy, Siciliclastic ramps.

(*) Depto. de Ingeniería Geológica y Minera. E.U.P. Almadén. Univ. Castilla-La Mancha. 13400 Almadén (C. Real).

(**) Depto. de Geología. Facultad de Ciencias Experimentales. Univ. de Jaén. 23071 Jaén.

I. INTRODUCCION

Los materiales del Silúrico Inferior del flanco sur del Sinclinal de Almadén presentan varias características geológicas peculiares respecto a las del resto de la Zona Centro Ibérica: presencia de las mineralizaciones de mercurio más importantes del mundo, existencia de un volcanismo básico alcalino, explosivo (piroclástico) y lávico, con enclaves ultrabásicos, y el gran desarrollo en potencia de la unidad cuarcítica que alberga las mineralizaciones antes referidas, es decir, la Cuarcita de Criadero.

En la presente comunicación abordamos el estudio de esta tercera peculiaridad de carácter estratigráfico, así como su posible integración en la interpretación paleogeográfica del área.

Para ello, hemos realizado el levantamiento de varias columnas estratigráficas a lo largo del trazado cartográfico de la Cuarcita de Criadero en el sinclinal, tomando como base de correlación una columna de mayor detalle, considerada como estratotipo, que corresponde a la Planta 9.^a de la Mina de Almadén, con buenas características de exposición y representatividad de esta unidad litoestratigráfica con rango de formación.

II. SITUACION GEOLOGICA Y ANTECEDENTES

La zona estudiada se sitúa en el SO de la provincia de Ciudad Real y E de la de Badajoz. Desde el punto de vista geológico se encuentra en el Sinclinal de Almadén, estructura característica de la Zona Centro Ibérica (fig. 1), cuya estratigrafía, que incluye materiales del Ordovícico, Silúrico y Devónico ha sido descrita por ALMELA et al. (1962), SAUPE (1971a, 1973, 1990), HERNANDEZ (1986), así como en las Hojas MAGNA de Siruela, Valdemanco del Esteras, Chillón y Almadén, entre otros.

La columna estratigráfica tipo del Paleozoico del flanco S del Sinclinal incluye cuatro episodios cuarcíticos, que son muy característicos ya que producen importantes resaltes morfológicos: Cuarcita Armoricana (Arenigiense), Cuarcita de Canteras (Llandeiloense), Cuarcita de Criadero (Llandoveriense Inferior) y Cuarcita de Base (Siegeniense). Cada uno de estos episodios constituye la culminación de una secuencia de carác-

ter regresivo, correspondiendo básicamente a etapas de estadio del nivel del mar bajo (*low-stand*) en el conjunto de la cuenca. La Cuarcita de Criadero se encuentra situada entre las Pizarras de Muro infrayacentes y las alternancias volcanosedimentarias o Pizarras Ampelíticas con Graptolitos suprayacentes.

Como estudios estratigráficos y petrológicos de interés, más específicos acerca de la Cuarcita de Criadero, pueden destacarse los de SAUPE (1971b, 1973, 1990), SAN MIGUEL y PAULITSCH (1974), MORENO (1985), MORENO et al. (1987) e HIGUERAS y BORRERO (1987). Como estudios sedimentológicos previos hay que mencionar los de PUIGDEFABREGAS (1974, 1975), en los que se analizan las estructuras sedimentarias y la distribución de paleocorrientes en la cuarcita de la Mina de Almadén y de la zona de Valdeazogues-Almadenejos.

Es interesante resaltar que hemos considerado para la Cuarcita de Criadero una edad Llandoveriense, de acuerdo con la mayoría de los autores, y especialmente con los escasos datos paleontológicos existentes, como son los de HAFENRICHTER (1980) sobre los Acritarcos silúricos hallados en las pizarras de Chavera (equivalentes estratigráficamente a las Pizarras de Muro), y los de GUTIERREZ y PINEDA (1988) sobre graptolitos que aparecen en dos niveles aproximadamente 2 m por debajo del techo de la Cuarcita del Castellar (equivalente a la Cuarcita de Criadero en el área del Centenillo, Jaén). Estos graptolitos del Aeroniense Inferior (zona 19b de ELLES y WOOD, o informalmente: parte baja del Llandoveriense Medio), representan, al parecer, el primer hallazgo de fósiles determinables en esta unidad cuarcítica. Sin embargo, hay que tener en cuenta que la persistencia más o menos uniforme de la litología no implica isocronía total de esta formación y de sus límites.

III. ESTRATOTIPO

La sección tipo de esta unidad se ha levantado en la galería de levante de la planta 9.^a de la Mina de Almadén, por tratarse de una galería que atraviesa ortogonalmente la referida unidad, y por la buena calidad de exposición de los materiales y de los contactos con las formaciones

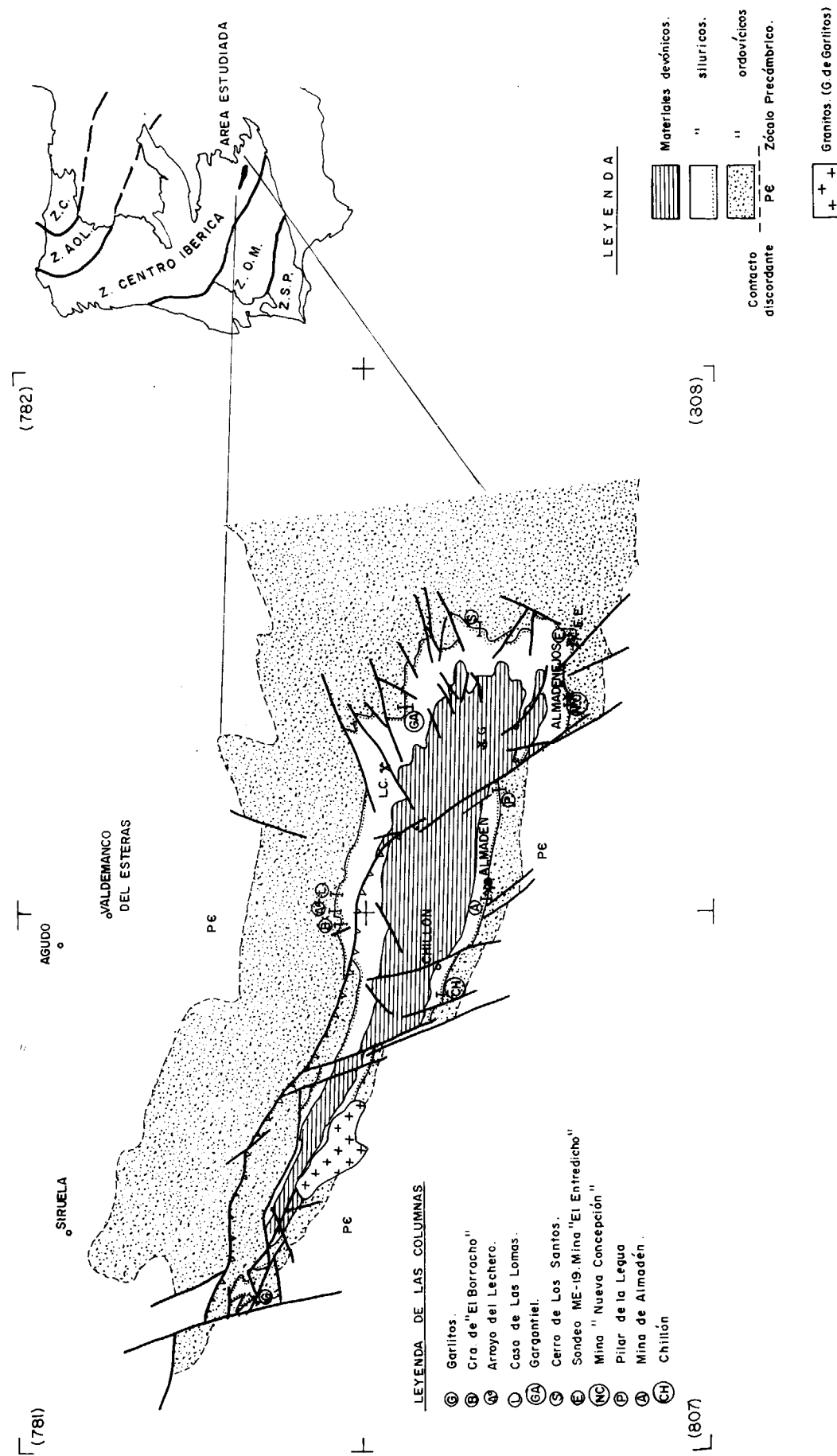


Figura 1.—Esquema geológico y localización de la zona estudiada con la situación de columnas y principales minas de Hg: L.C.: Las Cuevas; G: Guadalperal; A: Almadén; N.C.: Nueva Concepción; E.E.: El Entredicho.

infra y suprayacente, que no es posible encontrar en otros afloramientos fuera de la Mina.

A continuación describimos esta secuencia, que se muestra en la figura 2, a la cual remitimos al lector para mayor detalle. Se han diferenciado cuatro unidades con rango de miembro, de muro a techo: Cuarcitas Inferiores (*Banco de San Pedro*), Pizarras Intermedias, Cuarcitas Intermedias y Cuarcitas Superiores (*Bancos de San Francisco y San Nicolás*) indicando entre paréntesis las denominaciones utilizadas en la Mina correspondientes a los niveles mineralizados. A su vez, dentro de cada una de las tres unidades cuarcíticas hemos diferenciado tres tramos.

La potencia total de Cuarcita de Criadero en el corte estudiado es de 46,5 m, variando en otras secciones de la Mina entre 55 y 60 m, según otros autores (SAUPE, 1973 y 1990; HIGUERAS y BORRERO, 1987).

El contacto con la formación infrayacente, *Pizarras de Muro*, es muy brusco y neto, apareciendo frecuentemente un sill subvolcánico o colada lávica de 1 m de espesor (*blanquillo* en el argot minero). A continuación describimos cada uno de los miembros y tramos diferenciados, de muro a techo (ver la figura 2).

1) *La Cuarcita Inferior* está constituida por tres tramos: a) inferior cuarcítico, b) intermedio pizarroso, y c) superior cuarcítico.

a) El tramo inferior está compuesto por cuarcitas de grano medio, con estratos de 10 a 50 cm de potencia, que constituyen en la sección levantada dos secuencias estratocrecientes (*thickening upward*), y sin estructuras sedimentarias apreciables. Su potencia aquí es de 5 m, variado en otros puntos de la Mina entre 3 y 5 m.

b) El tramo intermedio lo constituye una alternancia finamente tableada de areniscas de grano fino y pizarras, en niveles centimétricos. Se aprecia laminación paralela. La potencia de este tramo es de unos 2 m.

c) El tramo superior es, en sentido estricto, el *Banco de San Pedro* explotado en la Mina. Presenta 3,5 m de potencia (hasta 4,5 en otros puntos de la Mina) y su muro es de carácter erosivo. Es fundamentalmente cuarcítico, aunque muestra intercalaciones piza-

rrosas. Constituyen un conjunto de tres secuencias estratodecrescentes (*thinning upward*), con un espesor máximo de los estratos de 80 cm. Se observa laminación cruzada de bajo ángulo, y ripples simétricos. Es de destacar que se reconoce también la presencia de mineralización de cinabrio, como es característico en este nivel.

2) *Las Pizarras Intermedias* están constituidas por pizarras y limos, con una potencia de 3 m en la sección estratigráfica estudiada, estando comprendida entre 3 y 8 m en otros puntos de la Mina. Las únicas estructuras sedimentarias reconocidas han sido ondulaciones en el techo que corresponden probablemente a *megaripples* simétricos.

3) *Las Cuarcitas Intermedias* constituyen una secuencia de unos 25 m de potencia, en la que se han diferenciado tres tramos que describimos a continuación:

a) El tramo inferior, de 5 m de potencia, se caracteriza por la alternancia de niveles de cuarcitas y areniscas, con algunos niveles poco potentes (varios centímetros como máximo) de pizarras. Hay bastantes estructuras sedimentarias, como estratificación cruzada de bajo ángulo, laminación paralela, estratificación-laminación cruzada de tipo *hummocky*, laminación convoluta, laminación *flaser*, estructuras de carga y pequeños *slumps*. Constituyen un nivel de referencia bastante característico.

b) El tramo intermedio tiene unos 15 m de potencia, y se caracteriza por presentar secuencias estratocrecientes en areniscas, con estratos de hasta 1,1 m de espesor, y escasos niveles pizarrosos de potencia centimétrica. Presenta laminación cruzada de bajo ángulo, en artesa, y de tipo *hummocky*, laminación paralela, y estructuras de deformación por carga.

c) El tramo superior, de 4 m de potencia en este corte y entre 3 y 4 m en otros puntos de la Mina, presenta un predominio de materiales cuarcíticos, en bancos de unos 50 cm de potencia, con algunas juntas pizarrosas. Solamente se han reconocido laminaciones paralelas.

4) *Las Cuarcitas Superiores* presentan en este

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA "Cuarcita de Criadero" EN PLANTA 9ª DE LA MINA DE ALMADEN

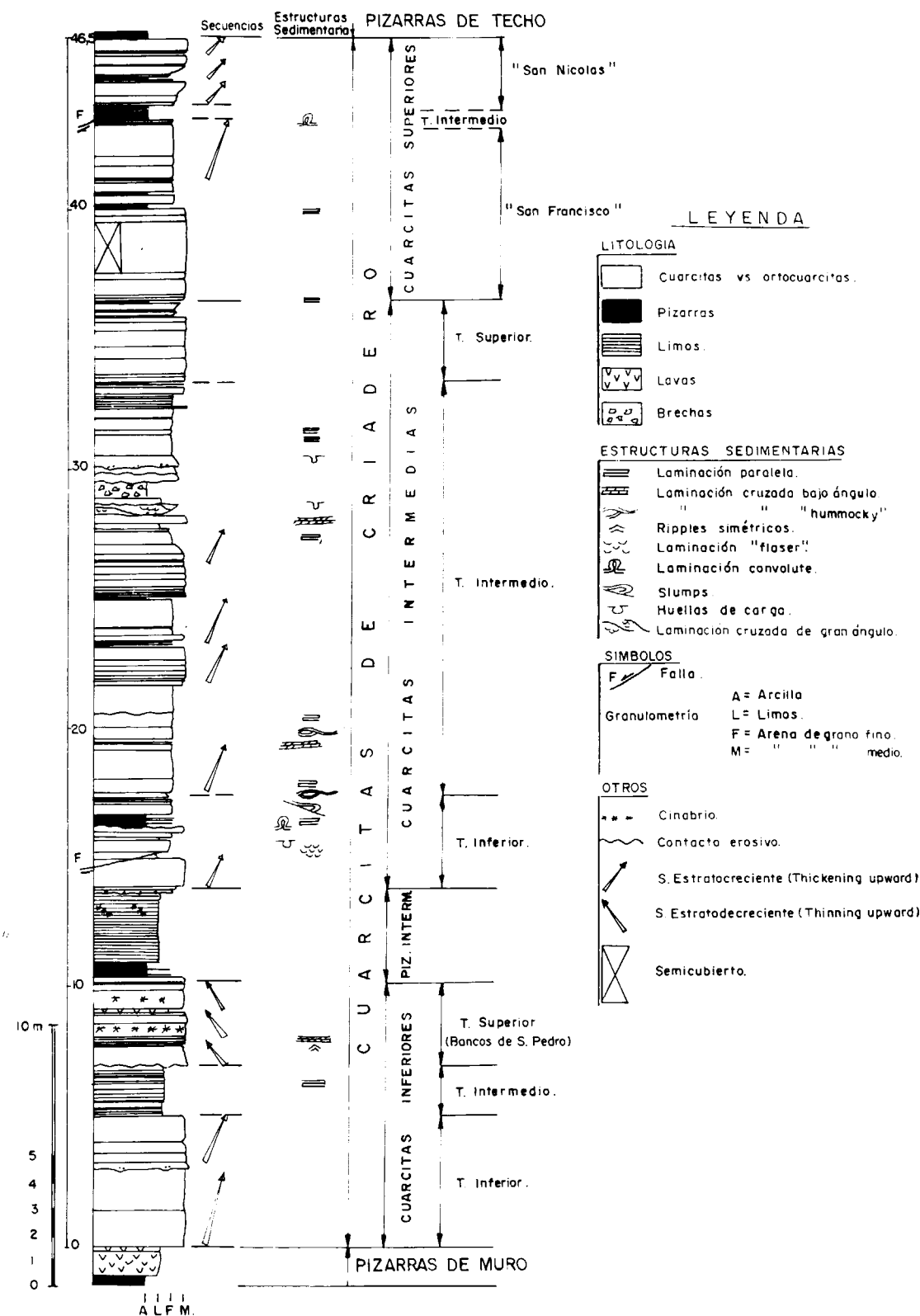


Figura 2.—Estratotipo de la *Cuarcita de Criadero* en el Sinclinal de Almadén.

corte peores caracteres de exposición, ya que están impregnadas por óxidos de Fe procedentes de la alteración de piritita, muy frecuente en este miembro. Su potencia total es variable a nivel del conjunto de la Mina, entre 9 y 12 m, y 10 m en el corte estudiado. Se pueden diferenciar tres tramos:

- El tramo inferior es el *Banco de San Francisco*; como en esta sección se reconoce mal, por estar muy cubierto por óxidos, nos vamos a referir a la levantada por HIGUERAS y BORRERO (1987) en la planta 14 de la Mina. Aquí está constituido por bancos cuarcíticos de potencia entre 30 y 60 cm (localmente hasta 1,20 m), que constituyen dos secuencias estratocrecientes, que presentan laminación paralela. En la sección levantada en planta 9.^a, sin embargo, sólo se reconoce claramente la secuencia superior.
- El tramo intermedio está constituido por pizarras, con un espesor muy constante en toda la Mina de unos 60 cm, y que presenta estratificación-laminación convoluta muy característica. En la sección tipo está muy distorsionada por una falla que afecta fundamentalmente a este miembro.
- El tramo superior es el denominado *Banco de San Nicolás*, de 3 m de potencia, variando según los puntos de la Mina entre 2,5 y 3 m. Está constituido por cuarcitas, en tres secuencias estratocrecientes, con bancos entre 10 y 50 cm de potencia, con juntas de pizarras entre estas secuencias. No se han reconocido estructuras sedimentarias.

El contacto con la unidad litológica suprayacente (Pizarras Ampelíticas con Graptolitos) es un cambio litológico brusco, en el que no se ha reconocido la disconformidad indicada por ARBEY y TAMAIN (1971) y TAMAIN (1972). Para estos autores este mismo contacto en el área de El Centenillo corresponde a una laguna estratigráfica con señales de pulido glaciario sobre las Cuarcitas de El Castellar.

En conjunto, pues, la unidad estratigráfica descrita es una secuencia predominantemente cuarcítica con una relación de cuarcitas y areniscas a pizarras muy alta.

IV. RESTO DEL SINCLINAL

En otras partes del sinclinal se han realizado 18 levantamientos estratigráficos, repartidos en 11 localidades, cuya situación se muestra en la figura 1.

A partir del análisis de estas columnas se deduce la existencia de dos zonas con características estratigráficas y sedimentológicas bien diferenciadas: A) el flanco S del Sinclinal, y B) el cierre periclinal oriental del mismo junto con el flanco N. A continuación describimos las características de cada uno.

IV.A. Flanco Sur

Se caracteriza por una secuencia estratigráfica similar, a grandes rasgos, a la descrita para la Mina de Almadén, situada en la zona central del flanco. La figura 3 muestra un panel de correlación entre las series levantadas en el corte al oeste de Chillón (a 4,7 Kms al O de Almadén), en el indicio del Pilar de la Legua (a una legua = 5.572 m al E de Almadén), en la Mina de la Nueva Concepción (en base a datos de MORENO, 1985, y CRESPO, 1987), y en la Mina de El Entredicho (serie levantada a partir del Sondeo ME-19). Cobre, por tanto, un trazado cartográfico de 20,4 Kms.

En la referida figura 3 se observa cómo la potencia de los diversos miembros varía lateralmente de forma gradual, manteniéndose la subdivisión establecida con gran continuidad. También se reconoce cómo la potencia máxima de la formación se alcanza en las minas de Almadén y El Entredicho.

IV.B. Cierre periclinal oriental y flanco norte

En esta zona, en la que se han levantado 12 columnas, repartidas en cinco localidades, las series establecidas son muy diferentes de la antes descrita, presentando una gran variabilidad local, que se traduce en importantes y bruscos cambios de potencia, así como de la relación pizarras/cuarcitas + areniscas. Estas variaciones hacen difícil establecer correlaciones precisas entre los distintos términos litológicos presentes en cada columna. La figura 4 muestra un panel de correlación general entre cuatro columnas estudiadas en el flanco norte del sinclinal. En la

Legua; NC = Datos sintéticos de la Mina "Nueva Concepción."

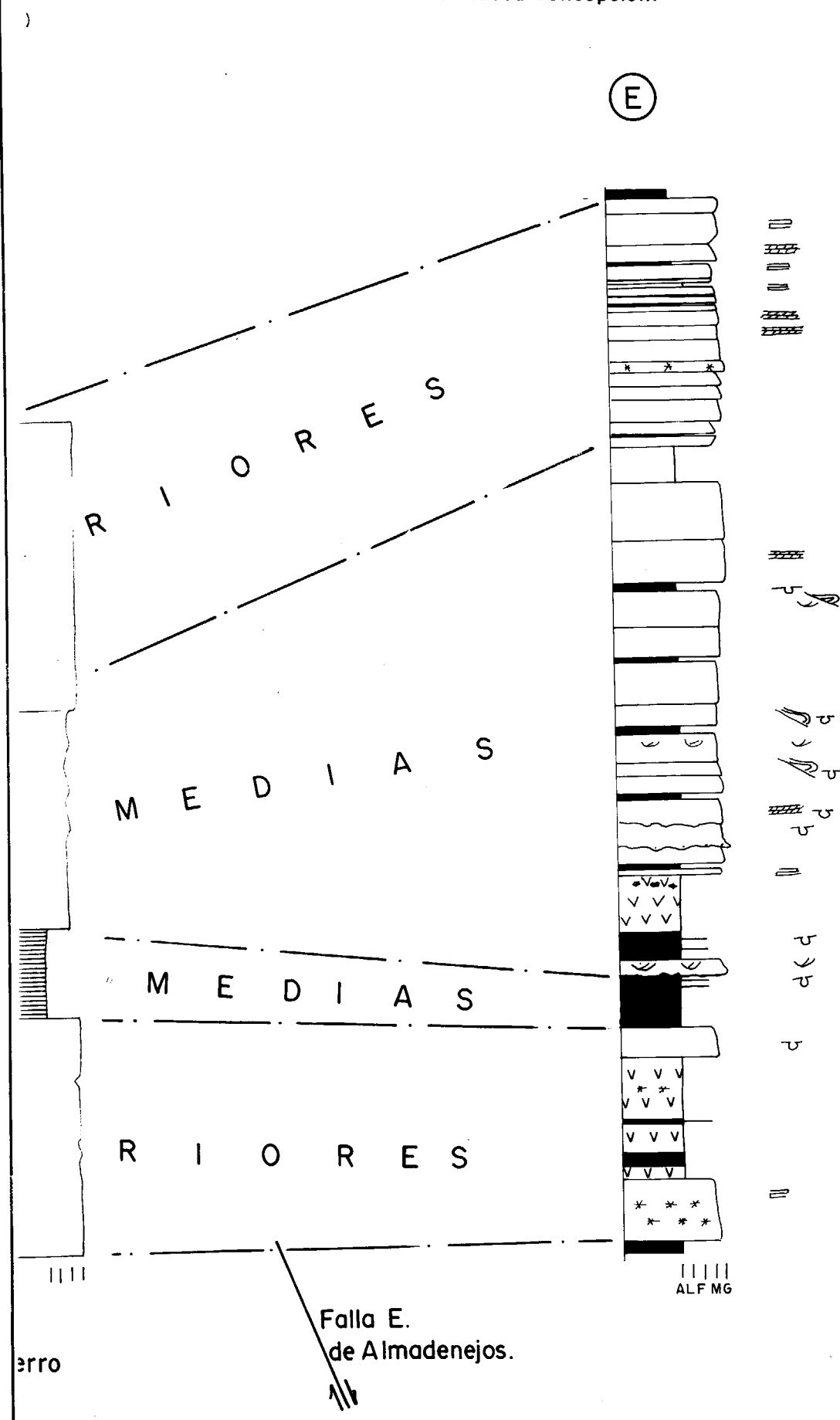
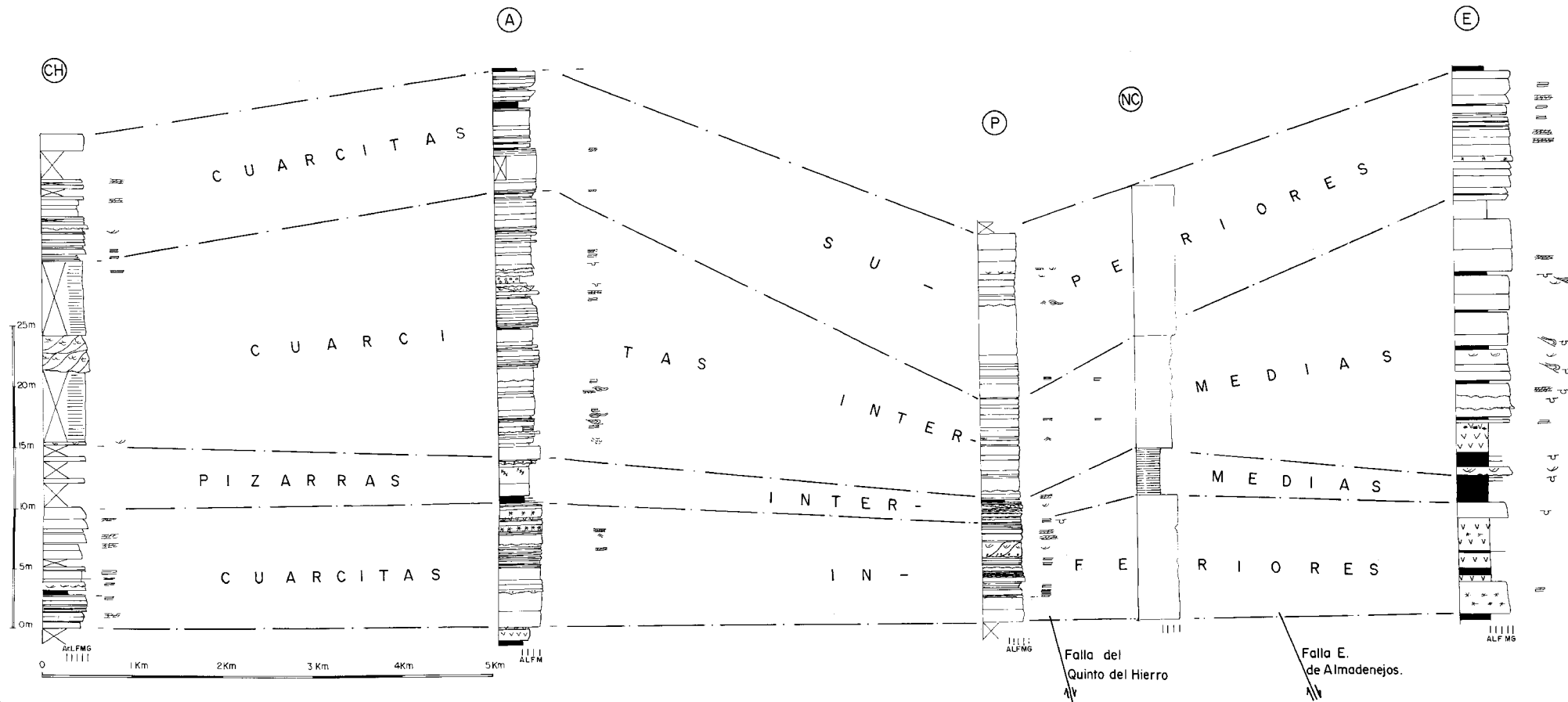


Fig. 3: Correlación de las columnas levantadas en el flanco Sur del Sinclinal de Almadén. (CH = Oeste de Chillón; A= Planta 9ª de la Mina de Almadén; P= Pilar de la Legua; NC= Datos sintéticos de la Mina "Nueva Concepción".
E = Sondeo ME - 19 - Mina "El Entredicho".) (Véase leyenda igual que figura 2.)



a pizarras muy alta.

o-
e-
es
al,
m-
za-
na-
en-
tes
nel
nas
n la

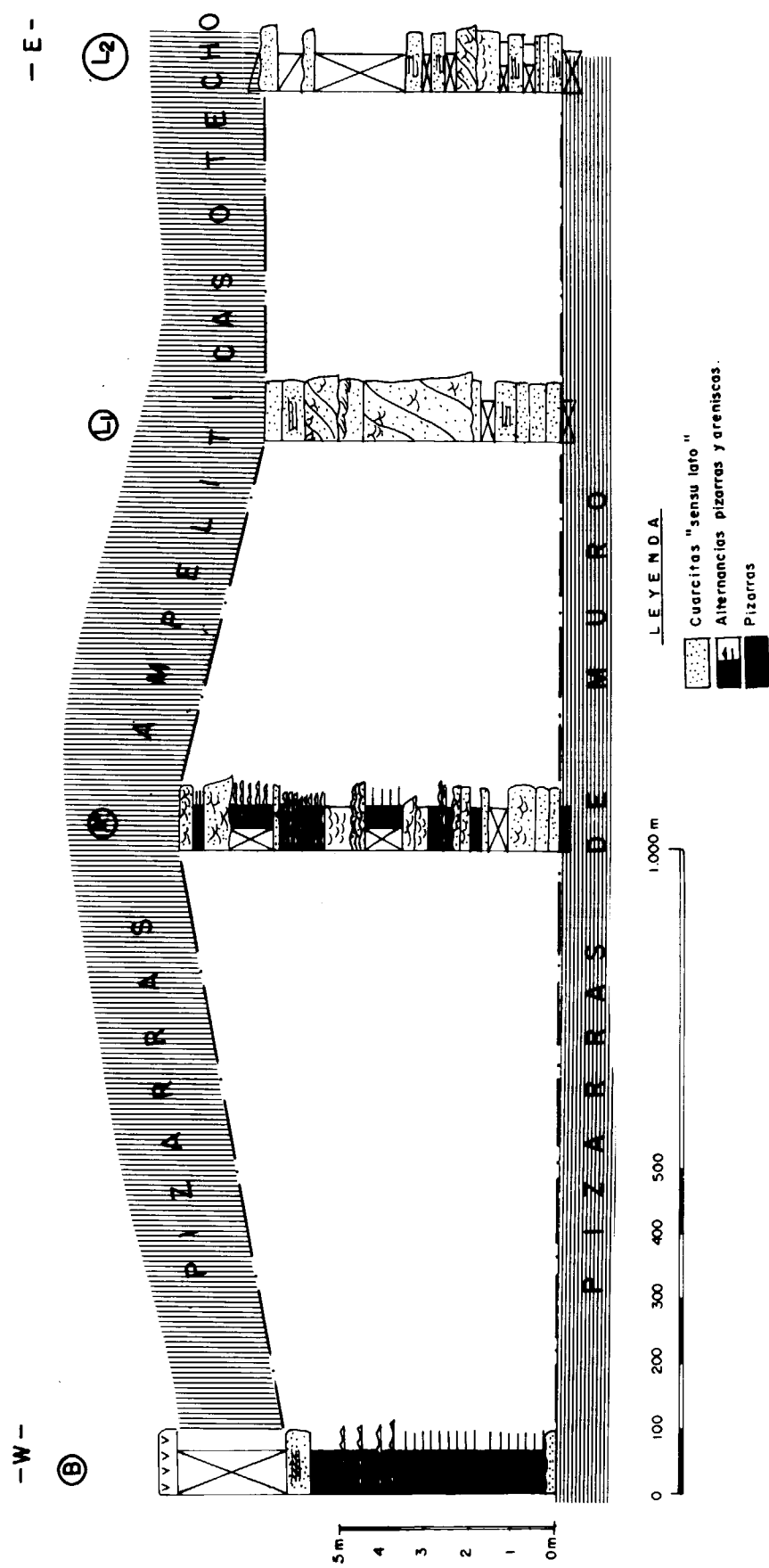


Figura 4.—Correlación de las columnas levantadas en el flanco norte sobre la traza de la *Cuarcita de Criadero* (B: Ctra. Chillón-El Borracho, Km. 6.5; A: Arroyo del Lechero; L1: Las Lomas Oeste; L2: Las Lomas Este).
Estructuras sedimentarias y símbolos, véase fig. 2.

figura 5 puede observarse un panel con siete columnas levantadas en la localidad *Gargantiel*, al NE del sinclinal, que muestra claramente las variaciones de potencia que se producen a pequeña escala en este sector de la unidad estudiada.

En base al análisis de estas figuras 4 y 5, podemos establecer que en este área tienen menor representación los materiales arenosos frente a los pizarrosos, presentando las cuarcitas en sección perpendicular a la estratificación forma lentejón con techo convexo y muro ligeramente cóncavo, con espesores variables entre 0 y 10 m y unos 0 a 200 m de longitud máxima aparente, como se muestra en la figura 5. En algunos casos la ausencia de estos materiales arenosos de morfología lentejón hace que desaparezca el relieve geomorfológico de la cuarcita, que es muy característico en el flanco sur.

V. OTRAS CONSIDERACIONES PETROLOGICAS Y ESTRATIGRÁFICAS

Al microscopio, como ya indicaron SAN MIGUEL y PAULITSCH (1974), puede observarse cómo las texturas sedimentarias de las arenas originales se conservan bastante bien en estas cuarcitas. Son cuarciarenitas según la clasificación de FOLK (1968) u ortocuarzitas de PETTIJOHN (1957), es decir, con más del 95 por 100 de cuarzo. Están formadas por granos de cuarzo monocristalinos, bastante bien redondeados y seleccionados, en los que son raramente observables sobrecrecimientos diagenéticos de cuarzo; sin embargo, sí existen abundantes contactos de disolución a presión entre los granos. Al microscopio, e incluso a simple vista, pueden observarse pequeñas acumulaciones, a modo de microplacers, de minerales pesados: anatasa, rutilo, circón.

La alta madurez textural (buena selección de los granos de cuarzo y, cuando puede verse, su buen redondeamiento), y mineralógica, muestra que los propios procesos sedimentarios, y en menor medida los procesos diagenéticos como la disolución a presión fueron los principales agentes responsables de la pureza de esta cuarcita, especialmente notable en el flanco S del sinclinal de Almadén. La silicificación hidrotermal a bajo pH, que permitiese la disolución de todos los minerales excepto el cuarzo y algunos minerales

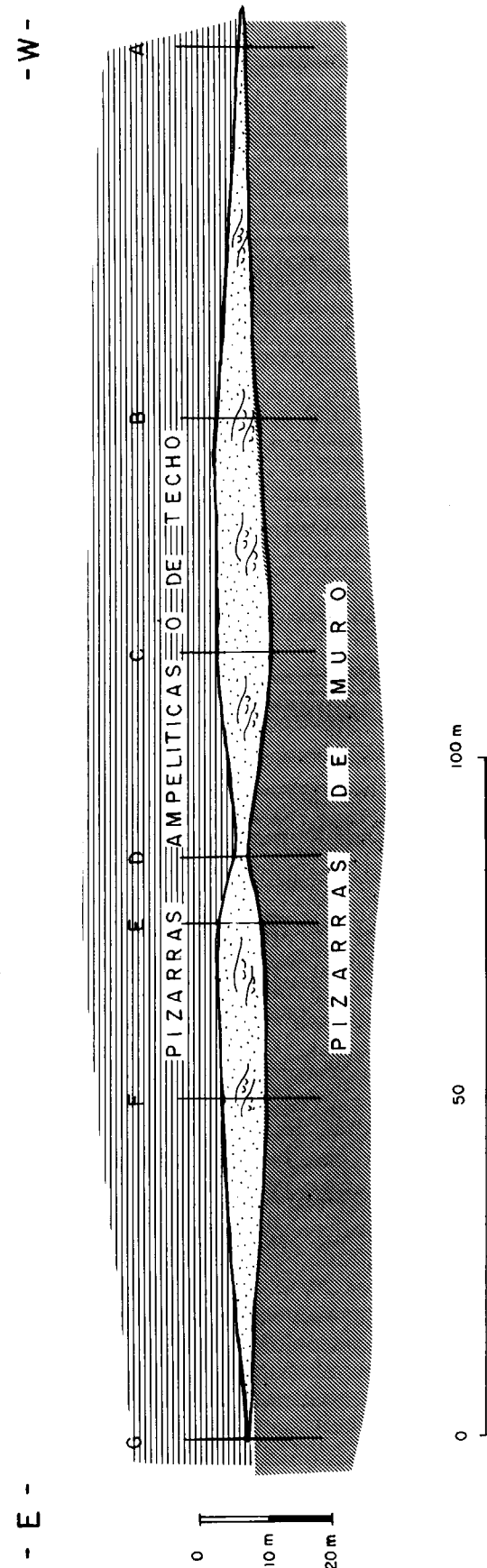


Figura 5.—Morfología de barras que presenta la Cuarcita de Criadero en el flanco norte del Sinclinal, zona de Gargantiel, sobre siete cortes realizados.

de las arcillas, con la formación de la cuarcita, parece poco probable.

Las paleocorrientes medidas a partir de las distintas estructuras sedimentarias apuntan claramente hacia el NE y N., como ya indicara también PUIGDEFABREGAS (1974).

La característica ausencia total de restos fósiles y especialmente de ichnofacies puede ser debida, al menos en parte, a la importante crisis biótica o extinción en masa de especies que tuvo lugar al final del período Ordovícico, de modo que las faunas de plataforma marina del Silúrico Inferior son raras en general (ver, por ejemplo, HOFFMAN, 1989; McLAREN & GOODFELLOW, 1990).

VI. MODELO DE DEPOSITO

De acuerdo con los datos expuestos anteriormente, el medio de depósito de la Cuarcita de Criadero correspondería a una plataforma o rampa siliciclástica somera, en la que habría que diferenciar dos áreas de S a N que corresponderían a las anteriormente delimitadas.

En el flanco S las arenas se habrían depositado en mares someros con dominio mareal como *cuerpos laminares de arena (blanket sandstones)* que se extenderían en un área relativamente amplia. De acuerdo con las estructuras sedimentarias observadas, a la acción de las corrientes de marea se le superpondrían otras corrientes inducidas principalmente por las tormentas. Se sucederían períodos de buen tiempo, en que los agentes fundamentales de transporte eran las corrientes de marea, corrientes oceánicas y oleaje en aguas poco profundas, con otros de tormenta en los que se reforzaba la acción mareal, debido fundamentalmente al viento, corrientes de deriva, y oleaje de mayor energía. Durante el buen tiempo los *megaripples* migraban pendiente abajo hacia el N-NE, en la dirección de la corriente de marea dominante. Cuando se producían tormentas aumentaba la energía, hasta que en cierto momento se hacía suficientemente intensa como para destruir los *megaripples* aplanando el fondo marino.

Para el cierre periclinal oriental y flanco norte las arenas y cuarcitas podrían corresponder a antiguas *barras lineales de arena*, caracteriza-

das por presentar una morfología claramente lineal, alargada en la dirección de las paleocorrientes dominantes, es decir, en dirección NE-SO o N-S. Estas barras se presentarían aisladas entre las arcillas y limos marinos propios de medios menos energéticos, y estarían compuestas por areniscas con una elevada madurez textural y mineralógica. Sus dimensiones no serían muy grandes, aunque sólo hemos podido determinar su anchura aparente (entre 0 y 200 m) y su altura (entre 0 y 10 m). Como ya indicábamos anteriormente, en la figura 5 se muestra la forma lenticular una de estas barras en una sección transversal, aproximadamente perpendicular a la dirección de alargamiento. Correspondería a la progradación de los ambientes arenosos energéticos más someros del S sobre la plataforma lutítica de baja energía más profunda situada al norte. La figura 6 muestra un bloque-diagrama simplificado del modelo sedimentario propuesto.

El modelo de paleocorrientes unidireccional, no bipolar, con transporte neto de sedimento preferentemente en una dirección (coincidente con la corriente mareal más intensa) que se presenta en la Cuarcita de Criadero es típico de los depósitos de areniscas de plataformas mareales antiguas (ver, por ejemplo, JOHNSON & BALDWIN, 1986, p. 264). Además, las corrientes de marea son el agente más efectivo en la producción de areniscas maduras textural y mineralógicamente, así como el mecanismo más favorable y capaz de transportar el gran volumen de arenas que componen la Cuarcita de Criadero. Estas arenas deben haber tenido su área fuente primaria en zonas costeras o deltaicas que se situarían más o menos contemporáneamente hacia el S-SO de los afloramientos estudiados.

VII. CONCLUSIONES

El estudio realizado en la cuarcita de Criadero del Sinclinal de Almadén ha permitido poner de manifiesto que existen diferencias estratigráficas acusadas entre el flanco S por un lado y el cierre periclinal oriental y flanco N del sinclinal por otro. Estas diferencias se reflejan en una potencia mayor y más homogénea de la cuarcita, y una diferenciación clara en cuatro miembros, de gran continuidad lateral, en el flanco sur, así como un predominio de materiales pizarrosos,

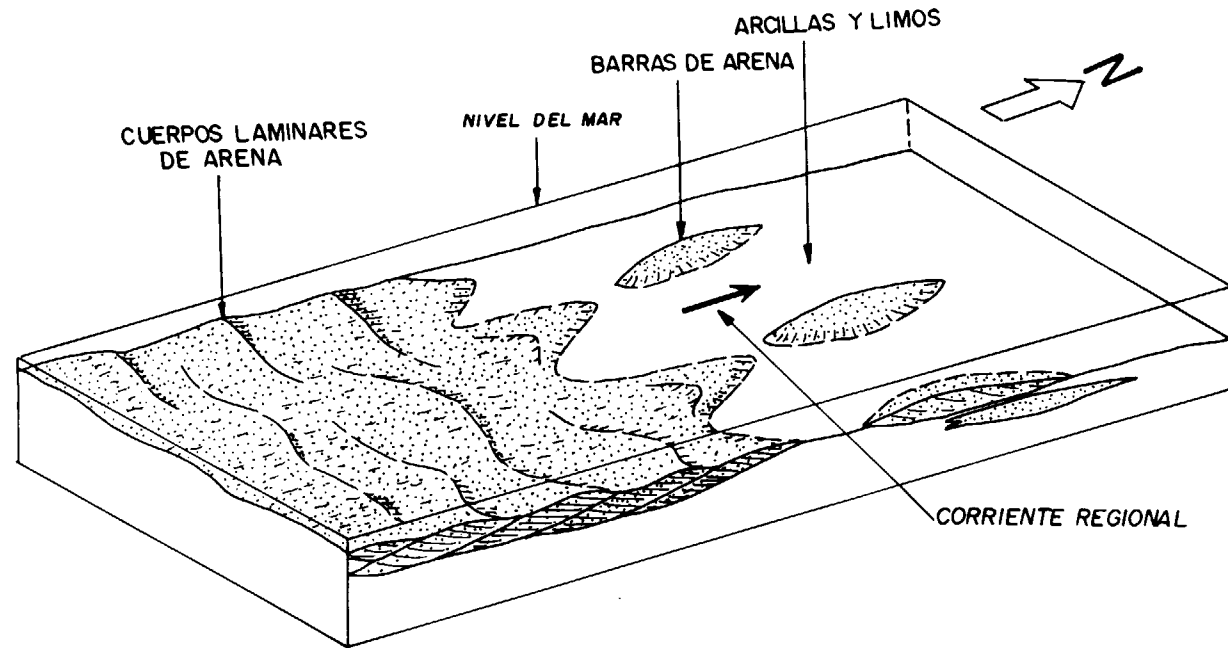


Figura 6.—Esquema del MODELO SEDIMENTARIO propuesto.

con formas lenticulares de arenas individualizados de forma discontinua en la segunda zona.

La Cuarcita de Criadero se habría depositado en una plataforma siliciclástica con una zona al S más somera bajo la acción de las corrientes marales y de tormentas, y una zona progresivamente más profunda hacia el N con barras lineales de arenas progradantes sobre la plataforma lutítica de menor energía.

VIII. AGRADECIMIENTOS

A Minas de Almadén y Arrayanes, y en especial a Angel Hernández Sobrino, Jefe del Departamento de Geología, por la colaboración prestada, y a Javier Ustarroz Astorga, Jefe del Departamento de Geología Subterránea, por su permiso para trabajar en la Mina. Agradecemos al Dr. J. T. Oliveira la revisión y corrección crítica del manuscrito original; sus comentarios y sugerencias han enriquecido este trabajo.

REFERENCIAS

ALLER, J.; BASTIDA, F.; ORTEGA, E., y PEREZ-ESTAUN, A. (1986): *Aportación al conocimiento estructural del Sinclinal de Almadén*. Bol. Geol. Min., 97, 5, pp. 608-621.

ALMELA, A.; ALVARADO, M.; COMA, E.; FELGUEROSO, C., y QUINTERO, I. (1962): *Estudio geológico de la región de Almadén*. Bol. Geol. Min., t. 73, pp. 193-327.

ARBEY, F., y TAMAIN, G. (1971): *Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne)*. C. R. Ac. Sc. Paris (Ser. D), 272, pp. 1721-1723.

CRESCO, J. L. (1987): *Investigación mediante sondeos del área de «La Nueva Concepción»*. Informe Interno. Minas de Almadén. 12 pp.

FOLK, R. (1968): *Petrology of sedimentary rocks*. Ed. Hemphill's, Austin. 170 pp.

GARCIA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S., y ORTEGA GIRONES, E. (1987): *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Hoja núm. 781 (Siruela)*. Serv. de Publ. Min. Industria y Energía. 48 pp.

GARCIA SANSEGUNDO, J.; LORENZO ALVAREZ, S., y ORTEGA GIRONES, E. (1987): *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Hoja núm. 808 (Almadén)*. Serv. de Publ. Min. Industria y Energía. 60 pp.

GUTIERREZ MARCO, J. C., y PINEDA VELASCO, A. (1988): *Datos bioestratigráficos sobre los materiales silúricos del subsuelo de El Centenillo (Jaén)*. Comun. II Congreso Geol. España, Granada. v. 1, pp. 91-94.

HAFENRICHTER, M. (1980): *The lower and upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberic, Eastern Sierra Morena) in Spain*. N. Jb. Geol. Paleon. Abh., 160, pp. 138-148.

HERNANDEZ, A. (1948): *Estructura y génesis de los yacimientos de mercurio de la zona de Almadén*. Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca.

HERNANDEZ URROZ, J.; LORENZO, S.; MIRA, M.; MONTSERIN, V., y RODRIGUEZ PEVIDA, L. S. (1984): *Cartografía y Memoria hoja 1:50.000 de Chillón, núm. 807*. Inédita.

HIGUERAS, P., y BORRERO, J. (1987): *Trabajos realizados en la Mina de Almadén*. Julio-octubre 1987. Informe Interno. Minas de Almadén. 13 pp.

HOFFMAN, A. (1989): *Mass extinctions: the view of a sceptic*. J. Geol. Soc. London, 146, pp. 21-35.

JOHNSON, H. D., y BALDWIN, C. T. (1986): *Shallow siliciclastic seas*. In: Reading, H. G. (ed.). *Sedimentary environments and facies*, pp. 229-282.

McLAREN, D. J., y GOODFELLOW, W. D. (1990): *Geological and biological consequences of giant impacts*. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 18, pp. 123-171.

MOLINA, J. M., y FERNANDEZ CARRASCO, J. (1987): *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. Hoja núm. 782 (Valdemanco del Esteras)*. Serv. de Publ. Min. Industria y Energía. 60 pp.

MORENO GUTIERREZ, A. (1985): *Estudio sedimentológico, geoquímico y metalogénico de los sondeos: VO-4, E-7, PL-1, RN-2 en la concesión «Almadén»*. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid. 428 pp.

MORENO GUTIERREZ, A.; LLAMAS, F. J.; ALCANTARA, R.; MONSEU, J., y MAZADIEGO, L. F. (1987): *Caracterización de la materia orgánica contenida en la «Cuarcita del Criadero» de Almadén por pirólisis Rock-Eval*. Bol. Geol. Min., t. 98-5, pp. 699-704.

PETTIJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary rocks*. Ed. Harper, Nueva York, 2.ª ed. 718 pp.

PUIGDEFABREGAS, C. (1974): *Estudio de las relaciones entre paleocorrientes y direcciones de mineralización en la Mina de Almadén*. Compañía General de Sondeos. Informe Inédito. Minas de Almadén. 8 pp.

PUIGDEFABREGAS, C. (1975): *Estudio de paleocorrientes en la Cuarcita de Criadero - Zona de Valdeazogues y Almadenejos*. Compañía General de Sondeos. Informe Inédito. Minas de Almadén. 10 pp.

SAN MIGUEL, A., y PAULITSCH, P. (1974): *Petrofabrics of Almadén quartzites*. I Congreso Internacional del Mercurio. Barcelona. Vol. 1, pp. 201-205.

SAUPE, F. (1971a): *La série ordovicienne et silurienne d'Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne)*. Bur. Rech. Géol. Min. (Paris) Mém., vol. 73, pp. 355-365.

SAUPE, F. (1971b): *Stratigraphie et pétrographie du «Cuarcita del criadero» (Valentien) à Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne)*. Bur. Rech. Géol. Min. (Paris) Mém., vol. 73, pp. 139-149.

SAUPE, F. (1973): *La géologie du gisement du Mercure d'Almadén (Province de Ciudad Real, Espagne)*. Thèse Sci. Terre, Univ. Nancy. 342 pp.

SAUPE, F. (1990): *Geology of the Almadén Mercury deposit, Province of Ciudad Real, Spain*. Economic Geology 85, pp. 482-510.

TAMAIN, G. (1972): *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)*. Thèse Univ. Paris Sud (Centre d'Orsay). 870 pp.

Original recibido: Diciembre de 1993.

Original aceptado: Enero de 1994.

GEOLOGIA

El yacimiento mesopleistoceno de Villacastín (Segovia, España): Geología y Paleontología de micromamíferos.

Por A. ARRIBAS (*)

RESUMEN

Este trabajo es la primera parte del estudio monográfico del yacimiento kárstico mesopleistoceno de Villacastín (Segovia). Se estudia la geología del enclave y la paleontología de micromamíferos. La asociación de micromamíferos registrados está constituida por *Talpa europaea*, *Erinaceus europaeus* ssp., *Crocidura* cf. *russula*, *Crocidura suaveolens*, *Myotis myotis*, *Pitymys subterraneus*, *Microtus arvalis*, *Microtus agrestis*, *Microtus* cf. *brecciensis*, *Arvicola* cf. *sapidus*, *Apodemus* sp., *Eliomys querzinus*, *Oryctolagus cuniculus* cf. *grenalensis* y *Lepus* sp. Se citan por primera vez dos nuevos micromamíferos en el Pleistoceno español (*Crocidura suaveolens* y *Oryctolagus cuniculus* cf. *grenalensis*), y se caracterizan las poblaciones de murciélago ratero y de conejo.

Palabras clave: Pleistoceno medio Karst, Estratigrafía, Micromamíferos, Villacastín, Segovia.

ABSTRACT

This paper is the first part of the monograph on the Middle Pleistocene karstic deposit at Villacastín (Segovia). The locality's geology and the micromammals paleontology are discussed. The recorded micromammals association is made up by: *Talpa europaea*, *Erinaceus europaeus* ssp., *Crocidura* cf. *russula*, *Crocidura suaveolens*, *Myotis myotis*, *Pitymys subterraneus*, *Microtus arvalis*, *Microtus agrestis*, *Microtus* cf. *brecciensis*, *Arvicola* cf. *sapidus*, *Apodemus* sp., *Eliomys querzinus*, *Oryctolagus cuniculus* cf. *grenalensis* and *Lepus* sp. Two micromammals are described for the first time in the Spanish Pleistocene (*Crocidura suaveolens* and *Oryctolagus cuniculus* cf. *grenalensis*), and the population of *Myotis myotis* and *Oryctolagus cuniculus* cf. *grenalensis* are characterized.

Key words: Middle Pleistocene, Karst, Stratigraphy, Micromammals, Villacastín, Segovia.

INTRODUCCION

El yacimiento paleontológico de Villacastín, situado en la provincia de Segovia, fue descubierto por el autor de este trabajo en enero de 1986. Los primeros restos fueron encontrados en superficie, sobre un talud de arenas, en la base del corte en el que se encuentra el yacimiento. Comprobada la naturaleza fósil de los restos, se llevaron a cabo algunos trabajos preliminares de prospección geológica y paleontológica que confirmaron la importancia potencial del yacimiento. Con estos resultados se inició el estudio del yacimiento en el Departamento de Paleontología de la Facultad de Ciencias Geológicas, donde se

ha dispuesto de un buen material de comparación perteneciente a otros yacimientos, principalmente el de Pinilla del Valle (Madrid), del que se posee una gran cantidad de restos fósiles. Este yacimiento es prácticamente contemporáneo del que se estudia y está situado en una región geográfica relativamente próxima. Los trabajos realizados han confirmado la riqueza de este yacimiento, en el que se han encontrado incluso algunos utensilios líticos y óseos.

Se ha realizado el estudio estratigráfico del yacimiento, habiéndose identificado las distintas zonas en que se divide y los niveles estratigráficos reconocibles. Asimismo se ha establecido el modelo general de sedimentación-ocupación, lo que permite explicar la génesis del yacimien-

to y el porqué de la presencia de los restos óseos de los organismos que directa o indirectamente estuvieron relacionados con las cavidades. El estudio paleontológico ha permitido identificar 1.100 restos fósiles pertenecientes a 35 taxones, que representan a las cuatro clases de vertebrados terrestres: anfibios, reptiles, aves y mamíferos. Hasta el momento sólo se han estudiado los mamíferos, por ser los más abundantes y los que aportan mayor información bioestratigráfica, tafonómica y paleoecológica. Este artículo es el primero de tres trabajos (el presente, un segundo artículo dedicado a la paleontología de macromamíferos y un último trabajo en el que se analizarán las cuestiones cronológicas, tafonómicas y paleoecológicas). En esta nota se resume la geología del yacimiento y la paleontología de los micromamíferos. Se remite al lector al trabajo de ARRIBAS (1991) para la ampliación de los datos gráficos y métricos.

GEOLOGIA

Situación geográfica

El yacimiento denominado Villacastín se encuentra en la provincia de Segovia, al SO de la capital, en las proximidades de la localidad segoviana de Villacastín. El afloramiento paleontológico está situado en una trinchera de la carretera N-110, a 3,5 Km al NE de Villacastín (fig. 1). La localización en el Mapa Geográfico Nacional E: 1/50.000 corresponde a la hoja número 507 (El Espinar), y sus coordenadas geográficas son:

— Latitud: 40° 47' 52" N.

— Longitud: 4° 22' 20" O (meridiano de Madrid).

Marco geológico

En esta región afloran rocas de tres períodos geológicos distintos:

1. En la mitad inferior aflora el Paleozoico representado por granodioritas-adamellitas de grano medio (APARICIO et al., 1989), que ocupan grandes extensiones del Sistema Central.
2. En la mitad superior afloran depósitos aluviales del Paleógeno, facies detríticas que

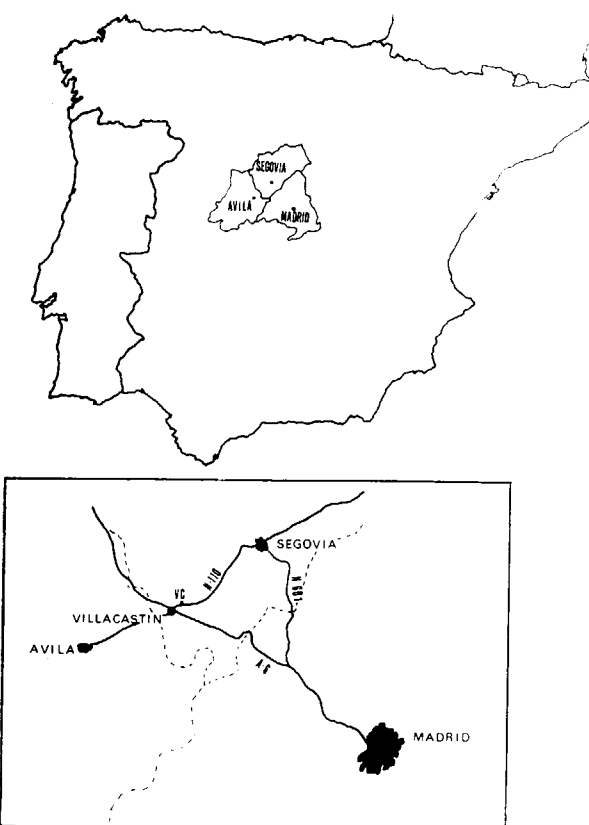


Figura 1.—Situación geográfica del yacimiento.

constituyen el ciclo prearcósico y la base del ciclo arcósico del borde suroriental de la Cuenca del Duero (FERNANDEZ GARCIA et al., 1989).

3. Separando localmente estos dos conjuntos se encuentra un pequeño afloramiento, de aproximadamente 2 Km de longitud, de materiales detrítico-carbonatados del Cretácico Superior (ALONSO, 1981). Esta serie tiene una dirección N 59 E y un buzamiento de 45 NO.

De los tres conjuntos el que más nos interesa, por encontrarse en él el yacimiento, es la zona del Cretácico. Las formas de relieve alomadas de la región, que incluye el conjunto de terrenos cretácicos, se desarrollan como un conjunto de cuestas con la dirección y el buzamiento de la serie mesozoica, separadas entre sí por estrechos valles de direcciones N-NO generados por cauces fluviales encajados sobre fallas de esas

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

direcciones. Este relieve en cuestras favorece el desarrollo de una erosión diferencial entre litologías *blandas* (Tramo 2: Formación Calizas, Margas y Dolomías de Castrojimeno-Hontoria), y litologías *duras* (Tramo 3: Formación Calizas, Dolomías y Areniscas dolomíticas de Linares-Ituero). Dado que el tramo 2 se encuentra a muro y el tramo 3 a techo, se generan pequeños abrigos rocosos en la vertiente SE de las cuestras. De la base de estos abrigos parten fisuras internas, paralelas a los planos de estratificación, generadas por la meteorización y la actividad biológica de organismos excavadores, principalmente lagomorfos, y desarrolladas a favor de superficies de debilidad intertramos (base irregular erosiva) y/o superficies intratramos (superficies erosivas internas).

Geología del yacimiento

El yacimiento de vertebrados estudiado se ha desarrollado dentro de un abrigo rocoso y una fisura inferior asociada. Ambos conjuntos se encuentran colmatados por sedimentos arenosos, procedentes de la meteorización que han sufrido las capas que forman el techo y la base de las cavidades. De esta forma un sedimento detrítico autóctono engloba restos de los vertebrados que habitaron en las cavidades, junto con los de los animales que fueron introducidos en ellas bien por actividad biológica o bien por otros factores. El yacimiento está limitado de la siguiente manera (fig. 2):

— Base: Se observa un límite neto entre materiales del tramo 2 (cretácico) y el sedimento

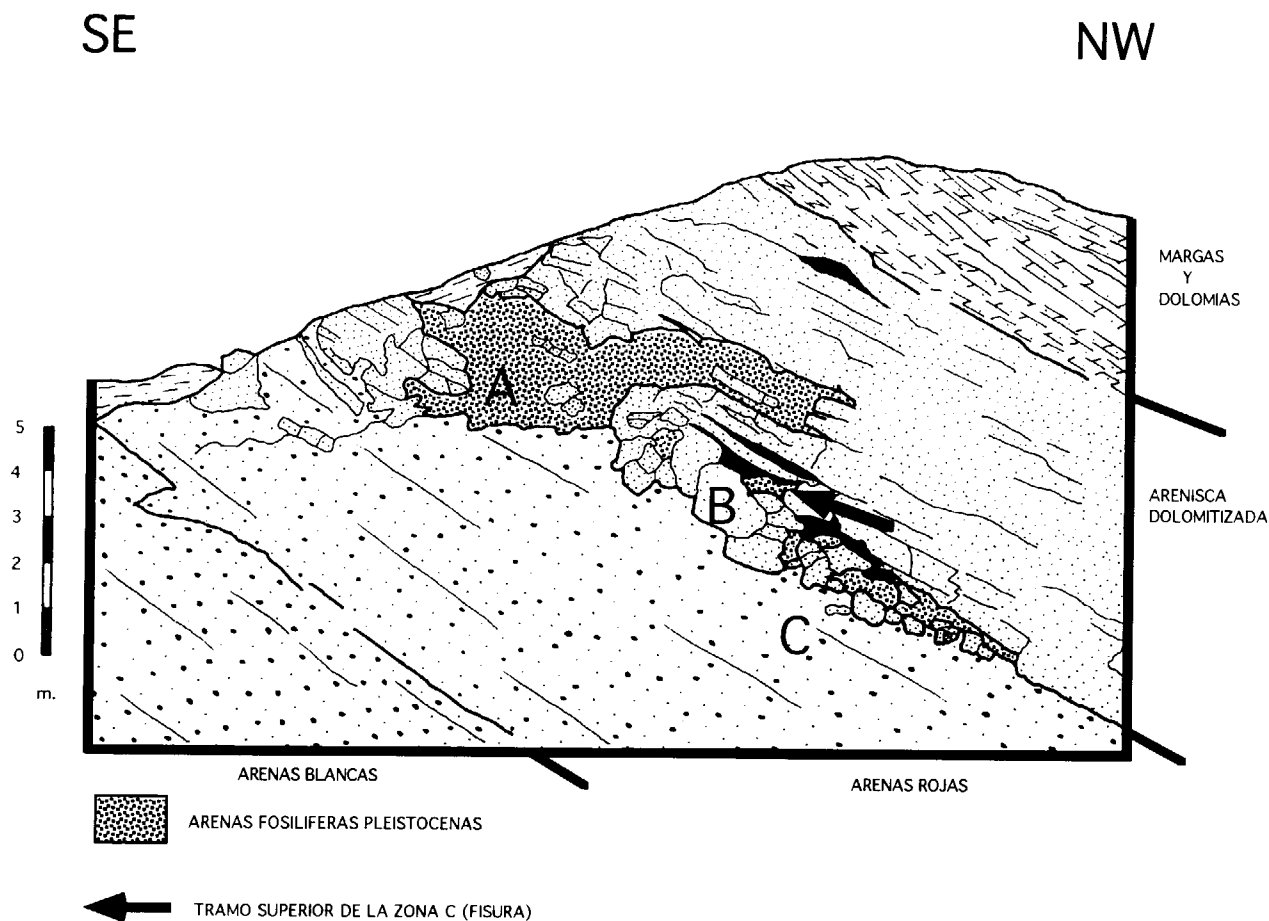


Figura 2.—Corte geológico del yacimiento. Se muestran las unidades mesozoicas y los rellenos fosilíferos cuaternarios: A) Abrigo. B) Conjunto transicional. C) Fisura

detrítico Pleistoceno. En la zona superior la base tiene un trazado horizontal (base o suelo del abrigo) y posteriormente discurre paralela a los planos de estratificación de la serie del Cretácico, por debajo de un conjunto de bloques caídos pertenecientes al tramo 3 (areniscas dolomíticas del Cretácico).

— Techo: El techo de las cavidades que forman el yacimiento es una superficie irregular desarrollada a favor de distintos planos de estratificación del tramo 3 del Cretácico.

Estructuración

Esta localidad paleontológica ha sido dividida en tres zonas naturales bien definidas:

A. Zona superior: Abrigo. Cavity de seis metros de largo por tres de alto totalmente colmatada por sedimento formado por arenas pardas de grano medio y grueso mal estratificadas con grandes bloques caídos del techo y una gran abundancia de fósiles. En la parte superior, donde se situó la antigua entrada, se está desarrollando actualmente un suelo pardo sobre sedimentos Pleistocenos.

B. Zona media: Conjunto transicional de bloques caídos y sedimento. Está situada bajo la anterior y constituida, en un 80 por 100, aproximadamente, por bloques desplomados con un tamaño comprendido entre 30 cm y 150 cm de longitud. El resto del espacio está ocupado por arenas de grano medio con fósiles, dispuestas en niveles horizontales. En el interior de esta zona se encuentra el conducto de entrada de sedimentos y organismos a la zona inferior.

C. Zona inferior: Fisura. Se trata de una estrecha fisura compartimentada en distintas cavidades por bloques caídos del techo, y que están comunicadas entre sí. Esta fisura está rellena hasta la mitad inferior del tramo superior por arenas de grano medio y grueso dispuestas en niveles horizontales con frecuentes cambios laterales y abundante materia orgánica. En estas arenas se encuentran gran cantidad de restos de vertebrados del Pleistoceno, así como fósiles del Cretácico (seláceos, briozoarios, braquiópodos, etc.) reelaborados.

La presencia de fósiles del Cretácico asociados a fósiles de vertebrados del Pleistoceno, la similitud en la textura y en la composición existente entre el sedimento Pleistoceno y las areniscas dolomíticas del Cretácico, así como la ausencia de cantos o bloques de naturaleza ígnea, son datos que parecen indicar que el sedimento que engloba los fósiles del Pleistoceno es autóctono y proviene de la meteorización y erosión de las rocas de la serie del Cretácico.

Estratigrafía del tramo superior de la zona C

En este tramo se ha centrado el estudio estratigráfico y paleontológico por ser el lugar de más fácil acceso y, por el momento, donde aparece la mayor cantidad de restos fósiles. En él se pueden distinguir ocho niveles estratigráficos (fig. 3):

— Nivel 1: 15 cm de arenas rojas de grano medio, homométricas, con estratificación horizontal. Aparecen gran cantidad de bloques caídos englobados en el sedimento, principalmente en la base del nivel. Estos bloques tienen una longitud máxima de 30 cm.

Contenido paleontológico: Este nivel contiene fundamentalmente restos de lagomorfos, quirópteros y roedores. A techo aparecen numerosos fósiles de aves y algunos restos de macromamíferos.

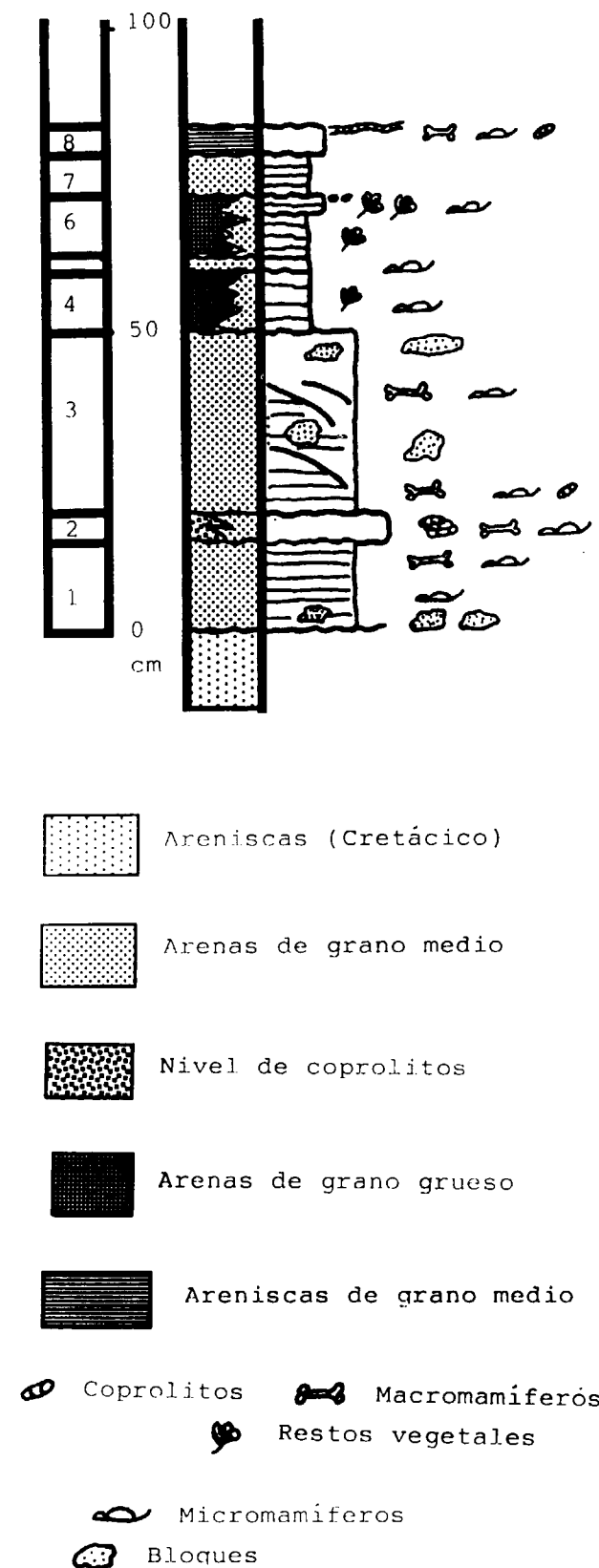
— Nivel 2.: Nivel de 5 cm de espesor de coprolitos englobados en un cemento calcáreo con un pequeño cambio lateral en el que aparece una matriz arenosa de grano medio.

Contenido paleontológico: Algunos roedores, numerosos quirópteros y la mayoría de los fósiles de macromamíferos estudiados.

— Nivel 3: 30 cm de arenas rojas homométricas de grano medio, con numerosos bloques caídos. Se observa estratificación horizontal y abundantes costras internas.

Contenido paleontológico: Aparecen numerosos restos de roedores, lagomorfos, anfibios, reptiles y aves. En la base se encuentran fósiles de macromamíferos y utensilios líticos y óseos.

— Nivel 4: 10 cm de arenas de grano grueso y color negro que lateralmente, hacia el SE,



pasan a arenas de grano medio. La estratificación es horizontal.

Contenido paleontológico: Micromamíferos y abundantes restos vegetales.

- Nivel 5: 2 cm de arenas rojas de grano medio que se acuñan hacia el NO. Se encuentra restos de Microvertebrados.
- Nivel 6: 10 cm. de arenas negras de grano grueso cuyo espesor aumenta hacia el NO, cambiando progresivamente a arenas rojas de grano medio. La estratificación es horizontal, y a techo se advierte un fino nivel de microconglomerados.

Contenido paleontológico: Microvertebrados y abundantes restos vegetales.

- Nivel 7: 7 cm de arenas de grano medio con estratificación horizontal, acuñadas hacia el NO. Aparecen algunos huesos de Microvertebrados.
- Nivel 8: 5 cm de arenas rojas de grano medio poco cementadas. A techo se observa una costra calcárea de aproximadamente 1 cm de espesor.

Contenido paleontológico. En la costra calcárea se encuentran fósiles de Macromamíferos (24 restos pertenecientes a un cráneo de équido y coprolitos) y Microvertebrados.

Todas las superficies de contacto entre niveles son horizontales e irregulares. Desde el nivel 8 hasta el techo de la cavidad no hay sedimento, sin embargo sobre la superficie del techo se ha desarrollado un pequeño espeleotema que contacta con dicho nivel.

Modelo de sedimentación: Génesis del yacimiento

Una vez conocidas la estructura y estratigrafía del yacimiento se puede elaborar el siguiente modelo general sobre la génesis del mismo:

1. Formación de un abrigo rocoso determinado por las condiciones geológicas y climáticas de la región.

Figura 3.—Esquema estratigráfico del tramo superior de la fisura.

2. Meteorización físico-química de las arenas y areniscas dolomíticas que forman la base y el techo de las cavidades. Disolución del cemento carbonatado de las areniscas dolomíticas y liberación de los granos de arena. Estos se acumulan en la base. Percolación de aguas ricas (saturadas) en bicarbonato cálcico, a favor de los planos de estratificación. Fracturación de los estratos que forman el techo de la cavidad y desarrollo de diaclasas paralelas y perpendiculares a los planos de estratificación. Como consecuencia final, ocurre la caída de los bloques a la base del abrigo.
3. Importante actividad de organismos excavadores durante el Cuaternario, Lagomorfos y Carnívoros, que socavan y remueven el sedimento a favor de superficies de debilidad inter e intratramos. Desarrollo de fisuras habitadas. En la zona C se produce un hundimiento generalizado del techo, lo que compartimenta la fisura en numerosas cavidades de pequeño tamaño.
4. Gracias a la pendiente de 45° y a la actividad de los organismos excavadores que habitan las cavidades, se produce una removilización del sedimento de las cavidades superiores a las inferiores. De esta forma se produjo la colmatación progresiva de la fisura desde abajo hacia arriba, con sedimento autóctono.
5. Relleno casi total de la zona C (dirección de aportes de SE a NO) y aislamiento de esta zona del exterior, por hundimiento en la zona de acceso (zona B).
6. Sedimentación y colmatación de la zona B (entre bloques) y posteriormente de la zona A, producidas por los procesos y mecanismos anteriormente expuestos, siendo el resultado final la total colmatación del abrigo. En la actualidad se está desarrollando un suelo pardo de aproximadamente 80 cm de potencia, sobre los niveles superiores del abrigo. Todos los procesos anteriormente mencionados se pueden observar actualmente en un abrigo rocoso, situado en las proximidades del enclave paleontológico, que ha servido de modelo para la comprensión de la génesis del yacimiento *Villacastin*.

El yacimiento se generó, pues, gracias a la meteorización, la acción de la gravedad y la actividad de los organismos que habitaron las cavidades, sin que exista ninguna evidencia, hasta el momento, de transporte hídrico de materiales.

Como se ha mencionado anteriormente, los restos fósiles aparecen a lo largo de las distintas zonas del yacimiento. Ahora bien, se tuvo que limitar el trabajo de prospección y muestreo a una zona muy concreta del yacimiento, la fisura, en la que las condiciones de trabajo son menos complicadas y peligrosas. Dentro de la fisura se eligió el tramo superior como área de muestreo, ya que en esta zona se localizaron la mayor cantidad de fósiles durante la prospección preliminar.

PALEONTOLOGIA DE MICROMAMIFEROS

El muestreo se realizó siguiendo el método paleontológico, nivel a nivel estratigráfico, en lugar de utilizar el método arqueológico, imposible de aplicar dado el reducido tamaño de la cavidad estudiada (aproximadamente 1 m³ de volumen). A cada macroresto se le asignó el nivel de procedencia y su posición espacial, a la vez que se tamizó el sedimento de cada nivel para obtener los restos de microvertebrados que se pudieran perder durante esta etapa inicial de trabajo. Tras la obtención de los fósiles se procedió a la limpieza, restauración y consolidación de todos los elementos. El siguiente paso fue el siglado de cada fósil y el inventariado de todo el material obtenido.

En el estudio paleontológico se incluye, para cada taxón determinado, en primer lugar la sistemática del taxón, tras la que se enumera el material fósil encontrado y el nivel de procedencia de cada elemento. Posteriormente se incluye el número mínimo de individuos, especificándose en cada caso los criterios bien anatómicos y/o estratigráficos que permiten calcular dicho número. A continuación se desarrolla el estudio paleontológico de los fósiles mejor conservados y/o más característicos. Se incluyen los datos métricos y anatómicos más significativos que permiten realizar una discusión objetiva en comparación con las piezas homólogas de otros yacimientos o bien con los elementos homólogos pertenecientes a los representantes actuales de

dichos taxones. Las medidas se han tomado con calibres de precisión (décimas de milímetro) y con una lupa binocular (Wild Heerbrugg TYP 181300) con un calibre electrónico MHS 235 adaptado para la obtención de las dimensiones de los micromamíferos (décimas y centésimas de milímetro). Todas las dimensiones están dadas en milímetros, con la precisión necesaria para cada grupo.

— Orden: Rodentia BODWICH, 1821.

— Familia: Muridae, GRAY, 1821.

— Género: *Apodemus*, KAUP, 1829.

Apodemus sp. (Ratón de campo).

Niveles y material: El material fósil que pertenece a este género ha sido encontrado en los niveles 3 a 8. La colección consta de tres hemimandíbulas completas, cuatro M^1 , un M^2 , 11 M_1 , tres M_2 y tres M_3 .

Número mínimo de individuos: Seis adultos (M_1 dch.).

Medidas: L (longitud) M_1 media = 1,83 (n = 11); LM_1 media = 2,06 (n = 4). M^2 LxA (anchura) = $1,36 \times 1,24$.

Descripción y discusión (lámina 1, figs. 1 y 2): Todos los dientes son radiculados y presentan en la cara oclusal tres rangos longitudinales de tubérculos bien individualizados en los molares superiores, mientras que el rango longitudinal labial está reducido en los molares inferiores. El M_1 tiene forma de elipse alargada y posee una tríada transversal de tubérculos anteriores (TF, tma y TE), siendo el tubérculo medio anterior el más pequeño de los tres. Dicho tubérculo es grueso, está muy desarrollado y bien individualizado en todos los ejemplares, excepto en uno de ellos en el que esta estructura no aparece en el diente. Tras este conjunto anterior se sitúan dos pares transversales de tubérculos, aislados entre sí o bien unidos por unas débiles crestas, y un margen cingular labial bien desarrollado sobre el que se emplazan tres cúspides accesorias robustas e individualizadas. El cingulo posterior es notable en todos los casos. El M_1 es de forma elíptica y presenta, en su cara oclusal, tres tríadas transversales de tubérculos, siendo

T_2 , T_3 y T_4 los más grandes del conjunto. El tubérculo T_7 y el cingulo posterior siempre aparecen muy desarrollados. Sólo en un ejemplar se observa el reborde cingular sobre T_2 . Los dientes M^2 y M_2 son cuadrangulares y están reducidos al faltarles el complejo tritubercular anterior.

La distribución transversal y longitudinal de los tubérculos, así como la presencia de T_7 en el M^1 son características del género *Apodemus*. PASQUIER (1974) señaló los dos únicos caracteres conocidos hasta la actualidad que permiten diferenciar entre las especies *A. sylvaticus* y *A. flavicollis*. Estos caracteres métricos son por un lado la media de las proporciones L/A del M^2 y por el otro el porcentaje de ejemplares de dicho diente con el tubérculo T_6 reducido. En el yacimiento de Villacastín sólo se ha encontrado un segundo molar superior en el que la relación L/A es de 1,096 y el T_6 está muy desarrollado. Es evidente que con tan escaso material es imposible efectuar una determinación específica correcta al ser la muestra excesivamente pequeña y por lo tanto poco significativa. Ahora bien, sí se puede decir que *Apodemus* sp. de Villacastín es más grande que *Apodemus* cf. *sylvaticus* de Aridos (LM_1 media = 1,78; LM^1 media = 1,85; LOPEZ, 1980), y que la relación L/A de Villacastín es próxima a *A. flavicollis* y superior a los máximos de *A. sylvaticus*.

— Familia: Gliridae, THOMAS, 1897.

— Género: *Eliomys*, WAGNER, 1843.

Eliomys querzinus, LINNAEUS, 1766 (Lirón careto)

Niveles y material: Han sido encontradas nueve hemimandíbulas desprovistas de dientes, una hemimandíbula izquierda con P_4 - M_3 y dos hemimandíbulas derechas, una con el P_4 y la otra con el M_3 . Todos los restos proceden de los niveles 2 a 8.

Número mínimo de individuos: Ocho adultos (hemimandíbulas derechas).

Medidas: L diastema media = 4,2 (n=8); L alvéolos P_4 - M_3 media = 5,6 (n=9); LP_4 media = 1,36 (n=2).

Descripción y discusión (lámina 1, fig. 7): La hemimandíbula es muy grácil, alargada y en ella se

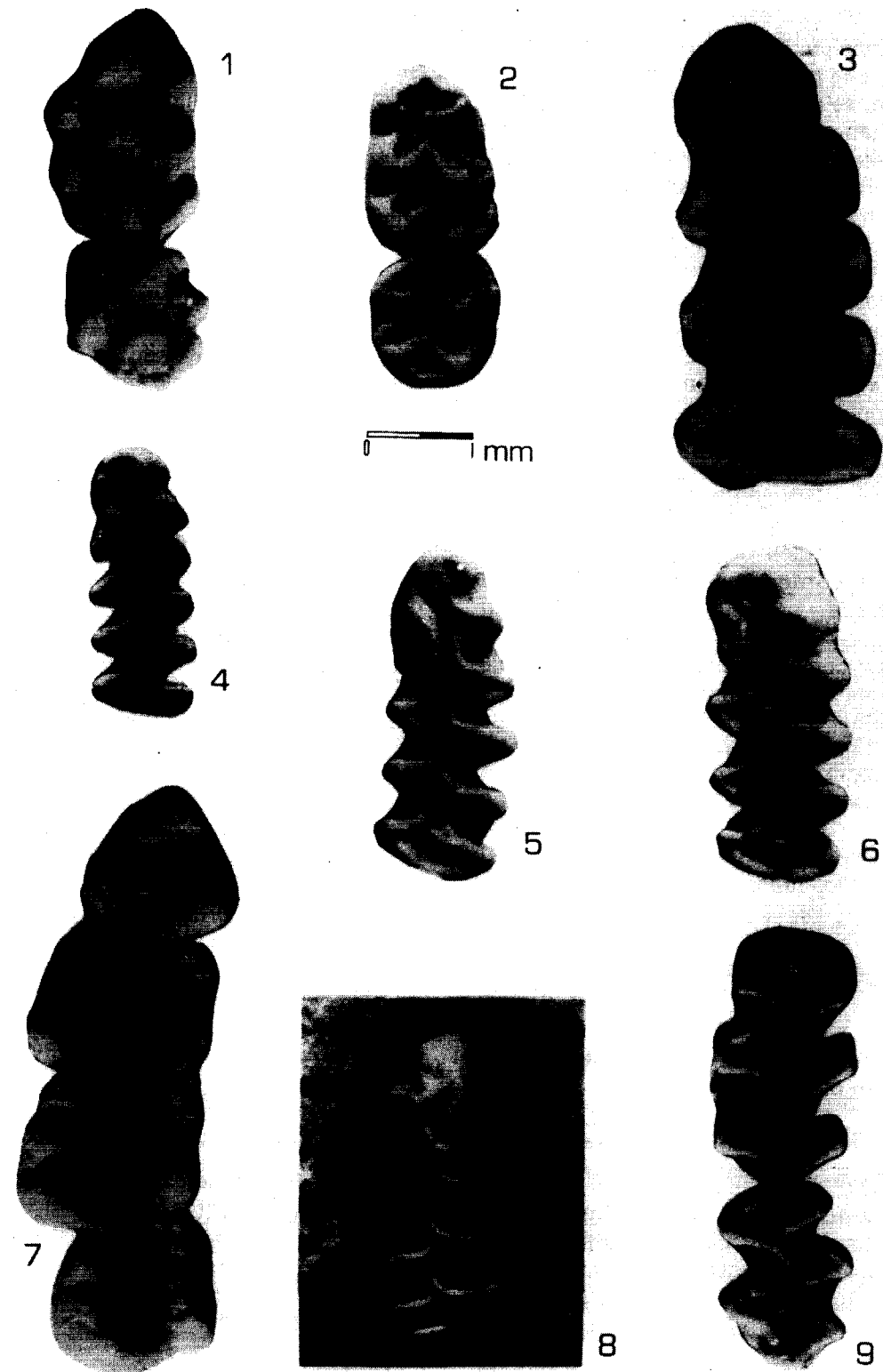


Lámina 1.—*Apodemus* sp.: 1) M^1 - M^2 izq. 2) M_1 - M_2 der.; *Arvicola* cf. *sapidus*: 3) M_1 izq.; *Pitomys subterraneus*: 4) M_1 izq.; *Microtus agrestis*: 5) M_1 izq.; *Microtus arvalis*: 6) M_1 izq. 9) M^1 - M^2 izq.; *Eliomys querzinus*: 7) P_4 - M_3 izq.; *Microtus* cf. *brecciensis*: 8) M_1 der. Todos en vista oclusal.

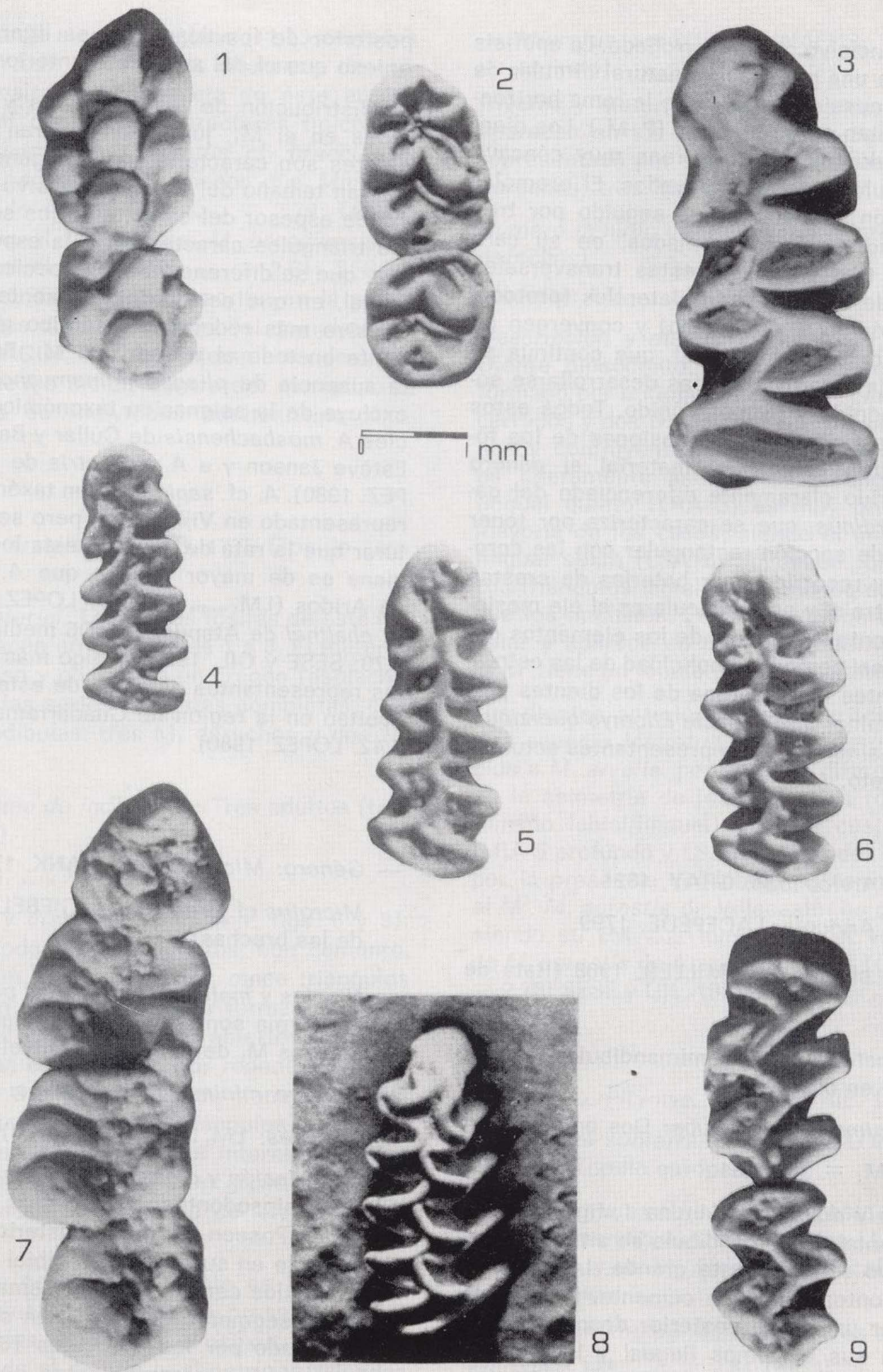


Lámina 1.—*Apodemus* sp.: 1) M¹-M² izq. 2) M₁-M₂ der.; *Arvicola* cf. *sapidus*: 3) M₁ izq.; *Pitomys subterraneus*: 4) M₁ izq.; *Microtus agrestis*: 5) M₁ izq.; *Microtus arvalis*: 6) M₁ izq. 9) M¹-M² izq.; *Eliomys querzinus*: 7) P₄-M₃ izq.; *Microtus* cf. *brecciensis*: 8) M₁ der. Todos en vista oclusal.

implanta un incisivo muy desarrollado. La apófisis angular tiene una perforación natural circular de un diámetro considerable. Sobre la rama horizontal se implantan cuatro dientes (P_4 - M_3). Los dientes son rizodontos con la corona muy cóncava y los tubérculos laterales elevados. El premolar es de sección triangular y va seguido por tres molares cuadrangulares formados, en su cara oclusal, por tres grandes crestas transversales que parten de los tubérculos laterales (protocónido, mesocónido e hipocónido) y convergen en una cresta longitudinal lingual, que continúa su trazado por la cara mesial, tras desarrollarse sobre el entocónido y el metacónido. Todos estos caracteres, así como las dimensiones de los fósiles, permiten asignar el material al género *Eliomys*, glírido claramente diferenciado del género *Muscardinus*, que se caracteriza por tener los dientes de sección rectangular con las coronas planas y recorridas por baterías de crestas paralelas entre sí y perpendiculares al eje mesiodistal del diente. El tamaño de los elementos del yacimiento, así como la simplicidad de las estructuras presentes en la corona de los dientes permiten determinar a la especie *Eliomys querzinus*, siendo ésta similar a los representantes actuales del lirón careto.

— Familia: *Arvicolidae*, GRAY, 1821.

— Género: *Arvicola*, LACEPEDE, 1799.

Arvicola cf. *sapidus*, MILLER, 1908 (Rata de agua).

Niveles y material: Dos hemimandíbulas izquierdas (M_1 - M_2) en el nivel 3.

Número mínimo de individuos: Dos adultos.

Medidas: $LM_1 = 3,92-4,31$.

Descripción y discusión (lámina 1, fig. 3): En la rama horizontal de la mandíbula se sitúa un foramen incisivo relativamente grande. Los dientes son arrizodontos y poseen cemento. El M_1 está formado por un lóbulo posterior desprovisto de esmalte en sus extremos lingual y labial, tres triángulos cerrados y un complejo anterior formado por los triángulos T4 y T5 enfrentados, confluyentes y abiertos a una cúspide anterior redondeada y asimétrica. El esmalte del segmento

posterior de los triángulos es ligeramente más grueso que el del segmento anterior.

La distribución de los triángulos y de las cúspides en el M_1 , junto con la gran talla de los dientes son características del género *Arvicola*. El gran tamaño del foramen incisivo y la diferencia de espesor del esmalte en los segmentos de los triángulos caracterizan a la especie *A. sapidus*, que se diferencia de la especie *A. terrestris* actual, en que esta última presenta un foramen incisivo más reducido e idéntico grosor de esmalte en todo el trazado del M_1 . Por otra parte la ausencia de *pliegue mimomyano* sobre el T4 excluye de la asignación taxonómica a las especies *A. mosbachensis* de Cullar y Baza y de Saint Estève Janson y a *A. terrestris* de La Fage (LOPEZ, 1980). *A. cf. sapidus* es un taxón pobremente representado en Villacastín, pero se puede aventurar que la rata de agua de esta localidad segoviana es de mayor tamaño que *A. aff. sapidus* de Aridos (LM_1 media = 3,79; LOPEZ, 1980) y que *A. chalinei* de Atapuerca (TD6 medio, LM_1 media = 2,70; SESE y GIL, 1987), y algo más pequeña que los representantes actuales de esta especie que habitan en la región de Guadarrama (LM_1 media = 4,42; LOPEZ, 1980).

— Género: *Microtus*, SCHRANK, 1798.

Microtus cf. *brecciensis*, GIEBEL, 1847 (Topillo de las brechas).

— **Niveles y material:** Los fósiles pertenecientes a esta forma son muy escasos. Han sido encontrados tres M_1 derechos en el nivel 2.

— **Número mínimo de individuos:** Tres adultos.

— **Medidas:** LM_1 media = 2,6 (n=3).

— **Descripción y discusión** (lámina 1, fig. 8): M_1 : Dientes hipsodontos arrizodontos provistos de cemento. Poseen un lóbulo posterior desprovisto de esmalte en sus extremos labial y lingual, cinco triángulos cerrados con el esmalte más grueso en el segmento anterior y un complejo anterior formado por los triángulos T6 y T7 enfrentados, abiertos y confluyentes en una cúspide anterior redondeada y desprovista de esmalte en su extremo mesial. Los triángulos labiales son más pequeños que los linguales.

La presencia de siete triángulos (T1-T5 cerrados y T6-T7 abiertos), junto con la diferencia de grosor del esmalte y la ausencia de éste en los extremos del diente, son caracteres típicos de *Microtus brecciensis*. *Microtus* cf. *brecciensis* es de muy pequeña talla, menor que *Microtus brecciensis* de Aridos (LM_1 media = 2,79; LOPEZ, 1980) y de igual tamaño que *M. brecciensis* de Atapuerca (nivel TD-5, LM_1 media = 2,61; SESE y GIL, 1987). LOPEZ en 1980 describe en la población de Aridos diez morfotipos del complejo anterocónico (ACC). Los tres ejemplares de Villacastín se pueden incluir dentro del morfotipo 3, forma típica de individuos adultos tipo *Allophaiomys*.

— *Microtus arvalis*, PALLAS, 1779 (Topillo campesino).

Niveles y material: Los restos fósiles de este *Microtus* aparecen en los niveles 1 a 8. El material es muy escaso y consta de un cráneo (esplacno-cráneo) con las series dentarias completas, cuatro hemimandíbulas, tres M_1 derechos y dos M_1 izquierdos.

Número mínimo de individuos: Tres adultos (tres M_1 derechos).

Medidas: LM_1 media = 2,92 (n=5).

Descripción y discusión (lámina 1, figs. 6 y 9): Dientes hipsodontos arrizodontos, con cemento. El M_1 tiene un lóbulo posterior, cinco triángulos cerrados y un complejo anterior formado por dos triángulos (T6 y T7) opuestos, abiertos y confluyentes en una cúspide anterior redondeada y simétrica. Los triángulos labiales tienen las mismas dimensiones que los triángulos linguales. El M_2 no posee lóbulo posterior interno. En todos los dientes el esmalte tiene un grosor regular y está presente en el perímetro de la mayoría de las cúspides.

La estructura general del diente es la característica del género *Microtus*. La presencia en el M_1 de triángulos simétricos, el esmalte de grosor regular en todo el diente, la simetría y redondez de la cúspide anterior y la ausencia del lóbulo posterior interno en el M_2 permiten asignar estos restos fósiles a la especie *Microtus arvalis*.

— *Microtus agrestis*, LINNAEUS, 1798 (Topillo agreste).

Niveles y material: Los fósiles de esta especie aparecen en los niveles 1 a 8. Este taxón está representado por seis hemimandíbulas, siete M_1 derechos, tres M_1 izquierdos y un M_2 izquierdo.

Número mínimo de individuos: Siete adultos (M_1 derechos).

Medidas: LM_1 media = 2,93 (n=9).

Descripción y discusión (lámina 1, fig. 5): M_1 : Diente hipsodonto, arrizodonto y con cemento, formado por un lóbulo posterior, cinco triángulos cerrados y dos triángulos abiertos (T6 y T7) alternos y confluyentes en la cúspide anterior, que es ligeramente asimétrica. El ángulo entrante lingual quinto (LRA 5) es muy profundo en la mayoría de los casos, siendo el ángulo saliente lingual sexto (LSA 6) agudo en forma de pico. Los triángulos labiales son mucho más pequeños que los linguales. El esmalte tiene un grosor regular y aparece en todo el contorno del diente. El M_2 tiene un lóbulo posterior interno.

Los dientes anteriormente descritos pertenecen a la especie *Microtus agrestis*, forma muy parecida a *M. arvalis*, pero que se diferencia de ésta en la asimetría de los triángulos (diferencia de tamaño labial/lingual) y de la cúspide anterior (LRA 5 profundo y LSA 6 agudo) del M_1 , así como por la presencia del lóbulo posterior interno en el M_2 . *M. agrestis* de Villacastín es de gran talla, siendo su LM_1 media mayor que el valor máximo de *M. agrestis* de Atapuerca (nivel TG-11, LM_1 media = 2,78; SESE y GIL, 1987).

— Género: *Pitymys*, Mc MURTRIE, 1813.

— *Pitymys subterraneus*, SELYS-LONGCHAMPS, 1826 (Topillo europeo).

Niveles y material: La muestra está formada por una hemimandíbula izquierda con M_1 - M_3 , dos M_1 izquierdos y un M_3 , todos ellos localizados en la base del nivel 3.

Número mínimo de individuos: Tres adultos (M_1).

Medidas: LM_1 media = 2,51 (n=3).

Descripción y discusión (lámina 1, fig. 4): M_1 : Diente arrizodonto con cemento rellenando los ángulos entrantes. Presenta un lóbulo posterior

y tres triángulos cerrados (T1-T3). Los triángulos T4 y T5 son abiertos, opuestos y confluyentes formando un *rombo pitimiano* casi perfecto. Los triángulos T6 y T7 son más pequeños que los anteriores y también son abiertos y opuestos, formando un segundo *rombo pitimiano* y confluyen en una cúspide mesial sin esmalte en su extremo anterior. Un ejemplar presenta un incipiente BSA5 y unos marcados LRA5 y LSA6. M³: Presenta cuatro ángulos salientes sobre el borde lingual.

El desarrollo de los *rombos pitimianos* en el M₁ es exclusivo del género *Pitymys*. La presencia de BSA5, LRA5 y LSA6 en dicho diente corresponde al morfotipo *arvaloide* (MEULEN, 1973). La asignación a este morfotipo así como la existencia de cuatro ángulos salientes en el borde lingual del M³ permiten incluir estos restos dentro de la especie *Pitymys subterraneus* (RUIZ BUSTOS et al, 1979). Los representantes de *P. subterraneus* de Villacastín son de muy pequeña talla, siendo comparables a *P. subterraneus* del nivel TN-6 superior de Atapuerca (LM_{1 media} = 2,52; SESE y GIL, 1987). Dada la escasez de material no es posible obtener más información objetiva sobre estos fósiles y la especie que representan.

— Orden: Insectívora, BOWDICH, 1821.

— Familia: Soricidae, GRAY, 1821.

— Género: *Crocidura*, WAGLER, 1832.

— *Crocidura* cf. *russula*, HERMANN, 1780 (Musaraña común).

Niveles y material: Se ha encontrado una mandíbula derecha con un I, dos P y tres M en el nivel 1.

Medidas: LM₁M₃ = 4,0; LM₁ = 1,53; LM₂ = 1,55; LM₃ = 1,16.

Descripción y discusión (lámina 2, fig. 1): La mandíbula conserva la rama horizontal y todos los dientes, que están desprovistos de pigmentación. El incisivo está muy desarrollado y dirigido hacia delante según el eje longitudinal de la mandíbula. Es un diente liso, y curvado en su extremo mesial hacia la sínfisis mandibular. El

P₃ es muy pequeño y se apoya directamente sobre el incisivo. Es de sección triangular y posee una única cúspide, recorrida en toda su extensión por una arista longitudinal. El P₄ es un diente masivo que presenta una única cúspide anterior muy desarrollada y de sección triangular. El M₁ es más ancho y ligeramente más corto que el M₂. Ambos dientes tienen un fuerte trigónido, con un cíngulo mesio-labial, formado por el protocónido, el paracónido y el metacónido, y un talónido con hipocónido y entocónido. El protocónido y el hipocónido son las cúspides más desarrolladas. El M₃ se encuentra muy reducido y consta de un pequeño trigónido y un talónido vestigial con una cúspide simple y cortante.

Las formas y estructuras del incisivo, los premolares y el tercer molar son características de las musarañas pertenecientes al género *Crocidura*. En este ejemplar se ha podido medir la longitud del rango dentario de los molares, pero no se ha podido tomar el valor de E (espesor mínimo de la constricción del puente del cóndilo mandibular) dado que la rama ascendente de la mandíbula no se ha conservado, siendo estos dos datos los que permiten diferenciar entre las distintas especies del género *Crocidura* (CHALINE et al., 1974). El valor del rango dentario de los molares de nuestro ejemplar es de 4,00 mm, medida que se sitúa en el límite inferior del intervalo de tamaños dado por CHALINE et al. para la especie *Crocidura russula* actual. *Crocidura* cf. *russula* de Villacastín es más pequeña que *C. leucodon* y ligeramente mayor que *C. suaveolens*. Ahora bien, no se puede asegurar con total certeza que el ejemplar estudiado pertenece a la especie *C. russula* ya que no se ha conservado el cóndilo mandibular (región en la que se observan los caracteres distintivos existentes entre *C. russula* y *C. suaveolens*) y existen problemas de diferenciación y determinación entre los tamaños grandes de *C. suaveolens* y los tamaños pequeños de *C. russula*, por formar conjuntos yuxtapuestos de difícil diferenciación si no se posee la rama ascendente de la mandíbula.

— *Crocidura suaveolens*, PALLAS, 1779 (Musaraña campesina).

Niveles y material: Se ha encontrado una mandíbula derecha, con los dientes M₁, M₂ y M₃, en el nivel 1.

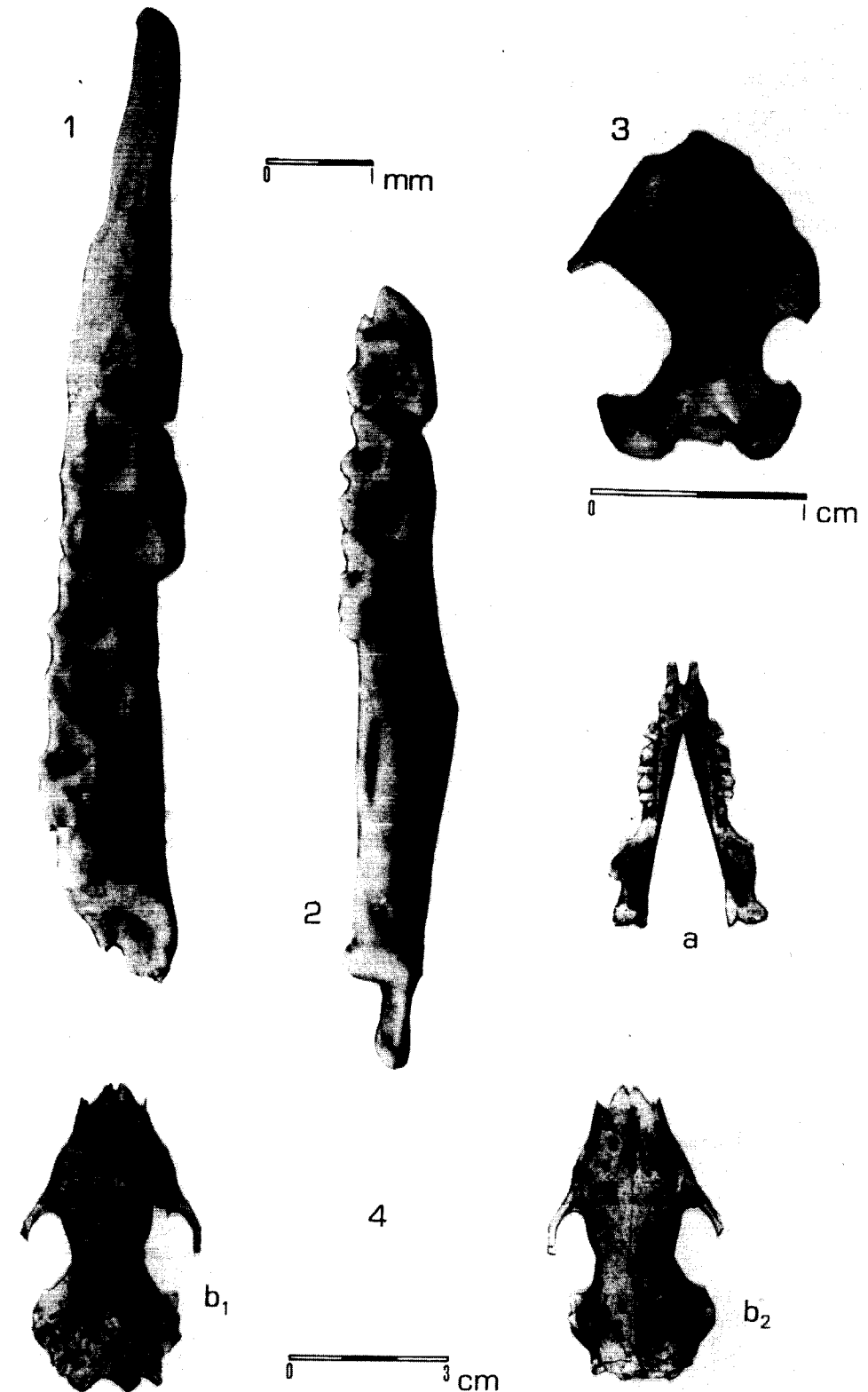


Lámina 2.—*Crocidura* cf. *russula*: 1) Mandíbula der. (vista oclusal); *Crocidura suaveolens*: 2) Mandíbula der. (vista oclusal); *Talpa europaea*: 3) Húmero der. (cara externa); *Erinaceus europaeus* ssp.: 4a) Mandíbulas (vista oclusal), 4b₁) Cráneo (norma ventral), 4b₂) Cráneo (norma sagital).

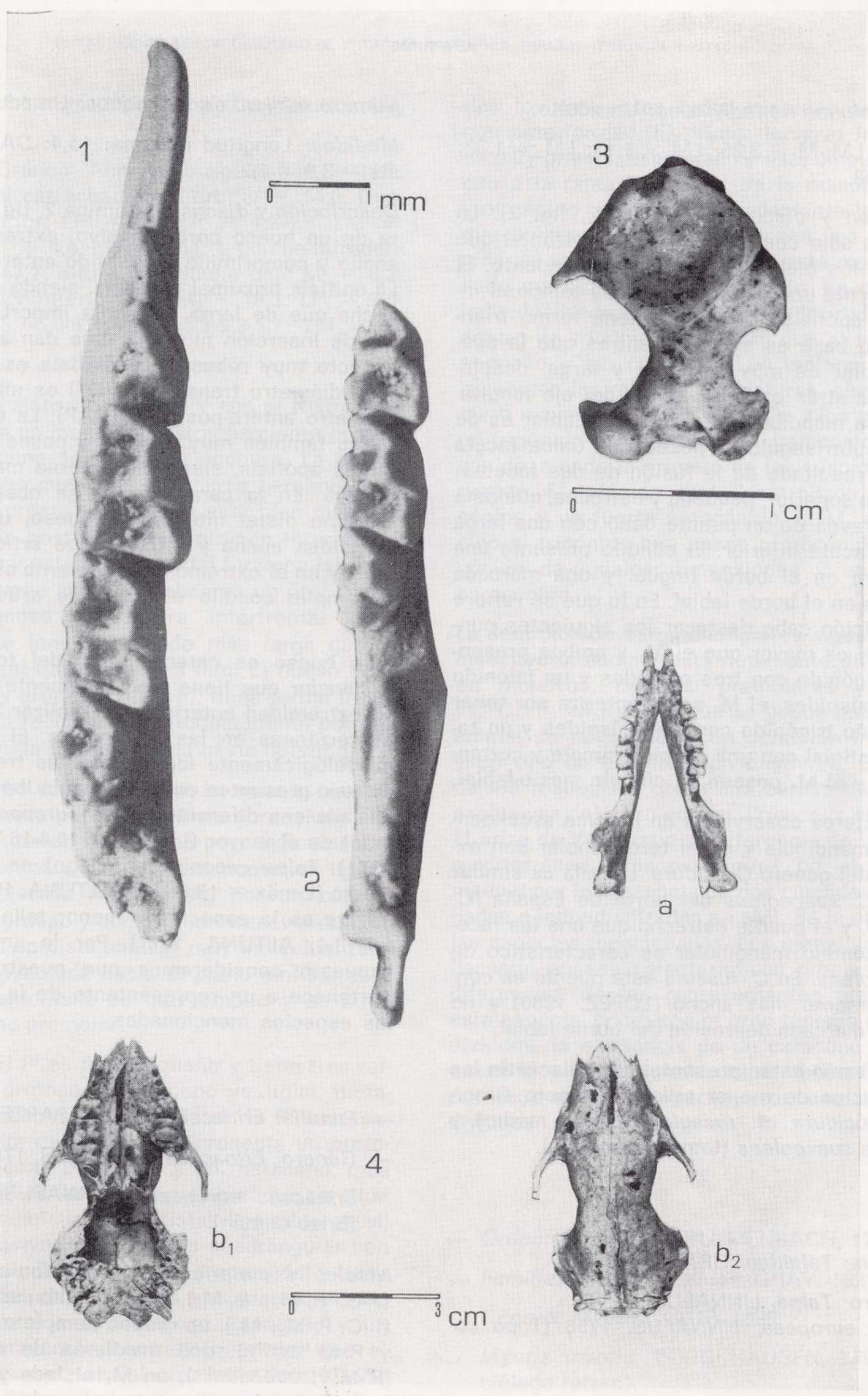


Lámina 2.—*Crocidura* cf. *russula*: 1) Mandíbula der. (vista oclusal); *Crocidura suaveolens*: 2) Mandíbula der. (vista oclusal); *Talpa europaea*: 3) Húmero der. (cara externa); *Erinaceus europaeus* ssp.: 4a) Mandíbulas (vista oclusal), 4b₁) Cráneo (norma ventral), 4b₂) Cráneo (norma sagital).

Número mínimo de individuos: Un adulto.

Medidas: $LM_1-M_3 = 3,25$; $LM_1 = 1,13$; $LM_2 = 1,32$; $LM_3 = 0,98$.

Descripción y discusión (lámina 2, fig. 2). La mandíbula sólo conserva la rama horizontal que alberga a los molares y la rama ascendente. El fósil presenta una desarrollada fosa temporal interna. La apófisis coronoides tiene forma triangular y su base es ancha, mientras que la apófisis angular es muy estrecha y larga, desplazada hacia atrás en la dirección del eje longitudinal de la mandíbula. El cóndilo articular es de sección subtriangular y posee una única faceta articular, resultado de la fusión de dos facetas: una faceta superior, pequeña y estrecha, que está unida a través de un puente óseo con una larga y ancha faceta inferior. El cóndilo presenta una escotadura en el borde lingual y una marcada depresión en el borde labial. En lo que se refiere a la dentición cabe destacar los siguientes puntos: el M_2 es mayor que el M_1 y ambos presentan un trigónido con tres cúspides y un talónido con dos cúspides, el M_3 se caracteriza por tener un pequeño trigónido con tres cúspides y un talónido vestigial con una cúspide simple y cortante. El M_2 y el M_3 poseen un cingulo mesio-labial.

Los caracteres observados en la rama ascendente de la mandíbula y en el tercer molar son exclusivos del género *Crociodura*. La talla es similar a la de *C. suaveolens* del norte de España (*C. cantabra*), y el puente estrecho que une las facetas del cóndilo mandibular es característico de *C. suaveolens*. En *C. russula* este puente es considerablemente más ancho (LOPEZ, 1980) y no existe la marcada depresión del borde labial.

De esta forma están presentes en Villacastín las dos especies de menor talla del género *Crociodura*: *Crociodura cf. russula* (tamaño medio) y *Crociodura suaveolens* (tamaño pequeño).

— Familia: *Talpidae*, GRAY, 1825.

— Género: *Talpa*, LINNAEUS, 1758.

Talpa europaea, LINNAEUS, 1758 (Topo común).

Niveles y material: En el nivel 1 se encontró un húmero derecho.

Número mínimo de individuos: Un adulto.

Medidas: Longitud máxima: 15,4; DAPxDT diáfisis = $3,9 \times 4,2$.

Descripción y discusión (lámina 2, fig. 3): Se trata de un hueso corto, masivo, extremadamente ancho y comprimido en sentido antero-posterior. La epífisis proximal es plana, siendo el doble de ancha que de larga. Presenta importantes crestas de inserción muscular que dan al hueso un aspecto muy robusto. La diáfisis es muy corta y su diámetro transversal (DT) es mayor que el diámetro antero-posterior (DAP). La epífisis distal es también muy robusta y posee dos importantes apófisis, siendo la externa mayor que la interna. En la cara anterior se observa, en el extremo distal interno del hueso, una cavidad glenoidea ancha y circular que articula con la ulna, y en el extremo distal externo se desarrolla un amplio cóndilo elíptico que articula con el radio.

Este hueso es característico del topo, animal excavador que tiene tremendamente modificada su extremidad anterior para realizar las galerías subterráneas en las que habita. El húmero es morfológicamente idéntico en las tres especies de topo presentes en la Península Ibérica aunque su talla sea diferente: *Talpa europaea* (topo común) es el mayor (L máx. = 15,4-16,7; ALTUNA, 1971), *Talpa caeca* (topo ciego) es de tamaño medio (L máx = 13,0-15,2; ALTUNA, 1971) y *Talpa mizura* es la especie de menor talla (L máx = 9,7-13,4; ALTUNA, 1971). Por lo anteriormente expuesto consideramos que nuestro ejemplar pertenece a un representante de la primera de las especies mencionadas.

— Familia: *Erinaceidae*, BONAPARTE, 1821.

— Género: *Erinaceus*, LINNAEUS, 1758.

Erinaceus europaeus, LINNAEUS, 1758 ssp. (Erizo común).

Niveles y material: Dos mandíbulas derechas (I_2-C , P_1-M_3 ; P_1-M_2), dos mandíbulas izquierdas (I_2-C , P_1-M_2 ; M_2), un cráneo completo (P^4-M^2 derechos y P^4-M^1 izquierdos), dos maxilares de otro cráneo (P^3-M^1 derechos e izquierdos), un M_1 aislado y un M_2 aislado. Todos los elementos proceden de la mitad superior del nivel 1.

Número mínimo de individuos: Tres adultos (M_2 derechos).

Medidas: Cráneo: Anchura bizigomática = 35,7; anchura del estrechamiento orbital = 14,8. Dentición superior: $LP^3 = 2,5$; $LP^1 = 4,2-4,5$; $LM^1 = 5,1-5,6$; $LM^2 = 4,8$. Mandíbula: L gonion-infradental = 44,5-47,7; altura mandibular bajo $M_1 = 6,3-7,6$. Dentición inferior: $L P_1-M_3 = 18,3$; $LP_1 = 3,6-4,3$; $LM_1 = 5,7-6,0-6,3$; $LM_2 = 5,2-5,3-5,7$; $LM_3 = 3,2$.

Descripción y discusión (lámina 2, fig. 4):

Cráneo: es alargado, masivo y con el rostro corto. Presenta un moderado estrechamiento postorbital que tiene 14,8 mm de anchura. La cresta lambdoidea es muy alta y discurre perpendicular a una baja cresta sagital que está bien marcada en la región postorbital. El foramen interorbital es pequeño y está separado del foramen lacrimonasal por un pequeño surco. Se observa un único foramen escamoso. La sutura interfrontal tiene 18,5 mm de longitud siendo más larga que la sutura sagital que mide 14,3 mm. El hueso occipital es muy grueso y robusto, tiene forma trapezoidal y está recorrido longitudinalmente por una marcada cresta desde lambda hasta opistión.

Mandíbula: es corta y masiva. La rama ascendente está formada por una apófisis coronoides alta cuya cara anterior se dispone perpendicular a la rama horizontal y con la cara posterior ligeramente desplazada hacia atrás, por un cóndilo mandibular grueso y comprimido transversalmente y por una apófisis angular muy individualizada y aguda, proyectada hacia el plano sinfisario. El foramen mentoniano es muy amplio y se sitúa bajo el último premolar.

Dentición: El P^3 es muy pequeño y tiene tres raíces, posee protocono, paracono vestigial, metacono y una comisura labio-distal. El P^4 está extremadamente desarrollado y presenta un protocono e hipocono pequeños y un metacono, más grande que el de los molares, tras el que se sitúa una amplia comisura labio-distal. Los molares M^1 y M^2 son masivos de contorno cuadrangular con estilos rudimentarios. El M^1 es trapezoidal y tiene cinco cúspides en uno de los ejemplares (VC-94; protocono, paracono, metacono, hipocono y un pequeño metacónulo central), mientras que el primer molar superior del otro individuo (VC-95) carece de la última de las cúspides mencionadas. El M^2 es más pequeño que el M^1 y posee, en to-

dos los casos, las cinco cúspides enumeradas con anterioridad. El primer incisivo inferior (I_2) es muy grande, espatulado y está emplazado oblicuo a la rama horizontal de la mandíbula. El I_3 y el canino tienen aproximadamente las mismas dimensiones, son bajos y poseen una única cúspide de sección elíptica. El P_1 está muy desarrollado con un fuerte protocónido, un paracónido individualizado y un metacónido rudimentario, dentro de trigónido, mientras que el talónido es pequeño y sin cúspides. Los molares M_1 y M_2 presentan las mismas estructuras, siendo el primero mayor que el segundo. En ellos se observa un trigónido con protocónido, paracónido y metacónido, siendo la primera de las cúspides la más grande. El talónido está desarrollado con hipocono y un fuerte entocónido. El M_3 está reducido al trigónido que posee protocónido y metacónido de iguales dimensiones y un pequeño paracónido.

La dentición de estos ejemplares sigue el patrón insectívoro, aunque está netamente diferenciada en incisivos, caninos, premolares y molares (I_2 , I_3 , P_1 , P_2 , P_3 , M_1 , M_2 , M_3) por lo que se puede hablar de un animal de talla media con dentición insectívora y un tipo de alimentación omnívoro. El tamaño de los fósiles así como sus características son exclusivas del erizo común, *Erinaceus europaeus*. El erizo de Villacastín se diferencia de la especie mediterránea, *Erinaceus algirus*, por el mayor tamaño y por la presencia de dos cúspides desarrolladas e individualizadas en el P_1 de la primera de las especies mencionadas. Los ejemplares de Villacastín poseen características propias que les diferencian de los representantes actuales de esta especie, como son el gran tamaño de los individuos, la existencia de un paracono vestigial en el P^3 y la presencia del metacónulo en los primeros molares superiores de uno de los individuos.

— Orden: *Chiroptera*, BLUMENBACH, 1779.

— Familia: *Vespertilionidae*, GRAY, 1821.

— Género: *Myotis*, KAUP, 1829.

Myotis myotis, BORCKHAUSEN, 1797 (Murciélago ratero).

Niveles y material: Se han recogido un total de

243 restos enteros o fragmentados de quirópteros. Los fósiles aparecen exclusivamente en la mitad superior del nivel 1 y a lo largo del nivel 2. Hemos realizado el estudio en conjunto de todos los restos por pertenecer todos ellos a una población monoespecífica con una distribución muy limitada en el espacio y en el tiempo.

Medidas: Cráneo: L máx.^{media} = 23,8 (n=4); anchura del estrechamiento orbital^{media} = 5,37 (n = 15); L I²-M³^{media} = 11,34 (n = 10); L M¹-M³^{media} = 5,35 (n = 12). Mandíbula: L máx.^{media} = 18,17 (n=12); LM₃^{media} = 2,09 (n=12); M₃ anchura talónido^{media} = 0,88 (n = 12). Húmero: L máx.^{media} = 34,5 (n = 32). Fémur: L máx.^{media} = 20,5 (n = 15).

Descripción y discusión (lámina 3):

Cráneo: Se caracteriza por poseer un fuerte estrechamiento orbital en el que convergen, en norma dorsal, dos pequeñas crestas anteriores que parten de las apófisis supraorbitales. De este punto central de convergencia parte la cresta sagital relativamente fuerte en comparación con la fragilidad del cráneo, que llega hasta el punto lambda. A la altura de dicho punto la cresta sagital se une a una robusta cresta occipital desarrollada sobre la sutura lambdoidea. En el hueso maxilar se emplazan los siguientes dientes: dos incisivos (I² e I³) muy pequeños, proyectados hacia delante y que están separados del canino por un considerable diastema. Los segundos incisivos superiores de cada maxilar se encuentran separados entre sí por un espacio, desprovisto de hueso palatino, de forma acorazonada. El canino es muy alto y robusto con una arista cortante en la cara distal. Los premolares segundo y tercero tienen una única cúspide y están muy reducidos. El P³ es el más pequeño de los premolares y se sitúa entre el P² y el P⁴ desplazado en sentido lingual. El cuarto premolar tiene una base triangular sobre la que se emplaza una fuerte cúspide mesial. El primer y segundo molar poseen las mismas estructuras, siendo el M² mayor que el M¹. Tienen tres cúspides fuertemente desarrolladas, una lingual (protocono), otra mesial y labial (paracono) y por último una cúspide labial y distal (metacono). Las dos cúspides labiales están unidas entre sí por tres estilos muy desarrollados en forma de W (parastilo, mesostilo y metastilo). El M³ es un diente muy reducido y comprimido mesiodistalmente que posee unos pequeños protocono y paracono, un

metacono vestigial y un único estilo muy desarrollado (parastilo).

Mandíbula: La rama horizontal es muy larga, con una robusta sínfisis mandibular y un amplio foramen mentoniano situado bajo el alvéolo del P₂. En la rama horizontal se implantan tres pequeños incisivos, un fuerte canino con un gran cíngulo lingual, tres premolares de una cúspide y tres molares. Los premolares segundo y tercero están muy reducidos mientras el cuarto premolar tiene la misma altura de los molares. El M₁ es ligeramente menor que el M₂ y ambos siguen el mismo patrón estructural: un trigónido con protocónido (labial), paracónido y metacónido (linguales), y un talónido con hipocónido (labial) y entocónido (lingual), destacando en el diente, por su tamaño, las cúspides labiales, especialmente el protocónido. El talónido y el trigónido tienen las mismas dimensiones. El M₃ es la pieza más característica ya que posee un trigónido igual que el de los otros molares, pero el talónido está reducidísimo tanto en longitud como en anchura. Sobre esta región se sitúan dos pequeñas cúspides, siendo la labial ligeramente mayor que la lingual. Por último cabe destacar la presencia en todos los molares inferiores de un cíngulo labial.

La arquitectura de los huesos de las extremidades, la diferencia entre las longitudes de las extremidades anterior y posterior, la arquitectura craneal, la dentición insectívora y la fórmula dentaria (I₁, I₂, I₃, C₁, P₁, P₂, P₃, M₁, M₂, M₃) son características de un quiróptero, en particular de los murciélagos pertenecientes al género *Myotis*. El gran tamaño de los ejemplares de Villacastín, así como la reducción que presenta el talónido del M₃ son exclusivos de las especies *Myotis myotis* y *Myotis blythi*. En el murciélago de Villacastín la altura coronoidea tiene como valor medio 6,18 mm, dimensión comprendida dentro del intervalo que corresponde a *Myotis myotis* actual (6,1-6,3; MEIN, 1975) y es muy superior al de *Myotis blythi* actual (4,9-5,0; MEIN, 1975). Por otro lado, la mejor diferencia odontológica entre estas dos especies es la reducción del talónido de M₃. El tercer molar inferior de *M. myotis* es más largo y tiene el talónido más reducido que el M₃ de la especie *M. blythi*. Esta diferencia de tamaño se observa en el murciélago de Villacastín que se sitúa en el intervalo de variación de la especie *M. myotis*, sin que ningún ejemplar se aproxime al intervalo

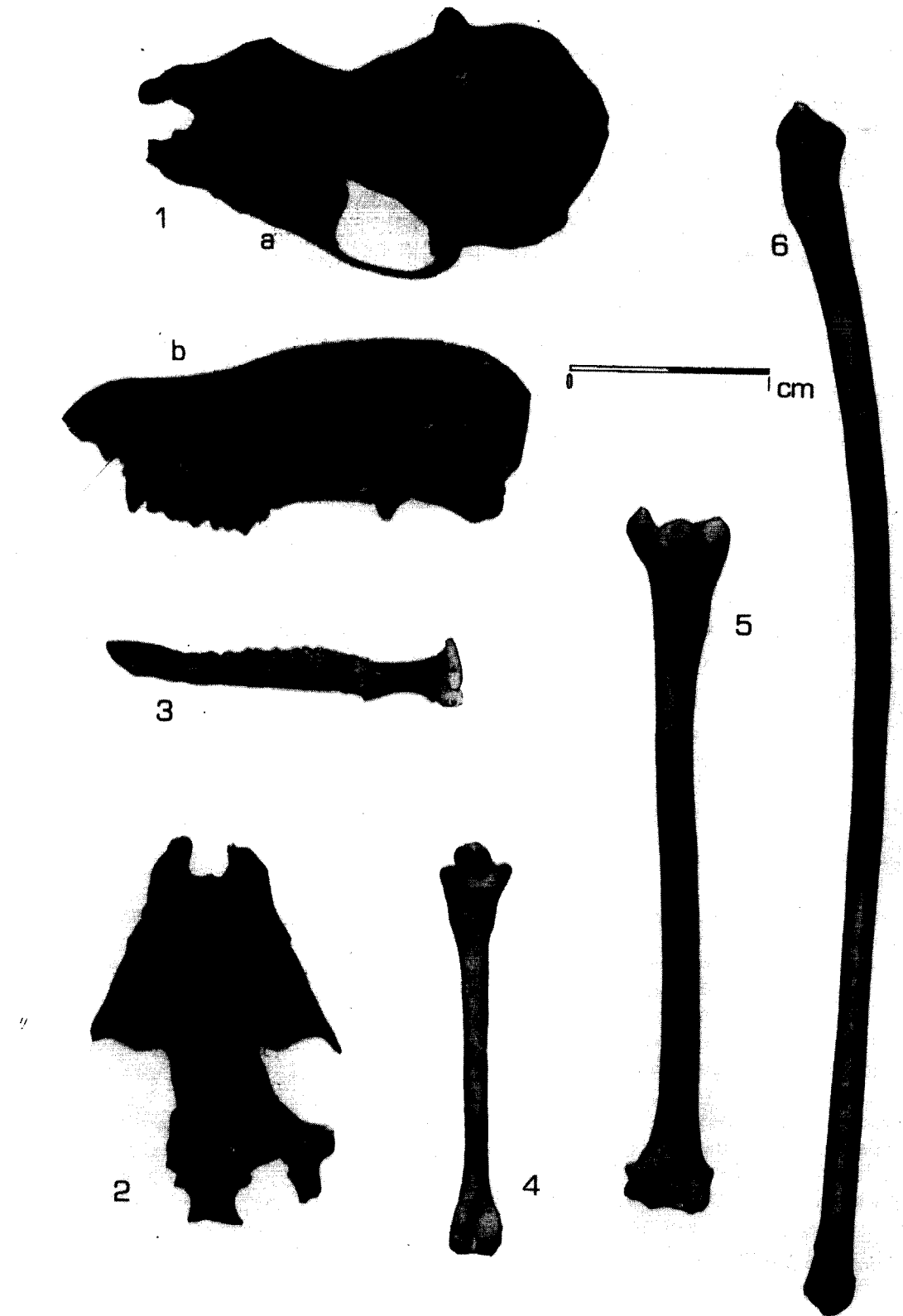


Lámina 3.—*Myotis myotis*: 1a) Cráneo (norma sagital), 1b) Cráneo (norma lateral izquierda), 2) Cráneo (norma ventral), 3) Mandíbula izq. (norma oclusal), 4) Fémur (cara posterior), 5) Húmero (cara posterior), 6) Ulna (cara externa)

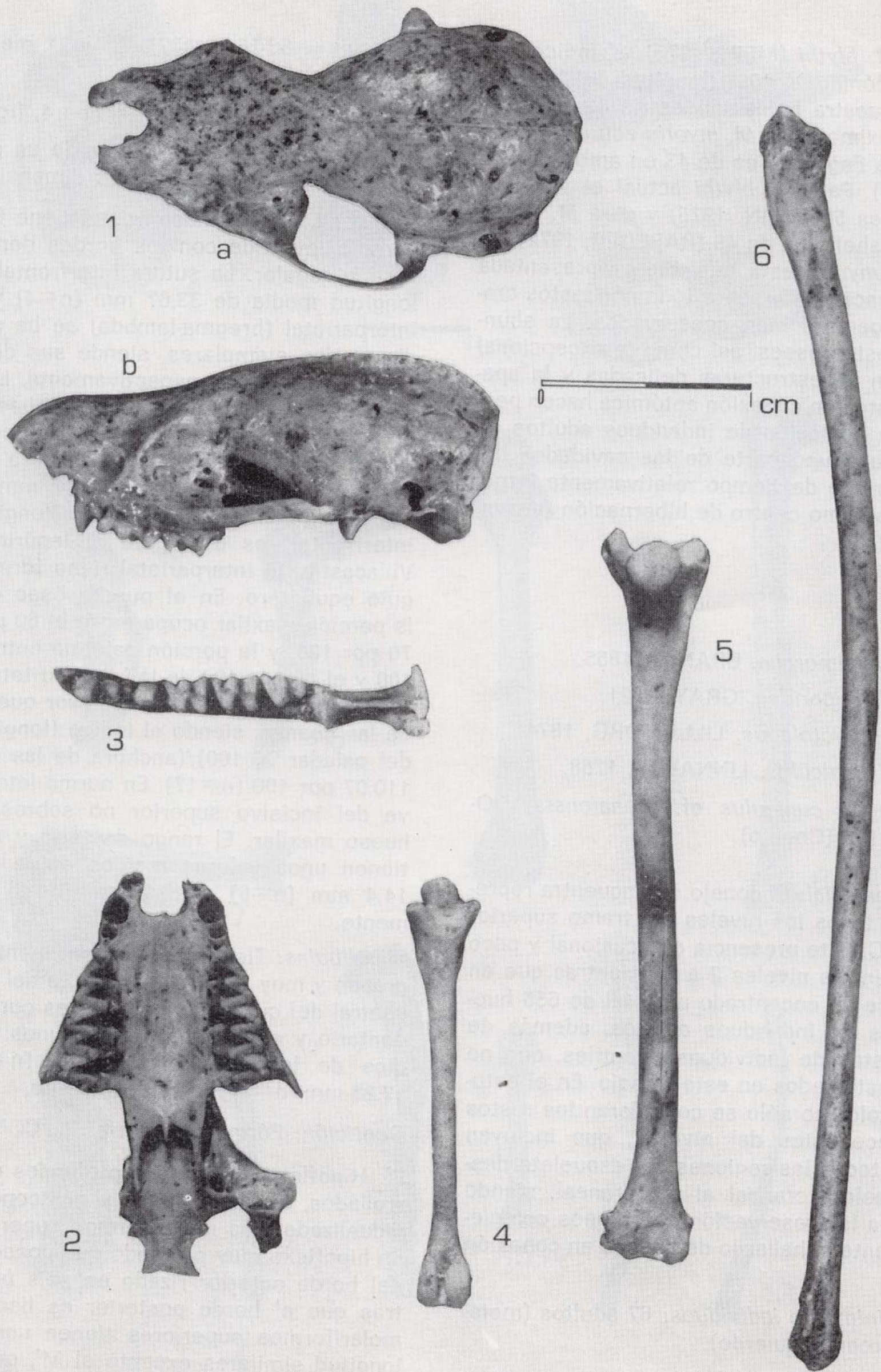


Lámina 3.—*Myotis myotis*: 1a) Cráneo (norma sagital), 1b) Cráneo (norma lateral izquierda), 2) Cráneo (norma ventral), 3) Mandíbula izq. (norma oclusal, 4) Fémur (cara posterior), 5) Húmero (cara posterior), 6) Ulna (cara externa)

dado para *M. blythi* (MEIN, 1975). El índice (anchura del talónido $\times 100$)/(longitud del M_3) calculado en nuestra población es de 42,10, valor que está próximo al de *M. myotis* actual y *M. cf. myotis* de La Fage que es de 43 en ambos casos (MEIN, 1975). Para *M. blythi* actual el valor de este índice es 50 (MEIN, 1975) y para *M. Blythi* fósil de Hudsheim es de 49 (RABEDER, 1972). La especie *M. myotis* está muy bien representada en nuestro yacimiento sobre todo por restos craneales, en general bien conservados. La abundancia de restos óseos, así como la excepcional conservación de estructuras delicadas y la aparición de restos en conexión anatómica hacen pensar que una población de individuos adultos de esta especie ocupó parte de las cavidades durante un período de tiempo relativamente largo, utilizándolas como centro de hibernación (ausencia de crías).

— Orden: *Lagomorpha*, BRANDT, 1855.

— Familia: *Leporidae*, GRAY, 1821.

— Género: *Oryctolagus*, LILLJEBORG, 1874.

— Especie: *cuniculus*, LINNAEUS, 1758.

Oryctolagus cuniculus cf. *grenalensis*, DONARD, 1982 (Conejo).

Niveles y material: El conejo se encuentra representado en todos los niveles del tramo superior de la zona C. Esta presencia es ocasional y poco numerosa en los niveles 2 a 8, mientras que en el nivel 1 se ha encontrado un total de 655 huesos enteros de individuos adultos, además de algunos restos de individuos infantiles, que no van a ser estudiados en este trabajo. En el estudio paleontológico sólo se consideran los restos fósiles procedentes del nivel 1, que incluyen huesos de todas las regiones del esqueleto desde el esqueleto craneal al postcraneal, siendo significativa la preservación de cráneos completos y corriente el hallazgo de huesos en conexión anatómica.

Número mínimo de individuos: 67 adultos (metatarsiano tercero izquierdo).

Medidas: $P^2L \times A_{medio} = 1,58 \times 2,97$ (n=8). $P_3L \times A_{medio} = 3,23 \times 3,00$ (n=10). Húmero: L media = 66,3 (n=24). Tibia: L media = 100,4 (n=27). Fémur:

L media = 86-16 (n=32). Radio: L media = 62,8 (n=11).

Descripción y discusión (lámina 4, figs. 1 a 13). Se trata, en líneas generales, de un conejo con dientes y huesos de grandes dimensiones.

Cráneo: La sutura naso-frontal tiene forma de V cerrada invertida con los bordes dentados y el vértice regular. La sutura interfrontal tiene una longitud media de 33,67 mm (n=4) y la sutura interparietal (bregma-lambda) se ha podido medir en dos ejemplares, siendo sus dimensiones 15,8 mm y 17 mm respectivamente. Las apófisis supraorbitales son largas y estrechas, y presentan una larga superficie de contacto con los frontales. El valor medio de la anchura postorbital de la bóveda craneana es 11,92 mm (n=6). La relación (anchura postorbital)/(longitud sutura interfrontal) es 0,35 para el lepórido fósil de Villacastín. El interparietal tiene forma de triángulo equilátero. En el puente óseo del paladar la porción maxilar ocupa entre el 60 por 100 y el 70 por 100, y la porción palatina entre el 30 por 100 y el 40 por 100 de la longitud total. La longitud mínima del paladar es mayor que la anchura de las coanas, siendo el índice (longitud mínima del paladar $\times 100$)/(anchura de las coanas) del 110,07 por 100 (n=17). En norma lateral el relieve del incisivo superior no sobresale bajo el hueso maxilar. El rango dentario y el diastema tienen unos valores medios de la longitud de 14,4 mm (n=6) y 22,3 mm (n=6) respectivamente.

Mandíbulas: Tienen un foramen mentoniano muy grande y muy próximo al alvéolo del P_3 . El borde ventral del cuerpo mandibular es curvo. El rango dentario y el diastema tienen unos valores medios de longitud de 14,5 mm (n=27) y de 17,25 mm (n=27) respectivamente.

Dentición: Fórmula dentaria: 2I_1 , 0C_0 , 3P_2 , 3M_3 .

P^2 : Hipoflexo y paraflexo profundos o bien desarrollados, lagicono ancho y postcono poco individualizado. Los molariformes superiores tienen un hipoflexo muy profundo que posee el esmalte del borde anterior rizado en seis *bucles*, mientras que el borde posterior es liso. Todos los molariformes superiores tienen una anchura y longitud similares excepto el M^3 , que está muy reducido.

P_3 : Paraflexido inexistente. El hipoflexido es sim-

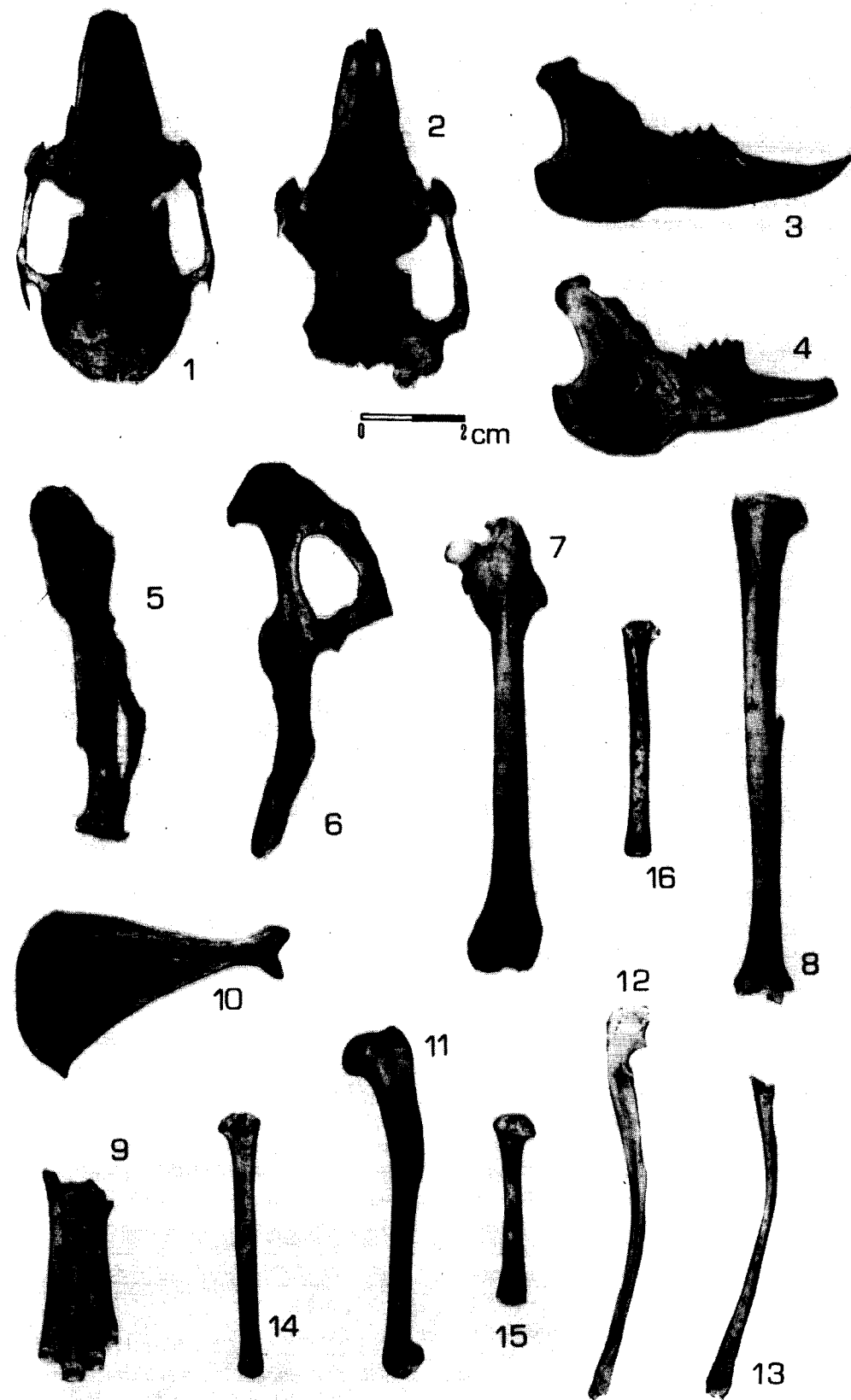


Lámina 4.—*Oryctolagus cuniculus* cf. *grenalensis*: 1) Cráneo (norma sagital), 2) Cráneo (norma ventral), 3) Mandíbula der. (cara labial), 4) Mandíbula der. (cara labial), 5) Pelvis izq. (cara inferior), 6) Pelvis izq. (cara dorsal), 7) Fémur izq. (cara anterior), 8) Tibia izq. (cara anterior), 9) Metatarsianos II a IV (cara anterior), 10) Escápula der. (cara dorsal), 11) Húmero izq. (cara interna), 12) Ulna izq. (cara interna), 13) Radio izq. (cara interna); *Lepus* sp.: 14) Metatarsiano III der. (cara externa), 15) Metatarsiano III izq. (cara interna), 16) Metatarsiano III der. (cara interna).

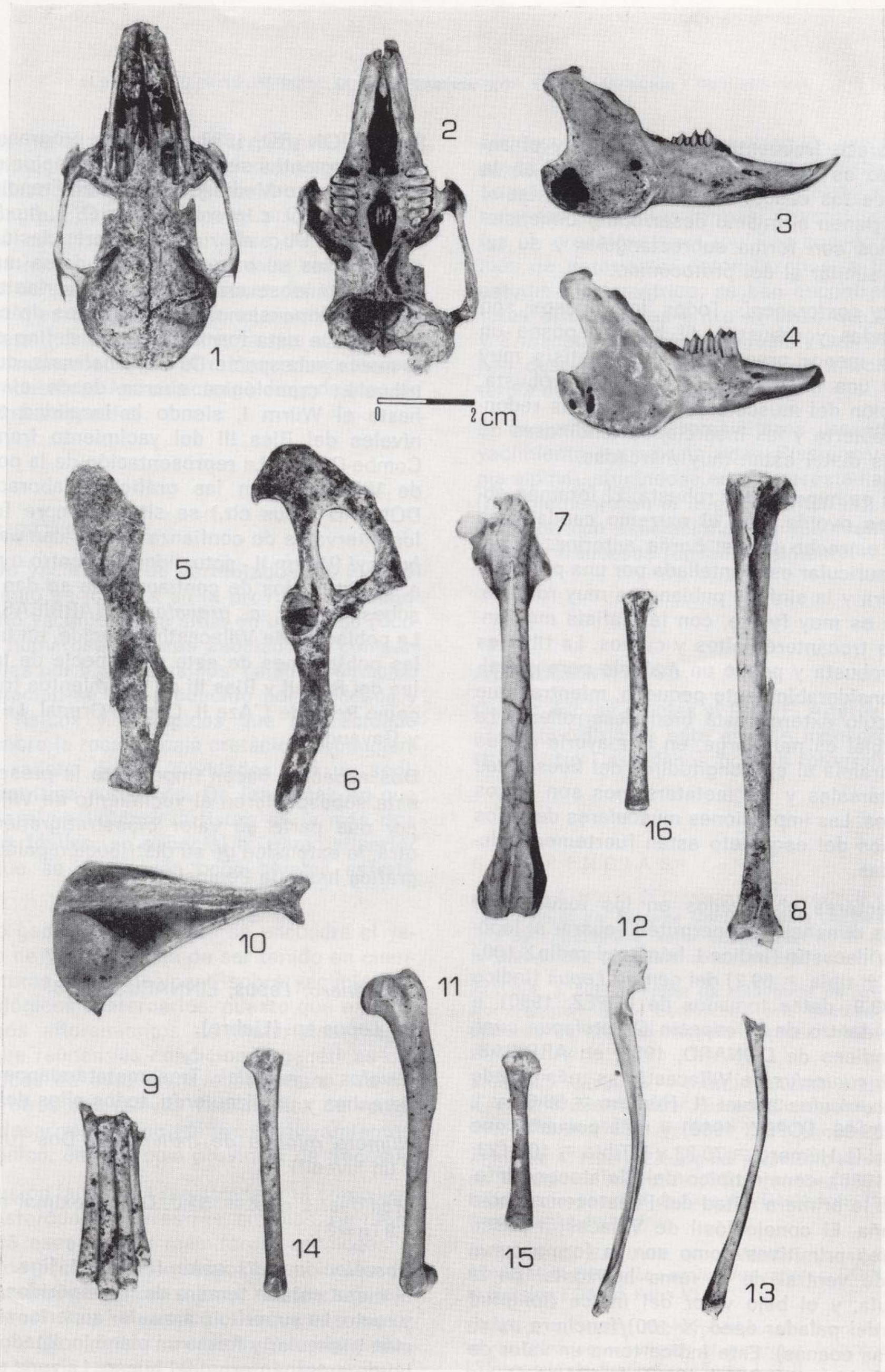


Lámina 4.—*Orytolagus cuniculus* cf. *grenalensis*: 1) Cráneo (norma sagital), 2) Cráneo (norma ventral), 3) Mandíbula der. (cara labial), 4) Mandíbula der. (cara labial), 5) Pelvis izq. (cara inferior), 6) Pelvis izq. (cara dorsal), 7) Fémur izq. (cara anterior, 8) Tibia izq. (cara anterior), 9) Metatarsianos II a IV (cara anterior), 10) Escápula der. (cara dorsal), 11) Húmero izq. (cara interna), 12) Ulna izq. (cara interna), 13) Radio izq. (cara interna); *Lepus* sp.: 14) Metatarsiano III der. (cara externa), 15) Metatarsiano III izq. (cara interna), 16) Metatarsiano III der. (cara interna).

ple y aparece frecuentemente partido, y el anteroflécido es muy profundo y ortogonal en la mayoría de los casos. Los anterocónidos labial y lingual tienen el mismo desarrollo y dimensiones, ambos con forma subrectangular y su tamaño es similar al del protocónido.

Esqueleto postcranial: Todos los huesos son muy grandes y robustos. El húmero posee un tubérculo menor prominente, una diáfisis muy gruesa y una inserción deltoidea muy robusta. La inserción del músculo subespinoso es redondeada y abierta y las inserciones tendinosas de la epífisis distal están muy marcadas.

La pelvis es muy larga y robusta. El foramen obturador es ovoide, con el extremo caudal más agudo y estrecho que el borde anterior. La superficie auricular está entallada por una profunda escotadura y la sínfisis pubiana es muy robusta. El fémur es muy fuerte, con la diáfisis muy ancha y los trocánteres altos y curvos. La tibia es larga y robusta y posee un maleolo para el calcáneo considerablemente pequeño, mientras que el tubérculo externo está bien desarrollado. La cresta tibial es muy larga, en la mayoría de los casos paralela al eje longitudinal del hueso. Los huesos tarsales y los metatarsianos son largos y robustos. Las impresiones musculares de todos los huesos del esqueleto están fuertemente desarrolladas.

Los caracteres observados en los fósiles, así como sus dimensiones, permiten separar al lepórido de Villacastín (índice L húmero+radio×100/L fémur + tibia = 69,2) del género *Lepus* (índice = 74,0-83,9; datos tomados de LOPEZ, 1980), e incluirlo dentro de la especie *Oryctolagus cuniculus* (índices de DONARD, 1982, en ARRIBAS, 1991). *O. cuniculus* de Villacastín es más grande que *O. cuniculus* actual (L Húmero = 58-64 y L Tibia = 89-96; LOPEZ, 1980) y más pequeño que *O. lacosti* (L Húmero = 70-83 y L Tibia = 101-123; LOPEZ, 1980), conejo típico del Pleistoceno Inferior y de la primera mitad del Pleistoceno Medio de España. El conejo fósil de Villacastín posee caracteres primitivos como son la forma curva del borde ventral de la rama horizontal de la mandíbula, y el bajo valor del índice (longitud mínima del paladar óseo × 100)/(anchura máxima de las coanas). Este índice toma un valor de 114 en *O. lacosti* (LOPEZ, 1980), de 134 en *O. cuniculus huxleyi* y de 135 en *O. cuniculus cuniculus* actuales.

Según DONARD, 1982, aparecen progresivamente las siguientes subespecies de conejos durante el Pleistoceno Medio y Superior en Francia: *O. c. lunellensis*, *O. c. grenalensis* y *O. c. huxleyi* (sinónimo de *O. c. algirus*). La diferenciación entre subespecies se hace en base a datos métricos, representándose en un análisis bivalente determinadas dimensiones de los huesos de cada población. De esta forma DONARD define en 1982 la nueva subespecie *O. c. grenalensis*, cuya distribución cronológica abarca desde el Riss II hasta el Würm I, siendo la localidad tipo los niveles del Riss III del yacimiento francés de Combe-Grenal. La representación de la población de Villacastín en las gráficas elaboradas por DONARD (opus cit.) se sitúa siempre fuera de los intervalos de confianza que se dan para *O. c. huxleyi* (Würm II - actualidad), y dentro o próxima a los intervalos de confianza que se dan para la subespecie *O. c. grenalensis* (ARRIBAS, 1991). La población de Villacastín coincide, en talla, con las poblaciones de esta subespecie de los niveles del Riss II y Riss III de yacimientos franceses como Pech de L'Aze II, Combe-Grenal, Le Lazaret y Gavaudun.

Dos aspectos hacen importante la presencia de esta subespecie en el yacimiento de Villacastín: por una parte su valor bioestratigráfico y por otra, la extensión de su distribución paleobiogeográfica hasta la Península Ibérica.

— Género: *Lepus*, LINNAEUS, 1758.

Lepus sp. (Liebre).

Niveles y material: Tres metatarsianos III, dos derechos y uno izquierdo, todos ellos del nivel 1.

Número mínimo de individuos: Dos (un adulto y un juvenil).

Medidas: L máx = 51,0. DAP proximal medio = 7,9 (n=3).

Descripción y discusión (lámina 4, figs. 14 a 16): El metatarsiano tercero de los lepóridos es largo y recto. La superficie articular superior tiene sección triangular y forma un plano inclinado hacia el borde antero-interno del hueso. La zona posterior de la superficie articular superior presenta una apófisis *ganchuda* característica, dirigida hacia la

cara interna. El metatarsiano tercero de la liebre es morfológicamente igual al del conejo, diferenciándose ambos géneros por la mayor robustez y longitud del metápodo del primero. La longitud de este hueso en la liebre de Villacastín es de 51 mm, mientras que el valor medio de la longitud del metatarsiano tercero del conejo de Villacastín es de 36,5 mm. No es posible realizar una determinación específica, ya que el material es poco numeroso y en el metatarsiano tercero no se encuentran los caracteres diagnósticos de las distintas especies.

CONCLUSIONES

Un nuevo yacimiento de vertebrados del Pleistoceno Medio se localiza en la provincia de Segovia. Dicho yacimiento se sitúa en un abrigo rocoso, con numerosas fisuras asociadas y compartimentadas por bloques caídos. La sedimentación y colmatación se han producido por procesos y agentes físicos y biológicos que han actuado *in situ* sobre la roca de caja cretácica, produciéndose el relleno de las cavidades con un sedimento detrítico autóctono. De las zonas en que se divide el yacimiento la fisura es la más rica en restos fósiles, en especial el tramo superior en el que se distinguen ocho niveles estratigráficos.

El marco geológico en el que se encuadra el yacimiento de Villacastín ha de ser tenido en cuenta en futuras investigaciones sobre yacimientos paleontológicos cuaternarios, puesto que existen numerosos afloramientos de materiales mesozoicos que reúnen las condiciones genéticas características de este enclave segoviano. Ya se conocen otros dos nuevos yacimientos de vertebrados, desarrollados en idénticos afloramientos del cretácico, en la propia provincia de Segovia.

La asociación faunística registrada está compuesta por gasterópodos terrestres, anfibios, reptiles, aves y 25 especies de mamíferos, asociados a indicios de presencia humana. La asociación de micromamíferos está compuesta por los siguientes taxones: *Talpa europaea*, *Erinaceus europaeus* ssp., *Crocidura* cf. *russula*, *Crocidura suaveolens*, *Myotis myotis*, *Pitymys subterraneus*, *Microtus arvalis*, *Microtus agrestis*, *Microtus* cf. *brecciensis*, *Arvicola* cf. *sapidus*, *Apodemus* sp.,

Eliomys querzinus, *Oryctolagus cuniculus* cf. *grenalensis* y *Lepus* sp. Dentro de este conjunto destacan por su novedad en el Pleistoceno peninsular las siguientes formas: *Oryctolagus cuniculus* cf. *grenalensis* y *Crocidura suaveolens*. Además de determinar estos taxones, a través del estudio morfométrico, se han encontrado caracteres diferenciales entre el erizo de Villacastín y *Erinaceus europaeus actual*, y así mismo, se han descrito las poblaciones de murciélago ratero y de conejo.

El conjunto de micromamíferos presente en el yacimiento indica una edad Rissense (cronología alpina), situándose en el interestadial Ris II-III (posiblemente en el inicio del Riss III), por comparación con asociaciones de yacimientos españoles y franceses fundamentalmente.

AGRADECIMIENTOS

Quiero dar las gracias al Prof. F. Alférez Delgado por haber dirigido este estudio monográfico y a Uly Martín Castellanos por las fotografías.

REFERENCIAS

- ALONSO, A. (1981): *El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central)*. Tesis Doctoral. Seminarios de Estratigrafía, serie monografías n.º 7. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid.
- ALTUNA, J. (1971): *Fauna de mamíferos de los yacimientos prehistóricos de Guipúzcoa*. Tesis Doctoral. MUNIBE, Sociedad de Ciencias Naturales Aranzadi, fascículos 1-4: 191-330.
- APARICIO YAGÜE, A., y GARCIA CACHO, L. (1989): *Geología del Sistema Central Español*. Comunidad de Madrid, Consejería de política territorial y C.S.I.C., 1-32, Madrid.
- ARRIBAS, A. (1991): *Estudio del yacimiento de vertebrados del Pleistoceno medio de Villacastín (Segovia)*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid.
- CHALINE, J.; BAUDVIN, H.; JAMMOT, D., et SAINT GI-RONS, M.-C. (1974): *Les proies des rapaces*. DOIN éditeurs. 8, place de l'Odéon, Paris VI.
- DONARD, E. (1982): *Recherches sur les léporinés Quaternaires (Pleistocène moyen et supérieur, holocène)*. These. L'Université de Bordeaux I. Tome I et II.
- FERNANDEZ GARCIA, P.; MAS, R.; RODAS, M.; LUQUE DE VILLAR, F. J., y GARZON, M. G. (1989): *Los depósitos*

aluviales del paleógeno basal en el sector suroriental de la cuenca del Duero (provincia de Segovia): Evolución y minerales de la arcilla característicos. Estudios geológicos, 45 (1-2): 27-45.

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

MEIN, P. (1975): *Les Chiroptères (Mammalia) du gisement pléistocène moyen des Abîmes de la Fage à Noailles (Corrèze)*. Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon, 13: 57-67.

MEULEN, A. J., van der (1973): *Middle Pleistocene smaller mammals from the Monte Peglia (Orvieto, Italy) with special reference to the phylogeny of Microtus (Arvicolidae, Rodentia)*. Quaternaria, 17: 1-144.

PASQUIER, L. (1974): *Dynamique évolutive d'un sous-genre*

de Muridae, Apodemus (Sylvaemus). Etude biométrique des caractères dentaires de populations fossiles et actuelles d'Europe Occidentale. These. Univ. Montpellier: 1-168.

RABEDER, G. (1972): *Die Insectivoren und Chiropteren (Mammalia) aus dem Altpleistozoom von Hundsheim (Niederösterreich)*. Ann. Naturhist. Mus. Wien, 76. 345-474.

RUIZ BUSTOS, A.; GARCIA, J., y SALCEDO, C. (1979): *Consideraciones sobre los caracteres morfológicos y biométricos utilizados en la sistemática el género Pitmys*, Mc MUTRICE, 1981. Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Biol.), 77: 493-503.

SESE, C., y GIL, E. (1987): *Los micromamíferos del Pleistoceno medio del complejo cárstico de Atapuerca (Burgos)*. En: El hombre fósil de Ibeas y el Pleistoceno de la Sierra de Atapuerca (E. Aguirre, E. Carbonell y J. M. Bermúdez de Castro, ed.). Junta de Castilla y León: 75-92.

Original recibido: Octubre de 1993.

Original aceptado: Diciembre de 1993.

Nuevos datos sobre la estructura general del Carbonífero en el Horst de La Camocha (Gijón, Asturias).

Por J. L. ARECES (*), A. P. PIEREN (**), A. J. TORAÑO (*) y R. RODRIGUEZ DIEZ (*)

RESUMEN

Una reciente campaña de investigación geológico-minera, mediante la realización de transversales de reconocimiento, sondeos de superficie e interior y perfiles sísmicos de reflexión, ha permitido profundizar en el conocimiento de la estructura del Carbonífero en el entorno de Mina La Camocha. En esta zona, al sur de Gijón, los materiales carboníferos, cubiertos por una cobertera permotriásica y jurásica, no afloran. Se precisa el estilo de plegamiento, analizándose y datándose las principales familias de fracturación. El estilo tectónico de los materiales carboníferos productivos no aflorantes, se ilustra mediante varios de los nuevos cortes obtenidos.

Palabras clave: Estructura hercínica, Carbonífero, Zona Cantábrica, Geología profunda.

ABSTRACT

A recent geological and mining research campaign, has improved the knowledge of the carboniferous structure in the neighborhood of Mina La Camocha in Northern Spain. During the campaign new exploration galleries were driven, and the area was diamond drilled from surface and underground; four seismic lines were also shot. In this area neighboring Gijón, carboniferous rocks do not outcrop, covered by permian-jurassic strata. The folding structure and tectonic style is detailed, and the fractures are analyzed and dated by relative methods. Some of the new profiles shown in this paper, illustrate the tectonic style of the seam-bearing carboniferous series.

Key words: Hercynian structure, Carboniferous, Cantabrian zone, Deep geology.

INTRODUCCION

Mina La Camocha, S. A., viene explotando desde los años 30 y hasta la actualidad, un yacimiento carbonífero limitado por estructuras alpinas. La mina termina por dos fallas directas aproximadamente perpendiculares a la dirección principal hercínica, que constituyen el horst de La Camocha, limitado también al norte por una falla inversa. La edad de las capas de carbón explotadas es Namuriense B-C y Westfaliense A y B Inferior; no se reconocen materiales prehercínicos de otra edad en la zona estudiada.

En el entorno de esta mina la investigación no puede realizarse mediante observación directa del Carbonífero en superficie, dada la ausencia total de afloramientos, por lo que este trabajo se ha elaborado en base a los datos obtenidos por las labores mineras, sísmica de reflexión en superficie y sondeos de reconocimiento tanto desde exterior como desde interior, estos últimos con su correspondiente testificación geofísica (usándose técnicas variables según las características individuales de cada sondeo).

Consideramos que la exposición de estos datos, de carácter estructural prioritariamente, es de interés general debido a la ausencia de afloramientos paleozoicos en el entorno de la investigación, lo que imposibilita generalmente otros estudios.

(*) Carlos Marx, 20, 2.º B. 33350 Gijón - Asturias.

(**) Dpto. de Estratigrafía, Fac. CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid.

SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

La zona de estudio se sitúa en Asturias, a unos 6 Km al sur de Gijón, en la cuenca hidrográfica del río Piles, entre las localidades de San Martín de Huerces, Vega, Llantonos y La Pedrera.

Geológicamente, los materiales paleozoicos estudiados se enmarcan en la Zona Cantábrica del Macizo Hespérico (norte de España), al este del antiforme del Narcea, norte de la falla de Palencia (falla de Ventaniella), tal y como se refleja en la figura 1. Tanto en las figuras de situación geográfica como de situación geológica, al no aflorar el Carbonífero productivo, se ha representado la posición de éste mediante la proyección vertical en la superficie de las labores de interior a nivel de 5.ª planta (283 m bajo el nivel del mar).

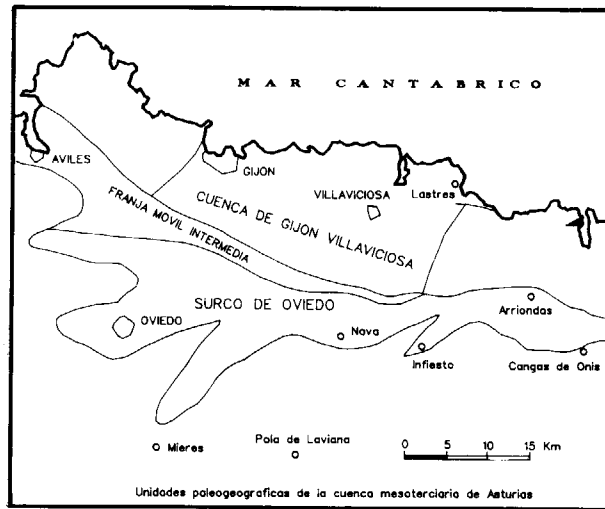


Figura 1.—Situación geográfica de la zona de Estudio.

Aunque «La Camocha» explota un yacimiento Carbonífero Namuriense-Westfaliense, éste no tiene relación con los de la Cuenca Central As-

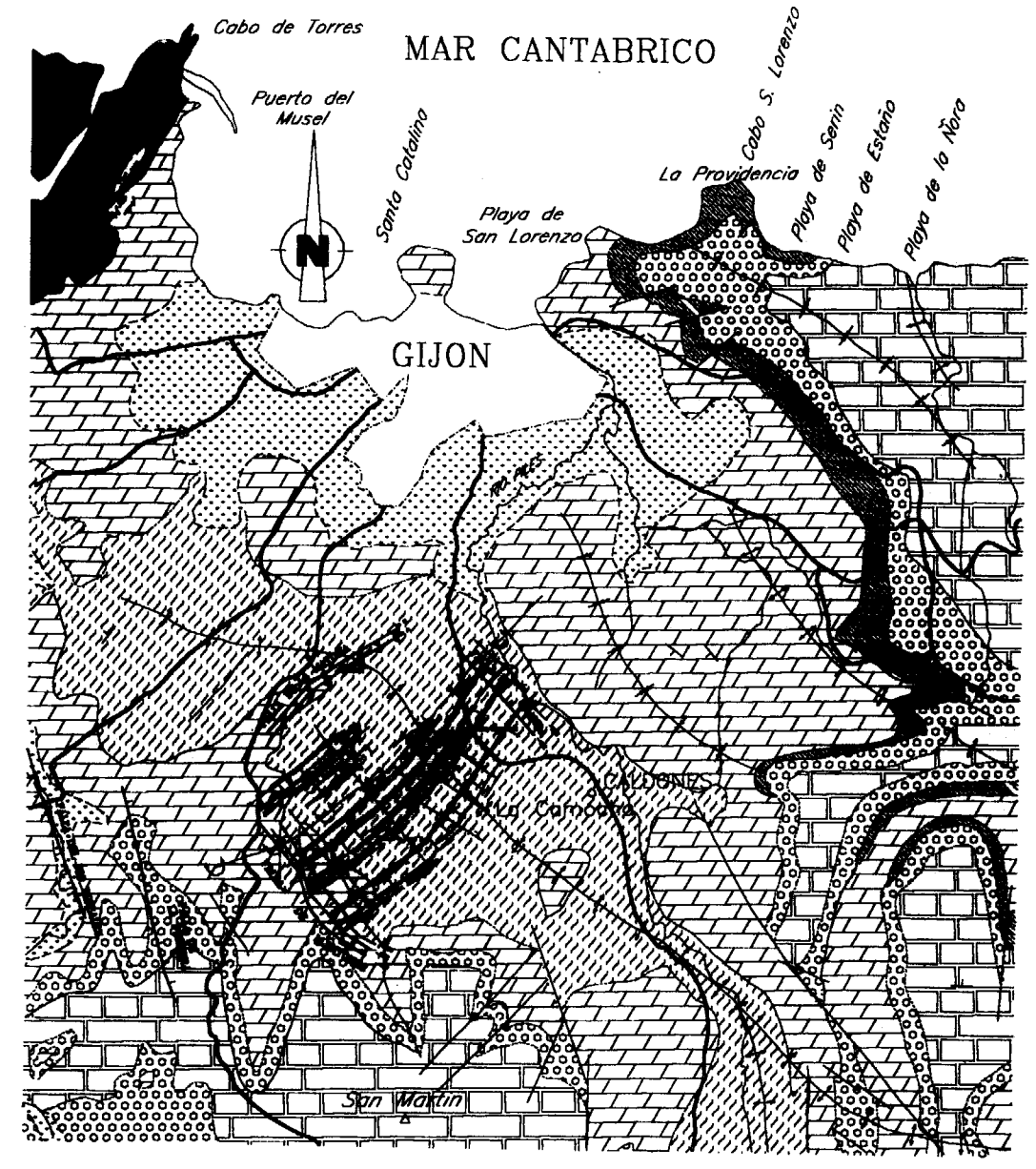
turiana, sino que La Camocha se encuadra paleogeográficamente en la prolongación hacia el NE de la Unidad de la Sobia-Aramo-Bodón. Así, por ejemplo, durante el Namuriense C, en esta unidad se encuentran depósitos fluvio-deltaicos, mientras que durante ese tiempo en la Cuenca Central Asturiana se depositan materiales de plataforma somera (JULIVERT, 1971; RODRIGUEZ FERNANDEZ, 1983). Esta situación paleogeográfica, en la prolongación de la Unidad de la Sobia-Aramo-Bodón, puede observarse en los modelos de evolución tectonosedimentaria expuestos por RODRIGUEZ FERNANDEZ (1991).

Los materiales subhorizontales post-hercínicos, claramente discordantes sobre un Carbonífero generalmente subvertical, se localizan en el borde septentrional de la Cuenca Mesozoico-Terciaria de Asturias y más concretamente en la Cuenca de Gijón-Villaviciosa (PIEREN et al. 1994, *in litt*). Su cartografía se representa en la figura 2 (se han sobreimpresionado la traza de las capas de carbón en 5.ª planta, además de las fallas existentes en el Carbonífero a este mismo nivel); como puede apreciarse, afloran estrictamente materiales post-hercínicos, permo-triásicos y jurásicos (SUAREZ VEGA, 1974), además de los depósitos actuales y recientes.

ESTRUCTURA DEL CARBONIFERO

El carbonífero productivo, en el que centramos el presente trabajo, es sensiblemente más antiguo que el de la Cuenca Central Asturiana, pues en La Camocha se ha datado como Namuriense B-C y Westfaliense A-B (Bashkiriense Inferior y Superior para los depósitos marinos) (SANCHEZ DE POSADA, 1977, y TRUYOLS et al., 1984), lo que pone de manifiesto que localmente, la regresión marina hacia el SE que se verifica tras la deposición de la caliza de montaña, permitió una emersión más temprana del norte de la cuenca carbonífera. La evolución paleogeográfica general de la zona cantábrica, como hemos indicado, ha sido recientemente estudiada por RODRIGUEZ FERNANDEZ (1991).

Una sucinta columna estratigráfica del carbonífero local es la siguiente: comienza la sedimentación carbonífera con la caliza Griotte, serie condensada, nodulosa y de color rojo que no sobrepasa los 25 m de espesor, que pasa a techo



SITUACION GEOLOGICA DE MINA LA CAMOCHA

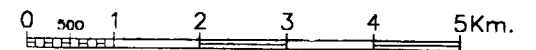
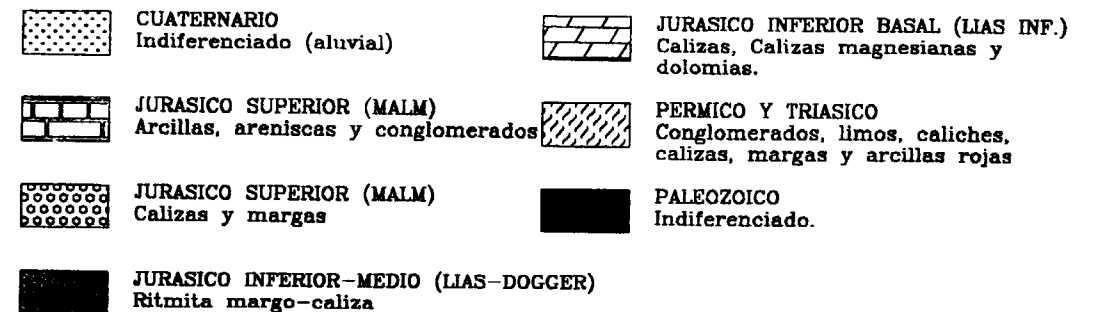


Figura 2.—Mapa geológico de superficie de la zona estudiada; se representa la proyección en superficie de las labores mineras en 5.ª planta (—283 m), además de la posición del eje sinclinal hercínico a la misma cota. Se representan las fallas que limitan el Horst de La Camocha, a distintos niveles. Modificado de SUAREZ VEGA (1974) y de las hojas MAGNA 14 y 29 (GERVILLA et al., 1973, JULIVERT et al., 1973).

a la *caliza de montaña* de color gris oscuro y generalmente azoica con un espesor en torno a los 100 m, para entrar en los dos siguientes tramos: el primero, basal e improductivo, constituido principalmente por pizarras y areniscas que no ha llegado a cortarse por las labores de interior, y el segundo, productivo a techo, con pizarras, areniscas, calizas (en la parte baja) y capas de carbón con una potencia variable desde escasos cm hasta 3 m, siendo el espesor reconocido para este último tramo de al menos 2.350 m, puesto que no se ha identificado directamente el tramo anterior.

En este trabajo se hace exclusivamente referencia a la parte alta del paquete productivo, es decir, al Carbonífero local más moderno, en el que realmente hemos concentrado los estudios de

investigación recientes. Como se ha expuesto, dicha parte tiene un espesor suficiente como para poder englobar a la totalidad de las estructuras a las que nos referimos. Pese a ello no se observa que se haya desarrollado una esquistosidad por carga.

Horst de La Camocha

El marco geológico en el que se encuentran limitadas las explotaciones efectuadas hasta la actualidad, se encuentra dentro de un horst limitado por las fallas alpinas de Llantones y Granda al suroeste y noroeste respectivamente de la estructura, ambas con un funcionamiento de carácter directo (fig. 3). La falla de Llantones, con una dirección aproximada de N 40° O y buzamien-

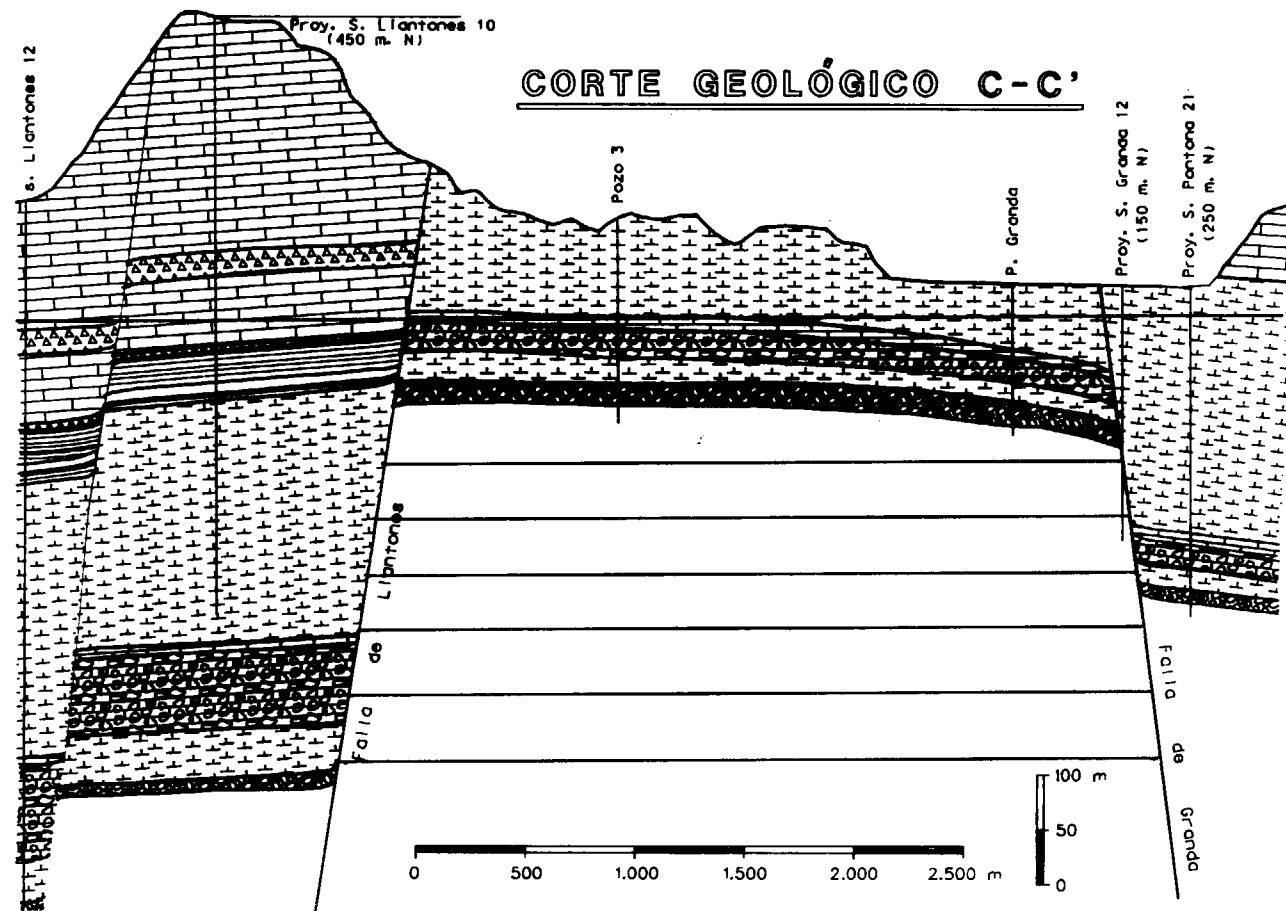


Figura 3.—Corte geológico C-C' en el que se observa la relación del horst de La Camocha, en el que se enmarca el yacimiento, con las fallas alpinas cuya posición se indica en las figuras 2 y 4. La situación del corte respecto a la estructura hercínica se presenta en la figura 4. Los materiales pérmicos diferenciados en el corte son estudiados en PIEREN et al. (1993, e *in litt.*).

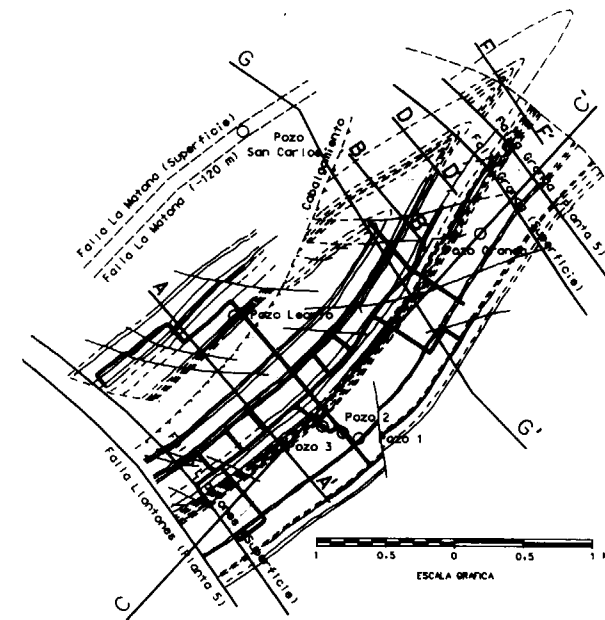


Figura 4.—Mapa estructural a nivel de la 5.ª planta de «La Camocha», en el que se representan las capas de carbón explotables. Puede observarse cómo el cierre periclinal del sinclinal de La Camocha, que tiene inmersión hacia el SO, se repite al NE a la misma cota por efecto de la falla alpina de Granda. La posición de las fallas alpinas se indica tanto a esta misma cota como en superficie. La figura precisa la situación de los cortes geológicos que acompañan al trabajo.

to de 55° hacia el SO, presenta un desplazamiento en la componente vertical (*dip slip*) de 340 m, siendo de 70 m y dextrógiro la componente horizontal (*strike slip*). Por su parte, la falla de Granda tiene una dirección similar y un buzamiento ligeramente superior y de sentido opuesto, en torno a los 60° hacia el NE, con un desplazamiento vertical de 180 m y horizontal dextrógiro de unos 40 m aproximadamente.

Debido a las variaciones de potencia de los depósitos basales pérmicos, a un lado y otro de estas fracturas, que también afectan claramente a los materiales jurásicos, se puede confirmar que ambas fallas ya existían, denotándose cierta actividad durante el Pérmico, no descartando una génesis anterior, y que se reactivaron con posterioridad al Jurásico (PIEREN et al., 1993, *in litt.*). El corte geológico C-C' explica la relación espacial de estas fallas con el yacimiento (fig. 3).

Al norte, el horst se ve limitado por una fractura

inversa, que hace que los materiales carboníferos cabalguen sobre los materiales permotriásicos. Esta fractura, *Falla de La Matona*, tiene una inclinación de 65° hacia el sur y desplazamiento de unos 170 m; se reconoció especialmente en el Pozo San Carlos (2 Km al norte de los pozos 2 y 3 de La Camocha). Dicha falla está acompañada por una pequeña estructura anticlinal asociada que puede observarse en los materiales pérmicos de la cobertera y que tiene incluso un reflejo morfológico en superficie, apreciándose un ligero abombamiento del terreno. La estructura asociada a la falla de La Matona, se presenta en la figura 6, corte geológico G-G', realizado al este del pozo San Carlos. La relación de esta falla y la familia de las fracturas anteriores, no aclarada por la sísmica ni por cartografía de superficie, queda por resolver, siendo de interés para determinar la evolución estructural de la cuenca post-hercínica. La pequeña estructura anticlinal acompañante puede también reconocerse fácilmente en la figura 5, en la que presentamos un mapa de ibosatas de la discordancia Carbonífero-Pérmico, siendo la única zona del área estudiada en la que materiales carboníferos se encuentran por encima del nivel del mar.

En el ámbito de la mina, existe otra fractura principal, que denominamos generalmente *el cabalgamiento*, cuya traza en 5.ª planta (—283 m) se recoge en la figura 4. Esta fractura que en corte transversal queda recogida con detalle en el corte A-A' (fig. 7), se había identificado mediante las labores de interior en las plantas 5.ª a 2.ª del sector norte de la mina. Para estudiar su continuidad en profundidad se realizaron los dos sondeos desde interior que figuran en el corte mencionado. El plano de fractura es irregular y buza hacia el SO, aumentando rápidamente su buzamiento al ganar profundidad. No disponemos de accesos más al norte, por lo que se desconoce si esta fractura inversa afecta a los materiales pérmicos o si es sellada por los mismos, lo que impide una datación relativa de la misma, no pudiendo precisar si se trata de un cabalgamiento hercínico o de una fractura alpina subparalela a la falla de La Matona, aunque nos decantamos por la primera posibilidad.

En la figura 4 se han representado a nivel de 5.ª planta (—283 m) las trazas supuestas y reco-

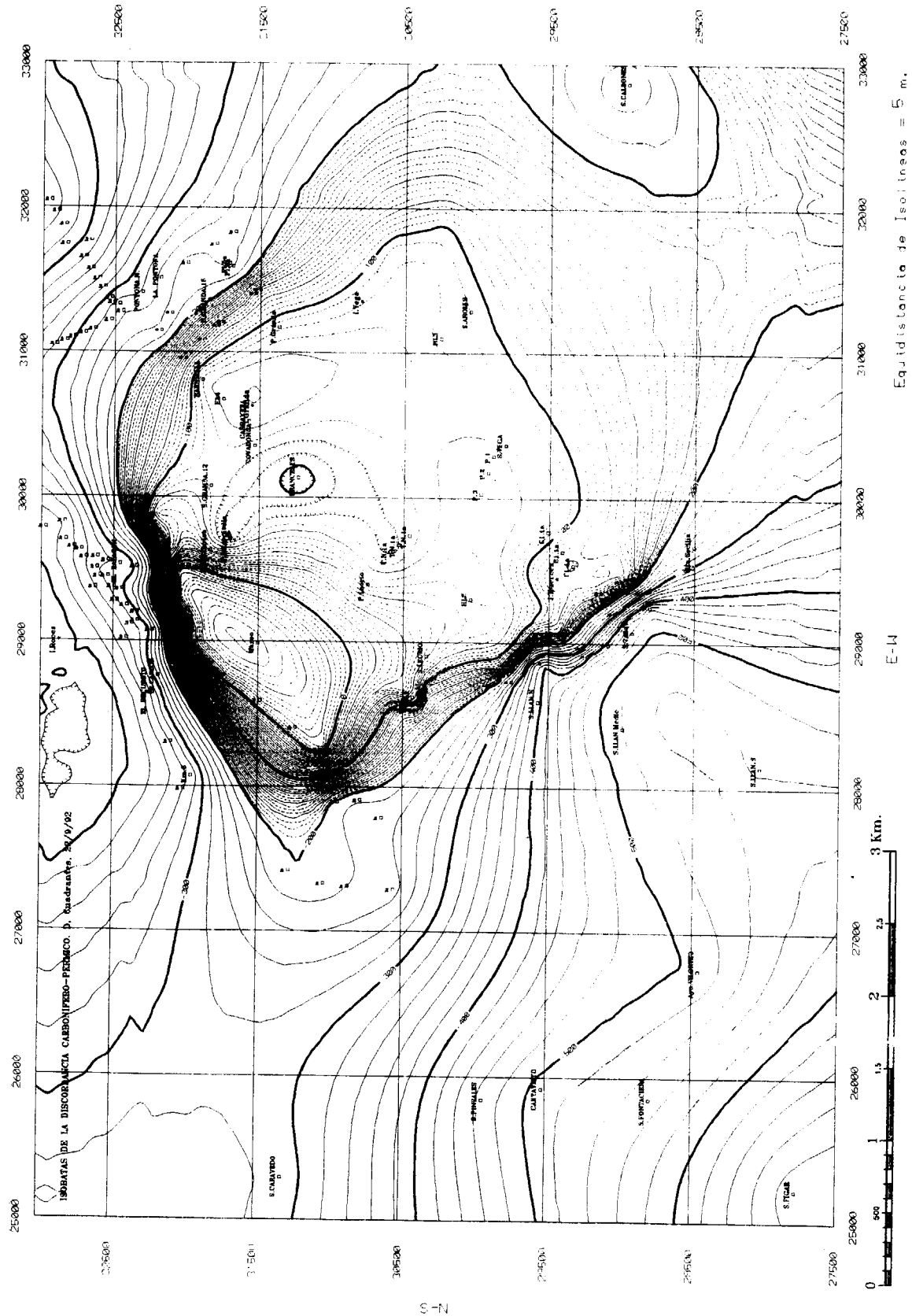


Figura 5.—Mapa de isobatas de la discordancia Carbonífero-Permico, elaborado con todos los datos de labores mineras, líneas sísmicas y sondeos mineros e hidrogeológicos. La equidistancia de las curvas es de 20 m, salvo por encima de -200 m donde resulta significativo una interpolación de curvas (a trazos) cada 5 m, que permiten detallar la morfología del Horst.

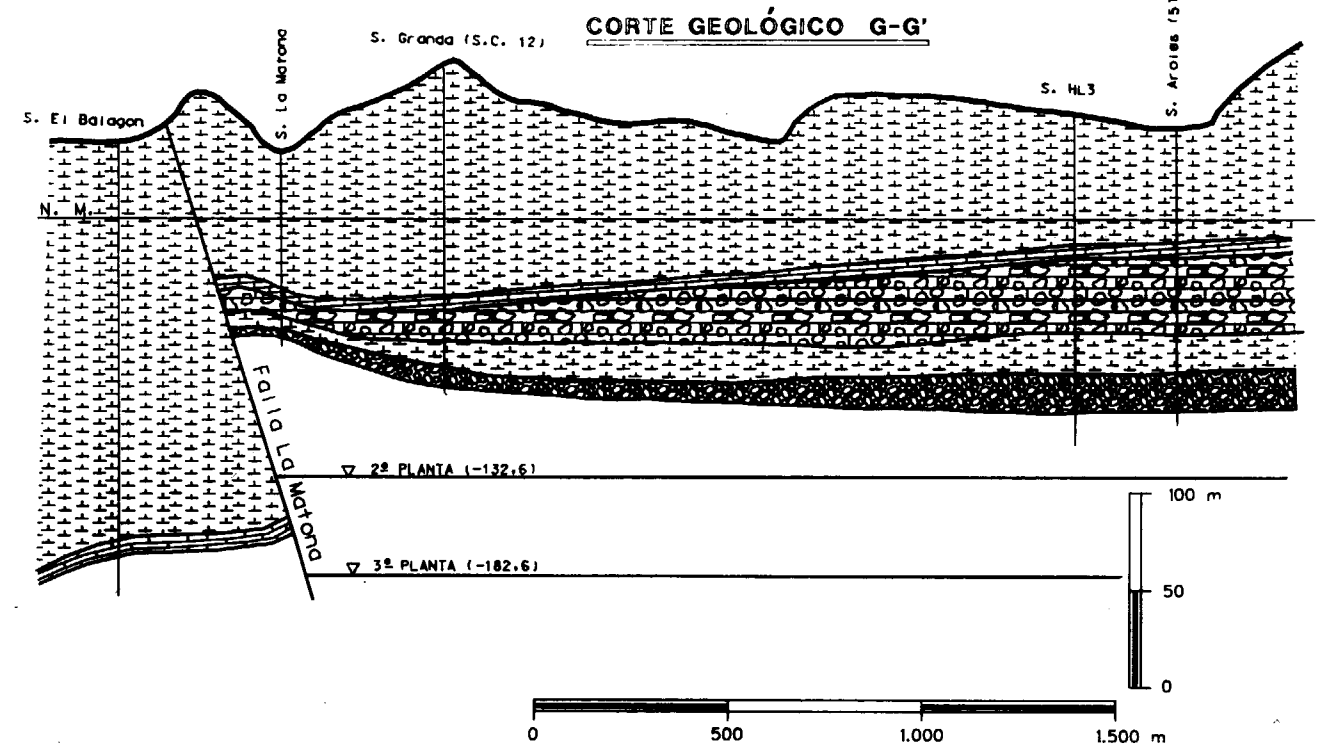


Figura 6.—Corte geológico G-G', al este del Pozo San Carlos, en el que se aprecia la *Falla de La Matona*, y la estructura anticlinal asociada. La posición del corte se indica en la figura 4.

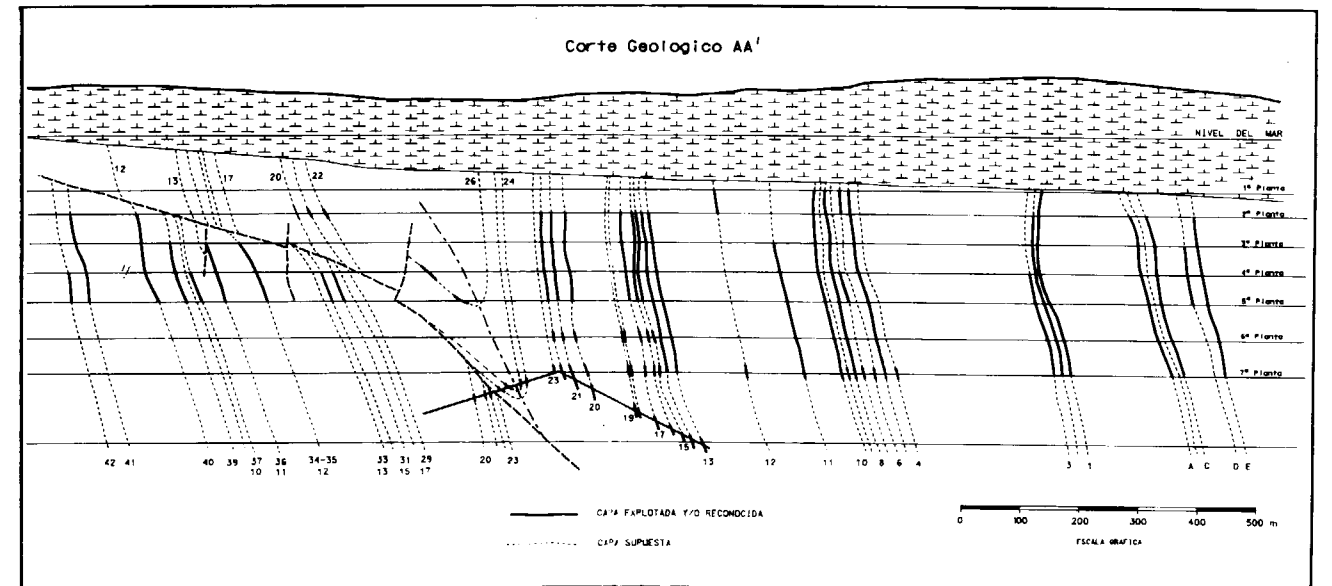


Figura 7.—Corte geológico de detalle A-A', basado en los transversales de la mina y dos sondeos de interior, en el que se indica la posición exacta del cabalgamiento y su relación con el eje del sinclinal de La Camocha. También se apunta una correlación entre las capas de la rama norte del sinclinal, y aquellas del flanco sur. Las primeras están duplicadas por el sinclinal y desplazadas hasta 170 m por el *cabalgamiento*.

nocidas de las distintas capas de carbón explotables, los sistemas de fracturas existentes (incluido este último cabalgamiento), y la situación de los perfiles geológicos realizados, además de la infraestructura principal de la mina.

Deformación hercínica

Los materiales carboníferos están intensamente afectados por la deformación hercínica, que en una primera fase de deformación compresiva los plegó generando un sinclinal cuyo eje presenta una dirección N 43° E, con una inmersión media de unos 15° hacia el SO (variable entre 9 y 26°) y plano axial buzando de 60 a 65° hacia el SE.

Este pliegue es fundamentalmente de *buckling*, aunque con el flanco normal ligeramente estirado (flanco largo) y con leve engrosamiento de las capas de carbón en la charnela. El flanco sur (flanco corto), en el que se encuentra el grueso de la explotación minera, se encuentra ligeramente invertido en su mayor parte, con unos buzamientos del orden de los 80-85° hacia el SE, mientras que la rama norte se inicia con suaves pendientes de entre 30 y 40° hacia el SE para verticalizar en el sentido ascendente; se observa en esta rama la existencia de procesos de *boudinage* cuando nos encontramos con materiales competentes (carbón, arenisca, etc.) embebidos en otros incompetentes (lutitas y lutitas carbonosas), fenómeno éste que se suele desarrollar, por una mayor variación litológica, en las inmediaciones de las capas de carbón.

En ningún punto hemos observado la aparición de esquistosidad de plano axial, ni siquiera en los materiales más lutíticos.

Como consecuencia de estos esfuerzos compresivos, también se han desarrollado fallas de tipo inverso de dirección N 45° E y buzamiento 50° N, así como su sistema conjugado, aunque éste se presente con mucha menos intensidad, tiene idéntica dirección pero con buzamientos bastante variables de 20° a 70° S, todos ellos con saltos pequeños, de pocos metros.

En las fases tardías de la deformación hercínica, se desarrolló un sistema conjugado de fallas de desgarre subverticales (fig. 4) que presentan una dirección de N 85° O a N 95° E dextrógiras y N 10° O levógiras, siendo las primeras las más abundantes y de mayor extensión. Estas se aprecian bien en la figura 4.

En las figuras 7 y 8 se han representado los perfiles geológicos realizados según las direcciones señaladas en la figura 4. Los dos situados más al este y dentro del horst (B-B' y D-D'), reflejan simplemente la situación de la estructura a nivel de los paquetes de capas de carbón 13-17 y 20-22, ya que aquí el grado de conocimiento es lo suficientemente amplio como para poder definir y precisar el tipo de estructura presente, ya que por debajo no existen datos contrastados de tipo estructural, aunque a grandes rasgos se puede decir que existe una continuidad en profundidad de la estructura.

El corte de la figura 8 representa el sinclinal hercínico más al este, por lo que nos acercamos progresivamente al cierre perisinclinal.

Ya fuera del horst, en el graben del Este, se ha hecho el corte geológico F-F' (fig. 9), mediante la información suministrada por los sondeos realizados en superficie durante la campaña de 1991-92, *La Pontona 21* y *Pontona Norte 23*. La línea sísmica LCM-91-01 ha permitido extrapolar los datos de la cobertera facilitados por los sondeos, aunque no reconoce la estructura carbonífera. En dicho corte puede observarse que el sinclinal se repite al NE de la falla de Granda por efecto de ésta, así como la aparición de pliegues menores de flanco asociados a la zona de charnela, fenómeno este que pudo perfectamente detectarse en los testigos extraídos de los sondeos mencionados, tal y como ilustra la fotografía de uno de ellos desarrollado sobre la capa de carbón 15.

Por otra parte, en el perfil A-A' (fig. 7) figuran únicamente las trazas de las capas de carbón que son o han sido en algún momento objeto de explotación por parte de Mina La Camocha, sin figurar ningún otro tipo de litología presente para no complicar la figura ya que ésta tiene un carácter más amplio que el resto de perfiles geológicos realizados, permitiendo así que resalte la estructura. Dede hacerse notar que galerías de reconocimiento realizadas hacia el SE (1.134 m a partir de la capa E en 5.ª planta y última representada en el corte), han confirmado la continuación de la estructura en esa misma dirección, llegando a cortar hasta la capa N con buzamientos subverticales. Este perfil se ha elaborado en base a los datos aportados por la explotación así como por los sondeos de interior que en él

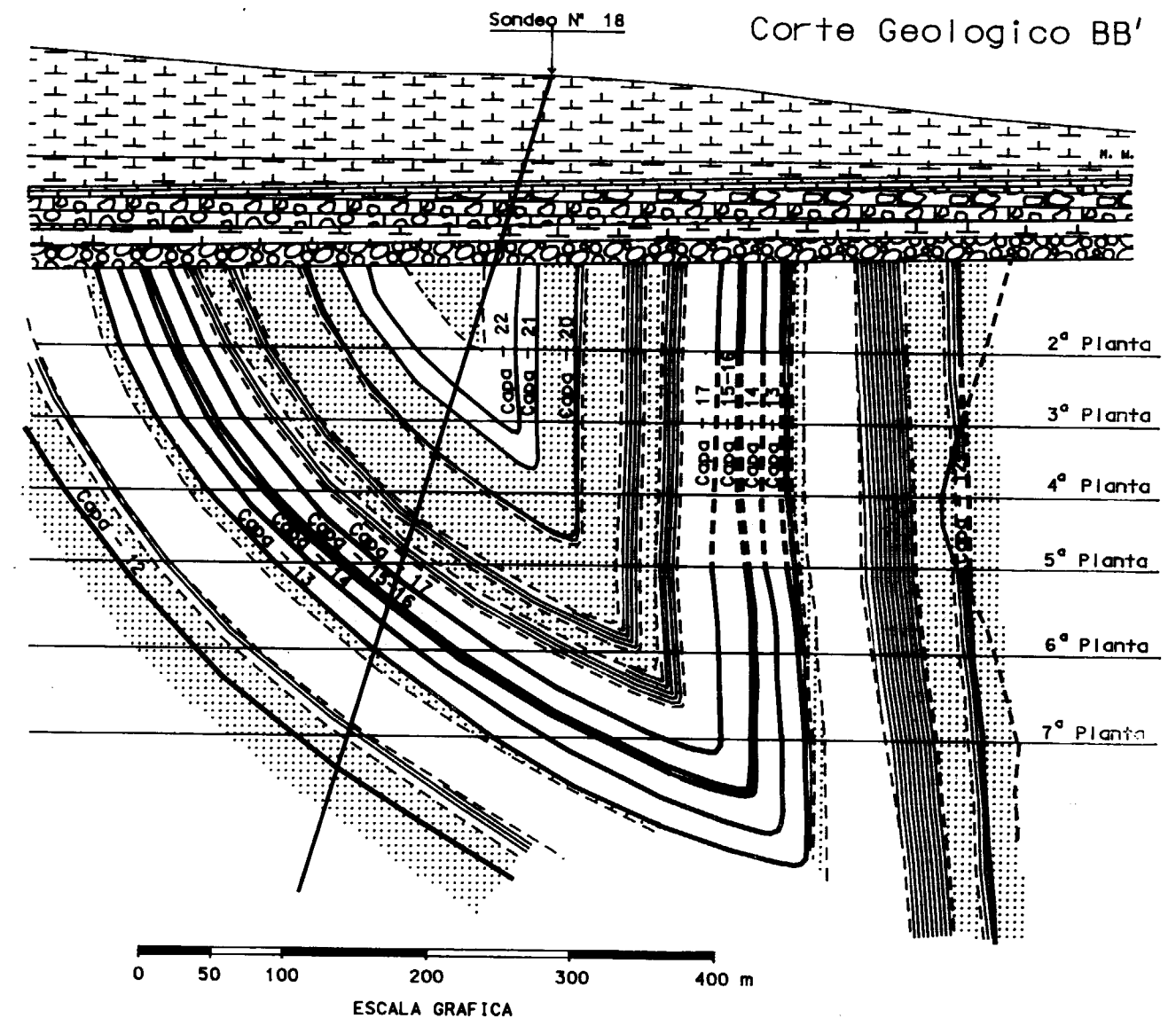


Figura 8.—Corte geológico B-B', por el Sondeo N.º 18 *Carbayera de Granda*, apoyado en los transversales de reconocimiento realizados en 5.ª, 6.ª y 7.ª plantas, cuya posición se indica en la figura 4. Se puede observar que se trata de un pliegue de *buckling*.

se figuran. Se puede observar la estructura general hasta la cota —523 m, con la posición del sinclinal, del cabalgamiento y demás fracturas existentes.

Evolución y deformación post-hercínica

Finalizadas las fases álgidas de la deformación hercínica, se completa un intenso proceso ero-

sivo (sin representación sedimentaria en el área estudiada), que hace que los materiales carboníferos presenten un relieve relativamente suave sin grandes accidentes topográficos tal y como se puede observar en la figura 5, si hacemos abstracción del efecto provocado por las fallas alpinas, más tardías, que delimitan el horst. En dicha figura se ha representado el plano de isopropundidades de la discordancia entre el Carbonífero y su cobertera; este plano integra los datos ob-

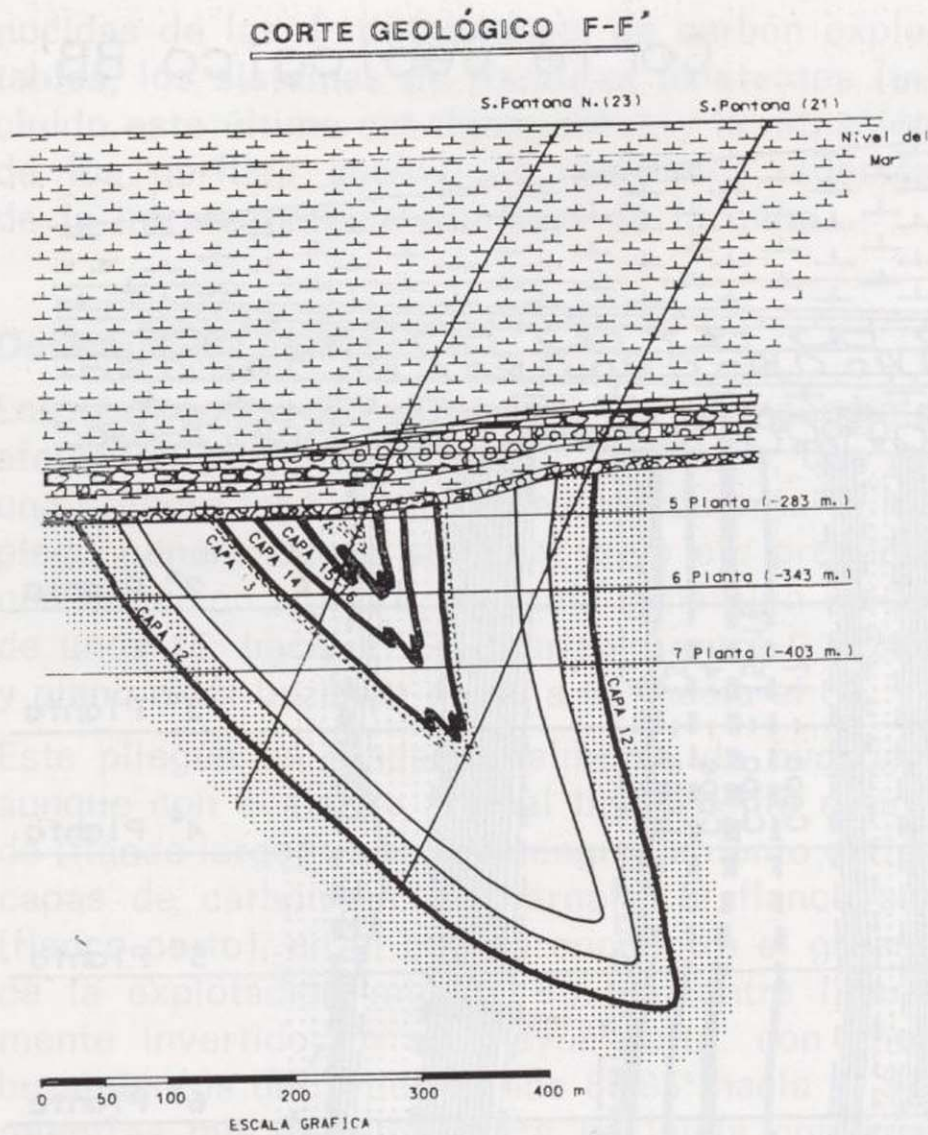


Figura 9.—Corte geológico F-F', realizado mediante el sondeo *La Pontona* (21), y corroborado y detallado por el sondeo *Pontona Norte* (23), en el valle del Río Piles, inmediatamente al este del río. Este corte se encuentra fuera del horst, unos 300 m al este de la falla de Granda. El salto de la falla permite la repetición de la estructura sinclinal.

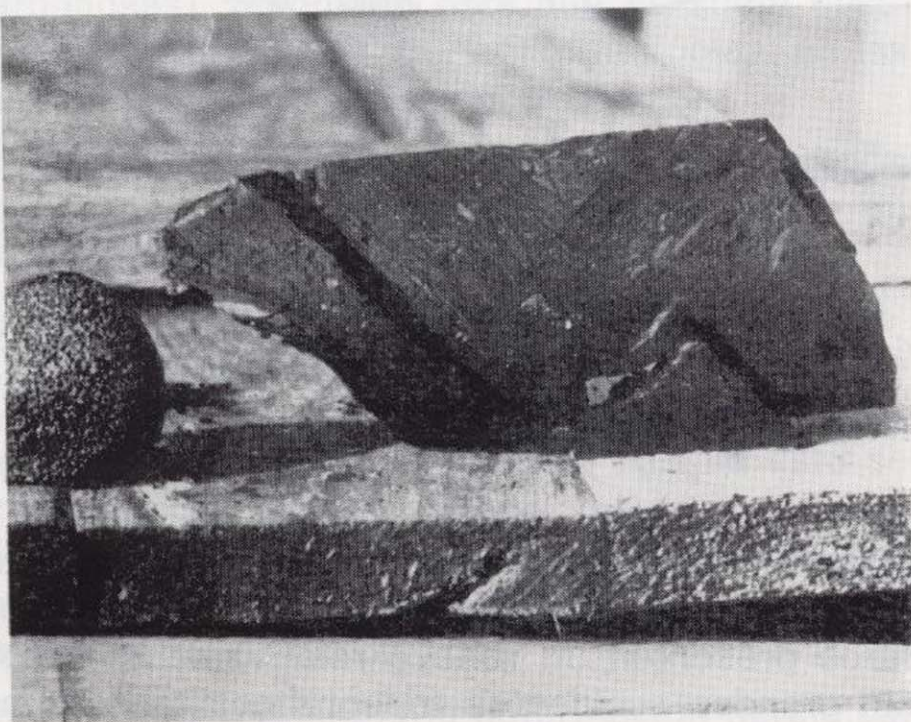


Foto 1.—Pliegues de flanco en un testigo de carbón de la Capa 15-16 del sondeo PN23. Estos pliegues se han representado en la figura 9

tenidos de los sondeos antiguos así como los de la campaña 91-93, observaciones de los pozos ex-

cavados y de las labores subterráneas que reconocieron la base del Pérmico o la posición de las fallas, así como la extrapolación realizada a partir de 10.530 m de líneas sísmicas de reflexión, en las que se suele observar con bastante claridad la base de la cobertera. Puede compararse con otro mapa, del mismo concepto pero de carácter regional propuesto por NAVARRO VAZQUEZ et al. (1988).

Sobre esta superficie comenzó la sedimentación post-hercínica, que se inicia con una serie de alta energía y relativamente poco transporte constituida por conglomerados de cantos redondeados de cuarzo y arenisca principalmente, siendo muy escasos de caliza y pizarra, que varían entre tamaño bloque y grava. El espesor de dichos depósitos basales es variable, viéndose condicionado por la proximidad a las fallas de dirección NO-SE, en el caso de tratarse del labio hundido. La sucesión superior se constituye de los elementos característicos de las capas de Villaviciosa (MARTINEZ GARCIA, 1990), y está descrita por PIEREN et al. (1993, *in litt.*).

Por su parte la tectónica alpina presenta en este área un carácter de tipo ondulado-tabular, que afecta tanto a materiales Paleozoicos como Mesozoicos, originando pliegues de radio muy amplio sobre la cobertera y fracturas que afectan tanto a ésta como al Carbonífero.

Los ejes de estos pliegues llevan una dirección NO-SE. Precisamente en la vertical de las actuales explotaciones se sitúa el núcleo de una de estas estructuras (fig. 2). Debe reseñarse por tanto, que la orientación de los ejes de este plegamiento alpino tienen una dirección subperpendicular al eje del sinclinal hercínico del Carbonífero y también al del anticlinal asociado a la falla de La Matona, lo que pone de manifiesto el origen de éste como efecto secundario de arrastre de dicha fractura inversa (corte geológico G-G', fig. 6).

La fracturación alpina puede agruparse en dos familias, una de dirección NO-SE que es la predominante, y otra NE-SO. Las dos fallas que limitan el marco de explotación y que configuran el horst (falla de Granda al noreste y de Llantonés al suroeste) pertenecen al primer grupo de los sistemas reseñados. Estas fallas han sido identificadas en varios puntos con las labores subterráneas y talleres de explotación entre 2.^a (-133 m) y 7.^a planta (-403 m), además de los

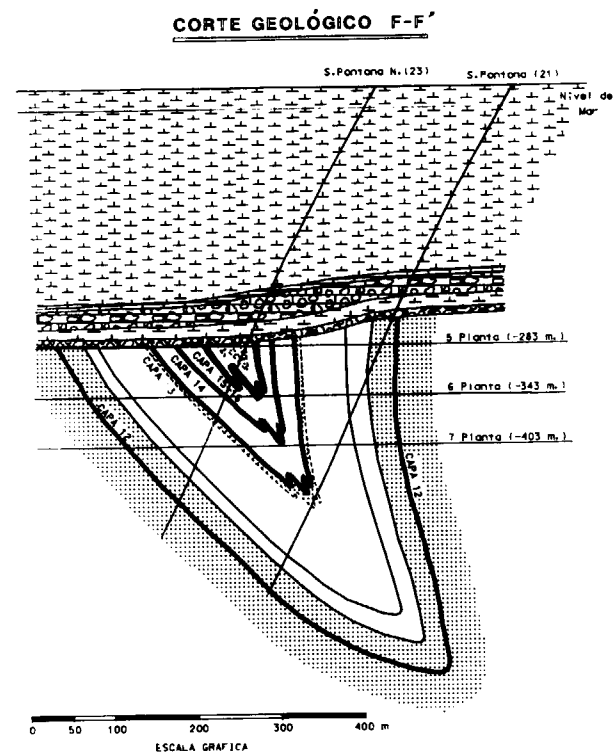


Figura 9.—Corte geológico F-F', realizado mediante el sondeo La Pontona (21), y corroborado y detallado por el sondeo Pontona Norte (23), en el valle del Río Piles, inmediatamente al este del río. Este corte se encuentra fuera del horst, unos 300 m al este de la falla de Granda. El salto de la falla permite la repetición de la estructura sinclinal.

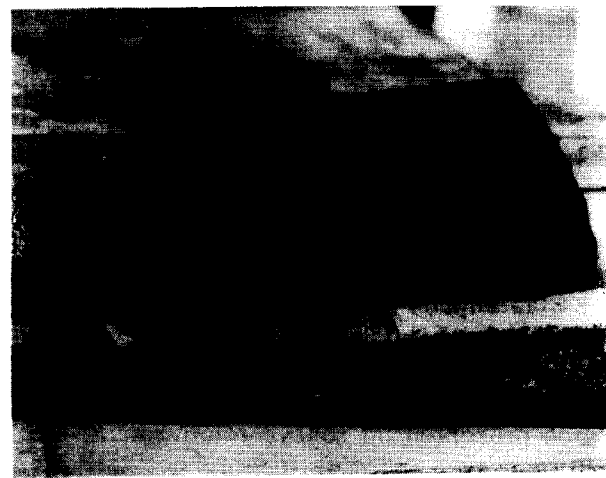


Foto 1.—Pliegues de flanco en un testigo de carbón de la Capa 15-16 del sondeo PN23. Estos pliegues se han representado en la figura 9

tenidos de los sondeos antiguos así como los de la campaña 91-93, observaciones de los pozos ex-

cavados y de las labores subterráneas que reconocieron la base del Pérmico o la posición de las fallas, así como la extrapolación realizada a partir de 10.530 m de líneas sísmicas de reflexión, en las que se suele observar con bastante claridad la base de la cobertera. Puede compararse con otro mapa, del mismo concepto pero de carácter regional propuesto por NAVARRO VAZQUEZ et al. (1988).

Sobre esta superficie comenzó la sedimentación post-hercínica, que se inicia con una serie de alta energía y relativamente poco transporte constituida por conglomerados de cantos redondeados de cuarzo y arenisca principalmente, siendo muy escasos de caliza y pizarra, que varían entre tamaño bloque y grava. El espesor de dichos depósitos basales es variable, viéndose condicionado por la proximidad a las fallas de dirección NO-SE, en el caso de tratarse del labio hundido. La sucesión superior se constituye de los elementos característicos de las capas de Villaviciosa (MARTINEZ GARCIA, 1990), y está descrita por PIEREN et al. (1993, *in litt.*).

Por su parte la tectónica alpina presenta en este área un carácter de tipo ondulado-tabular, que afecta tanto a materiales Paleozoicos como Mesozoicos, originando pliegues de radio muy amplio sobre la cobertera y fracturas que afectan tanto a ésta como al Carbonífero.

Los ejes de estos pliegues llevan una dirección NO-SE. Precisamente en la vertical de las actuales explotaciones se sitúa el núcleo de una de estas estructuras (fig. 2). Debe reseñarse por tanto, que la orientación de los ejes de este plegamiento alpino tienen una dirección subperpendicular al eje del sinclinal hercínico del Carbonífero y también al del anticlinal asociado a la falla de La Matona, lo que pone de manifiesto el origen de éste como efecto secundario de arrastre de dicha fractura inversa (corte geológico G-G', fig. 6).

La fracturación alpina puede agruparse en dos familias, una de dirección NO-SE que es la predominante, y otra NE-SO. Las dos fallas que limitan el marco de explotación y que configuran el horst (falla de Granda al noreste y de Llantonés al suroeste) pertenecen al primer grupo de los sistemas reseñados. Estas fallas han sido identificadas en varios puntos con las labores subterráneas y talleres de explotación entre 2.^a (—133 m) y 7.^a planta (—403 m), además de los

datos aportados por algunos sondeos y por los perfiles sísmicos, que nos han permitido ver su localización exacta, además del análisis y cuantificación de sus desplazamientos, detallado anteriormente.

Son de la misma génesis y características, dos fallas paralelas detectadas al oeste del horst, la falla de La Pedrera y la falla del río Pinzales (fig. 2), que producen también saltos verticales en el Carbonífero y cobertera (con hundimiento del bloque oeste), pero no tan importantes como las que definen el horst. Sin embargo, las variaciones de potencia registradas en los materiales pérmicos, y que asociamos a la presencia de estas fallas, son incluso más importantes que en los flancos del horst.

Al norte de las explotaciones de La Camocha, se identificó mediante la ejecución del Pozo San Carlos (abandonado en la actualidad) una falla inversa, La Matona, que hace cabalgar el Carbonífero sobre la cobertera (fig. 6, corte geológico G-G'), y cuyas características ya se han definido anteriormente.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer a los Dres. Luis Roberto Rodríguez Fernández y Pedro Herranz Araújo, del Instituto Tecnológico Geominero, y del Instituto de Geología Económica (C.S.I.C.) respectivamente, sus comentarios en la revisión del manuscrito.

REFERENCIAS

- ALMELA, A.; RIOS, J. M. (1962): *Investigación del Hullero bajo los terrenos mesozoicos de la costa Cantábrica (zona de Oviedo Gijón-Villaviciosa-Infiesto)*. Publicaciones de la Empresa Nacional ADARO 1, 1-159. Madrid.
- GARCIA-LOYGORRI, A.; ORTUÑO, G.; CARIDE DE LIÑAN, C.; GERVILLA, M.; GREBER, C. H.; FEYS, R. (1971): *El Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana*. Trabajos de geología 3. Oviedo.
- GERVILLA, M.; BEROIZ, C.; PIGNATELLI, R.; BARON, A.; COMA, J. E.; FELGUEROSO, C.; RAMIREZ DEL POZO, J., y GIANNINI, G. (1973): *Memoria de la Hoja 29, Oviedo*. Mapa Geológico de España 1:50.000 (serie M.A.G.N.A.). Departamento de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. 64, 6 fig. Madrid.
- JULIVERT, M. (1971): *L'évolution structurale de l'arc asturien*. Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Publ. Inst. Fr. Pétr. Ed. Technip. 1: 1.2/1-28.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J.; RAMIREZ DEL POZO, J., y

GIANNINI, G. (1973): *Memoria de la Hoja 14, Gijón*. Mapa Geológico de España 1:50.000 (serie M.A.G.N.A.). Departamento de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. 48, 5 figs. Madrid.

MARTINEZ GARCIA, E. (1983): *El Pérmico de la Región Cantábrica*. Carbonífero y Pérmico de España. Inst. Geol. y Min. Esp. In: Martínez Díaz (coord.). 389-402. Madrid.

MARTINEZ GARCIA, E. (1990): *Stephanian and Permian Basins, Stratigraphy, Cantabrian and Palentian Zones*. Pre-Mesozoic Geology of Iberia. R. D. Dallmeyer y E. Martínez García Eds. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. 39-54, 1 fig. Heidelberg.

NAVARRO VAZQUEZ, D.; LEYVA CABELLO, F.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R.; MARTINEZ CIENFUEGOS, F.; VILLA OTERO, E.; HORVATH MARDONES, V., y HEREDIA CARBALLO, N. (1988): *Cuencas carboníferas ocultas por la cobertera mesozoica-terciaria en Asturias*. Colección Informe. Servicio de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. 100 pp., 9 figs., 2 map. Madrid.

PIEREN PIDAL, A. P.; ARECES, J. L.; TORAÑO, J., y MARTINEZ GARCIA, E. (1993): *Antecedencia hercínica de la fracturación alpina en el Pérmico del sector Gijón-La Collada (Asturias)*. Reun. Xeol. Min. NW Penin. XV Reunión: Evolución Alpina del Sistema Hercínico Peninsular. 97-102, 1 fig. O. Castro, A Coruña.

PIEREN PIDAL, A. P.; ARECES, J. L.; MARTINEZ GARCIA, E., y TORAÑO, J. (1994) *in litt: Estratigrafía del Pérmico del sector Gijón-La Collada, Orla Cantábrica (Asturias)*. Col. Estrati. Paleogeog. Pérmico Triásico España. Cuenca, III.

RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1983): *Evolución estructural de la Zona Cantábrica durante el Carbonífero*. Carbonífero y Pérmico de España. I.G.M.E. Publicaciones del Ministerio de Industria. 151-162. Madrid.

RODRIGUEZ FERNANDEZ, L. R. (1991): *Evolución tectono-sedimentaria del NO del Macizo Ibérico durante el Carbonífero*. Cuad. Lab. Xeológico Laxe. 16: 37-52, 11 figs. La Coruña.

SANCHEZ DE POSADA, L. C. (1977): *Ostracodes from the Upper Carboniferous of La Camocha coal mine (Asturias, N. Spain)*. Rev. Esp. Micropaleontol. 9 (3): 411-438. Madrid.

SANCHEZ DE POSADA, L. C.; MARTINEZ CHACON, M. L.; MENDEZ FERNANDEZ, C.; MENENDEZ ALVAREZ, J. R.; TRUYOLS, J., y VILLA, E. (1990): *Carboniferous Pre-Stephanian Rocks of the Asturian-Leonese Domain (Cantabrian zone)*. In Pre-Mesozoic Geology of Iberia. R. D. Dallmeyer y E. Martínez García. Eds. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York. 39-54, 1 fig. Heidelberg.

SUAREZ VEGA, L. C. (1974): *Estratigrafía del Jurásico de Asturias*. Cuadernos de Geología Ibérica. 3: 369, 37 láms., 2 map. Madrid.

TRUYOLS, J.; GONZALEZ LASTRA, J.; MARQUINEZ, J.; MARTINEZ DIAZ, C.; MENDEZ FERNANDEZ, C.; MENENDEZ ALVAREZ, J. R., y SANCHEZ DE POSADA, L. C. (1984): *Preliminary note on two marine sections (Tournaisian-Kasimovian) in the Picos de Europa area (Cantabrian Mountains, NW Spain)*. IX Congr. Int. Strat. Géol. Carbonifère. (2): 148-156. Washington/Champaign.

Original recibido: Diciembre de 1993.

Original aceptado: Enero de 1994.

El control estructural de las mineralizaciones auríferas en la zona de Pino, provincia de Zamora (España).

Por E. J. GONZALEZ-CLAVIJO (*), C. ORTEGA (*), P. FLORIDO (*) y J. LOCUTURA (**)

RESUMEN

Las mineralizaciones de Pino (Zamora) están controladas por bandas de cizalla senestras y subverticales de dirección media N 68° E, que están desarrolladas en el abanico distensivo terminal de una cizalla regional N 135° E dextra, que tiene al menos 40 km de longitud y más de 2 km de anchura (la cizalla de Villalcampo).

La paragénesis mineral está constituida fundamentalmente por arsenopirita, escorodita, pirita y oro nativo; está ligada a alteraciones hidrotermales: silicificación, potasificación y sericitización. La intensidad de estas alteraciones está directamente relacionada con la intensidad de la deformación y es contemporánea de ella.

Palabras clave: Cizalla de Villalcampo, Deformación dúctil-frágil, Abanico distensivo, Oro, Bombeo sísmico.

ABSTRACT

Gold mineralizations at Pino (Zamora) are hosted in shear bands. These bands have a sinistral movement and are sub-vertically positioned, with an average direction N 68° E. They are developed inside an extensional fan which ends a regional shear structure N 135° E. This first order structure has a length of ca. 40 km. and a width of more than 2 km.

The mineral assemblage is mainly composed of arsenopyrite, scorodite, pyrite and native gold. It is related to hydrothermal alterations: silicification, potasification and sericitization. The intensity of these alterations is directly related to the intensity of shear deformation and is contemporaneous to it.

Key words: Villalcampo shear band, Ductile-brittle deformation, Extensional fan, Gold, Seismic pumping

1. INTRODUCCION

El área de Pino se sitúa en el extremo occidental de la provincia de Zamora, y está comprendida entre el río Esla y la frontera portuguesa, estando limitada al sur por el río Duero.

El conocimiento desde antiguo de la presencia de indicios auríferos en el sector de Pino, contrasta con la ausencia de investigaciones mineras en la zona hasta tiempos muy recientes, en que el desaparecido Servicio de Política Energética e Investigación Minera de la Junta de Castilla y León (Informe inédito, 1986) realizó un estudio geológico-minero del batolito de Ricobayo-Fonfría, en el que se puso de manifiesto, por

primera vez, la relación de dichas mineralizaciones con cizallas senestras de dirección NE-SO. Un resumen de dichos trabajos fue publicado por REYES y JIMENEZ BENAYAS (1988).

Posteriormente, el Instituto Tecnológico Geomínero de España ha proseguido con la investigación de la zona, actualmente en curso, dentro de su programa de prospección de la Reserva provisional a favor del Estado *Alcañices Bis* a la que pertenece el área estudiada.

Las ideas que aquí se expresan son algunos de los resultados de estas investigaciones, que han estado encaminadas, en una primera fase, a la definición de un modelo genético de las mineralizaciones de Pino dentro del contexto regional y a la caracterización metalogenética de las mismas.

(*) I.T.G.E. C/. Toro, 84-90. 37002 Salamanca.

(**) I.T.G.E. C/. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

2. GEOLOGIA GENERAL

El área de estudio se sitúa geológicamente en la zona Centro Ibérica, según la división de JULIVERT et al. (1972) del Macizo Hespérico y dentro del Dominio Norte, con pliegues de primera fase de deformación hercínica vergentes al NE (DIEZBALDA et al., 1990).

La principal unidad litológica de la zona, y en la que se sitúan los indicios de Pino, es el plutón de Ricobayo, cuerpo alargado en dirección NO-SE que se extiende desde la frontera portuguesa hasta las proximidades de Zamora capital. Intruye en una secuencia paleozoica y en unos materiales preordovícicos infrayacentes de edad indeterminada, posiblemente Precámbrico Superior a Cámbrico Inferior (ver fig. 1).

MAPA GEOLOGICO DEL SECTOR DE PINO (ZAMORA)

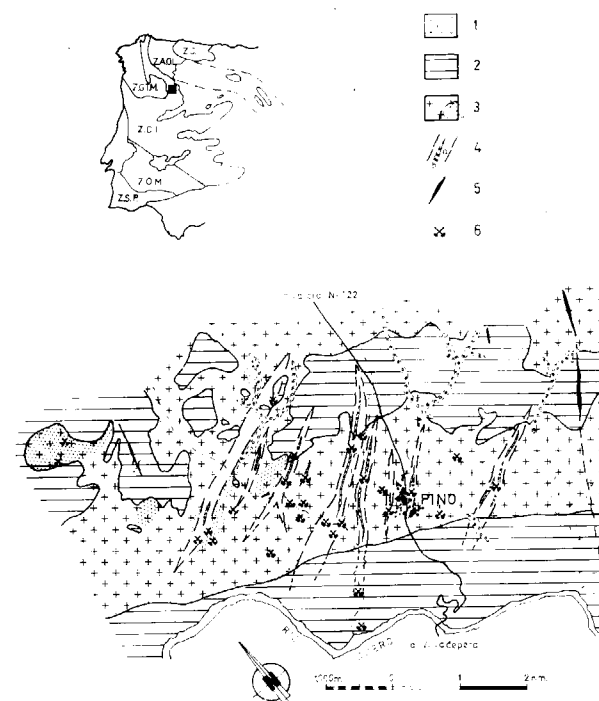


Figura 1.—1: Cuaternario indiferenciado. 2: Materiales preordovícicos indiferenciados. 3: Granito de dos micas de Ricobayo; a) Facies con granate y sillimanita. 4: Bandas de cizalla senestras; a) Carácter predominantemente dúctil; b) Carácter predominantemente frágil. 5: Venas de cuarzo. 6: Labores e indicios mineros. ■: Área estudiada.

2.1. Estratigrafía

De muro a techo la sucesión es la siguiente:

Secuencia preordovícica (VILLAR, 1990):

- *Esquistos de Villalcampo*: cuarzoesquistos y esquistos micáceos con intercalaciones de metagrauvas y niveles decimétricos de rocas calcosilicatadas.
- *Neises de Villadepera*: neises porfídicos de grano fino del tipo *Ollo de Sapo* (QUIROGA, 1977) con intercalaciones de niveles finos de cuarcitas blancas.

Secuencia paleozoica (VACAS y MARTINEZ-CATALAN, 1987):

Se sitúa discordantemente sobre la serie anterior. El granito de Ricobayo intruye, aproximadamente, en esta discordancia, por lo que está separando dos dominios muy diferentes litológicamente.

Ordovícico:

- *Fm. Santa Eufemia*: alternancias de cuarcitas y esquistos de edad Tremadoc-Arenig.
- *Fm. Peña Gorda*: bancos de cuarcita potentes y esquistos. Son las cuarcitas del tipo armónico, datadas como Arenig.
- *Fm. Villafior*: gradualmente desde las cuarcitas anteriores se pasa a pizarras arenosas y pizarras oscuras con pirita singenética, de edad Llanvirn-Llandeilo.
- *Fm. Campillo*: pizarras negras y areniscas verdosas, de edad Caradoc-Ashgill.

Silúrico-Devónico:

- *Fm. Manzanal del Barco*: es una formación muy heterogénea, en la que VACAS (1985) ha distinguido cuatro tramos: uno vulcanodetrítico, otro de pizarras abigarradas, liditas y calizas, otro cuarcítico y, finalmente, uno de pizarras y liditas. Es posible que su edad sea Llandovery Medio a Wenlock Superior.
- *Fm. Almendra*: principalmente formada por pizarras con calizas y calcoesquistos. Está datada como Devónico Inferior por crinoideos en las calizas (QUIROGA, 1976).

— *Fm. San Vitero*: alternancias grauváquico-pelíticas con abundantes cambios de facies. ANTONA (1989) relaciona estas facies con las *Culm* centroeuropeas y lo interpreta como una formación sinorogénica.

2.2. Tectónica

Algunos autores citan la existencia de deformaciones de edad prehercínica en este área (OENG IN SOEN, 1970; FERRAGNE, 1972; MEERBEKE et al., 1973; MARTINEZ-GARCIA, 1973; ALDAYA et al., 1973). Pero los trabajos más recientes (VACAS, 1985; VACAS & MARTINEZ-CATALAN, 1987; ANTONA, 1989; VILLAR, 1990; GONZALEZ-CLAVIJO, 1990) no identifican deformaciones anteriores a la primera fase hercínica, si exceptuamos la existencia de la discordancia sárdica.

En esta región la orogenia hercínica es polifásica, siendo el esquema de fases, en sus rasgos más generales, el mismo que en todo el dominio norte de la Zona Centro Ibérica (DIEZ-BALDA et al., 1990).

La fase 1 forma pliegues con ejes de dirección NO-SE y vergentes al NE. Presenta una foliación tectónica de plano axial penetrativa que es la dominante en la región.

La fase 2 origina cabalgamientos y zonas de cizalla dúctiles subhorizontales, con sentido de movimiento del bloque cabalgante aproximadamente hacia el E, que llevan asociado un clivaje de crenulación, así como rocas de falla tanto de carácter dúctil como frágil. Durante esta fase se emplazarían los complejos básicos polimetamórficos de Morais y Bragança, en el NE de Portugal, muy próximos a esta zona.

La fase 3 ocasiona pliegues suaves y homoaxiales con los de la fase 1, pero con su plano axial subvertical, con un clivaje de crenulación asociado y provocando figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967), es decir, pliegues en gancho.

En el macizo de El Sayago LOPEZ-PLAZA (1982) ha identificado suaves plegamientos de esta fase. Esta es, además, la responsable de las grandes estructuras cartografiadas de la región, como el sinforme de Alcañices al norte del granito de Ricobayo y el antiforame de Villadepera al sur del mismo.

Finalmente se producen estructuras de desgarre, unas subverticales con direcciones NO-SE y otras NE-SO, que podrían considerarse conjugadas.

También se han identificado en toda la zona, si bien predominantemente en el macizo de *El Sayago* (LOPEZ-PLAZA, op. cit.), bandas de cizalla subverticales con carácter dúctil-frágil, a las que están asociadas diferentes tipos de rocas de falla (milonitas, ultramilonitas, filonitas, milonitas S-C, brechas, etc.). Estas estructuras presentan un sistema conjugado, con direcciones NO-SE las de sentido dextro y ENE-OSO las de sentido dextro y ENE-OSO las de sentido senestro. Su edad es claramente postfase 2 ya que afectan a los cuerpos intrusivos tardifase 2, pero su relación temporal con la fase 3 no ha sido establecida aún, si bien el esquema de esfuerzos que genera estos desgarres sería similar al que genera los pliegues de la fase 3.

Una de estas bandas de cizalla, de dirección NO-SE y sentido dextro, denominada cizalla de Villalcampo (GONZALEZ-CLAVIJO, 1990), afecta al granito de Ricobayo y al antiforame de Villadepera, y es la que controla estructuralmente las mineralizaciones auríferas de Pino.

2.3. Metamorfismo

El grado de metamorfismo es diferente a ambos lados del plutón de Ricobayo. Al N, en el sinforme de Alcañices, el metamorfismo regional es de grado bajo, sin llegar a la isograda de la biotita. Al S, en el antiforame de Villadepera, el grado es más alto, desde la zona de la biotita hasta la de la estauroilita-sillimanita.

Superpuesto a este patrón de metamorfismo regional se dispone el metamorfismo de contacto ocasionado por el granito de Ricobayo. En el borde N es muy evidente, dando lugar al crecimiento de grandes cristales de andalucita que engloban al clivaje de crenulación de fase 2. En el borde S es más difícil de reconocer, por afectar a materiales de mayor grado metamórfico regional. VILLAR (1990) identifica cristales de biotita postfase 2 ocasionados por el metamorfismo de contacto.

2.4. Plutonismo

El cuerpo que presenta las mineralizaciones es

el que hemos denominado plutón de Ricobayo. Existen en la zona otros cuerpos intrusivos, como el granito de Villalcampo-Carbajosa y los granitos del macizo de El Sayago, que no van a ser descritos aquí, centrándose únicamente en el que presenta las mineralizaciones, el granito de Ricobayo.

El plutón de Ricobayo es un cuerpo alargado de unos 150 Km², con una longitud mayor de 30 Km. Presenta varias facies, si bien la dominante es un granito de dos micas, inequigranular y con texturas cataclásticas y protomiloníticas; como minerales principales tiene cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita (fuertemente cloritizada); como accesorios apatito, rutilo, turmalina, sillimanita y opacos (FERNANDEZ-TURIEL, 1987). En ocasiones esta facies es moscovítica o predominantemente moscovítica.

En relación espacial con el sector que presenta las mineralizaciones existen pequeñas zonas de leucogranitos con granate y sillimanita.

En el sector centro-occidental existe una facies de granito biotítico con cordierita y en el borde occidental se presenta un cuerpo de diorita anfibólica en las proximidades de la localidad de Moveros. Existen otros pequeños apuntamientos dioríticos dentro del granito, uno de ellos de muy poca extensión superficial en las proximidades de Pino.

FERNANDEZ-TURIEL (1987) describe una serie de procesos de alteración tardi-postmagmáticos y su sucesión temporal en el siguiente orden:

- Microclinización de las plagioclasas y de los feldespatos potásicos.
- Cloritización de las biotitas.
- Moscovitización de los feldespatos potásicos, de las biotitas y de las cloritas.
- Albitización de los feldespatos potásicos.
- Turmalinización, entendida como la génesis de turmalinas (sic.).

En nuestra opinión, algunos de estos procesos, como la cloritización y la moscovitización, pueden estar relacionados con el metamorfismo retrogrado que sufre el granito al deformarse en las bandas de cizalla.

Por otro lado, la presencia de cristales de anda-

lucita generados durante el metamorfismo de contacto en el encajante norte, englobando el clivaje de crenulación de fase 2, implica que la intrusión es al menos postfase 2, no habiendo podido establecer claramente la relación con la fase 3.

3. LA CIZALLA DE VILLALCAMPO

De las bandas de cizalla subverticales que se citaron antes, nos interesa especialmente la denominada de Villalcampo, por ser esta estructura, de tamaño e importancia regional, la que controla las mineralizaciones estudiadas.

Se exponen a continuación las características más importantes de esta estructura, fundamentales para la comprensión de los apartados siguientes:

3.1. Geometría

La cizalla de Villalcampo tiene una dirección N 135° E y se dispone subvertical, presentando una lineación mineral de estiramiento subhorizontal, por lo que la superficie topográfica coincide aproximadamente con el plano XZ del elipsoide de deformación, permitiendo una adecuada observación de las estructuras de falla y de los indicadores cinemáticos desarrollados dentro de la estructura. Todos estos indicadores, tanto microscópicos como macroscópicos, indican un sentido de movimiento dextro.

Su anchura es de unos 2 a 3 kilómetros y se puede observar en una longitud de unos 40 Km, desde el pueblo de Villalcampo hasta que se oculta en el SE bajo los materiales terciarios de la cuenca del Duero. En su extremo NO la banda termina tras ramificarse a partir de Villalcampo.

El comienzo de esta ramificación coincide con el cambio litológico que se presenta al afectar a los granitos del plutón de Ricobayo, donde además de ramificarse, se curva en el sentido horario, tomando direcciones sus ramas de hasta N 160° E y formando un abanico distensivo.

Parece, pues, que el cambio en las condiciones reológicas de las rocas afectadas colabora en la formación de este abanico distensivo. Esta disposición respecto de los materiales intrusivos

se presenta en otras mineralizaciones auríferas controladas por bandas de cizalla en diferentes partes del Globo (COLVINE, 1989).

3.2. Cinemática

Como ya se ha descrito anteriormente, el sentido del movimiento es dextro. Los criterios son numerosos: estructuras S-C, clivaje de crenulación extensional, clivaje estacionario, peces de micas, microplegues intrafoliares, asimetría de la fábrica de los ejes $\langle c \rangle$ de los cristales de cuarzo, etc.

La magnitud del desplazamiento se ha calculado por diferentes métodos. Uno de ellos ha sido su mar el valor de los desplazamientos sucesivos que el contacto norte del plutón sufre por efecto de las ramas del abanico final de la cizalla, dando un valor de 3.750 m. Otro ha sido calcular el valor mínimo del coeficiente de deformación por cizalla (ϵ) que, siguiendo las fórmulas de RAMSAY (1967), da $\epsilon = 1,55$. Este valor, para la anchura observada de 2 a 3 Km, da desplazamientos relativos similares a los antes obtenidos (GONZALEZ-CLAVIJO, 1990). Estos desplazamientos son del mismo orden de magnitud que los que OSMANI et al. (1989) citan en mineralizaciones estructuralmente similares del Escudo Canadiense.

3.3. El abanico distensivo

La terminación noroeste forma, como se ha visto, un abanico o *horse tail*, con el que la estructura acaba en ese extremo.

Dentro de esta zona extensiva se han cartografiado dos grupos de estructuras de cizalla subordinadas (fig. 2), ambos senestros, subverticales y con lineación de estiramiento mineral subhorizontal.

El primero de estos grupos tiene una dirección media N 68° E, se sitúa en el borde externo del abanico (convexo) y presenta abundantes milonitas brechificadas. Estas estructuras indican un ambiente distensivo, ya que dentro y a lo largo de ellas intruyen diques de cuarzo y de rocas básicas; llevan asociadas zonas de alteración hidrotermal y son las portadoras de las mineralizaciones auríferas de Pino.

El segundo grupo tiene una dirección media N 108° E y desarrolla principalmente milonitas *sensu stricto* (foliadas) y ultramilonitas. Estas estructuras se desarrollan en la parte interna (cóncava) del abanico.

Además de estas estructuras, existe un grupo de filones de cuarzo de dirección N 42° E que está espacialmente relacionado con este abanico distensivo.

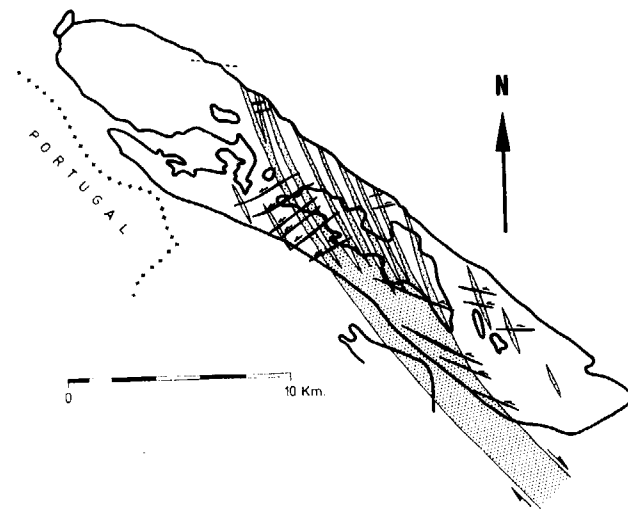


Figura 2.—Disposición en *cola de caballo*, a escala cartográfica, de la terminación noroeste de la banda de cizalla dextra de Villalcampo. Se han representado las bandas de cizalla senestras de segundo orden que forman dos grupos: uno situado en la parte cóncava del arco descrito por la cizalla de Villalcampo (con una dirección media N 108° E) y otro situado en la parte convexa de dicho arco (con una dirección media N 68° E). Este último grupo de cizallas senestras es el que controla estructuralmente las mineralizaciones auríferas de Pino.

4. AREA DE PINO

Dentro del contexto regional antes descrito, las mineralizaciones de Pino se sitúan en la parte central del borde sur del plutón de Ricobayo.

Las unidades litológicas predominantes están constituidas por granito de dos micas y granito con granate y sillimanita. Localmente, y con más frecuencia hacia el norte del área estudiada, aparecen materiales metamórficos, dispuestos a modo de *roof pendant*, que consideramos asimila-

bles a la secuencia aflorante en la antiforma de Villadepera, al sur del plutón (fig. 1).

Este conjunto litológico está afectado por las bandas de cizalla senestras N 68° E y por procesos de alteración hidrotermal.

En la zona de Pino existen vestigios de una actividad minera antigua, posiblemente romana, como lo atestiguan numerosos pocillos de lavado de mineral sobre afloramientos graníticos. Las labores de explotación son, en general, de poca entidad —pozos, zanjas, calicatas y pequeñas cortas— sin evidencias claras de galerías y trabajos subterráneos.

4.1. Las estructuras mineralizadas

Como se ha expuesto anteriormente, estos indicios mineros se sitúan en bandas de cizallas menores subverticales, de dirección media N 68° E, de movimiento senestro, asociadas al abanico distensivo terminal de la cizalla regional de Villalcampo (fig. 2).

Se han distinguido ocho estructuras principales, que pueden alcanzar un desarrollo longitudinal de más de 1 Km y una anchura de decenas de metros (fig. 1), cubriendo un área de 6 × 3 Km.

En estas estructuras se presentan diferentes tipos de rocas de falla, predominando las milonitas S-C del tipo I (LISTER & SNOKE, 1984) en los materiales intrusivos y las milonitas S-C del tipo II (LISTER & SNOKE, 1984) en los materiales metamórficos. Las milonitas *sensu stricto*, es decir, foliadas, adquieren menos desarrollo y sus fragmentos son el tipo de clasto más abundante en las brechas existentes en las estructuras, que son otro de los tipos de roca características de las mismas. Dichas brechas también presentan fragmentos de otras rocas de falla y de cuarzo. Las ultramilonitas, aunque presentes, son escasas, y no han sido identificadas blastomilonitas. Aunque todas estas rocas se presentan en conjunto con una morfología de bandas, con sus bordes relativamente netos, pueden desarrollarse en ellos protocataclitas, que reflejarían un paso gradual de las rocas deformadas a las indeformadas.

En las bandas de cizalla descritas, la deformación afecta tanto al intrusivo como a las rocas encajantes y se distribuye irregularmente, pu-

diendo formar sub-bandas que se anastomosan, englobando volúmenes de roca fusiformes relativamente indeformados, en ocasiones protocataclíticos. La distribución de los diferentes tipos de rocas de falla, antes citados, también es muy irregular, como puede verse en el bloque diagrama de la figura 3. En este esquema se puede observar en las bandas la presencia de rocas básicas y venas de cuarzo, intruidas a lo largo de ellas, que en ocasiones no son un único cuerpo, sino un conjunto de venillas entrecruzándose.

Es importante destacar que las rocas y estructuras de carácter predominantemente frágil (brechas, venas de cuarzo relleno de fracturas, etc.) tienden a situarse en el núcleo de las bandas.

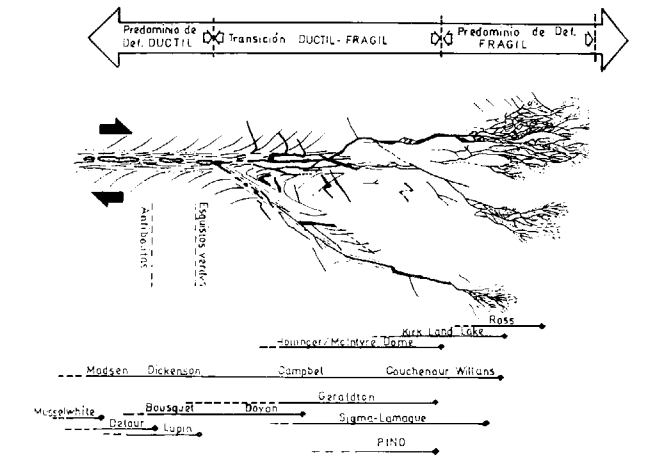


Figura 3.—Esquema de la geometría de las bandas de cizalla mineralizadas de carácter dúctil-frágil. Se ha reflejado la existencia de masas de roca fusiformes sin deformar dentro de la zona deformada y de rocas metamórficas (*roof pendants*) afectadas por la deformación.

4.2. Las alteraciones

En torno a las zonas brechificadas y con venas de cuarzo y alcanzando unos valores máximos de decenas de metros, se producen alteraciones de la roca encajante que están directamente relacionadas con la deformación. Consisten fundamentalmente en silicificación, potasificación, sericitización y, localmente, cloritización. La distribución espacial de estas alteraciones es muy irregular, afectando tanto a las rocas muy deformadas como a las escasamente deformadas (protocataclitas) que bordean las estructuras intensamente deformadas (ver fig. 3).

Basándonos en el estudio microscópico realizado se describen las siguientes alteraciones:

Silicificación.—Puede afectar a toda la roca, la cual queda transformada en un agregado de cuarzo alotriomorfo, con formas ameboides, en el que se pueden apreciar fantasmas de cristales primarios (fundamentalmente de feldespato). En las rocas más deformadas (milonitas) es a veces difícil discriminar el cuarzo procedente de la silicificación del originado por la recristalización ligada a la deformación milonítica.

En las observaciones de campo, y en los estudios microscópicos, se pone de manifiesto que la silicificación es la alteración más importante, tanto por su intensidad como por su presencia a lo largo de las estructuras y en torno a ellas.

Potasificación.—Esta alteración siempre va ligada a la silicificación y ambas son más intensas en las zonas de mayor deformación. Se caracteriza por la presencia de feldespato potásico, junto con el cuarzo, tanto en fracturas como en sustitución de otros silicatos de la roca, fundamentalmente plagioclasas, observándose una continuidad entre estas dos modalidades de potasificación. En las rocas con deformación dúctil intensa, la potasificación está representada por una impregnación general, y a veces bandeada, de agregados finos feldespáticos.

En escasas muestras se ha observado, junto con las dos alteraciones antes descritas, la presencia de agregado de tamaño microcristalino de color marrón rojizo y naturaleza probablemente biotítica.

Sericitización.—Está claramente ligada a la silicificación, aunque no se ha visto en relación con la potasificación. Se presenta en discontinuidades de la roca, ya sea en fracturas abiertas y concordantes con la foliación milonítica, en las que tapiza los bordes en torno al cuarzo de relleno, ya sea en los planos C y superpuesta a la silicificación, o como bandas de sericita que cortan transversalmente a la foliación milonítica.

Cloritización.—En algunas rocas fracturadas se ha encontrado un fenómeno de cloritización, en el que la clorita rellena las fracturas principales y secundarias y llega a ocupar los espacios intergranulares (cloritización penetrativa), pero siempre en proximidad a las zonas de debilidad. Asimismo, en una muestra, se ha observado la presencia de pequeños cristales idiomorfos de gra-

nate tapizando el borde de las venillas de cuarzo y ligados a la cloritización. Esta cloritización es diferente de la que presentan las biotitas en las rocas deformadas de las bandas de cizalla, como ya se ha visto al hablar de los materiales plutónicos.

Esta alteración sólo se ha detectado en dos indicios mineros que se separan de la tendencia general, ya que presentan esfalerita y encajan en metasedimentos o en el granito muy cerca del contacto con estas rocas.

En resumen, se puede decir que en cuanto a la intensidad y de mayor a menor, los procesos observados son: silicificación, potasificación, sericitización y cloritización. Y las asociaciones que se han visto son:

silicificación - potasificación
silicificación - sericitización
silicificación - cloritización

No ha podido definirse un zonado de las alteraciones ni una secuencia temporal de las mismas.

4.3. Las mineralizaciones

La mineralización es fundamentalmente de arsenopirita, escorodita (secundaria), pirita y oro nativo, y localmente hay además calcopirita, esfalerita y magnetita. Se presenta de forma discontinua dentro de las estructuras y está siempre ligada a las alteraciones.

Del estudio de probetas pulidas y láminas delgadas se han podido destacar las siguientes características:

Arsenopirita.—Es el mineral metálico más abundante. Se presenta:

- En cristales idiomorfos por remplazamiento metasomático de cristales preexistentes. Se desarrollan a partir de discontinuidades en la roca como son las existentes entre los clastos de las rocas cataclásticas, los planos de la foliación milonítica y las venas tardías rellenas de cuarzo (foto 4).
- En cristales idiomorfos en la matriz de las brechas de fragmentos miloníticos (foto 5 b).
- En pequeños cristales recrecidos sobre las caras de cristales de arsenopirita previos (foto 5 c).

- En cristales fragmentados dentro de los clastos de rocas miloníticas que forman las brechas (foto 5 a).
- En cristales fragmentados dentro de microlitones con formas subredondeadas y rodeados por una foliación milonítica incipiente (foto 3).
- En cristales deformados que se disponen formando un bandeado paralelo a la foliación milonítica de la roca (planos C) y en ocasiones formando sigmoides (planos S) (fotos 1 y 2).

Es muy frecuente observar a este mineral alterado supergénicamente a escorodita, especialmente en los cristales fracturados.

Pirita.—Es mucho menos abundante que la arsenopirita, y se presenta sola o en relación con ésta. Habitualmente rellena fracturas posteriores a la arsenopirita, siendo sus cristales idiomorfos de hábito dodecaédrico, a veces zonados y de menor tamaño que los de arsenopirita. Con frecuencia se encuentra alterada supergénicamente a hidróxidos de hierro (lepidocrocita y goetita).

Oro.—Se ha localizado oro nativo en cuatro muestras, presentando un tamaño muy fino, siendo el grano de mayor tamaño de unas 20 micras (foto 6).

5. SUMARIO

La relación de estas mineralizaciones con bandas de cizalla había sido establecida por REYES y JIMENEZ BENAYAS (1988). Un estudio más detallado posterior relacionó estas bandas con la estructura regional de Villalcampo, y en concreto con el abanico distensivo desarrollado en su extremo noroeste (GONZALEZ-CLAVIJO, 1990).

De las observaciones realizadas en los 28 indicios mineros estudiados, tanto macroscópica como microscópicamente, y del reconocimiento de las estructuras de deformación mineralizadas, se ha podido deducir un modelo general válido para todas las mineralizaciones del área de Pino.

Según este modelo, cuya geometría se refleja en el esquema de la figura 3, tanto la alteración como la mineralización tienen una relación directa con la deformación en estado sólido dentro

de las bandas de cizalla. Los fluidos mineralizantes utilizan como vía de acceso las discontinuidades y fracturas ocasionadas durante el proceso de deformación, aunque en ocasiones éste sea muy incipiente (protocataclasitas), presentando en este caso el aspecto de una diseminación de sulfuros en la roca.

Cuando la deformación de la roca es más intensa y se desarrollan estructuras miloníticas, la mineralización y la alteración se disponen en los planos de la foliación milonítica y son penetrativas a partir de ellos. Al proseguir la deformación los minerales metálicos se deforman y forman parte del bandeado y de las estructuras miloníticas (fotos 1 y 2). Y cuando la deformación tiene un carácter más frágil (con desarrollo de brechas), tanto la alteración como la mineralización se disponen en las fracturas y en la matriz que cementa dichas brechas.

Hay que destacar que no siempre las rocas deformadas presentan mineralización y alteración, pues como se ha visto antes, la distribución de ambas dentro de las estructuras es muy irregular.

Las observaciones macroscópicas de campo tienen fiel reflejo en los estudios de láminas delgadas y probetas pulidas, donde se ha podido identificar una compleja historia de la deformación y de su mineralización asociada. Se han visto milonitas brechificadas en un proceso frágil y cementadas por una matriz silíceo de grano fino que posteriormente adquiere una foliación y forma estructuras S-C, estando fracturado este conjunto más tardíamente y presentando mineralización de sulfuros en todas las fases descritas.

Se han observado cristales de arsenopirita deformados que forman sigmoides con sus fragmentos, pues se comportan de un modo frágil, aunque los cristales de cuarzo que los envuelven se comporten dúctilmente en el mismo proceso (ver fotos 1 y 2).

Interpretamos esta compleja evolución como una recurrencia de mecanismos de deformación, dúctiles y frágiles, que se repiten de un modo cíclico, de acuerdo con el concepto que SIBSON (1977) denomina *bombeo sísmico*.

Este ciclo comenzaría con un comportamiento dúctil, y la presencia de fluidos hidrotermales en la roca provocaría un aumento de la presión de fluidos (Pf) ocasionando, para las mismas condi-

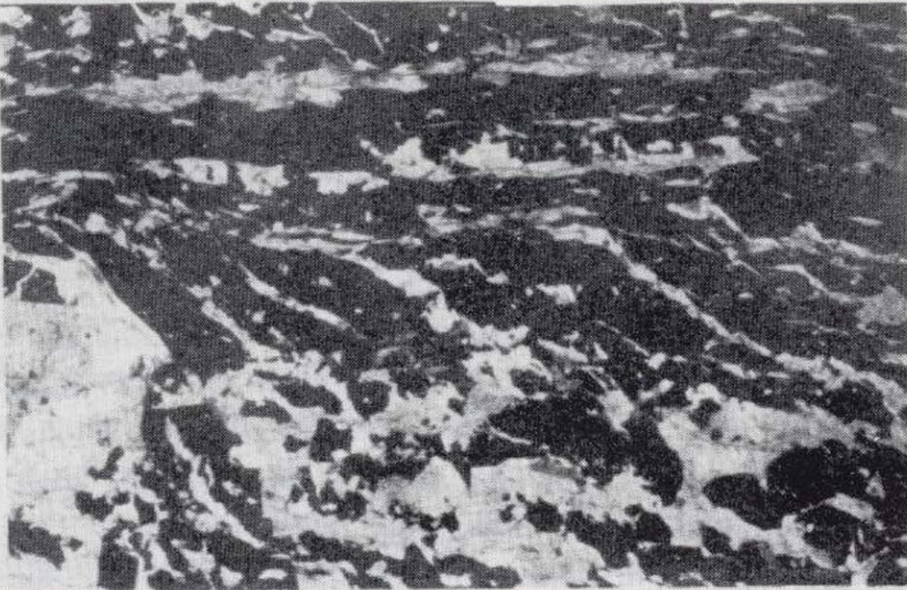


Foto 1

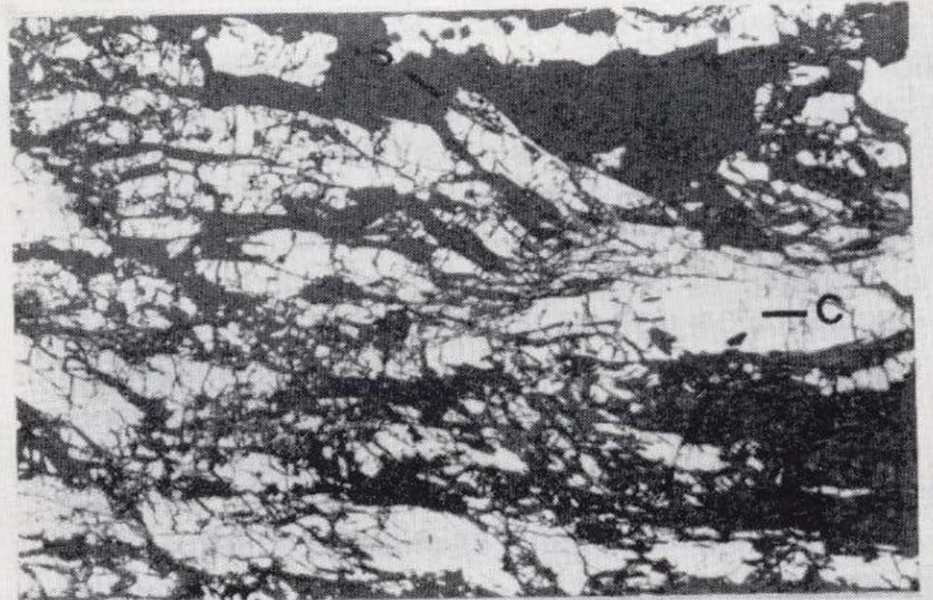


Foto 2

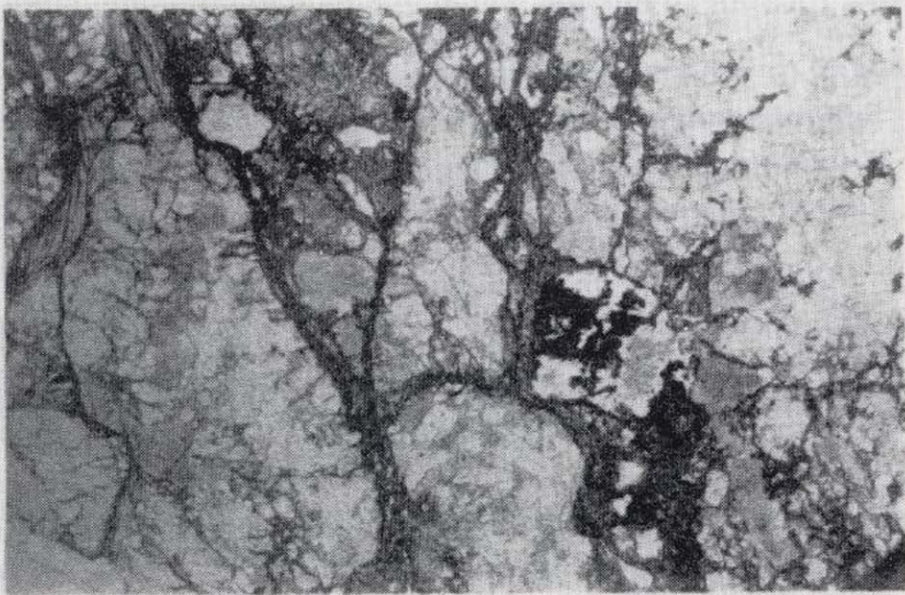


Foto 3

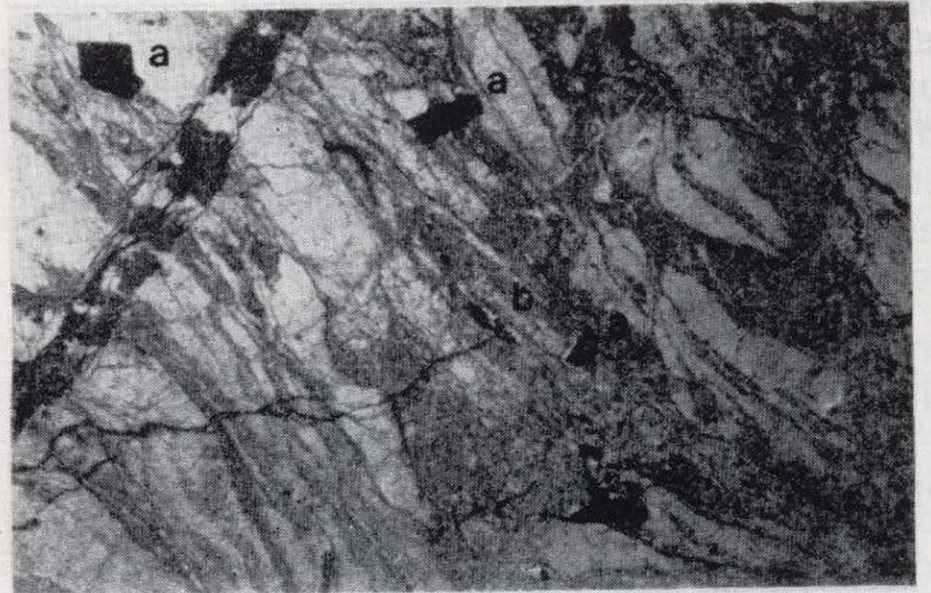


Foto 4

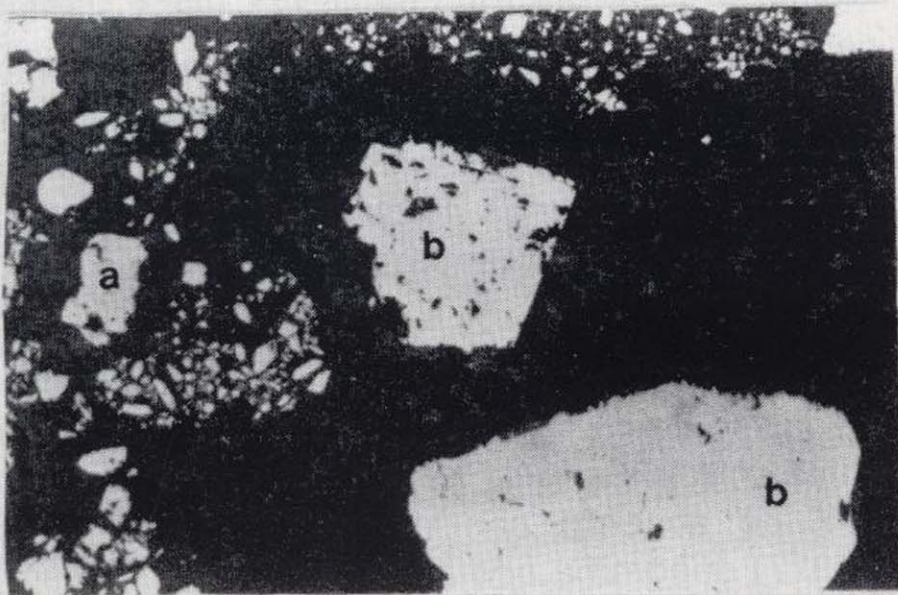


Foto 5

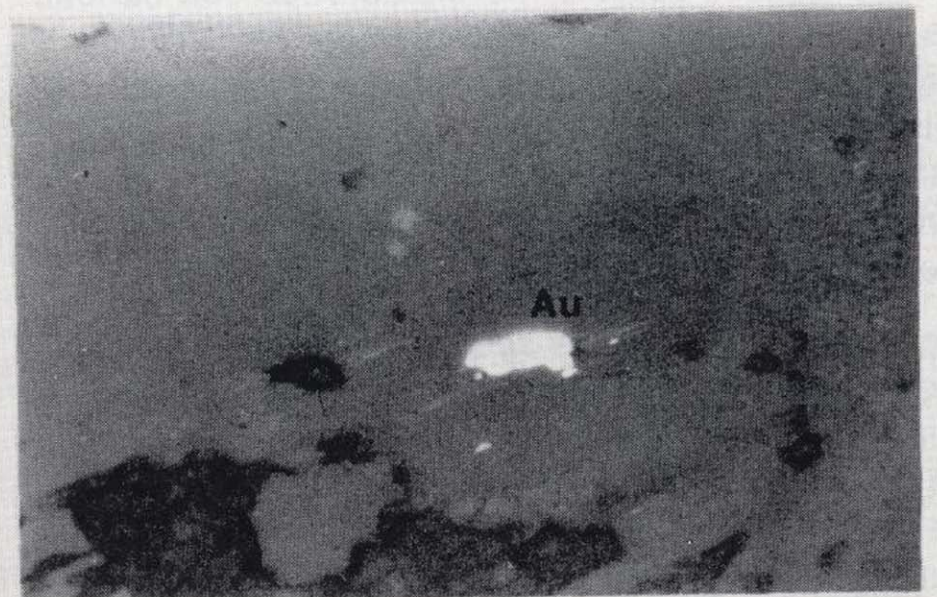


Foto 6



Foto 1

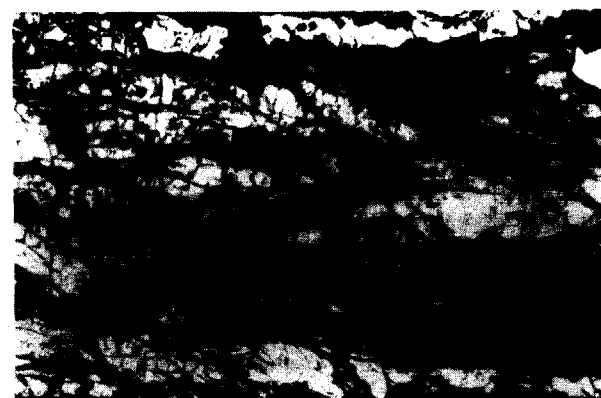


Foto 2



Foto 3



Foto 4

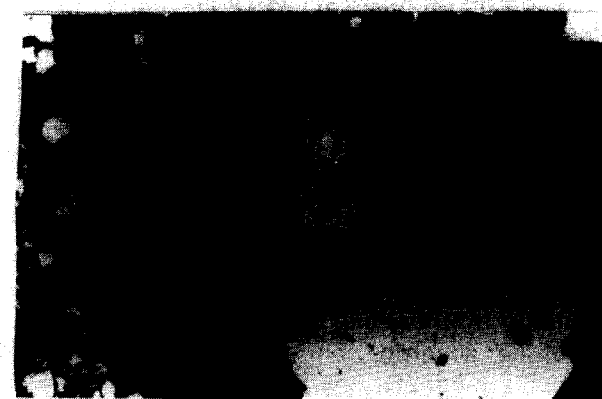


Foto 5



Foto 6

ciones de deformación, un comportamiento frágil de la misma, dando lugar a una brechificación de la roca. El aumento de la permeabilidad ocasionado por la brechificación permitiría el escape de los fluidos y una disminución de la Pf en la roca, con el consecuente retorno a las condiciones dúctiles de la misma. Estos mismos fluidos mineralizantes sellarían la brecha y rellenarían las fracturas, cerrando las vías de escape de fluidos y ocasionando un nuevo aumento de la Pf que permitiría que el ciclo dúctil-frágil comenzara de nuevo, aunque se mantuvieran constantes las condiciones de la deformación.

Este mecanismo es muy fértil y permitiría alcanzar concentraciones relativamente importantes a partir de elementos muy escasos como el oro, y ha sido invocado para explicar mineralizaciones auríferas en abanicos extensionales de zonas de cizalla de carácter dúctil-frágil en el Escudo Canadiense (BURSNALL, 1989; HODGSON, 1989; KERRICH, 1989).

En nuestra opinión, el modelo propuesto por COLVINE (1989) para depósitos de oro de edad Arcaica y controlados por bandas de cizalla, basado fundamentalmente en la provincia del Lago Superior del Escudo Canadiense (fig. 4), es aplicable a estas mineralizaciones y a otras de sec-

tores de la Zona Centro Ibérica próximos a Pino. Dentro del modelo propuesto por este autor, las mineralizaciones auríferas de Pino corresponderían a la parte alta de la zona de transición dúctil-frágil. Únicamente la edad, Paleozoico frente Arcaico, diferencia las mineralizaciones aquí descritas de las estudiadas por COLVINE (op. cit.) para establecer su modelo.

Aunque en las escasas muestras en que se ha identificado oro, éste se encuentra libre y nunca en la arsenopirita, creemos que no hay datos suficientes para excluir la posibilidad de que se halle también en los sulfuros. Los datos analíticos de que disponemos tampoco aclaran esta cuestión, pero el hecho de que todas las muestras analizadas den valores significativos de oro, hace pensar que éste pudiera tener un tamaño submicroscópico, ya en estado libre, ya con la arsenopirita o la pirita, y explicaría que al microscopio sólo se haya detectado oro en cuatro muestras.

De todo este esquema de mineralización propuesto se apartan los indicios situados en los materiales metamórficos y los que están en el granito, pero ocupando posiciones muy próximas al encajante metamórfico. Únicamente en ellos se presenta cloritización y hay esfalerita. No obstan-

Foto 1.—Lámina delgada con abundancia de minerales opacos —todos ellos arsenopirita— que definen sigmoides en la parte central y un bandeado en la parte inferior que es paralelo a la foliación milonítica de la roca. La arsenopirita se ha deformado frágilmente dentro de una roca que se ha deformado dúctilmente y los fragmentos de los cristales de sulfuro forman parte de las estructuras típicamente dúctiles de la roca. N //.

Foto 2.—Un aspecto con luz reflejada de la misma muestra de mano que la foto 1. Se puede observar cómo los sigmoides y las bandas están formados por fragmentos de cristales de arsenopirita y cómo dentro de la banda inferior se identifican algunos sigmoides menores que, como los mayores, indican un sentido senestro de movimiento. N //.

Foto 3.—Roca protomilonítica en la que se observa cómo las bandas, en las que se concentra principalmente la deformación, se disponen irregularmente y se anastomosan, rodeando grupos de cristales menos deformados (microlitones). En alguna de estas bandas se pueden ver peces de mica. En uno de los microlitones se observan fragmentos de un cristal de un mineral opaco, indicando que hubo una deformación dúctil posterior al episodio mineralizante que ocasionó dicho cristal. Luz transmitida. N //.

Foto 4.—Milonita con foliación bien desarrollada en la que destacan: a) cristales de minerales opacos tardíos (arsenopirita), ya que no están deformados y han crecido borrando la textura milonítica de la roca. Paralelos a la foliación, y de menor tamaño, se pueden ver; b) otros granos de minerales opacos que son cristales de arsenopirita deformados. Luz transmitida. N //.

Foto 5.—Probeta pulida en la que se observan varios episodios mineralizantes de arsenopirita. a) Hay cristales pequeños y fracturados que forman parte de los clastos de la brecha. b) Otros cristales mayores e idiomorfos han crecido posteriormente en la matriz. c) Sobre sus caras ha crecido una nueva generación de pequeños cristales de arsenopirita. Luz reflejada. N //.

Foto 6.—Aspecto con luz reflejada del grano de oro de mayor tamaño (20 micras) localizado en el estudio microscópico. N //.

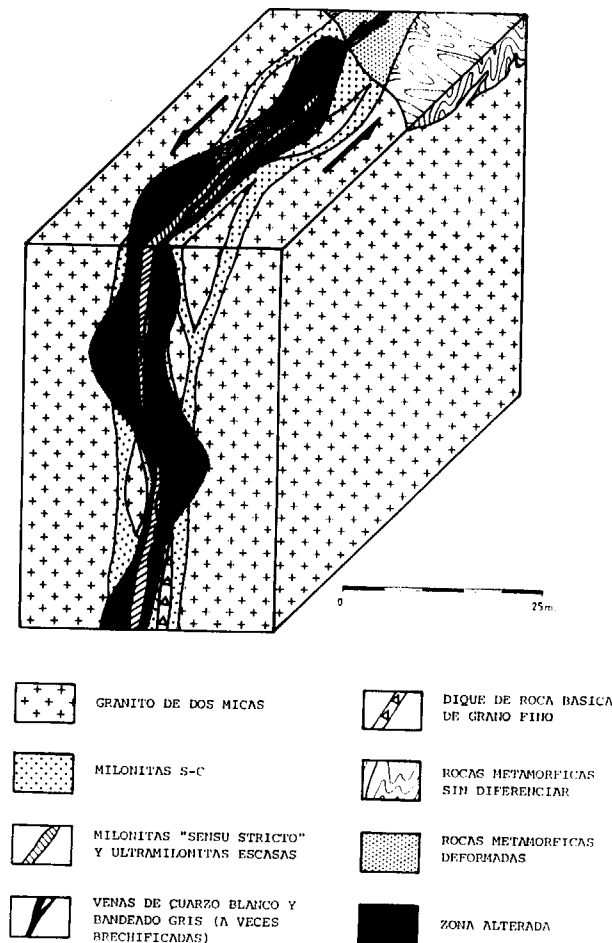


Figura 4.—Modelo deposicional de COLVINE (1989) para yacimientos de oro arcaicos, mostrando el cambio progresivo en el estilo de la mineralización con el aumento de la profundidad. Varios depósitos, señalados a la derecha, han sido usados para construir el modelo. La mineralización paleozoica de Pino ha sido situada en el esquema.

te, en ellos han sido observadas sucesivas deformaciones de carácter dúctil y frágil, de igual tipo que las situadas dentro del granito.

6. CONCLUSIONES

— Las mineralizaciones auríferas de Pino están controladas estructuralmente por bandas de cizalla de carácter dúctil-frágil, subverticales y senestras, de dirección N 68° E, que se disponen en relación con el abanico distensivo

con el que termina de la cizalla regional de Villalcampo en su extremo noroccidental.

- Este abanico distensivo se desarrolla principalmente sobre los materiales intrusivos del plutón de Ricobayo.
- La mineralización y la alteración son sincrónicas con la deformación y el enriquecimiento mineral se produce por el mecanismo de bombeo sísmico (SIBSON, op. cit.).
- La mineralización y alteración asociadas presentan una morfología y distribución muy irregular a lo largo de las estructuras.
- La intensidad de la deformación y la intensidad de la alteración están directamente relacionadas.
- El oro se encuentra en estado libre, pero no se excluye la posibilidad de que vaya ligado a la arsenopirita u otros sulfuros.
- Los datos analíticos revelan valores significativos de oro en todas las bandas de cizalla estudiadas.

AGRADECIMIENTOS

A la Junta de Castilla y León, y en especial a José María García Marcos, por la información facilitada de un modo totalmente desinteresado, y por habernos permitido utilizar su almacén de testigos de sondeos en Salamanca con total libertad.

A Juan Carlos Sirvent por sus expertos consejos y asesoramiento en los trabajos de campo.

A los doctores Martínez Catalán, Díez Balda y Álvarez del Departamento de Geología de la Universidad de Salamanca, por su apoyo y sugerencias en la resolución de los problemas estructurales planteados durante la realización de este trabajo.

A Javier Fernández Ruiz, por su revisión crítica de este manuscrito.

REFERENCIAS

ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ-LODEIRO, F.; IGLESIAS M.; MARTINEZ-CATALAN, J. R., y MARTINEZ-GARCIA, E. (1973): *Presencia de una nueva fase de deforma-*

ción, probablemente prehercínica, en el noroeste y centro de la Península Ibérica. Stvd. Geol. Salman., 6, pp. 29-48.

ANTONA, J. F. (1989): *Interpretación de la formación «San Vitero» en relación con la deformación hercínica. Análisis de la deformación del sinclinal de Alcañices (área de Dómez).* Tesis de licenciatura. Univ. de Salamanca, 73, pp.

BURSNALL, J. T. (1989): *Review of mechanical principles, deformation mechanisms and shear rocks.* In: Mineralization and shear rocks. Geol. Assoc. Canada Short Course notes, v. 6, pp. 1-27.

COLVINE, A. C. (1989): *An Empirical Model for the Formation of Archean Gold Deposits: Products of Final Cratonization of the Superior Province.* In: The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988. Eco. Geol. Monograph, 6, pp. 37-53.

DIEZ-BALDA, M. A.; VEGAS, R., y GONZALEZ-LODEIRO, F. (1990): *Structure of the Central Iberian Zone.* In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Dallmeyer, R. D., y Martínez-García, E., ed. Springer-Verlag, Berlín, pp. 172-188.

FERNANDEZ-TURIEL, J. L. (1987): *Aspectos geológicos y metalogenéticos del batolito de Ricobayo y complejo de Villaseco-Pereruela y sus mineralizaciones estanníferas asociadas (Zamora).* Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona, 307 pp.

FERRAGNE, A. (1972): *Le précambrien et le paléozoïque de la province d'Orense (Nord Ouest de l'Espagne).* Stratigraphie, tectonique-métamorphisme. Thèse. Univ. Bordeaux 1.

GONZALEZ-CLAVIJO, E. J. (1990): *Estudio geométrico y cinemático de la cizalla de Villalcampo (Zamora). Aplicación a la prospección minera.* Tesis de Licenciatura. Univ. de Salamanca, 98 pp.

HODGSON, C. J. (1989): *Pattern of mineralization.* In: Mineralization and shear zones. Geol. Assoc. Canada Short Course Notes, v. 6, pp. 51-58.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE L. (1972): *Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (1:1.000.000).* Inst. Geol. Min. Esp. Madrid.

KERRICH, R. (1989): *Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au Deposits.* In: Mineralization and shear zones. Geol. Assoc. Canada Short Course Notes, v. 6, pp. 129-198.

LISTER, G. S., y SNOKE, A. W. (1984): *S-C mylonites.* Jour. Struct. Geol., 6, pp. 617-638.

LOPEZ-PLAZA, M. (1982): *Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la Penillanura Salmantino-Zamorana.* Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca, 332 pp.

MARTINEZ-GARCIA, E. (1973): *Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria (provincias de Zamora, León y Orense, NO de España).* Stvd. Geol. Salman., 5, pp. 7-106.

MEERBEKE, G. L. E. van; HILGEN, J. D., y FLOOR, P. (1973): *Preliminary results of the investigation of the Central Galician Schist area (pro. Orense and Pontevedra, NW Spain).* Leidse Geol. Meded., 49, pp. 33-37.

OENG ING SOEN (1970): *Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal.* Bol. Geol. Min., 81, pp. 271-398.

OSMANI, I. A.; STOTT, G. M.; SANDBORN-BARRIE, M., y WILLIAMS, H. R. (1989): *Recognition of regional shear zones in South Central and Northwestern Superior Province of Ontario and their economic significance.* In: Mineralization and shear zones. Geol. Assoc. Canada Short Course Notes, v. 6, pp. 199-218.

QUIROGA, J. L. (1976): *Bosquejo geológico de los alrededores de Zamora.* Stvd. Geol. Salman., 10, pp. 97-102.

QUIROGA, J. L. (1977): *Sobre el «Ollo de Sapo» de Villadepera (Zamora) y su relación con el de Miranda do Duoro.* Stvd. Geol. Salman., 12, pp. 161-167.

RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and fracturing rocks.* Mc Graw-Hill Book Comp.

REYES, J. L., y JIMENEZ-BENAYAS, S. (1988): *Las mineralizaciones auríferas de Pino (Zamora).* VIII Cong. Inter. Min. y Metal., Oviedo, 1988, t. 6 (Área de Geología Aplicada), pp. 537-552.

SIBSON, R. H. (1977): *Fault rocks and fault mechanisms.* Jour. Geol. Soc. Lond., 133, pp. 191-213.

VACAS, J. M. (1985): *Estratigrafía y estructura del sinclinal de Alcañices en la zona de Manzanal del Barco.* Tesis de Licenciatura. Univ. de Salamanca.

VACAS, J. M., y MARTINEZ-CATALAN, J. R. (1987): *El sinforme de Alcañices en la transversal de Manzanal del Barco.* Stvd. Geol. Salman., 24, pp. 151-175.

VILLAR, P. (1990): *Estructura del antiformal de Villadepera (Zamora).* Tesis de Licenciatura. Univ. de Salamanca, 66 pp.

Original recibido: Noviembre de 1993.

Original aceptado: Enero de 1994.

AGUAS SUBTERRANEAS

Caracterización de los parámetros hidráulicos de la cobertera pérmica en el Horst del yacimiento carbonífero de Mina «La Camocha».

Por J. L. ARECES (*), J. L. TENAJAS (**), A. J. TORAÑO (*),
A. P. PIEREN (***), F. PENDAS (****) y R. RODRIGUEZ DIEZ (*)

RESUMEN

En la cobertera pérmica existente sobre el yacimiento carbonífero actualmente en explotación por Mina La Camocha, S. A., se localiza un acuífero multicapa con varios niveles claramente diferenciados. Por medio de diversas técnicas de estudio, se ha tratado de determinar los parámetros hidráulicos de estos materiales en varias localidades próximas a Gijón, con el fin de elaborar un esquema de funcionamiento hidráulico y estimar la posible influencia de este acuífero en las labores de explotación.

Palabras clave: Acuíferos, Hidrogeología, Minería del carbón, Ensayos hidrogeológicos.

ABSTRACT

Within the Permian cover overlying the carboniferous coalfield presently mined by Mina La Camocha, S. A., is located a multibed aquifer, whose layers are clearly differentiated. Using several techniques of approach to the problem, we attempted to find out the hydraulic parameters of the different stratigraphic layers in some sites close to Gijón (Asturias, Northern Spain). The purpose was to provide a scheme of the hydraulic operation and to study a possible influence of this aquifer in future mining operations.

Key words: Aquifer, Hydrogeology, Coal mining, Hydrogeological tests.

SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

El área Paleozoica sobre la que se depositaron los materiales mesozoicos que nos ocupan, se halla en la Zona Cantábrica (norte de España) y al este del antiforme del Narcea, constituyendo el extremo norte de la denominada *Región de Pliegues y Mantos*, tal y como se ha reflejado en la figura 1, con inclusión de las labores de interior.

El Mesozoico, discordante sobre el Paleozoico,

(*) Carlos Marx, 20, 2.º B. 33350 Gijón - Asturias.

(**) Compañía General de Sondeos, CGS - OGDEN. Corazón de María, 15. 28002 Madrid.

(***) Dpto. de Estratigrafía, Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense. 28040 Madrid.

(****) Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Oviedo. Calle Independencia, 13. 33004 Oviedo.

se localiza en el borde septentrional de la Cuenca Mesozoico-Terciaria de Asturias y más concretamente en la Cuenca de Gijón-Villaviciosa (fig. 2).

La cartografía geológica de la zona objeto de estudio, se ha representado en la figura 3. Como se puede apreciar, solamente existen materiales aflorantes del Pérmico y del Jurásico, no aflorando el Paleozoico en ningún punto.

INTRODUCCION

El actual área carbonífera en explotación por Mina La Camocha, se asienta en un horst limitado por dos fallas de tipo directo. Granda al noroeste con un desplazamiento en la componente

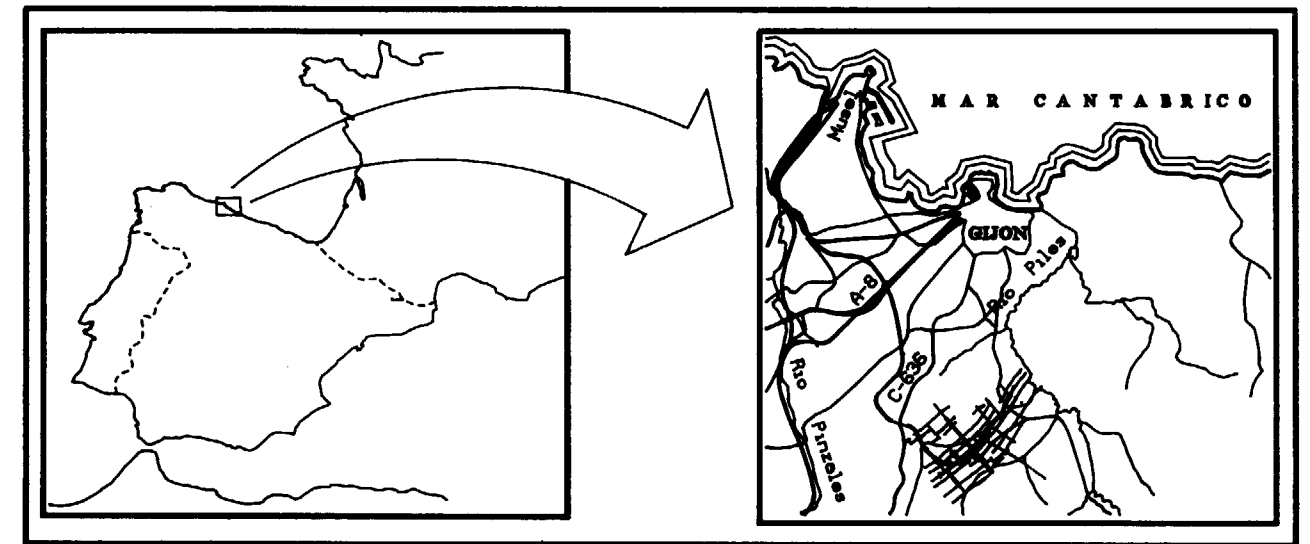


Figura 1.—Localización geográfica.

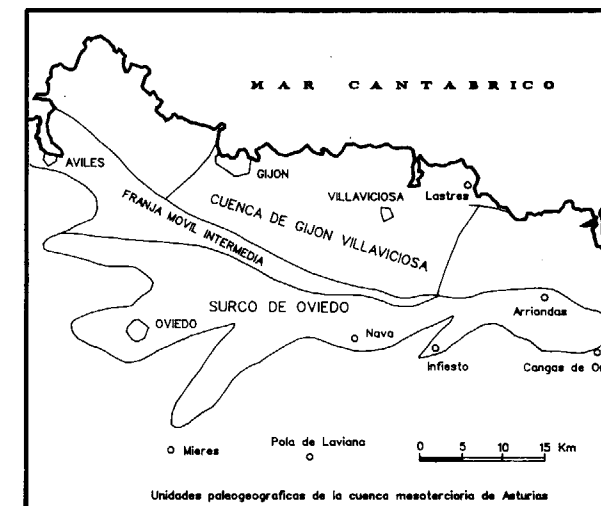


Figura 2.—Situación paleogeográfica.

vertical de 180 m, y al suroeste la falla de Llantones con 340 m de desplazamiento (ver fig. 4).

Sobre un Carbonífero fallado, plegado y relativamente poco accidentado tal y como se puede apreciar en la figura 5, en la que se ha representado el plano de isopropiedades del contacto Pérmico-Carbonífero, se depositaron los materiales Pérmicos, comenzando con una serie de alta energía constituida por conglomerados de

cantos redondeados de cuarzo y arenisca principalmente, para dar paso al resto de litologías que componen la serie pérmica en esta región.

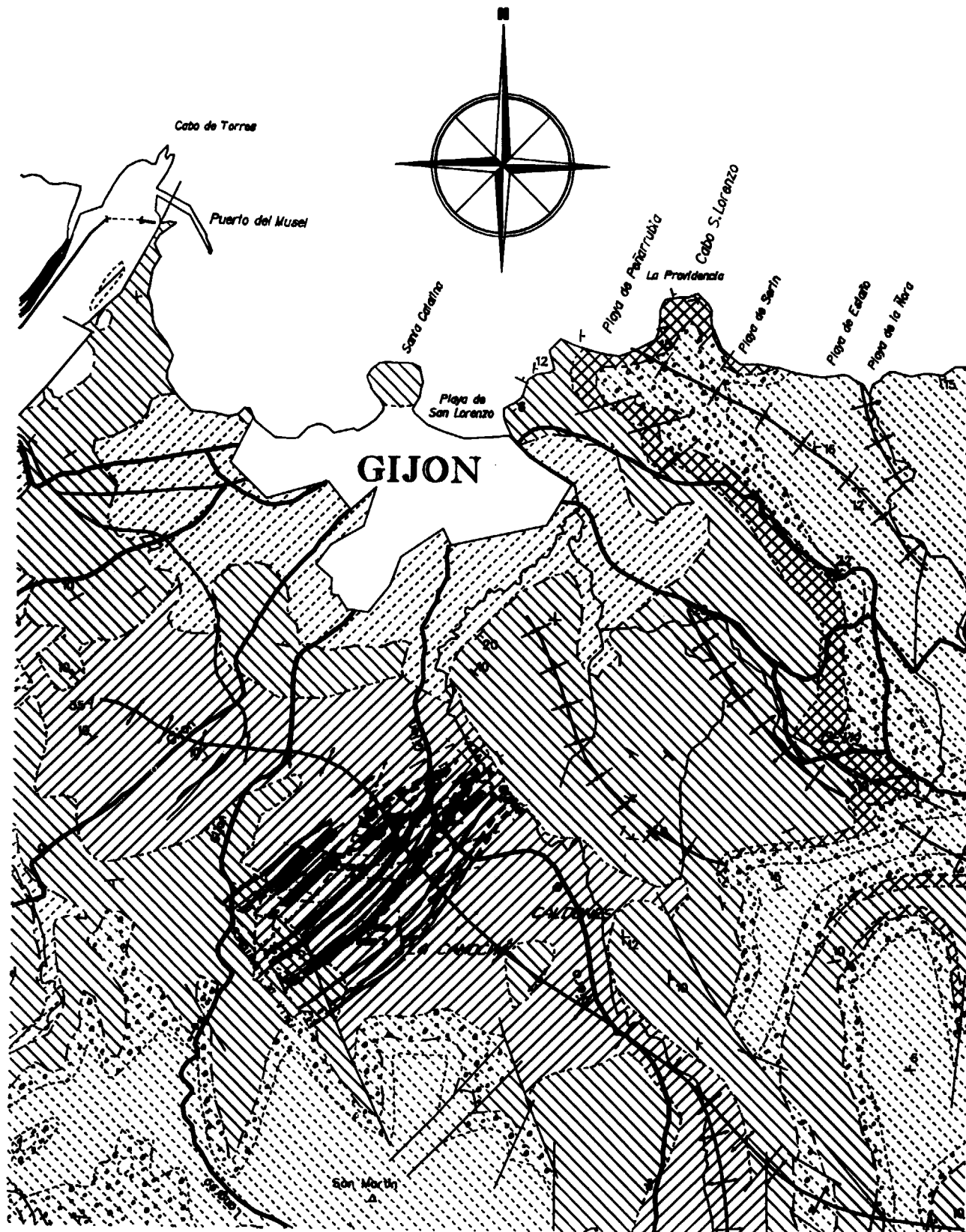
Dentro del horst, mientras el Carbonífero presenta unos buzamientos subverticales, excepto en su borde norte-este en que se sitúan en torno a los 40° y ya en el flanco norte del sinclinal de tipo *buckling* en que arman los materiales Paleozoicos, el Pérmico es subhorizontal, lo que configura una clara discordancia, con existencia de una importante laguna estratigráfica tal y como queda de manifiesto en la figura 6.

Esta cobertera Pérmica constituye un acuífero semiconfinado multicapa, alimentado del agua procedente de las precipitaciones y posiblemente de los importantes acuíferos jurásicos laterales a través de las mencionadas fallas de Llantones y de Granda.

La caracterización de los parámetros hidráulicos se ha hecho en base a los siguientes ensayos y trabajos:

- 4 sondeos hidrogeológicos.
- 4 sondeos con carácter exploratorio.
- Testificación geológica y geofísica de estos sondeos.
- Ensayos de permeabilidad en laboratorio con los testigos.

MAPA GEOLOGICO DE GIJON



LEYENDA

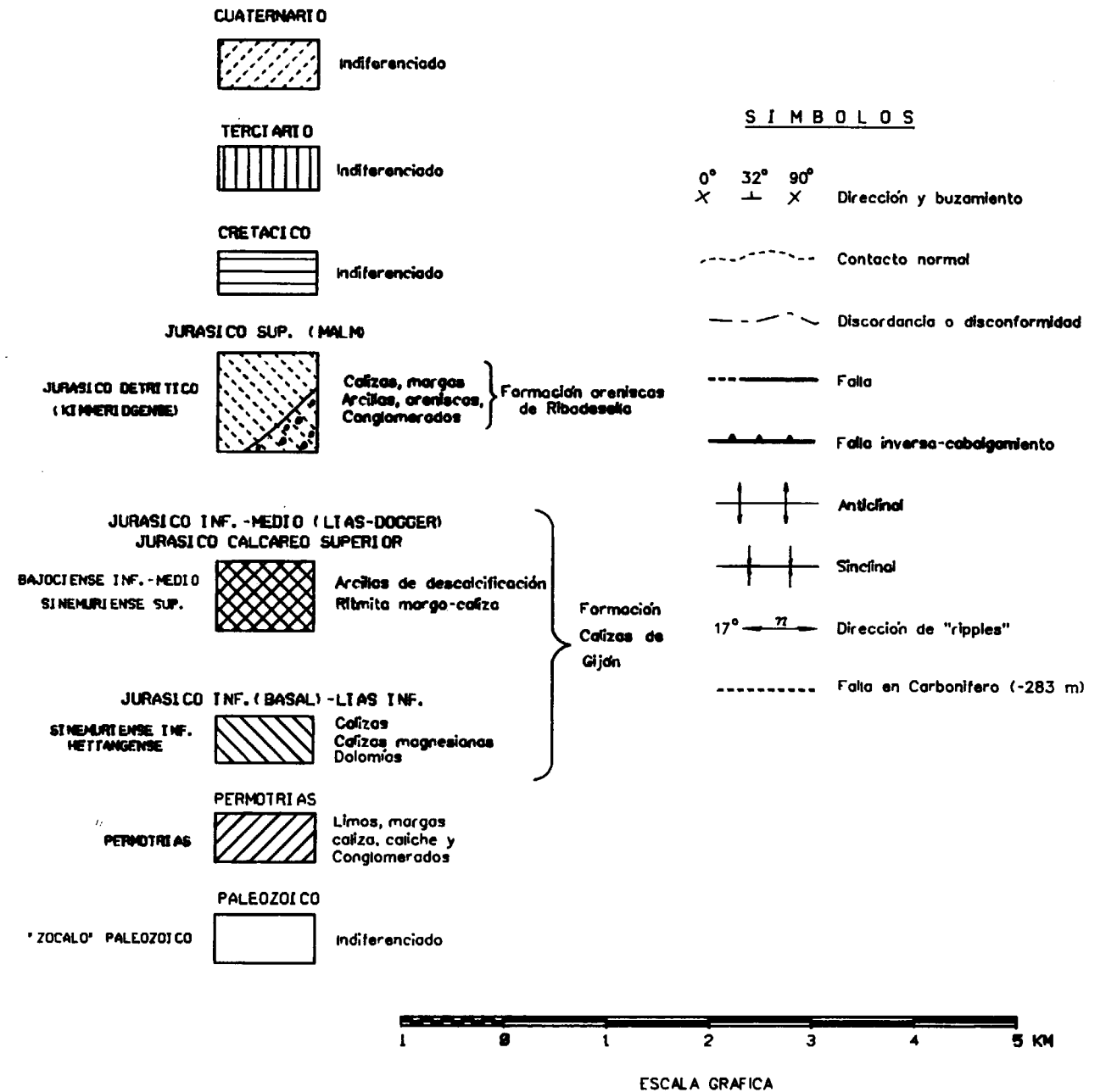


Figura 3.—Mapa geológico de la zona estudiada, formado a partir de SUAREZ VEGA (1974) y hojas 14 (Gijón) y 29 (Oviedo) del M.A.G.N.A.

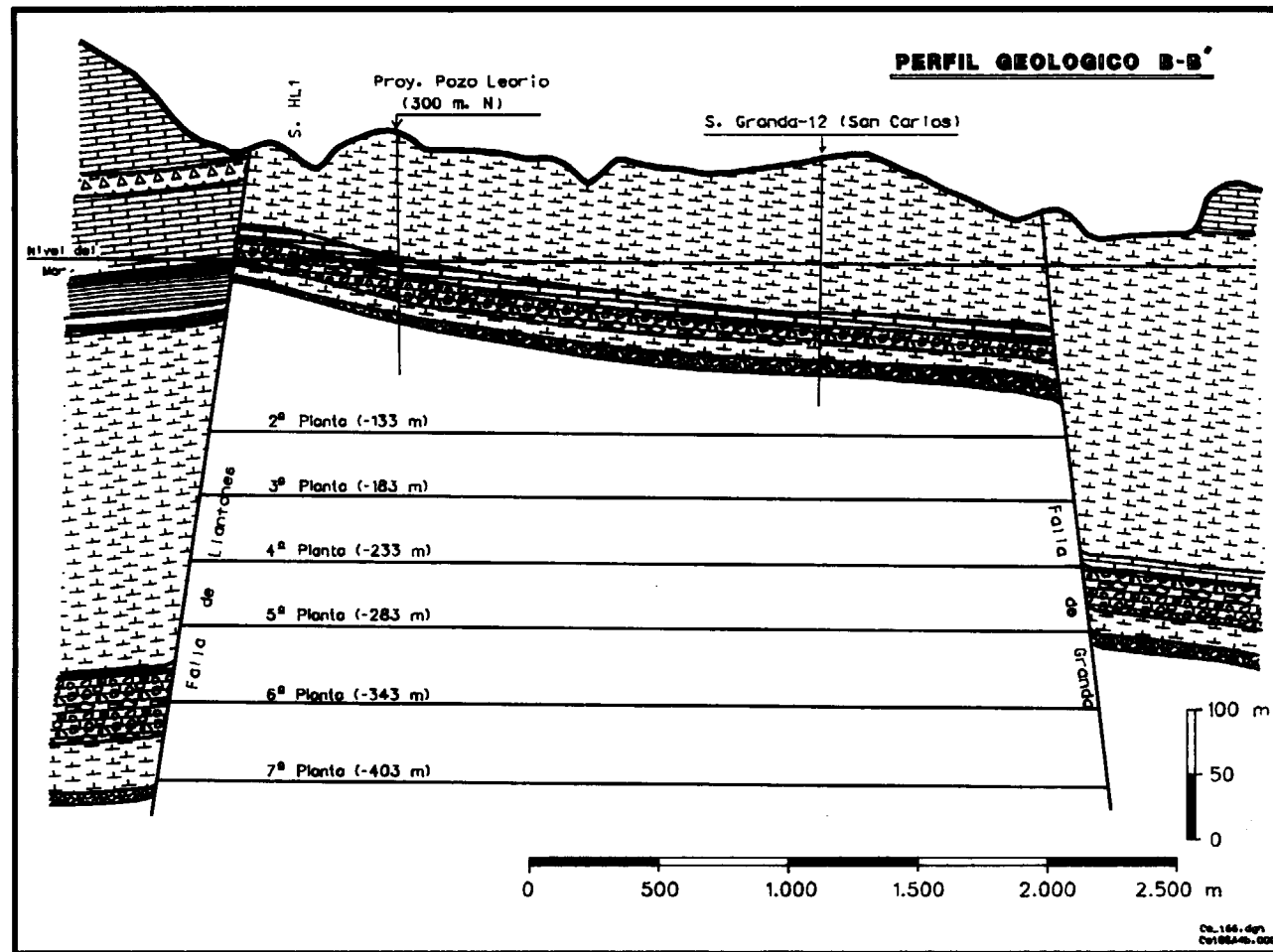


Figura 4.—Perfil geológico B-B' del Horst de La Camocha y de las unidades del Pérmico, con referencia al nivel del mar y a las plantas actuales de La Mina

- Ensayos Lugeon.
- Ensayos de Slug-Test.
- Ensayos de bombeo.

ESTRATIGRAFIA

Se describen someramente aquellas unidades presentes dentro del horst, ya que aquí la parte alta del Pérmico se encuentra totalmente erosionada. De muro a techo tenemos las siguientes unidades:

- Unidad de conglomerados basales: Presentan base erosiva sobre el Carbonífero. Está formado por ortoconglomerados de cantos re-

dondeados de cuarzo y arenisca en su mayor parte, siendo poco frecuentes de caliza y limolita (ver fotografía). El tamaño de los cantos varía entre 20 cm y 1-2 mm, siendo más frecuente de 2-4 cm; la matriz es de tipo margoso de color rojizo con láminas de sericita con un color verde. La potencia de este tramo es variable, oscilando entre 3 y 16 m.

- Unidad de limos inferiores: Suele encontrarse en contacto gradual con la unidad anterior. Se trata de una litología bastante homogénea con escasas estructuras sedimentarias y constituido por limos arenosos y areniscas de grano muy fino de color rojizo. La potencia varía entre 8 y 25 m. A techo aparecen indicios de calichificación debido a procesos edá-

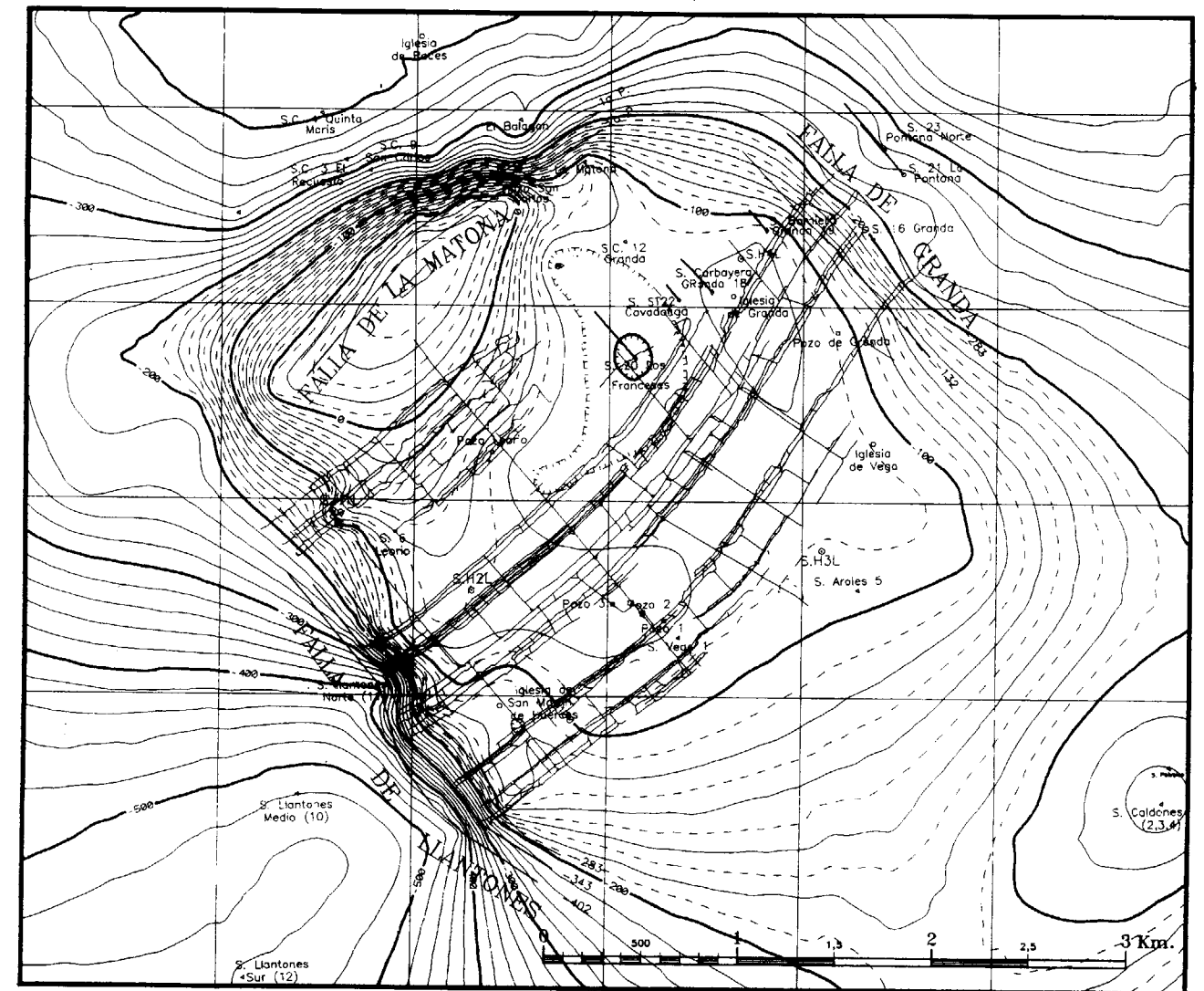


Figura 5.—Plano de isopropfundidades del contacto Pérmico-Carbonífero. Se han proyectado las labores de 5ª planta de La Mina y los sondeos existentes.

- ficos, hecho este que nos marca el paso a la siguiente unidad.
- Caliche: Sobre una litología semejante a la anterior, se ha desarrollado un proceso de formación de caliches o costras carbonatadas, más intenso a medida que se asciende hacia el techo, lo que le confiere un aspecto brechoide característico (ver fotografía). La potencia es bastante constante en torno a los 30 m.
- Caliza: Junto con los conglomerados, es la

unidad más representativa de toda la serie Pérmica. El contacto inferior es semineo, la potencia varía entre 8 y 16 m. La litología original corresponde a calizas y calcarenitas con matriz detrítica, a veces con pequeños cantos de color muy claro, y con una intensa recristalización. Es muy característica la mineralización hidrotermal asociada de fluorita, barita, calcita y piritita existente en la parte superior de la unidad y que ronda el metro de espesor en esta zona, aunque en otras localidades próximas como Villabona y Pinza-

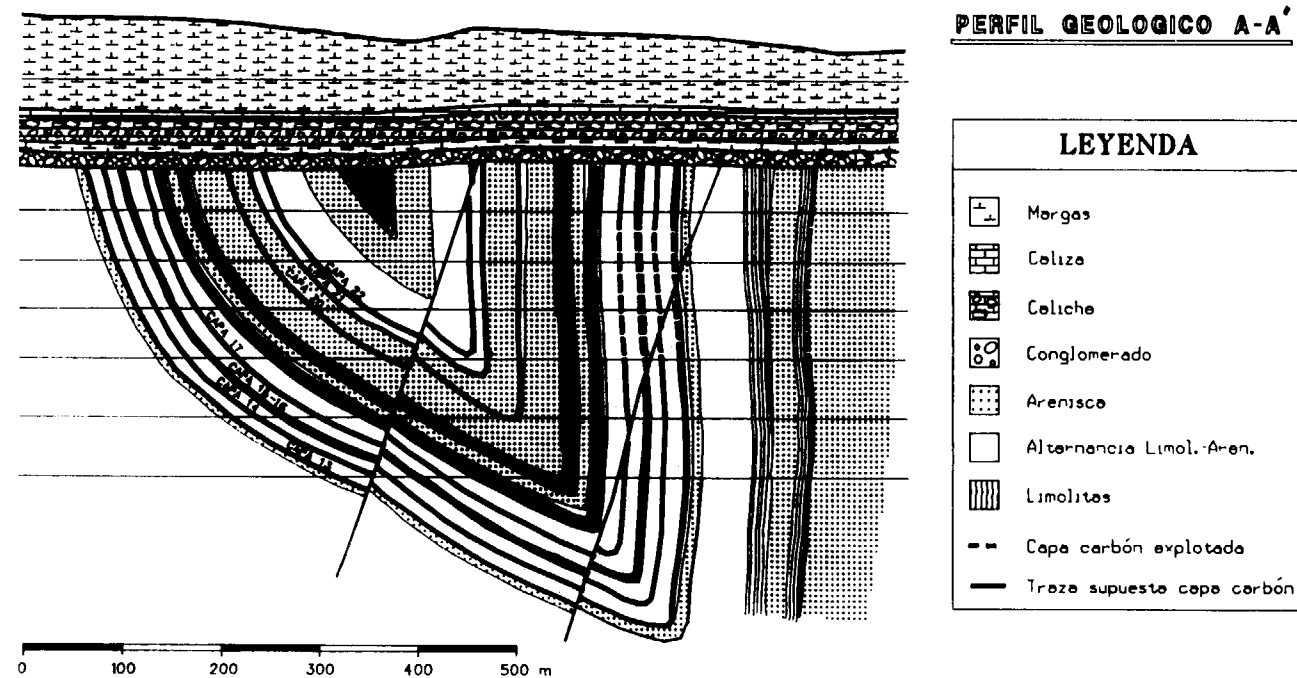


Figura 6.—Perfil geológico A-A', perpendicular al sinclinal hercínico de La Camocha.

les, ha sido explotada hasta tiempos muy recientes. Es también típica la presencia de una calcarenita de color verde-pálido en el techo.

- **Margas:** Presenta un contacto inferior neto. Se trata de una litología de margas arenosas homogéneas de color rojo, con abundantes huecos (ver fotografía), factor este que determina la existencia en esta unidad del principal nivel acuífero de la cobertera Pérmica. La potencia suele ser muy regular en toda la zona, oscilando entre 18 y 24 m.
- **Limos superiores:** El tránsito con el tramo anterior es gradual y poco perceptible *de visu*, y se diferencia de ella por la ausencia de carbonatos. Son de color rojo con uno o dos niveles de areniscas de grano muy fino con cemento carbonatado de color verde claro de 40-50 cm, incorporados en la zona media-baja. La potencia de esta unidad se aproxima a los 40 m.
- **Margas y arcillas superiores:** El contacto inferior es muy gradual y se puede caracterizar por la presencia de unos niveles de margas negras con abundante materia orgánica. Dentro del horst, esta unidad de gran monotonía

se encuentra incompleta debido a la actividad erosiva, no pasando en ningún caso de los 20 m., aunque en el graben situado al oeste ronda los 200 m de potencia. Son muy abundantes los niveles de yeso fibroso de hasta 10 cm de espesor.

TRABAJOS DESARROLLADOS

Se han efectuado cuatro pares de sondeos de investigación hidrogeológica (uno hasta el tramo de calizas y otro hasta el mismo Carbonífero) en los cuales se han efectuado los diferentes ensayos, además de otros tantos pero ya con un carácter exploratorio, cuya situación en relación a las labores de explotación en 5.ª planta y límites del horst queda reflejada en la figura 7.

El motivo de realizar los sondeos por pares fue el definir variaciones piezométricas en profundidad.

A) Ensayos Lugeon

Los ensayos de inyección de agua tipo Lugeon

Foto 1.—Testigos de la unidad basal de conglomerados pérmicos. Diámetro PQ.

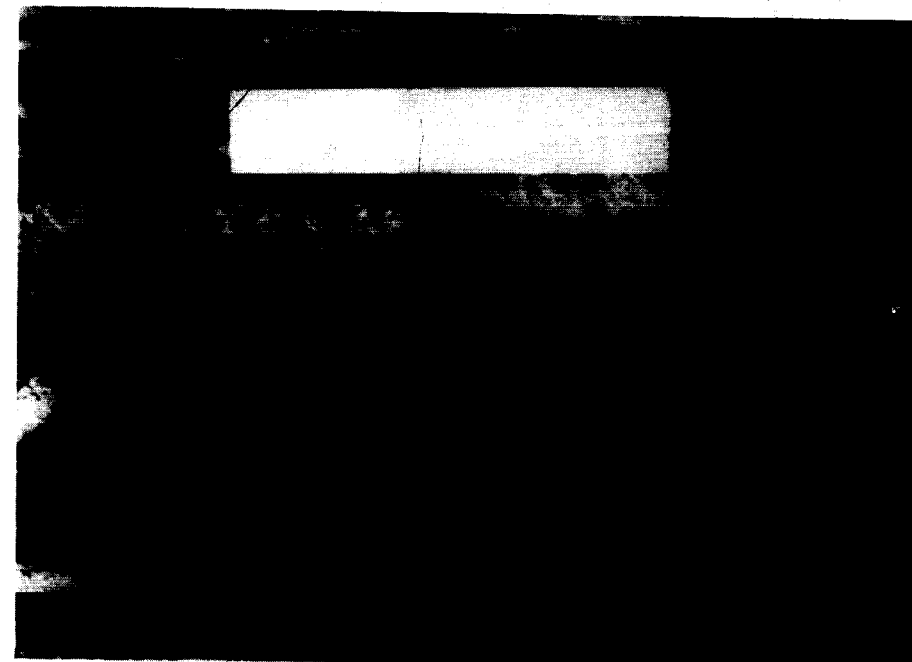


Foto 2.—Testigos del caliche, en los que se aprecia el típico aspecto de piel de serpiente. Diámetros PQ y HQ.

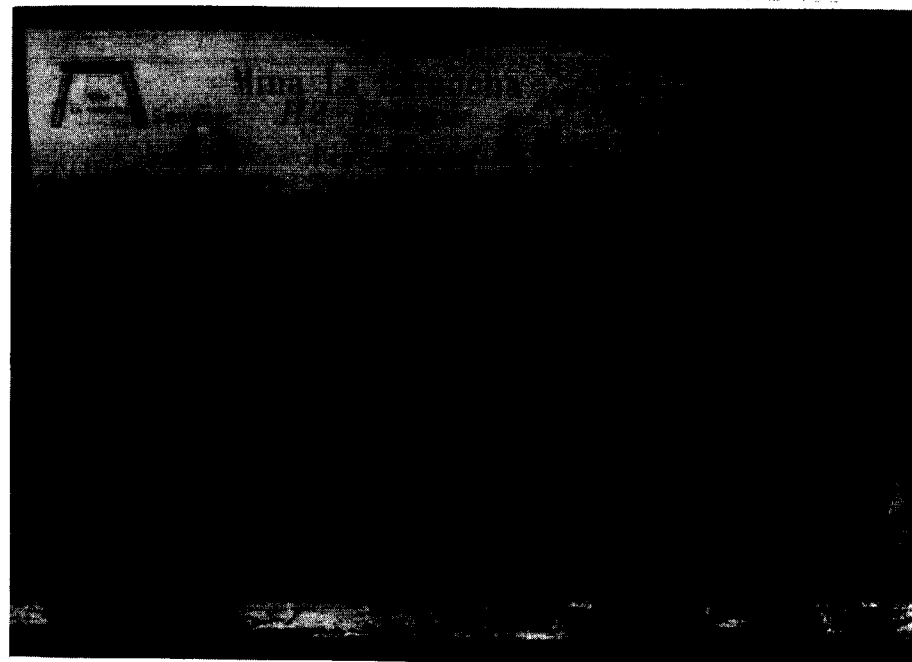


Foto 3.—Margas arenosas con poros, del acuífero principal de La Camocha. Diámetro del testigo: 86 milímetros.



Foto 1.—Testigos de la unidad basal de conglomerados pérmicos. Diámetro PQ.

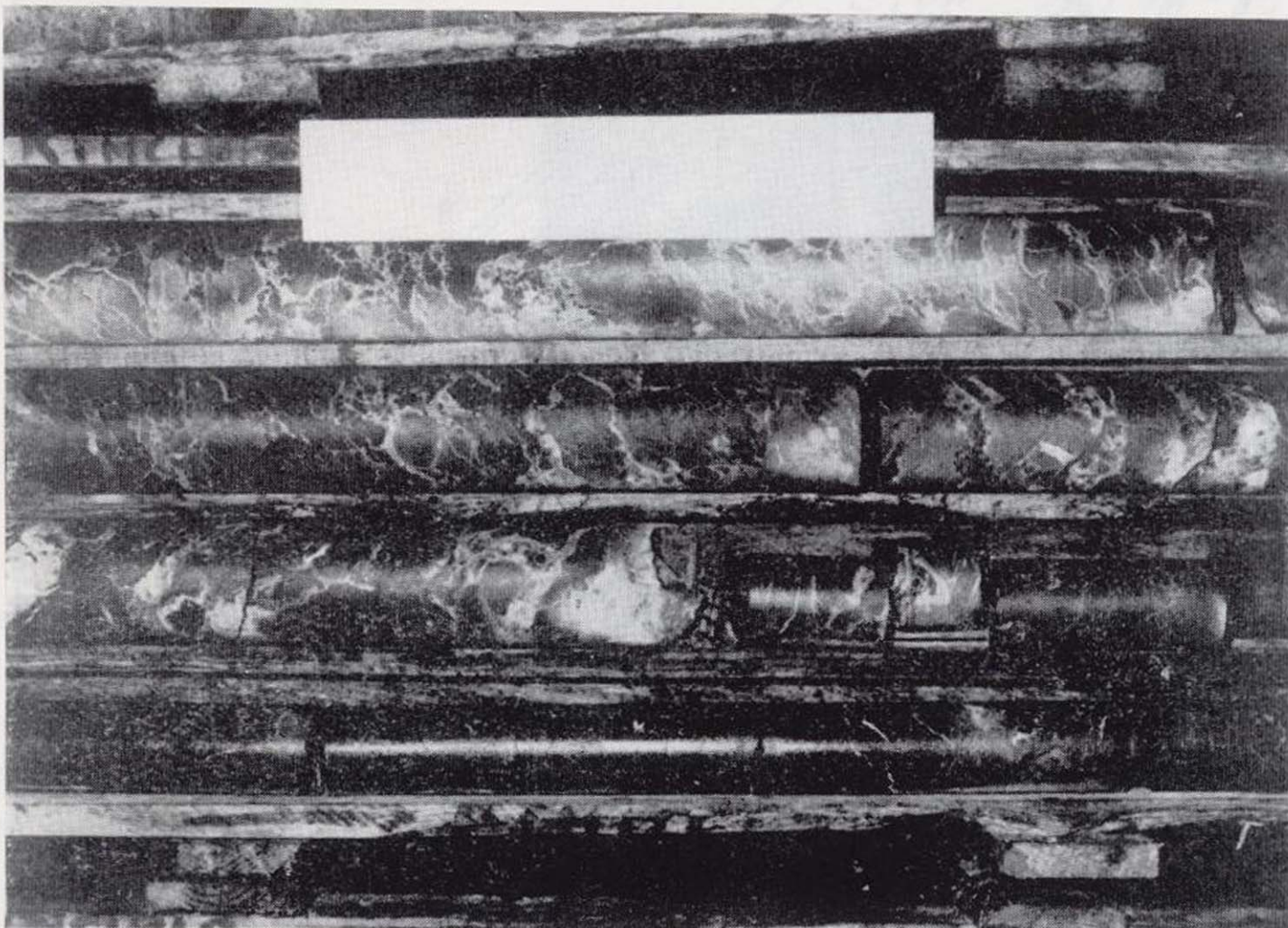


Foto 2.—Testigos del caliche, en los que se aprecia el típico aspecto de piel de serpiente. Diámetros PQ y HQ.



Foto 3.—Margas arenosas con poros, del acuífero principal de La Camocha. Diámetro del testigo: 86 milímetros.



Foto 4.—*Packer* u obturador neumático utilizado para la separación de los tramos en los ensayos Lugeon.

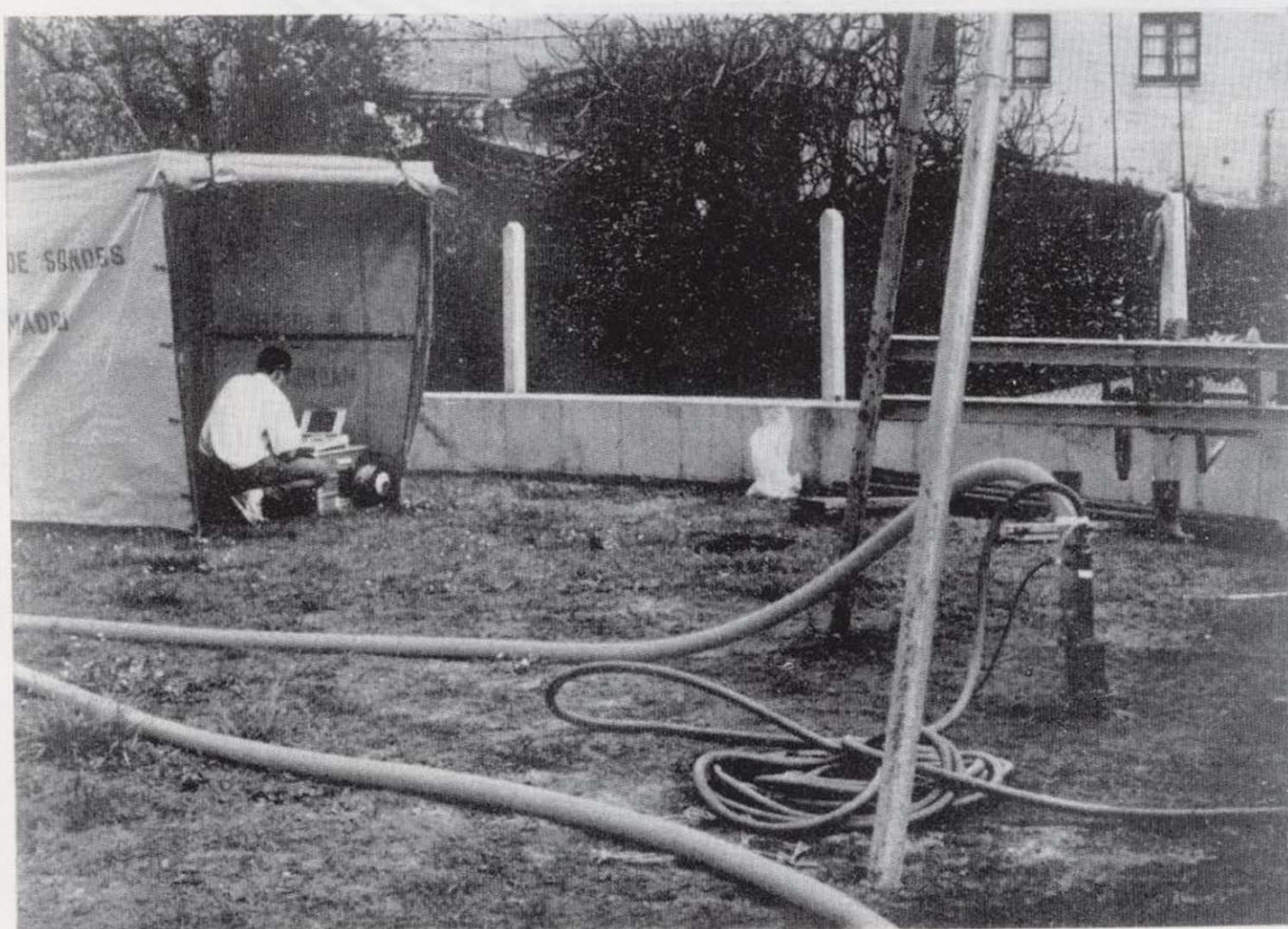


Foto 5.—Sensor de presión y unidad de adquisición de datos, utilizados en los ensayos de bombeo convencionales y mediante aire comprimido.



Foto 6.—Disposición de equipos para los ensayos de bombeo con aire comprimido.

Foto 4.—Packer u obturador neumático utilizado para la separación de los tramos en los ensayos Lugeon.



Foto 5.—Sensor de presión y unidad de adquisición de datos, utilizados en los ensayos de bombeo convencionales y mediante aire comprimido.



Foto 6.—Disposición de equipos para los ensayos de bombeo con aire comprimido.

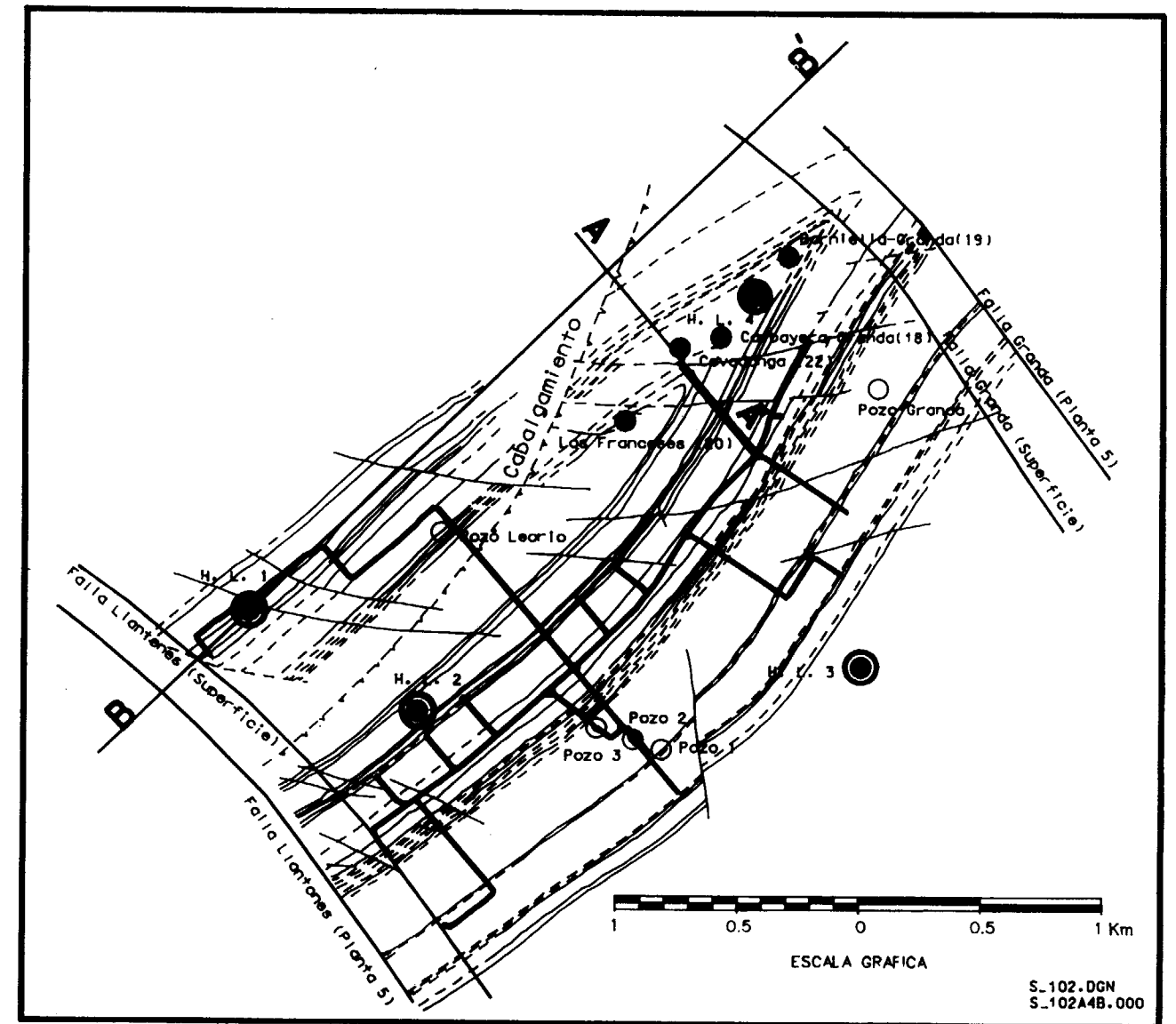


Figura 7.—Esquema estructural del horst de La Camocha, en el que se sitúan los perfiles A-A' y B-B', y la situación de los pares de sondeos hidrogeológicos realizados en este estudio.

se realizaron en tramos aislados de la serie mediante *packers* u obturadores neumáticos (ver fotografía). La inyección se efectuó escalonadamente en diferentes pasos, primero a presión atmosférica y posteriormente a presiones crecientes de 5 y 10 Kg/cm² para a continuación hacerlo decreciendo a 5 y a presión atmosférica de nuevo. En cada uno de estos escalones se mide el volumen de agua absorbido por el terreno durante los 10 minutos de duración de la prueba.

Se ha obtenido una permeabilidad para cada una de las presiones, en función de la fórmula:

$$K = 2,65 \times 10^{-5} \frac{Q}{LH} \times \ln \frac{10^3 \times L}{R}$$

En la que:

K = Permeabilidad (cm/s).

Q = Caudal (l/min).

L = Longitud del tramo ensayado (m).
 H = Presión aplicada (Kg/cm² = Presión manométrica + h (m)/10).
 h = Distancia del manómetro al nivel estático.
 R = Radio del pozo (mm).

Los resultados obtenidos (a presión atmosférica y en ascenso), se exponen gráficamente junto con la columna litológica simplificada de cada uno de los sondeos, representados en la figura 8.

Como conclusiones generales de los ensayos Lugeon, cabe destacar la permeabilidad obtenida

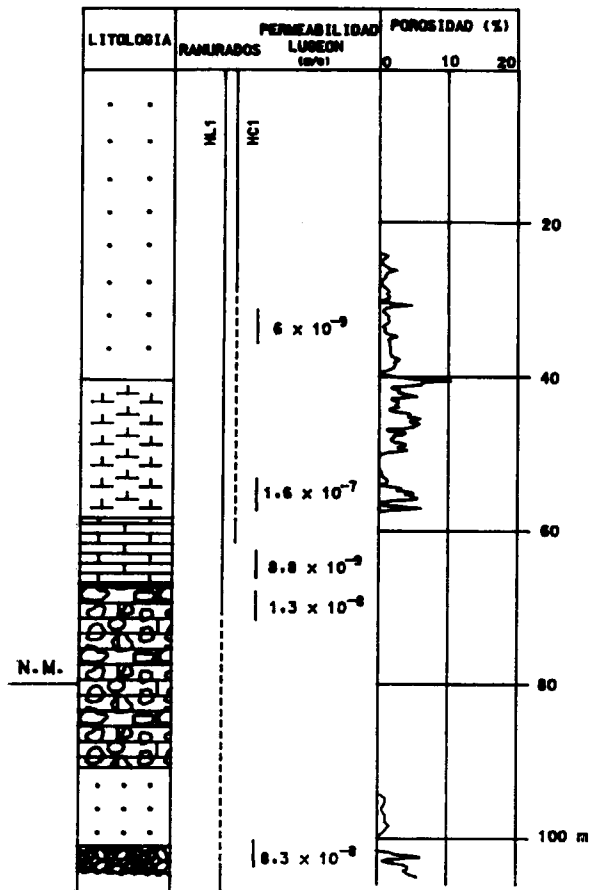


Figura 8.—Columna litológica simplificada del sondeo HL1, en la que se indican los resultados de los ensayos Lugeon realizados en los sondeos HL- y HC-, así como la porosidad deducida de las diagráfiás.

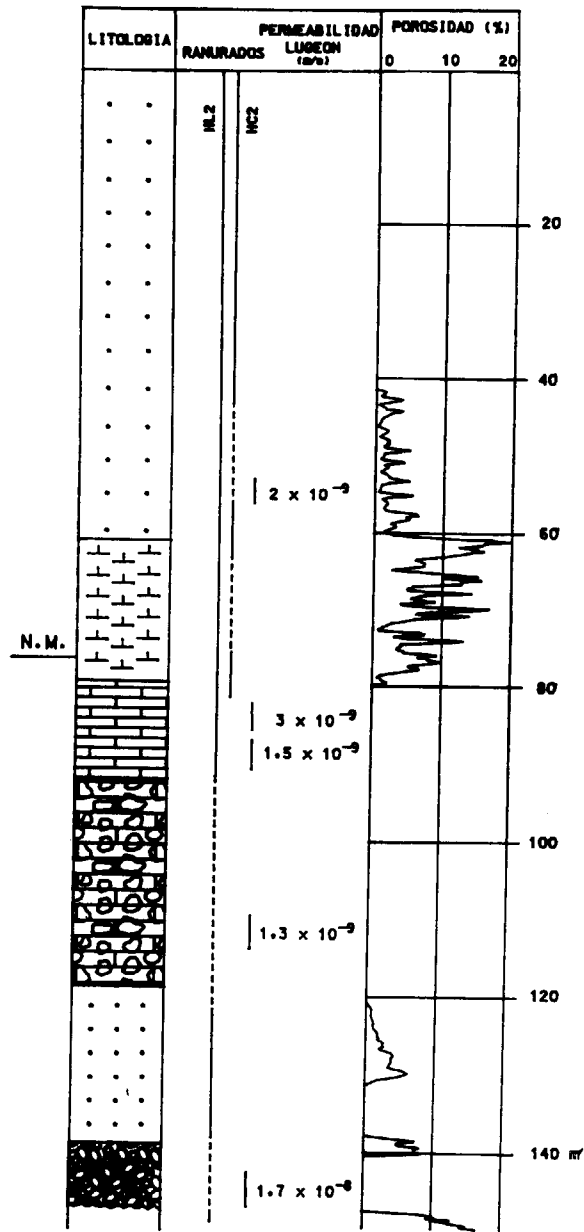


Figura 9.—Columna litológica del sondeo HL2.

para los conglomerados, con un valor medio entre 10⁻⁸ y 10⁻⁷ m/s (excepto en el sondeo HL4 que se obtuvo un valor de 5-6 × 10⁻⁶ m/s), más elevada de la inicialmente esperada. Para las demás litologías, las permeabilidades medias obtenidas se exponen en la tabla 1.

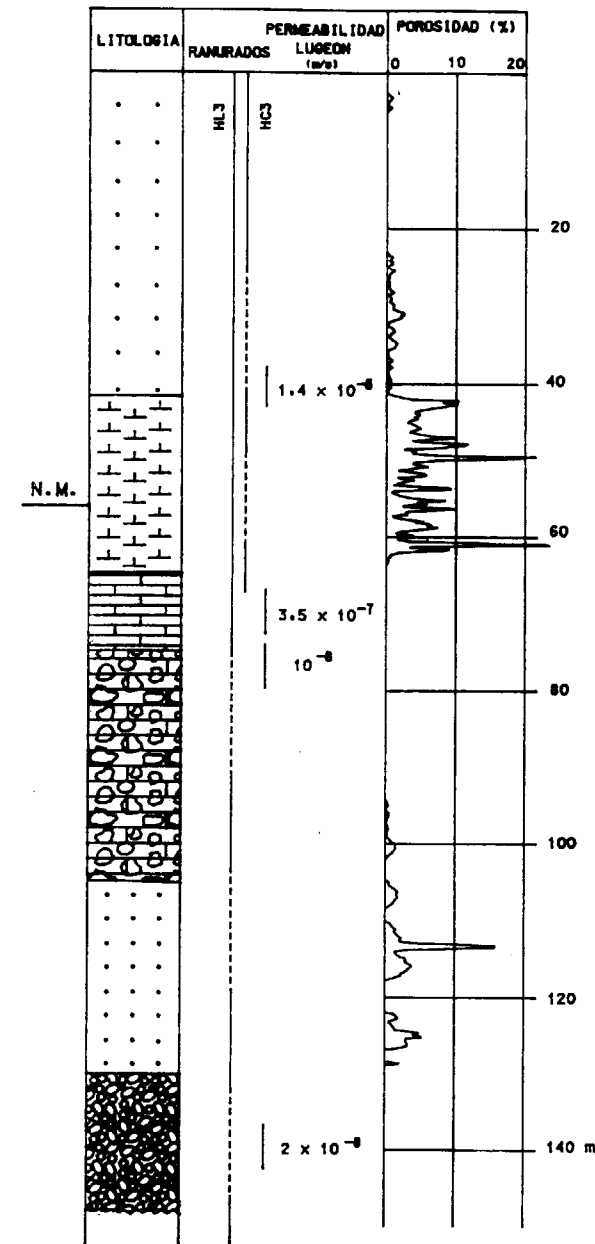


Figura 10.—Columna litológica comentada del sondeo HL3.

| LITOLÓGIA | PERMEABILIDAD (M/S) |
|--------------|-------------------------------------|
| CONGLOMERADO | 10 ⁻⁸ - 10 ⁻⁷ |
| LIMO-CALICHE | 10 ⁻⁹ - 10 ⁻⁸ |
| CALIZA | 10 ⁻⁹ - 10 ⁻⁸ |
| MARGAS | 10 ⁻⁶ - 10 ⁻⁵ |

Tabla 1.—Resultados medios ensayos Lugeon.

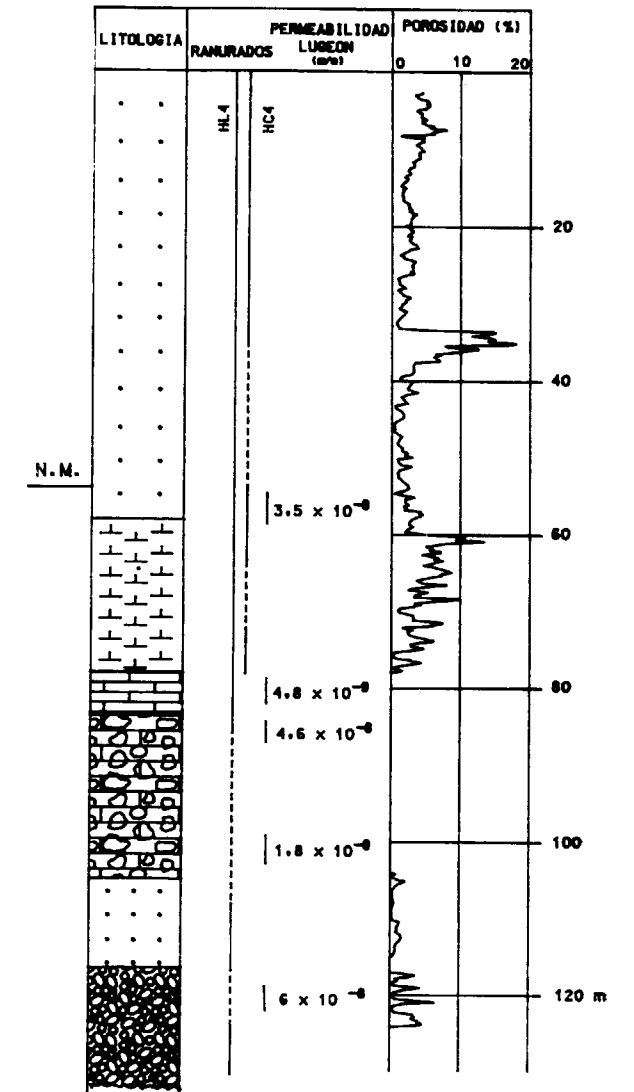


Figura 11.—Columna litológica del sondeo HL4.

B) Ensayos Slug-test

Los ensayos de inyección tipo Slug-test, consistentes en imponer una sobrecarga instantánea al nivel estático del tramo de sondeo a ensayar y registro hasta la nueva estabilización del nivel, se realizaron a la finalización de los sondeos hidrogeológicos a través de la tubería ranurada, haciendo uso de un pácker sencillo (ensayando entre éste y el fondo del pozo), realizando la sobrepresión con el llenado de la tubería de acceso que ha sido previamente obturada con un mini-

pácker. El registro de los niveles piezométricos se hizo cada 5" mediante un sensor de presión conectado a una unidad de adquisición de datos programable (según fotografía). Para la interpretación de los Slug-test, así como los ensayos de bombeo, se utilizó el programa ISOAQX (Hydrologic, 1988) que permite el uso de dos modelos para calcular las características hidráulicas de los materiales ensayados (COOPER et al., 1967, y BOUWER y RICE, 1976). Los resultados obtenidos, así como la zona ensayada, se exponen en la tabla 2.

| SONDEO | TRAMO ENSAYADO | TRANSMISIVIDAD (m ² /s) | PERMEABILIDAD (m/s) |
|--------|----------------|------------------------------------|-------------------------|
| HL1 | 70,75-102,72 | 7,5 x 10 ⁻⁶ | 2,3 x 10 ⁻⁷ |
| HL2 | 92-122 | 2,5 x 10 ⁻⁷ | 6,25 x 10 ⁻⁸ |
| | 138-148 | | |
| HL3 | 74,2-90,2 | 4,6 x 10 ⁻⁵ | 10 ⁻⁷ |
| | 102,4-118,4 | | |
| HL4 | 130,6-144,6 | 2,1 x 10 ⁻⁴ | 7 x 10 ⁻⁷ |
| | 85,2-107,3 | | |
| | 115,4-123,4 | | |

Tabla 2.—Resultados ensayos Slug-test.

C) Ensayos de bombeo

Los ensayos de bombeo convencionales se realizaron en los sondeos cortos, que habían llegado hasta la caliza y que por tanto cortaron el acuífero principal situado por encima de ella, objeto de estas pruebas. El caudal y tiempos de bombeo se fueron variando en función de las evoluciones de los niveles piezométricos, que se iban midiendo de igual manera que en los Slug-test.

También se realizaron ensayos de bombeo en los pozos someros de gran diámetro de propiedad particular existentes en las inmediaciones. De la observación de estos pozos y de los ensayos sobre ellos realizados, se ha visto la existencia de otro nivel piezométrico superior, que se corresponde con el agua hipodérmica contenida en los suelos, que brota en algunas fuentes y que de una manera difusa alimenta al acuífero principal, ya que estos materiales poseen una permeabilidad muy baja.

Los resultados de los ensayos de bombeo, realizados sobre las margas que soportan el acuífero principal, se recogen en la tabla 3.

| SONDEO | TRAMO ENSAYADO | TRANSMISIVIDAD (m ² /s) | PERMEABILIDAD (m/s) |
|--------|----------------|------------------------------------|------------------------|
| HC1 | 28,30-58,30 | 2,3-4 x 10 ⁻⁶ | 10 ⁻⁷ |
| HC2 | 43,30-57,30 | 4-5,6 x 10 ⁻⁶ | 2 x 10 ⁻⁶ |
| | 63,40-75,40 | | |
| HC3 | 25,15-39,35 | 2,0-2,7 x 10 ⁻⁷ | 9 x 10 ⁻⁷ |
| | 48,50-60,70 | | |
| HC4 | 35,00-54,00 | 3,5-4,7 x 10 ⁻⁴ | 1-2 x 10 ⁻⁵ |
| | 63,00-72,00 | | |

Tabla 3.—Resultados ensayos de bombeo.

D) Ensayos de bombeo por inyección de aire.

Los ensayos de bombeo con inyección de aire se realizaron en el doblete largo de los sondeos hidrogeológicos, es decir el que llegaba incluso a cortar el Carbonífero, además del HC3 puesto que con el bombeo convencional apenas si se había conseguido deprimir el nivel piezométrico, por tanto y a excepción de este último, el tramo ensayado era el Pérmico basal o conglomerado arenisco-cuarcítico en contacto directo con los materiales paleozoicos. Los resultados se recogen en la tabla 4; asimismo, en la fotografía que se acompaña se puede observar la disposición de los equipos empleados para desarrollar estas pruebas.

| SONDEO | TRAMO ENSAYADO | TRANSMISIVIDAD (m ² /s) | PERMEABILIDAD (m/s) |
|--------|----------------|------------------------------------|------------------------|
| HC3 | 25,15-39,35 | 6,4 x 10 ⁻¹ | 2,4 x 10 ⁻⁴ |
| | 48,50-60,70 | | |
| HL1 | 70,75-102,72 | 3,9-8,3 x 10 ⁻⁷ | 1,9 x 10 ⁻⁶ |
| | 138,00-148,00 | | |
| HL2 | 74,20-90,20 | 3,9-5,6 x 10 ⁻⁷ | 10 ⁻⁶ |
| | 102,40-118,40 | | |
| HL3 | 130,60-144,60 | 3,6-6,1 x 10 ⁻⁶ | 1,7 x 10 ⁻⁶ |
| | 85,20-107,30 | | |
| | 117,40-123,40 | | |

Tabla 4

E) Testificación geofísica

La testificación geofísica se ha realizado con el equipo Century Compu-Log III en los cuatro sondeos hidrogeológicos largos, haciendo pasar las sondas Gamma natural, neutrón-neutrón y densidad, obteniendo diferentes parámetros de la roca

(densidad, porosidad, fracturación, etc.) y también del fluido del pozo (temperatura). En las figuras 8, 9, 10 y 11 se ha representado también la porosidad en cada uno de los sondeos, pues se ha considerado este parámetro como el más importante desde el punto de vista hidrogeológico de los obtenidos mediante la testificación geofísica.

CONCLUSIONES

Ya era conocida, desde el comienzo de la profundización de los primeros pozos, la existencia de un nivel acuífero por encima de las calizas, pero no se tenía conocimiento acerca de su extensión, valores de los parámetros hidráulicos y su variación espacial, etc., así como del resto de los materiales de la cobertera Pérmica. Por este motivo se realizó la investigación hidrogeológica comentada, con el fin de prevenir en la medida de lo posible los efectos sobre la explotación, a la vez de la determinación y puesta en marcha de ciertas medidas correctoras.

Con los trabajos y estudios realizados, sobre todo el registro Pérmico, se ha identificado y definido perfectamente este nivel acuífero comentado, pero además se ha llegado a la conclusión de la existencia de otro nivel (conglomerado silíceo basal), con una caracterización hidráulica relativamente importante, sobre todo dada su situación en contacto directo con el Carbonífero, y la repercusión que pueda tener debido a los efectos de la subsidencia generados por la explotación.

En el acuífero semiconfinado en las margas arenosas por encima de las calizas pérmicas o acuífero principal, se han observado unas variaciones espaciales relativamente importantes en su transmisividad, a pesar de la aparente constancia de potencia del acuífero, de 0,5 a 600 m²/día, apareciendo los valores mínimos en las proximidades de la falla de Llantonos (sondeos H1 y H2) y aumentando progresivamente en dirección este hacia la falla de Granda (H3 y H4), donde alcanzan los valores máximos.

Por su parte el acuífero basal en conglomerado,

presenta unas variaciones en cuanto a transmisividades de entre 2,5 y 4 m²/día, que podemos considerar mínimas teniendo en cuenta las variaciones de potencia y sobre todo la granulometría del conjunto arenisco-conglomerático.

REFERENCIAS

- CUSTODIO, E., y LLAMAS, M. R. (1983): *Hidrología subterránea*. Ed. Omega. 2 vol. Barcelona.
- FELGUEROSO, L. (1932): *Trabajos realizados por la Sociedad Felgueroso para reconocer los terrenos hulleros que se extienden bajo estratos triásicos del concejo de Gijón y noticia sobre la profundización del Pozo La Camocha, consecuencia de aquellos trabajos*. 1.º Congreso Agrupación Ingenieros de Minas del Noroeste de España de 1931. 85-109, 4 láms.
- GERVILLA, M.; BEROIZ, C.; PIGNATELLI, R.; BARON, A.; COMA, J. E.; FELGUEROSO, C.; RAMIREZ DEL POZO, J., y GIANNINI, G. (1973): *Memoria de la hoja 29, Oviedo*. Mapa Geológico de España, 1:50.000 (serie M.A.G.N.A.). Departamento de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. 64, 6 figs. Madrid.
- JUAREZ, J. (1993): *Aplicación del aire comprimido en la extracción de agua en sondeos de pequeño diámetro*. Minería y Siderurgia, núm. 9, 19-26, 4 figs. Madrid.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J.; RAMIREZ DEL POZO, J., y GIANNINI, G. (1973): *Memoria de la hoja 14, Gijón*. Mapa Geológico de España, 1:50.000 (serie M.A.G.N.A.). Departamento de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía. 48, 5 figs. Madrid.
- MANN, A. C. (1992): *An interpretation of data from the 1991 seismic survey for La Camocha Mine, Gijón, Asturias, Northern Spain*. British Coal Corporation. Technical Services and Research Executive, Geotechnical Services Report. 13 pp., 7 figs., 1 map. Bretby.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1983): *El Pérmico de la Región Cantábrica*. In: C. Martínez Díaz (Ed.), Carbonífero y Pérmico de España. X Congr. Intern. Estratigrafía y Geol. Carbonífero, 389-402.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1990): *Stephanian and Permian Basins, Stratigraphy, Cantabrian and Palentian Zones*. Pre-Mesozoic Geology of Iberia. R. D. Dallmeller y E. Martínez García, Eds. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. 39-54, 1 fig. Heidelberg.
- MARTINEZ GARCIA, E.; WAGNER, R. H., y GARCIA RAMOS, J. C. (1991): *La Cobertera Paleozoica Post-Hercinica en el Oriente de Asturias (NO de España)*. Geogaceta, 10: 160-162. Madrid.
- SUAREZ VEGA, L. C. (1974): *Estratigrafía del Jurásico de Asturias*. Cuadernos de Geología Ibérica, 3: 369, 37 láms., 2 map. Madrid.
- VILLANUEVA, M., e IGLESIAS, A. (1984): *Pozos y acuíferos. Técnicas de evaluación mediante ensayos de bombeo*. Instituto Tecnológico Geominero de España. Madrid.

Original recibido: Enero de 1994.
Original aceptado: Febrero de 1994.

GEOTECNIA

Durabilidad de rocas pizarrosas del Valle del Huerna (Asturias).

Por V. G. RUIZ DE ARGANDOÑA (*), L. CALLEJA (*),
L. M. SUAREZ DEL RIO (*) y A. RODRIGUEZ-REY (*)

RESUMEN

Se estudia el comportamiento de materiales pizarrosos de los taludes de la autopista Astur-Leonesa (valle del Huerna) frente a la acción de los agentes alterológicos más significativos de la zona (agua y hielo). Se evalúa su alterabilidad mediante la pérdida de peso y la variación de algunas propiedades físicas (porosidad, absorción libre de agua, velocidad de propagación de ondas longitudinales) en probetas sometidas a ciclos de humedad-sequedad y hielo-deshielo.

Palabras clave: Pizarras, Alterabilidad, Envejecimiento artificial acelerado, Hinchamiento, Propiedades físicas, Emisión acústica.

ABSTRACT

The behaviour of slaty materials from the Huerna highway slopes in relation to the more significant weathering agents in that area (water and ice) is studied. Their weatherability is evaluated by the weight loss and the variation of some physical properties (porosity, free water absorption, velocity of propagation of longitudinal waves) in specimens subjected to wetting-drying and freezing-thawing cycles.

Key words: Slates, Weatherability, Ageing tests, Swelling, Physical properties, Acoustic emission.

INTRODUCCION

Muchos fenómenos derivados de la acción del agua sobre las rocas pizarrosas, y concretamente los de hinchamiento, tienen gran importancia en el campo geotécnico. En este sentido, los incrementos de volumen debidos a cambios en la humedad del material dan lugar a una nueva situación tensional que puede producir daños notables en la obra civil, si tal efecto no se ha tenido en cuenta previamente.

La interrelación del agua y los materiales expansivos, sean éstos o no soporte de obras civiles, generan importantes perjuicios económicos, del orden de miles de millones de pesetas en España. Esta importancia ha sido puesta de manifiesto en otros países por un gran número de autores en los últimos años como YONGXIN

et al. (1981), y OKAMOTO et al. (1981), ATABEK et al. (1985), DUBE (1987), KOVARI et al. (1988), entre otros, que han efectuado estudios sobre el tema bajo perspectivas distintas.

La mayoría de ellos están de acuerdo en que el conocimiento previo de las características de estos materiales es condición indispensable, no sólo para una buena interpretación de sus propiedades, sino para poder predecir, en su caso, el comportamiento geotécnico del material expansivo ante unas nuevas condiciones ambientales (CORDING y MAHAR, 1978; SASAKI et al., 1981; KOJIMA et al., 1981; LOCAT, 1984; HUANG et al., 1986, y GYSEL, 1987, entre otros).

En este sentido, es imprescindible conocer la respuesta de los materiales expansivos frente a ciclos de envejecimiento artificial acelerado, tanto en el momento de proyectar una obra con dichos materiales, como de construirla sobre los mismos.

(*) Dpto. de Geología (Grupo de Petrofísica). Universidad de Oviedo. C/. Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo.

OBJETIVOS Y METODOLOGIA DE TRABAJO

En este trabajo se pretende conocer la respuesta de las rocas pizarrosas que afloran en el valle del Huerna frente a los agentes climáticos más significativos de esa zona (agua y hielo). Dichos materiales presentan problemas geotécnicos (que han aconsejado la colocación de numerosos bulones en algunos taludes, fig. 1), así como una gran susceptibilidad a la alteración, acumulándose voluminosas cantidades de fragmentos del material en la base de dichos taludes (fig. 2).



Figura 1.—Aspecto de un talud de la Autopista del Huerna, estabilizado mediante bulones.

Para este estudio se han realizado ensayos de alterabilidad, evaluándose, además de la pérdida de masa, la variación de algunas propiedades físicas antes y después de dichos ensayos.

Con independencia de aspectos metodológicos específicos aplicados durante los estudios petro-



Figura 2.—Acumulación de fragmentos de material pizarroso en la base de un talud.

gráficos, de propiedades físicas y ensayos de alterabilidad, la metodología general seguida ha sido:

- Selección en el terreno (a partir de estudios geológicos previos) de bloques de *roca matriz* y preparación de probetas para los ensayos (fragmentos irregulares y probetas cúbicas de aproximadamente 60 mm de arista).
- Estudios petrográficos y determinación de propiedades físicas significativas (densidad de la roca, porosidad abierta, hinchamiento,

OBJETIVOS Y METODOLOGIA DE TRABAJO

En este trabajo se pretende conocer la respuesta de las rocas pizarrosas que afloran en el valle del Huerna frente a los agentes climáticos más significativos de esa zona (agua y hielo). Dichos materiales presentan problemas geotécnicos (que han aconsejado la colocación de numerosos bulones en algunos taludes, fig. 1), así como una gran susceptibilidad a la alteración, acumulándose voluminosas cantidades de fragmentos del material en la base de dichos taludes (fig. 2).

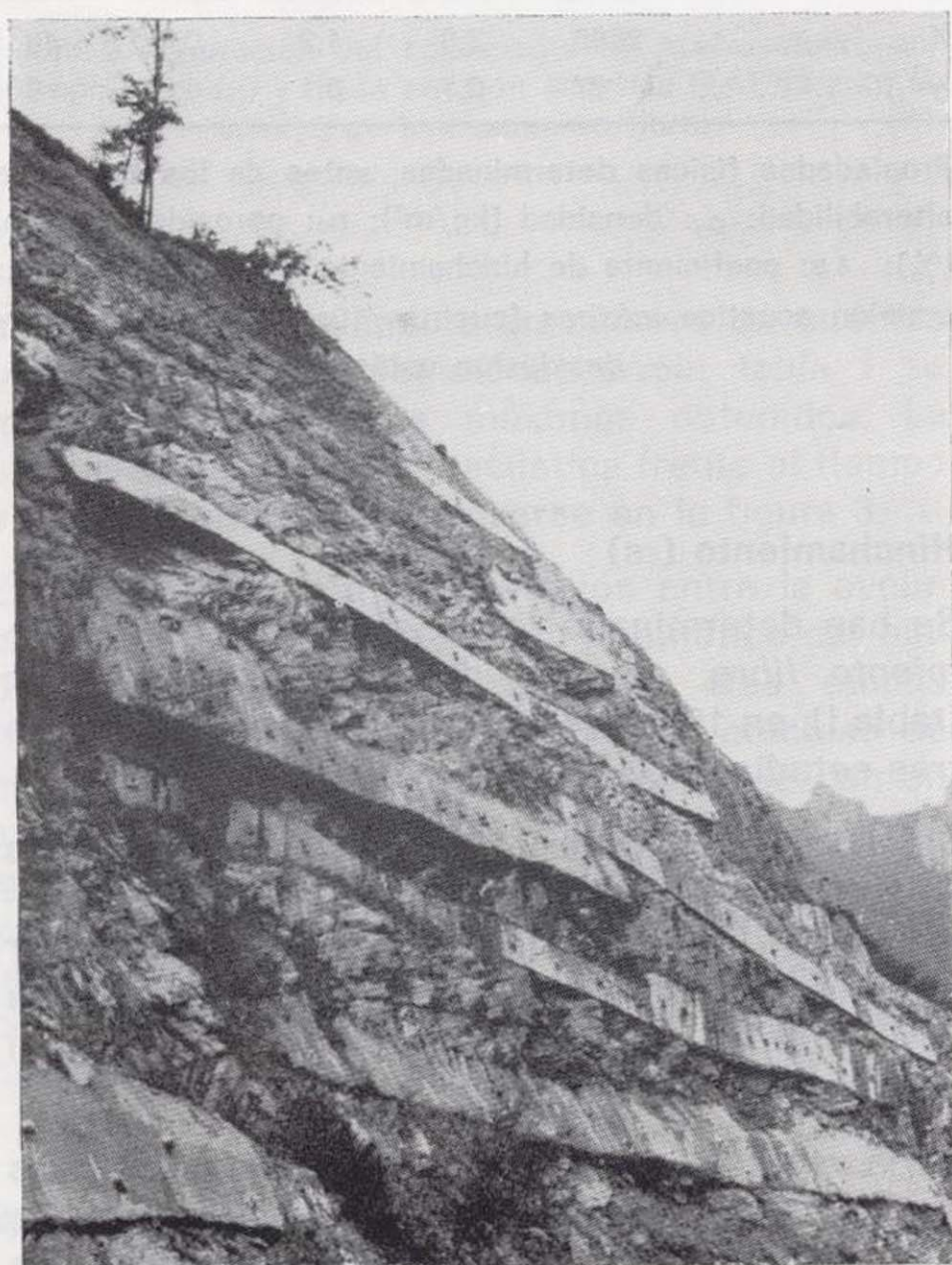


Figura 1.—Aspecto de un talud de la Autopista del Huerna, estabilizado mediante bulones.

Para este estudio se han realizado ensayos de alterabilidad, evaluándose, además de la pérdida de masa, la variación de algunas propiedades físicas antes y después de dichos ensayos.

Con independencia de aspectos metodológicos específicos aplicados durante los estudios petro-

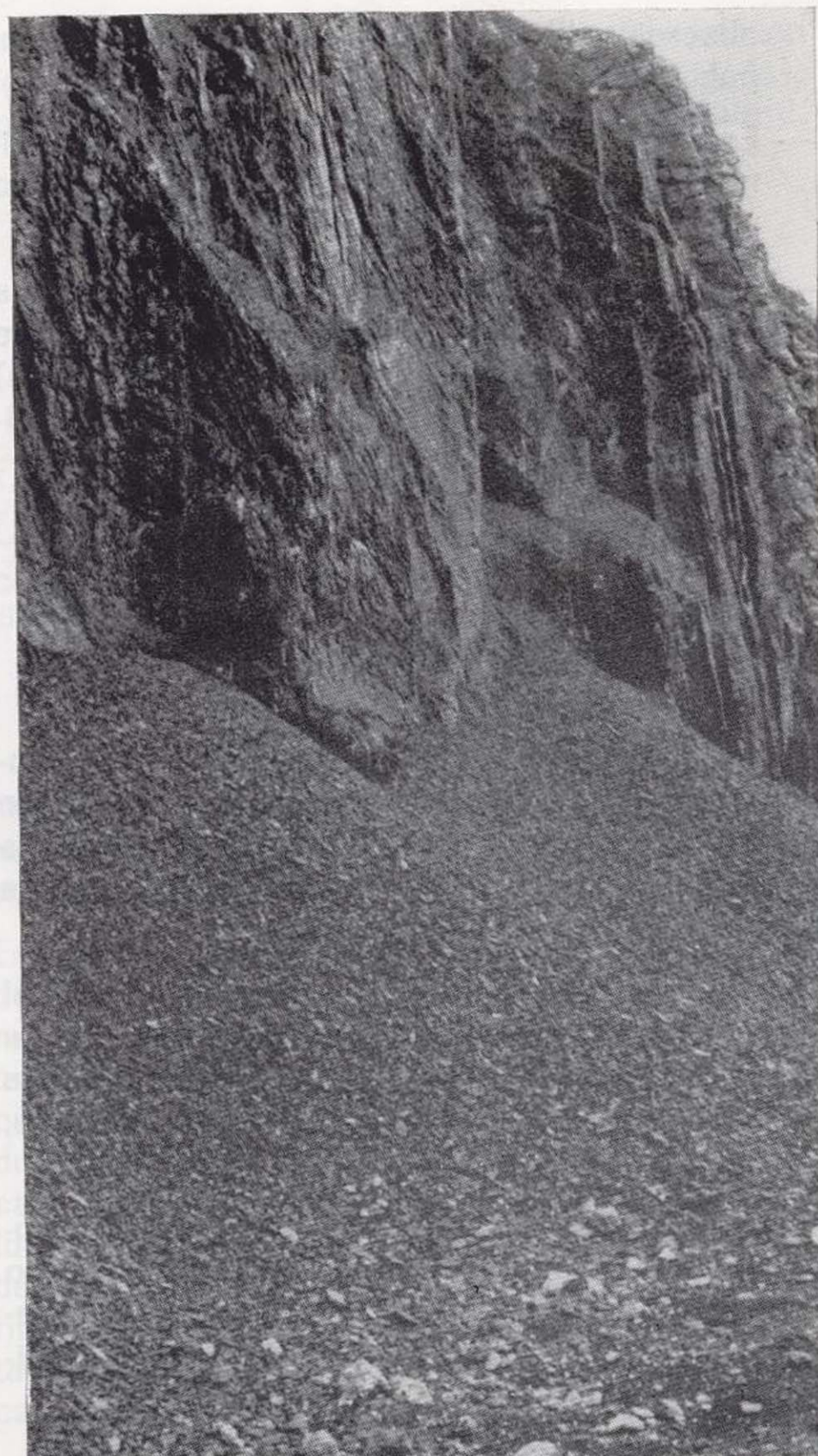


Figura 2.—Acumulación de fragmentos de material pizarroso en la base de un talud.

gráficos, de propiedades físicas y ensayos de alterabilidad, la metodología general seguida ha sido:

- Selección en el terreno (a partir de estudios geológicos previos) de bloques de *roca matriz* y preparación de probetas para los ensayos (fragmentos irregulares y probetas cúbicas de aproximadamente 60 mm de arista).
- Estudios petrográficos y determinación de propiedades físicas significativas (densidad de la roca, porosidad abierta, hinchamiento,

absorción libre de agua y velocidad de propagación de ondas longitudinales).

- Estudios de durabilidad (ciclos de envejecimiento artificial acelerado de hielo-deshielo y de humedad-sequedad).
- Evaluación de la variación de propiedades físicas (porosidad abierta, absorción libre de agua y velocidad de propagación de ondas) con posterioridad a los ciclos de envejecimiento.

**MATERIALES SELECCIONADOS
MARCO GEOLOGICO**

El trazado asturiano de la autopista Astur-Leonesa se encuentra mayoritariamente dentro de una de las cinco unidades en que se divide la Zona Cantábrica, la llamada Cuenca Carbonífera Central (JULIVERT, 1971).

Dentro de ella, la autopista discurre dentro del llamado *primer tramo productivo* o *tramo inferior-subhullero*, correspondiente al Westfaliense B-C; este tramo incluye los paquetes Levinco, Llanón y Tendeyón.

La toma de muestras se ha realizado en dos zonas próximas al punto kilométrico 75,500, no habiendo sido posible definir a cuál de los paquetes corresponden debido a la fuerte tectonización de la zona.

Macroscópicamente son pizarras masivas grises-negras, con planos de fractura angulosos y presentando el típico aspecto en *escalera*. La disposición de las fracturas es paralela o subparalela a la incipiente esquistosidad que presentan, que actúa como planos de debilidad.

Microscópicamente presentan una textura pizarrosa con una esquistosidad grosera (BASTIDA, 1981) y están compuestas principalmente por cristales de clorita, en ocasiones bien desarrollados, y otros de menor tamaño de moscovita, cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, unidos por una matriz clorítico-sericítica formada por recristalización del material arcilloso original; como minerales accesorios contienen abundante materia orgánica, dolomita, óxido de hierro, esfena, turmalina y circón.

CARACTERIZACION PETROFISICA

Densidad de la roca (ρ_d) y porosidad abierta (n_o)

Para su determinación se siguieron las recomendaciones de la ISRM (1981), habiéndose ensayado un total de 20 muestras. Los resultados obtenidos aparecen en la tabla I.

TABLA I

| | ρ_d | n_o | ϵ_{S_1} | $\epsilon_{S_{23}}$ | E.A. |
|------------------|----------|-------|------------------|---------------------|------|
| \bar{X} | 2698 | 3,0 | 1,2 | 0,4 | 46 |
| σ | 27 | 0,1 | 0,1 | 0,02 | 9 |

Propiedades físicas determinadas, antes de los ciclos de alterabilidad: ρ_d : densidad (kg/m^3); n_o : porosidad abierta, (%); ϵ_s : coeficiente de hinchamiento libre ($\times 10^{-3}$); E.A.: emisión acústica máxima (cuentas/10s). \bar{X} , valor medio y σ , desviación estándar.

Hinchamiento (ϵ_s)

Se han determinado los *coeficientes de hinchamiento libre*, en tres direcciones ortogonales (tabla I), en 10 probetas de cada una de las muestras estudiadas.

Se ha comprobado la existencia de una marcada anisotropía en el hinchamiento, presentando valores más altos en la dirección perpendicular a la esquistosidad (ϵ_{S_1}), respecto a las otras dos direcciones ortogonales ($\epsilon_{S_{23}}$), que poseen valores similares.

En la cinética del hinchamiento, las tendencias de todas las muestras y en todas las direcciones han sido similares; así, la mayor expansión se produce en el primer día de ensayo, manifestando posteriormente una desaceleración y estabilizándose al cabo de 50 horas aproximadamente (fig. 3).

Se ha registrado y procesado la emisión acústica (E.A.) generada durante los ensayos de hinchamiento, con el fin de comprobar la utilidad de esta técnica para evaluar los procesos de deformación sufridos por las muestras durante este ensayo. Se ha medido la velocidad de emisión acústica (en el rango de frecuencias de 100

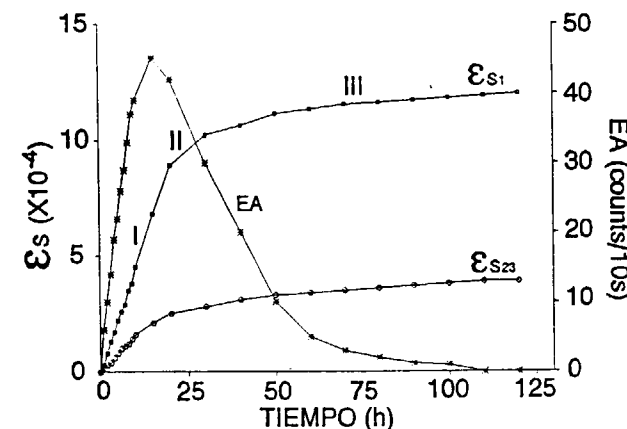


Figura 3.—Variación del coeficiente de hinchamiento anisotrópico (ϵ_{S_1} y $\epsilon_{S_{23}}$) y de la emisión acústica (EA) durante un ensayo de hinchamiento libre.

a 300 kHz) expresándola en número de cuentas (counts) cada 10 segundos; en la tabla I se muestran los valores máximos obtenidos. La evolución de la emisión acústica frente al tiempo y al hinchamiento puede verse en la figura 3.

En lo que respecta a la relación entre la evolución de la emisión acústica y la cinética del hinchamiento, pueden diferenciarse tres etapas (figura 3): un primer tramo (I) con velocidad de hinchamiento rápida que se corresponde con un aumento importante de la velocidad de emisión acústica; posteriormente y coincidiendo con una etapa de menor velocidad de hinchamiento (II), la velocidad de E.A. decrece paulatinamente y, por último, una etapa (III) donde la velocidad de hinchamiento y de E.A. son prácticamente nulas.

Absorción de agua

La absorción de agua por parte de los materiales rocosos depende de sus características petrográficas y, principalmente, de la configuración del sistema poroso de los mismos. Existen diversos métodos para evaluar esta propiedad, entre otros, el aconsejado por la ISRM (1981) para el contenido en agua a una hora, el contenido en agua a los dos días sugerido por la ASTM (1988), el contenido en agua para tiempos largos propuesto por BELIKOV et al. (1967), etc.; en este trabajo se han empleado los tres antes citados, siendo el número de muestras ensayadas de 16.

En cada caso se han calculado el contenido en agua (W , %), y el grado de saturación (S , %); los resultados obtenidos aparecen en la tabla II.

TABLA II

| | W_1 (%) | W_2 (%) | W_5 (%) | W_{10} (%) | S_1 (%) | S_2 (%) | S_5 (%) | S_{10} (%) |
|------------------|--------------|--------------|--------------|-----------------|--------------|--------------|--------------|-----------------|
| \bar{X} | 0,40 | 0,90 | 1,10 | 1,17 | 37,50 | 88,60 | 92,8 | 94,05 |
| σ | 0,08 | 0,10 | 0,12 | 0,15 | 5,30 | 6,10 | 4,2 | 1,40 |

Contenido en agua a una hora (W_1), dos días (W_2), cinco días (W_5) y diez días (W_{10}), así como los grados de saturación correspondiente, S_1 , S_2 , S_5 y S_{10} .

A la vista de los resultados puede decirse que las muestras estudiadas presentan una baja absorción de agua.

En cuanto a la cinética de absorción, y a pesar de las diferencias existentes entre las distintas muestras, todas ellas presentan ciertos rasgos comunes (fig. 4): una *absorción rápida* inicial, que tiene lugar a ritmo constante, variando su duración desde algunas horas hasta un día; al cabo de ese tiempo y de forma gradual, tiene lugar una disminución en la velocidad de toma de agua, pasando a una etapa de *absorción lenta* final con un ritmo también prácticamente constante, alcanzando en este tiempo una saturación casi total (94 por 100).

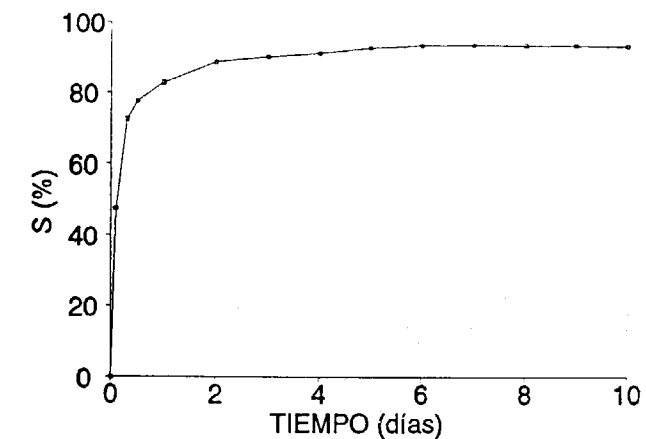


Figura 4.—Grado de saturación (S) en función del tiempo durante un ensayo de absorción libre de agua.

Velocidad de propagación de ondas longitudinales (V_L)

La evolución de la velocidad de propagación de ondas longitudinales tiene gran importancia para la evaluación de la alterabilidad de los materiales rocosos, ya que es muy sensible a la presencia de fisuras, disminuyendo los valores de velocidad al aumentar ligeramente la densidad microfisural; por ello, si los ciclos de envejecimiento artificial acelerado produjeren microfisuras, éstas serían detectables mediante esta técnica.

Las medidas para la determinación de la velocidad se realizaron en condiciones de laboratorio y sobre muestras que habían permanecido en estufa a 60° C durante 24 horas; para la emisión y recepción de la señal se utilizaron transductores con una frecuencia de resonancia de 63 kHz.

Debido a la anisotropía de la roca, se realizaron medidas siguiendo direcciones paralelas y perpendiculares a los planos de esquistosidad, definiéndose un índice de anisotropía (Ia) como el cociente entre V_L medida en la dirección paralela a la esquistosidad y la medida perpendicularmente a la misma (tabla III); se ensayaron 10 probetas (las mismas que posteriormente serían utilizadas en los ensayos de alterabilidad) observándose una alta dispersión de los valores debida a la heterogeneidad propia de este tipo de rocas.

TABLA III

| | V _L a la esquistosidad | V _L ⊥ a la esquistosidad | Ia |
|--------|--------------------------------------|-------------------------------------|-----|
| X. ... | 4560 | 1625 | 2.8 |
| σ. ... | 170 | 250 | |

Valores de velocidad de ondas longitudinales (V_L, m/s) e índice de anisotropía (Ia).

DURABILIDAD: CICLOS DE ENVEJECIMIENTO ARTIFICIAL ACELERADO

La durabilidad de los materiales rocosos puede ser evaluada mediante la reproducción en laboratorio de las condiciones ambientales generales a que estén sometidos. Es necesario hacer notar que, aunque las condiciones ambientales natura-

les pueden ser reproducidas con una cierta aproximación, los tiempos reales evidentemente no lo son (esto haría el ensayo poco práctico). Por tanto, para hacer más efectivos los ensayos, se suele recurrir a una *aceleración* de los tiempos y a una *exageración* de las condiciones ambientales (grado de humedad, temperaturas máximas y mínimas, etc.), por lo cual el resultado final puede diferir en mayor o menor grado de la realidad.

En este sentido, existe una serie de ensayos normalizados, denominados *ensayos de envejecimiento artificial acelerado*, mediante los que es posible obtener una cierta idea del comportamiento de las rocas frente a las acciones físico-químicas de los distintos agentes de alteración.

La valoración de los resultados de los ensayos suele realizarse mediante la observación visual de los daños producidos, la cuantificación de la pérdida de peso durante y al final de los ensayos y por la degradación de algunas propiedades físicas (p. ej., porosidad, densidad de fisuración, velocidad de propagación de ondas elásticas, resistencia mecánica, etc.).

Teniendo en cuenta la climatología de la zona donde se encuentran los materiales estudiados (que se caracteriza por la presencia de frecuentes lluvias, heladas y nevadas), se ha considerado conveniente la realización de ensayos de envejecimiento artificial acelerado relacionados con la acción del agua líquida y del hielo.

Acción del agua: ensayo de desmoronamiento y ciclos de humedad-sequedad

La mayoría de los materiales rocosos pizarrosos se desintegran o fracturan, en mayor o menor medida, cuando se exponen a cambios bajo la acción del agua.

Así, algunos de ellos, cuando se exponen a condiciones de humedad relativa distinta a su contenido natural, pueden llegar a desmoronarse; otros precisan de un número variable de ciclos alternantes de humedad; finalmente, otros necesitan estar sometidos al contacto directo con el agua y es, después de varios ciclos de saturación-sequedad, cuando muestran señales de deterioro físico.

Ensayo de desmoronamiento

Para este ensayo se ha empleado el método sugerido por LUTTON (1977), consistente en sumergir en agua una serie de fragmentos de roca con objeto de observar, al cabo de cierto tiempo, la posible aparición de rasgos superficiales de deterioro y poder clasificarlos con arreglo a una escala cualitativa preestablecida; dicha escala abarca valores del 1 al 6, correspondiendo el 1 a los materiales que se desintegran totalmente en el agua y el 6 a los que no sufren ningún cambio aparente.

El número de muestras ensayadas fue de 20 y todas tuvieron un comportamiento similar, presentando un índice de 5 (fracturación lenta y escasa).

Ciclos humedad-sequedad

El modelo de ciclo realizado es el recomendado por FARJALLAT y NERY DE OLIVEIRA (1972) consistente en 48 horas de inmersión en agua y 24 horas de secado en condiciones de laboratorio. De esta manera, la roca experimenta importantes cambios en su contenido en agua en periodos de tiempo muy cortos, intentando reflejar (de forma extrema) los procesos naturales, como es la alternancia de periodos secos y soleados frente a otros más húmedos y lluviosos.

En los materiales ensayados, las fisuras empiezan a desarrollarse entre los ciclos 10 y 12, siguiendo los planos de esquistosidad, y produciéndose, en algún caso, desprendimientos de material en forma de esquirlas de tamaños variables. No obstante, en algunas muestras que presentaban inicialmente una fracturación observable a simple vista, la fisuración se desarrolla en ciclos anteriores (6° ó 7°).

La pérdida de peso de las probetas al final de los 20 ciclos realizados se incluye en la tabla IV. Como ya se ha dicho para otros ensayos, la gran dispersión de los resultados se debe a la heterogeneidad intrínseca de este tipo de materiales.

Siguiendo la clasificación de DEO et al. (1974), aplicable a este ensayo, los materiales se pueden incluir en el grupo 3 (pizarras no afectadas por el agua, después de cinco ciclos).

TABLA IV

| | Humedad-sequedad | Hielo-deshielo |
|-------------------------|------------------|----------------|
| Pérdida de peso (%) ... | 1,95 | 3,57 |
| σ | 1,21 | 3,28 |

Pérdida de peso post-ciclos humedad-sequedad y hielo-deshielo.

Ciclos hielo-deshielo

Las heladas afectan en mayor o menor medida a los materiales rocosos dependiendo fundamentalmente de las características de sus espacios vacíos (cantidad, tamaño, forma y conectividad), de su contenido en agua y de las temperaturas alcanzadas. Los daños producidos por el hielo se manifiestan tanto en forma de fisuras como de desconchados, descamaciones, arenizaciones, etc.

Las características de los ciclos realizados (un total de 120) han sido las siguientes, partiendo de muestras saturadas en agua:

- Descenso lineal de la temperatura de 10 a -15° C en tres horas.
- Estabilización a -15° C durante tres horas.
- Ascenso lineal de la temperatura de -15° C a 10° C en tres horas.
- Estabilización a 10° C durante tres horas.

En este ensayo, las fisuras empiezan a desarrollarse entre el ciclo 6.º y el 10.º, produciéndose, en algún caso, desprendimientos de material en forma de esquirlas de tamaños variables (fig. 5). La fisuración se desarrolla siguiendo los planos de esquistosidad, apreciándose a veces una fisuración conjugada a 45°. En el caso de existir inicialmente una fracturación observable a simple vista, las fisuras aparecen en los ciclos 3.º o 4.º.

Estos fragmentos generados en los ciclos de hielo-deshielo y humedad-sequedad, son semejantes a los observados en los taludes de la autopista Astur-Leonesa, tanto en la forma como en el tamaño (fig. 6).

La pérdida de peso (tabla IV) hay que considerarla como material que se desprende en forma de esquirlas de un tamaño inferior a 0,5 cm.

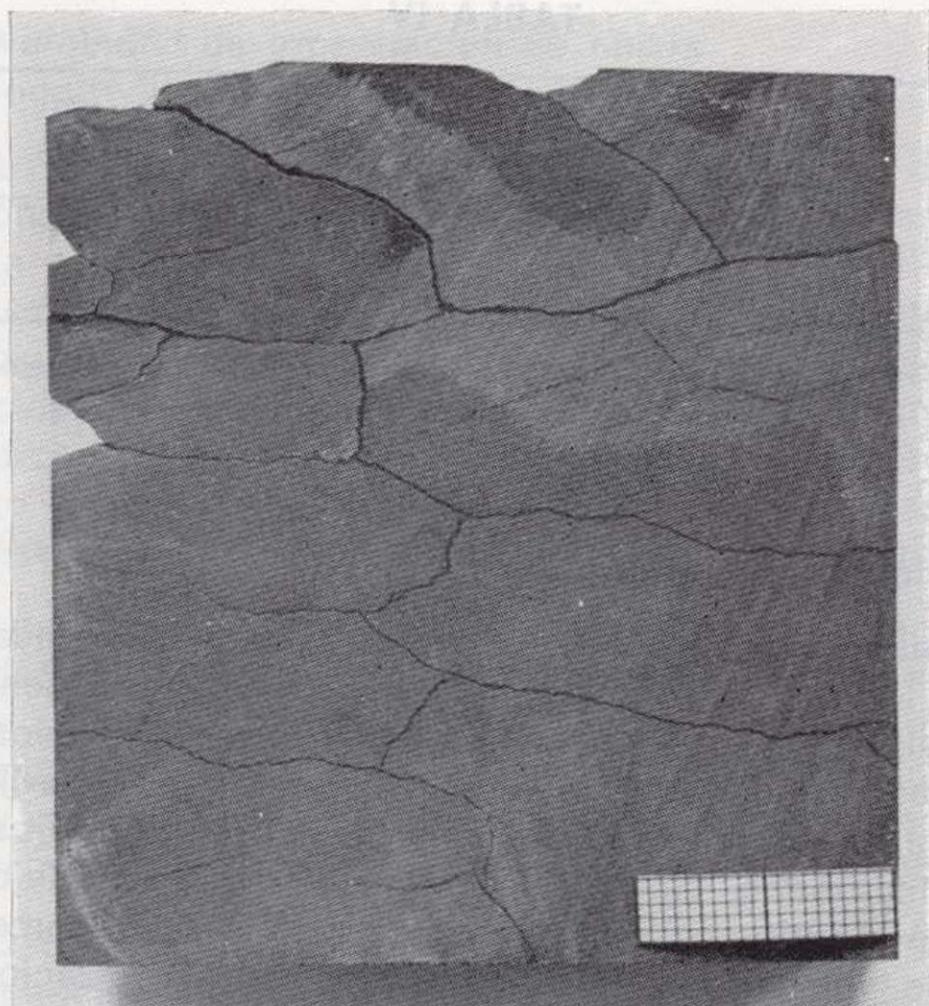


Figura 5.—Fracturación obtenida en el laboratorio mediante ciclos de hielo-deshielo.



Figura 6.—Detalle de los fragmentos de material pizarroso acumulados en la base de un talud.

VARIACION DE LAS PROPIEDADES FISICAS POST-CICLOS

Posteriormente a los ciclos de envejecimiento artificial acelerado, se han vuelto a medir algunas de las propiedades físicas (porosidad abierta, absorción de agua y velocidad de propagación de ondas) para comparar los resultados con los valores iniciales e intentar establecer parámetros cuantitativos sobre la alterabilidad de los materiales objeto de estudio (tabla V).

TABLA V

| | Humedad-sequedad | | Hielo-deshielo | |
|------------------------------|------------------|-------------|----------------|-------------|
| | Inicial | Post-ciclos | Inicial | Post-ciclos |
| n_o (%) | 3,0 | 3,3 | 3,1 | 3,7 |
| σ | 0,1 | 0,5 | 0,2 | 0,8 |
| Variación (%) ... | | + 10 | | + 19,3 |
| W_{10} (%) | 1,30 | 1,40 | 1,20 | 1,60 |
| σ | 0,14 | 0,30 | 0,20 | 0,55 |
| Variación (%) ... | | + 7,7 | | + 33,3 |
| $V_L \parallel$ (m/s) | 4531 | 3935 | 4591 | 3033 |
| σ | 212 | 326 | 130 | 769 |
| Variación (%) ... | | - 15,1 | | - 51,4 |
| $V_L \perp$ (m/s) | 1598 | 1206 | 1648 | 866 |
| σ | 325 | 244 | 198 | 510 |
| Variación (%) ... | | - 32,5 | | - 90,3 |

Variaciones de la porosidad, n_o ; absorción libre de agua a los 10 días, W_{10} , y velocidad de ondas longitudinales, V_L , con los ciclos humedad-sequedad y hielo-deshielo.

Los resultados presentan variaciones importantes tanto en la porosidad como en la absorción libre de agua, siendo mayores las obtenidas tras la realización de los ciclos hielo-deshielo.

En todos los casos, la velocidad de propagación de ondas longitudinales es la característica que presenta una mayor variación, tanto en la dirección perpendicular a la laminación como paralela a la misma; dichas variaciones están asociadas a la creación de fisuras, tal como se ha constatado por la observación macroscópica de las muestras.

Por otra parte, la dispersión de los resultados es mayor en las muestras post-ciclos que en las muestras pre-ciclos y dentro de ellas en las que han sufrido los ciclos de hielo-deshielo.

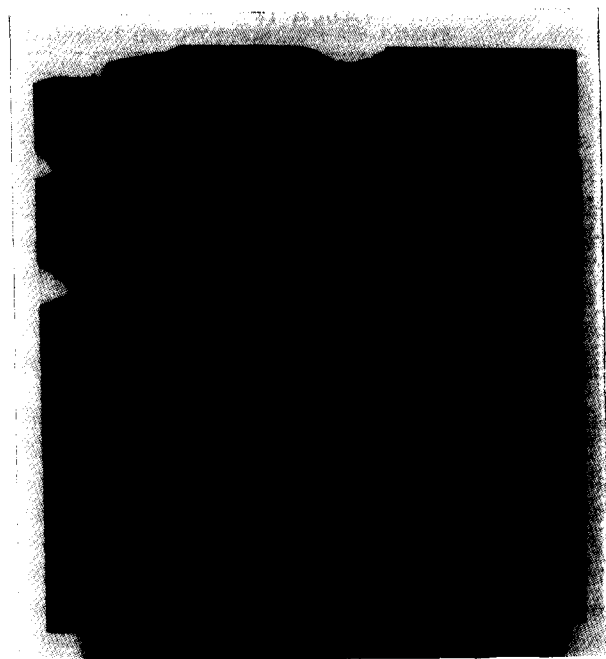


Figura 5.—Fracturación obtenida en el laboratorio mediante ciclos de hielo-deshielo.



Figura 6.—Detalle de los fragmentos de material pizarroso acumulados en la base de un talud.

VARIACION DE LAS PROPIEDADES FISICAS POST-CICLOS

Posteriormente a los ciclos de envejecimiento artificial acelerado, se han vuelto a medir algunas de las propiedades físicas (porosidad abierta, absorción de agua y velocidad de propagación de ondas) para comparar los resultados con los valores iniciales e intentar establecer parámetros cuantitativos sobre la alterabilidad de los materiales objeto de estudio (tabla V).

TABLA V

| | Humedad-sequedad | | Hielo-deshielo | |
|------------------------------|------------------|-------------|----------------|-------------|
| | Inicial | Post-ciclos | Inicial | Post-ciclos |
| n_0 (%) | 3,0 | 3,3 | 3,1 | 3,7 |
| σ | 0,1 | 0,5 | 0,2 | 0,8 |
| Variación (%) ... | + 10 | | + 19,3 | |
| W_{10} (%) | 1,30 | 1,40 | 1,20 | 1,60 |
| σ | 0,14 | 0,30 | 0,20 | 0,55 |
| Variación (%) ... | + 7,7 | | + 33,3 | |
| $V_L \parallel$ (m/s) | 4531 | 3935 | 4591 | 3033 |
| σ | 212 | 326 | 130 | 769 |
| Variación (%) ... | - 15,1 | | - 51,4 | |
| $V_L \perp$ (m/s) | 1598 | 1206 | 1648 | 866 |
| σ | 325 | 244 | 198 | 510 |
| Variación (%) ... | - 32,5 | | - 90,3 | |

Variaciones de la porosidad, n_0 ; absorción libre de agua a los 10 días, W_{10} , y velocidad de ondas longitudinales, V_L , con los ciclos humedad-sequedad y hielo-deshielo.

Los resultados presentan variaciones importantes tanto en la porosidad como en la absorción libre de agua, siendo mayores las obtenidas tras la realización de los ciclos hielo-deshielo.

En todos los casos, la velocidad de propagación de ondas longitudinales es la característica que presenta una mayor variación, tanto en la dirección perpendicular a la laminación como paralela a la misma; dichas variaciones están asociadas a la creación de fisuras, tal como se ha constatado por la observación macroscópica de las muestras.

Por otra parte, la dispersión de los resultados es mayor en las muestras post-ciclos que en las muestras pre-ciclos y dentro de ellas que han sufrido los ciclos de hielo-deshielo.

CONCLUSIONES

El comportamiento alterológico de los materiales pizarrosos del Valle del Huerna puede ser explicado atendiendo a sus características petrográficas (mineralogía, textura y estructura).

Si bien, de acuerdo con algunos ensayos realizados, estos materiales podrían ser considerados como poco afectados por el agua (baja absorción libre de agua, alto índice de Lutton), sin embargo, en su localización natural y mediante otros ensayos de laboratorio, manifiestan una gran facilidad para fragmentarse.

Este hecho podría deberse a la localización preferencial de los espacios vacíos en los planos de esquistosidad del material, concentrándose en ellos el agua de absorción y creando éstas tensiones sobre las paredes de dichos planos (tanto en fase líquida como sólida) capaces de producir un hinchamiento (más marcado en la dirección perpendicular a la esquistosidad) y una fracturación asociada a dichos planos (como ponen de manifiesto las observaciones fractográficas tras los ensayos y la variación de la velocidad de propagación de ondas longitudinales).

Tanto la acción de los ciclos de humedad-sequedad como los de hielo-deshielo conducen a una degradación importante de dichos materiales, al cabo de un número relativamente pequeño de ciclos, siendo más agresivos los de hielo-deshielo. Esta alteración varía significativamente las propiedades físicas de dichos materiales, siendo especialmente marcada la disminución de la velocidad de propagación de las ondas longitudinales, por lo que esta propiedad puede ser tenida en cuenta a la hora de evaluar el grado de alteración de otros materiales similares.

Los fragmentos obtenidos durante los ensayos de envejecimiento artificial acelerado en el laboratorio poseen una gran similitud, tanto en tamaño como en forma, con los que se encuentran al pie de los taludes de la autopista, por lo que parece que son precisamente estos dos factores climáticos (agua y hielo) los que producen el deterioro actual de dichos taludes.

Por último, se ha comprobado que la técnica de emisión acústica es válida para el estudio de la cinética de hinchamiento de estos materiales, ya que su registro presenta tres fases que pueden

ser correlacionadas con las tres de hinchamiento: una gran emisión de los primeros momentos de inmersión en agua, coincidiendo con la mayor velocidad de hinchamiento; una segunda etapa de disminución de dicha emisión, cuando se desacelera el hinchamiento, y, por último, una tercera fase con emisión acústica muy baja, a medida que se completa el hinchamiento total.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Universidad de Oviedo (Proyecto número TA89/1541) por la financiación de esta investigación. Asimismo a la empresa AUCALSA por las facilidades dadas para el muestreo de los materiales.

REFERENCIAS

- A.S.T.M. (1988): *Standard test methods for absorption and bulk specific gravity of natural building stone*. En: Annual book of ASTM standards. Vol. 04.08, C 97-83, pp. 1-2.
- ATABEK, R.; JOIDA, M., y ANDRE-JEHAN, R. (1985): *Programs and means developed by C.E.A. for clay characterization*. Engineering Geology, 21, pp. 209-213.
- BASTIDA, F. (1981): *La esquistosidad primaria: una síntesis sobre sus características y desarrollo*. Trabajos de Geología (Universidad de Oviedo), vol. 11, pp. 35-54.
- BELIKOV, B. P.; ZALESKII, B. V.; ROZANOV, Y. A.; SANINA, E. A., y TIMCHENKO, I. P. (1967): *Methods of studying the physicommechanical properties of rocks*. En: Physical and mechanical properties of rocks. B. V. Zaleskii (Ed.), Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, pp. 1-58.
- CORDING, E. J., y MAHAR, J. W. (1978): *Index properties and observations for design of chambers in rock*. Engineering Geology, 12, pp. 113-142.
- DEO, P.; WOOD, L. E., y LOWELL, C. W. Jr. (1974): *Use of shale in embankments*. National Research Council, Transportation Research Board, Special Report 148, pp. 87-96.
- DUBE, A. K. (1987): *Underground excavation in expansive strata*. Proc. 6th Int. Conf. on Expansive Soils, New Delhi (India), pp. 477-481.
- FARJALLAT, J., y NERY DE OLIVEIRA, J. (1972): *Experimental studies on the weatherability of the Capivara dam basalts, Rio Paranapanema, Brazil*. Bull. Int. Assoc. Engng. Geol., No. 6, pp. 83-96.
- GYSEL, M. (1987): *Design of tunnels in swelling rock*. Rock Mechanics and Rock Engineering, 20, pp. 219-242.
- HUANG, S. L.; AUGHENBAUGH, N. B., y ROCKAWAY, J. D.

(1986): *Swelling pressure studies of shales*. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. Vol. 23, pp. 371-377.

I.S.R.M. (1981): *Suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties and swelling and slake-durability index properties*. En: Rock characterization testing and monitoring. E. T. Brown (Ed.). Pergamon Press, pp. 79-94.

JULIVERT, M. (1971): *Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of NW Spain*. Am. Jour. Scien., vol. 270, 1, pp. 1-29.

KOJIMA, K.; SAITO, Y., y YOKOKURA, M. (1981): *Quantitative estimation of swelling and slaking characteristics for soft rockmass*. Proc. Int. Symp. on Weak Rock (Tokyo). K. Akai, M. Hayashi y Y. Nishicatsu (Eds.). Ed. Balkema (Rotterdam), pp. 213-218.

KOVARI, K.; AMSTAD, Ch., y ANAGNOSTOU, G. (1988): *Design/construction methods-Tunneling in swelling rocks*. Proc. 29th U.S. Symposium: Key Question in Rock Mechanics (Minnesota-Minneapolis). P. A. Cundall; R. L. Sterling, y A. M. Starfield (Eds.). Ed. Balkema (Rotterdam), pp. 17-32.

LOCAT, J.; LEFEVRE, G., y BALLIUY, G. (1984): *Mineralogy, chemistry and physical properties interrelationship of some sensitive clays from Eastern Canada*. Canadian Geotechnical Journal, 21, 3, pp. 530-540.

LUTTON, R. J. (1977): *Slaking index for design*. En: Design and construction of compacted shale embankment. U.S. Army Eng. Waterways Exp. Station, Soils and Pavements Lab., vol. 3, 31 pp.

OKAMOTO, R.; SUGAHARA, H., y HIRANO, I. (1981): *Slaking and swelling properties of mudstone*. Proc. Int. Symp. on Weak Rock (Tokyo). K. Akai, M. Hayashi y Y. Nishimatsu (Eds.). Ed. Balkema (Rotterdam), pp. 213-218.

SASAKI, T.; KINOSHITA, S., y ISHIJIMA, Y. (1981): *A study on water-sensitivity of argillaceous rock*. Proc. Int. Symp. on Weak Rock (Tokyo). K. Akai, M. Hayashi y Y. Nishimatsu (Eds.). Ed. Balkema (Rotterdam), pp. 149-154.

YONGXIN, Q.; BING, X.; MENGXIONG, S., y XIAOLAN, X. (1981): *The engineering geological problems of swelling rocks in the underground construction*. Proc. Int. Symp. on Weak Rock (Tokyo). K. Akai, M. Hayashi y Y. Nishimatsu (Eds.). Ed. Balkema (Rotterdam), pp. 237-241.

Original recibido: Septiembre de 1993.

Original aceptado: Octubre de 1993.

Características del metamorfismo de grado bajo a muy bajo en la parte meridional de la Faja Pirítica (Zona Sur Portuguesa).

Por J. C. FERNANDEZ CALIANI (*), J. M. MESA (*) y E. GALAN (*)

RESUMEN

El estudio mineralógico y microestructural de metapelitas devónicas y carboníferas de la Faja Pirítica meridional indica que el metamorfismo regional es monofásico, está asociado a la primera fase de deformación hercínica, y se caracteriza por una paragénesis monótona y sencilla: cuarzo + mica blanca + clorita + albita.

De acuerdo con el índole de cristalinidad de las micas, el metamorfismo es de grado bajo (zona inferior de la facies de los esquistos verdes) a muy bajo (facies prehnita-pumpellyita), apreciándose un cierto decrecimiento en la intensidad de este (anticlinal de Valverde del Camino) a oeste (anticlinal de Puebla de Guzmán).

El parámetro bo de las micas y el coeficiente medio de correlación Al/Fe en la capa octaédrica de las cloritas han permitido fijar las siguientes condiciones termodinámicas: $250^{\circ}\text{C} < T < 300^{\circ}\text{C}$ y $P \leq 2 \text{ Kb}$.

Palabras clave: Metamorfismo, Metapelitas, Filosilicatos, Faja pirítica, Huelva.

ABSTRACT

An investigation of metapelitic rocks in the southern half of the Iberian Pyrite Belt indicates regional metamorphism transitional from very low- to low-grade, associated with the first and main phase of the Hercynian orogeny. Mica-chlorite-albite-quartz is the typical paragenetic assemblage. The mica crystallinity index reveals a slight decrease in the metamorphic grade towards the west.

The lattice parameter bo of dioctahedral micas and octahedral Al/Fe correlation in chlorites defines the metamorphic conditions as $250^{\circ}\text{C} < T < 300^{\circ}\text{C}$ and $P \leq 2 \text{ Kb}$.

Key words: Metamorphism, Metapelites, Phyllosilicates, Iberian Pyrite Belt, Huelva.

INTRODUCCIÓN

El conocimiento del metamorfismo regional de la Zona Sur Portuguesa (ZSP) del Macizo Ibérico (LOTZE, 1945; JULIVERT et al., 1974) se ha desarrollado fundamentalmente a partir de estudios petrográficos y geoquímicos de metabasitas, aceptándose, en general, la distribución zonada de un metamorfismo de grado bajo cuya intensidad disminuye progresivamente de norte a sur, desde la facies de los esquistos verdes a la facies de las zeolitas pasando por la facies

prehnita-pumpellyita (SCHERMERHORN, 1975; MUNHA, 1983).

Con este trabajo se inicia en la Faja Pirítica (sector central de la ZSP) una investigación sistemática de las rocas metapelíticas, que tiene como objetivo determinar las condiciones del metamorfismo, básicamente, mediante parámetros cristaloquímicos de los filosilicatos.

Se han analizado 65 muestras de metapelitas procedentes de los anticlinales de Valverde del Camino y Puebla de Guzmán (fig. 1), en la provincia de Huelva. En este sector afloran las tres grandes unidades estratigráficas de la Faja Pirítica,

(*) Dpto. Cristalografía, Mineralogía y Química Agrícola. Universidad de Sevilla.

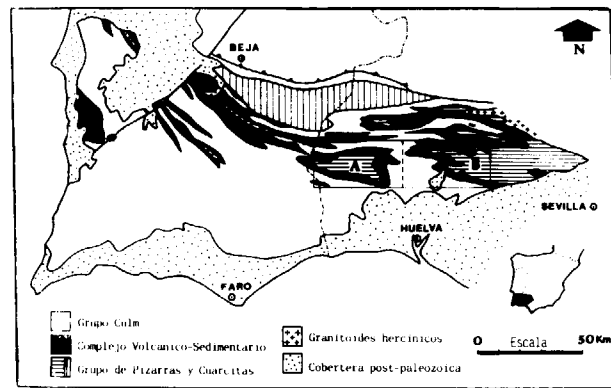


Figura 1.—Esquema geológico de la Faja Pirítica (CARVALHO et al., 1976) y localización del área de estudio (A: anticlinal de Puebla de Guzmán; B: anticlinal de Valverde del Camino).

propuestas por SCHERMERHORN (1971), a escala regional: a) Grupo de Pizarras y Cuarcitas (P-Q), del Devónico Superior; b) Complejo Volcánico-Sedimentario (CVS), de edad Tournaisiense-Viseense Inferior, y c) Grupo Culm, del Viseense Superior.

Las metapelitas devónicas y las del Grupo Culm presentan una composición química y mineralógica semejante: son pizarras aluminicas de composición cuarzo-moscovítica. Sin embargo, los materiales pelíticos del CVS son más heterogéneos y se diferencian por sus componentes accesorios más característicos en pizarras carbonosas, cloríticas, manganesíferas y hematíticas (FERNANDEZ CALIANI, 1990).

METODOLOGIA

La caracterización textural y microestructural de las pizarras se ha llevado a cabo por microscopía de luz transmitida y microscopía electrónica de barrido, en secciones paralelas y perpendiculares a los planos de foliación.

El análisis mineralógico y cristaloquímico de los filosilicatos se ha realizado por difracción de rayos X (método de polvo y agregado orientado) en un equipo Philips PW 1130/90, con microprocesador PW 1710, usando radiación $K\alpha$ de Cu filtrada por una lámina de Ni. La velocidad de

exploración fue de 2°/minuto para los trabajos rutinarios de caracterización y 0,5°/minuto para el estudio de los filosilicatos.

La cristalinidad de las micas se determinó por el método de KUBLER (1968) y teniendo en cuenta las recomendaciones del *Working Group on Illite Crystallinity* (KISCH, 1990), si bien no fue utilizado ningún patrón de referencia para calibrar la escala de cristalinidad. La medida del parámetro b_0 de la moscovita se efectuó a partir de la posición en el difractograma de polvo del pico de las reflexiones (060) + (331), usando portamuestras de carga lateral y cuarzo como estándar interno. La composición química de las cloritas se ha deducido a partir de los difractogramas, siguiendo las recomendaciones de BAILEY (1972) y la metodología de NIETO y RODRIGUEZ-GALLEGO (1983).

RELACION BLASTESIS-DEFORMACION

Las características texturales y microestructurales de las metapelitas son similares en todas las unidades estratigráficas. En general, no se observan grandes diferencias en cuanto a tipos y mecanismos de formación de estructuras resultantes de la tectónica polifásica hercínica.

La primera fase principal de deformación (D1) originó en las rocas pelíticas una microfábrica planar y homogénea, definida por la orientación preferencial de filosilicatos y pequeñas lenticulas de agregados de cuarzo microgranular. Se trata de una foliación pizarrosa o *slaty cleavage* muy penetrativa (fig. 2), con blastesis mineral asociada como se demuestra por la presencia de porfidoblastos de micas y cloritas orientados según los planos de foliación (textura blastopelítica). Al microscopio electrónico se aprecia un buen ordenamiento de los cristales laminares, cuyas secciones basales se disponen perpendicularmente a la dirección de los esfuerzos principales. La foliación pizarrosa se ha desarrollado con más dificultad en los niveles de mayor granulometría (fig. 3), presentando un aspecto más grosero (*rough cleavage*).

La segunda fase de deformación (D2) ha producido el microplegamiento de la foliación pizarrosa anterior dando lugar a una fábrica más heterogénea o foliación de crenulación (fig. 4). Los

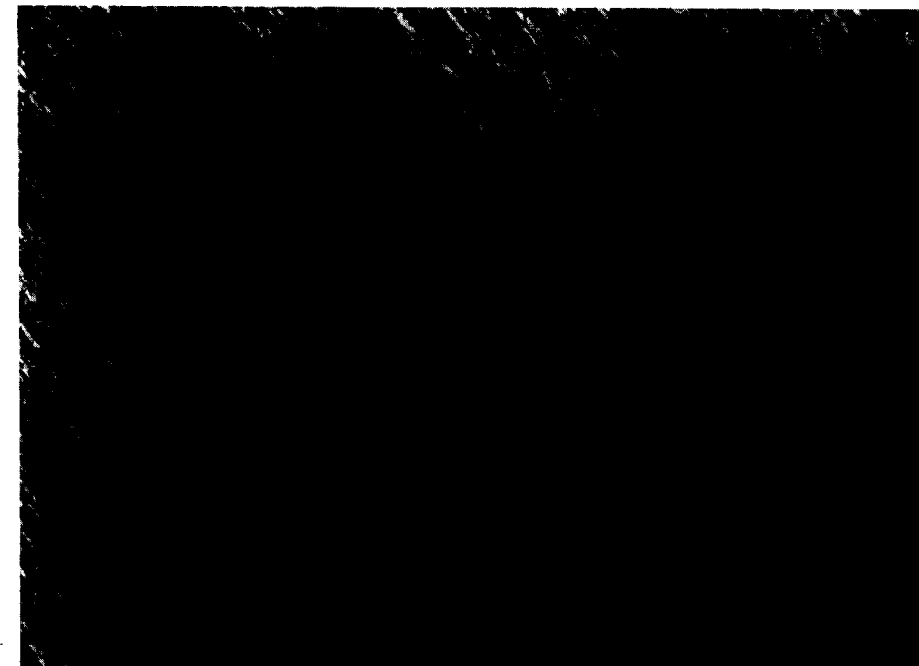


Figura 2.—Foliación pizarrosa (*slaty cleavage*) bien desarrollada en las metapelitas carbonosas (Luz polarizada, 10x).

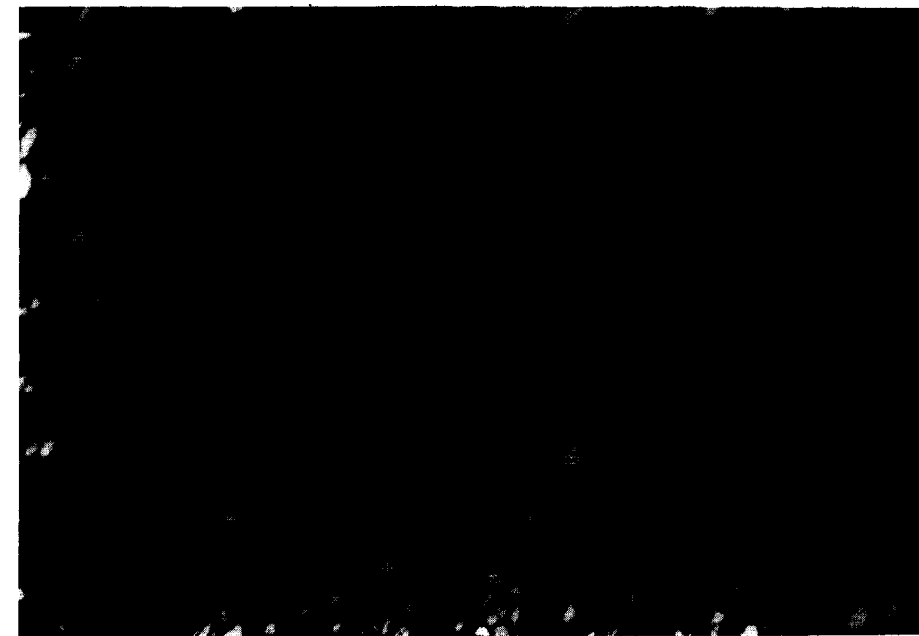


Figura 3.— Esquistosidad grosera (*rough cleavage*) en niveles cuarcíticos de las pizarras devónicas (Nícoles cruzados, 10x).

microplegues son redondeados o asimétricos (tipo kink) y las láminas de foliación presentan una morfología ondulada y anastomosada. Paralelamente a los planos de crenulación no se ha observado blastesis sino una acumulación de re-

siduos insolubles (óxidos de hierro, material carbonoso, minerales opacos y arcillosos). En este caso, el mecanismo de disolución de minerales bajo presión diferencial fue más operativo como se puede probar por la existencia de algunas



Figura 2.—Foliación pizarrosa (*slaty cleavage*) bien desarrollada en las meta-pelitas carbonosas (Luz polarizada, 10x).



Figura 3.—Esquistosidad grosera (*rough cleavage*) en niveles cuarcíticos de las pizarras devónicas (Nícoles cruzados, 10x).

micropliegues son redondeados o asimétricos (tipo kink) y las láminas de foliación presentan una morfología ondulada y anastomosada. Paralelamente a los planos de crenulación no se ha observado blastesis sino una acumulación de re-

siduos insolubles (óxidos de hierro, material carbonoso, minerales opacos y arcillosos). En este caso, el mecanismo de disolución de minerales bajo presión diferencial fue más operativo como se puede probar por la existencia de algunas

manifestaciones microestructurales significativas: sombras de presión de minerales histerógenos, estilolitos y bandeados de origen tectónico, y desplazamientos aparentes de laminaciones y venas (fig. 5), debidos a la pérdida de volumen que se produce por la movilización del material soluble durante el proceso de deformación.

MINERALOGIA Y CRISTALOQUIMICA DE LOS FILOSILICATOS

Los componentes mineralógicos determinados son: cuarzo, mica blanca y clorita como fases mayoritarias, y plagioclasa albítica, calcita, caolinita, pirofilita, cloritoide, epidota, material car-



Figura 4.—Foliación de crenulación en pizarra hemática (Luz polarizada, 10x).

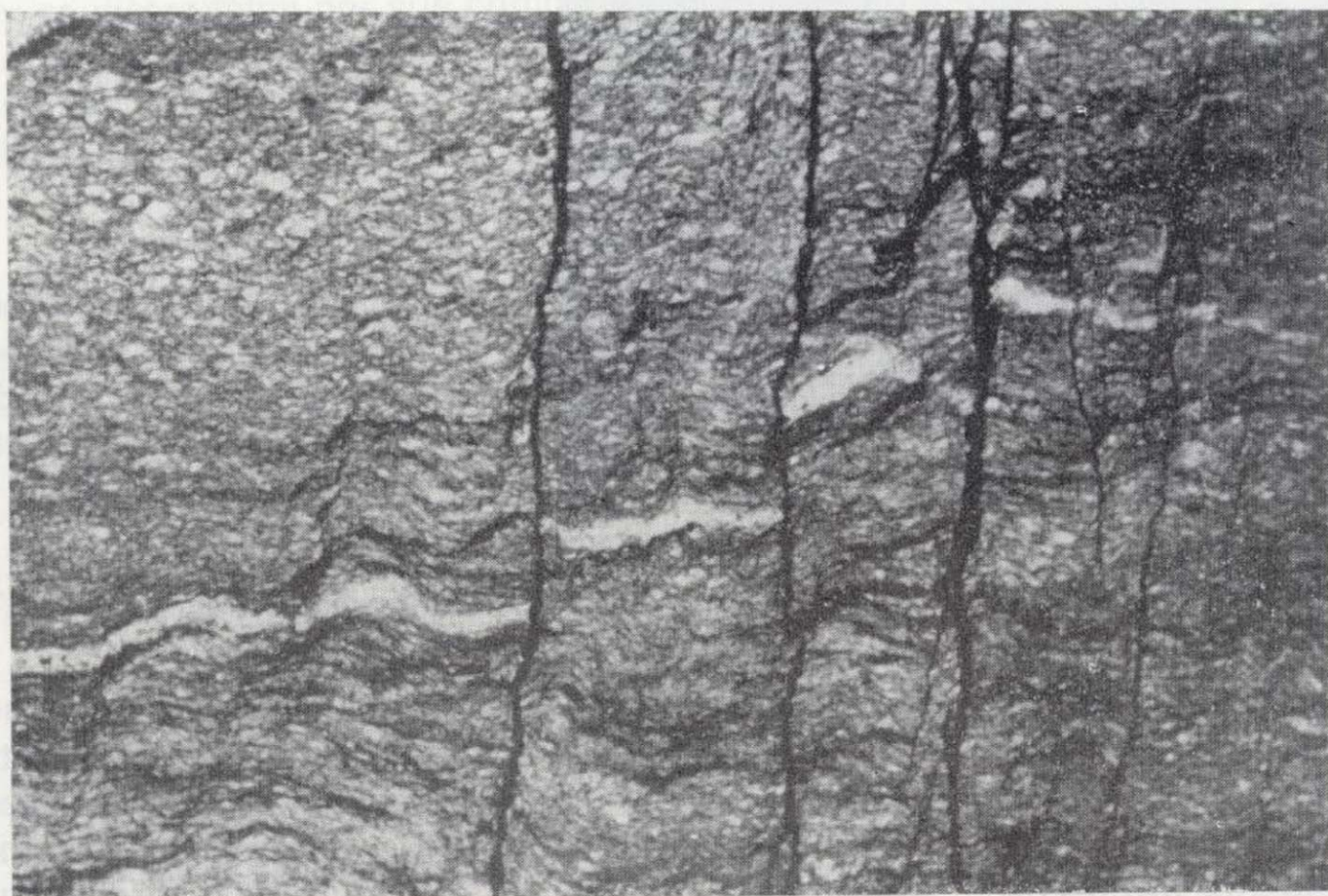


Figura 5.—Desplazamiento aparente de venas y laminaciones por disolución bajo presión (Luz polarizada, 10x).

manifestaciones microestructurales significativas: sombras de presión de minerales heterógenos, estilolitos y bandeados de origen tectónico, y desplazamientos aparentes de laminaciones y venas (fig. 5), debidos a la pérdida de volumen que se produce por la movilización del material soluble durante el proceso de deformación.

MINERALOGIA Y CRISTALOQUIMICA DE LOS FILOSILICATOS

Los componentes mineralógicos determinados son: cuarzo, mica blanca y clorita como fases mayoritarias, y plagioclasa albitica, calcita, caolinita, pirofilita, cloritoide, epidota, material car-

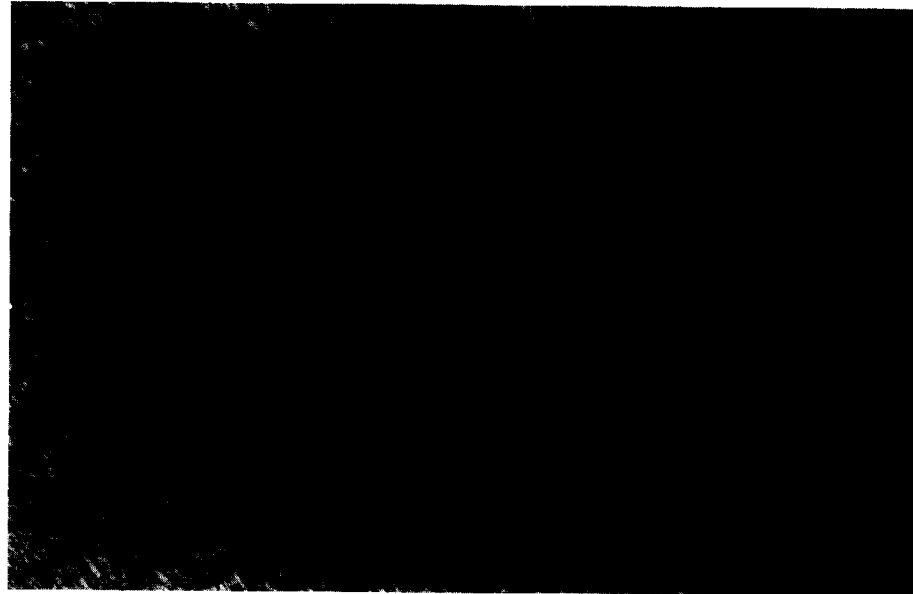


Figura 4.—Foliación de crenulación en pizarra hematítica (Luz polarizada, 10x).



Figura 5.—Desplazamiento aparente de venas y laminaciones por disolución bajo presión (Luz polarizada, 10x).

bonoso, hematites, pirita, turmalina y zircón como minerales accesorios.

La paragénesis básica cuarzo-mica blanca-clorita-albita es prácticamente constante en todas las metapelitas estudiadas pero no es significativa para establecer el grado e intensidad del metamorfismo. Por ello, se ha investigado la evolución de ciertos parámetros cristaloquímicos de los filosilicatos, que son especialmente sensibles a los cambios físico-químicos del medio y se utilizan como indicadores de presión y temperatura.

La mica es el filosilicato más abundante. Se presenta en láminas pseudohexagonales, bien cristalizadas, con los bordes muy recortados. La cristalinidad de las micas es variable (fig. 6), y se pueden hacer las siguientes observaciones:

1. Los valores de cristalinidad varían para micas de las pizarras de la misma formación o unidad estratigráfica. La diferencia de cristalinidad puede llegar hasta 0,1° de 2θ y, en algunos casos, parece evidente la influencia de factores tectónicos (FERNANDEZ CALIANI y GALAN, 1992). Las micas mejor cristalizadas se encuentran en zonas de falla y en las charnelas de los pliegues.
2. Las micas de las pizarras carboníferas (CVS y Culm) presentan una cristalinidad mayor que las micas de las pizarras devónicas. Para explicar esta aparente inversión debe tenerse en cuenta la complejidad tectónica del sector estudiado, sobre todo el flanco sur del anticlinal de Valverde del Camino, donde los materiales devónicos están superpuestos mecánicamente sobre el CVS mediante un cabalgamiento relacionado, probablemente, con las etapas compresivas más precoces de la primera fase de deformación.
3. Las micas están mejor cristalizadas en el anticlinal de Valverde del Camino que en el anticlinal de Puebla de Guzmán, independientemente de las unidades estratigráficas, apreciándose así un cierto decrecimiento de la intensidad del metamorfismo de este a oeste.

De acuerdo con los valores medios del parámetro bo (fig. 7), son micas dioctaédricas de composición moscovítica, a excepción de las micas fengíticas de las pizarras hematíticas que supe-

ran el límite (bo = 9.025 Å) propuesto por CIPRIANI et al. (1968) para las fengitas.

Las moscovitas de las pizarras devónicas y del

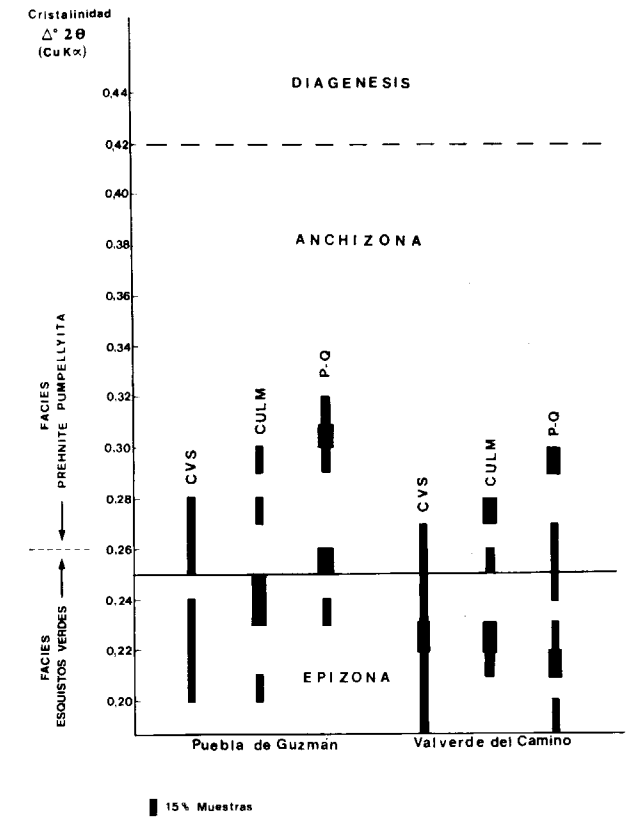


Figura 6.—Variación del índice de cristalinidad de Kubler en las diferentes unidades estratigráficas de los sectores estudiados. Los límites de la Anquizona han sido adoptados de KUBLER (1984) y las facies metamórficas están limitadas de acuerdo con MERRIMAN y ROBERTS (1985).

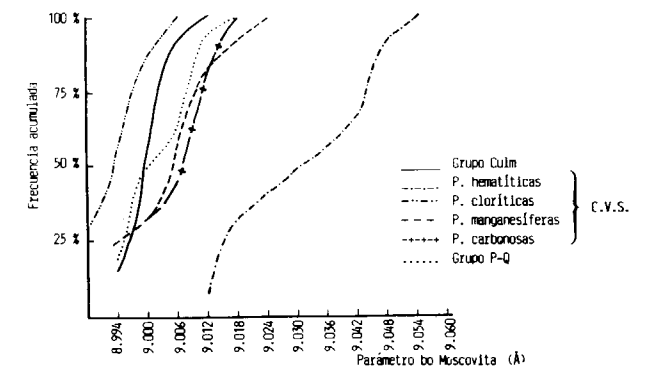


Figura 7.—Curvas acumulativas del parámetro bo de la moscovita.

Culm tienen un componente celadonítico semejante, sin embargo, en el CVS, el parámetro b_0 varía en función de la composición mineralógica de las pizarras y el grado de fengitización de las micas. Los valores extremos medidos en las pizarras moradas se deben a su composición hematítica y a un elevado grado de sustitución de Al por Fe en la capa octaédrica de las micas. Por otra parte, el acortamiento axial observado en las micas blancas de las pizarras cloríticas probablemente está condicionado por la presencia de carbonatos, como han señalado ARKAI et al. (1981).

El único politipo detectado en todas las muestras es el 2M, en porcentajes próximos al 100 por 100 según la expresión de MAXWELL y HOWER (1967).

La clorita es un mineral relativamente abundante en las pizarras de la Faja Pirítica excepto en las pizarras hematíticas. Su patrón de difracción corresponde con el politipo IIb de HAYES (1970) y presenta una composición química, deducida por difracción de rayos X, intermedia entre clinocloro y chamosita. Las pizarras verdes de Sotiel Coronada (flanco sur del anticlinal de Valverde) son más ricas en porfidoblastos de clorita chamosítica.

La caolinita y la pirofilita se encuentran en proporciones tan bajas que no permiten la determinación de sus parámetros cristaloquímicos. La pirofilita aparece exclusivamente en las pizarras devónicas.

GRADO E INTENSIDAD DEL METAMORFISMO

La cristalinidad de las micas es un parámetro muy utilizado para estimar el grado de metamorfismo incipiente de las rocas metapelíticas. El índice de cristalinidad de KUBLER (op. cit.) oscila entre $0,18$ y $0,32^\circ$ de 2θ , y revela un anquimetamorfismo en transición a la epizona. A pesar de la variabilidad observada en la cristalinidad de las micas, es posible establecer el tipo de facies metamórfica según MERRIMAN y ROBERTS (1985), que consideran el valor $0,26^\circ$ de 2θ como el límite inferior de la facies de los esquistos verdes y límite superior de la facies prehnita-pumpellyita, definidas para las metabasitas equivalentes (ver figura 6). Según esto, el metamor-

fismo es de grado bajo (subfacies inferior de los esquistos verdes) a muy bajo (facies prehnita-pumpellyita), en el sentido de WINKLER (1974).

En estos terrenos metamórficos, el parámetro b_0 de las micas dioctaédricas ofrece buenos resultados como geobarómetro (PADAN et al., 1982), ya que el contenido en celadonita depende directamente de las condiciones barométricas (SASSI, 1972; SASSI y SCOLARI, 1974).

Las metapelitas de los Grupos P-Q y Culm tienen una composición mineralógica adecuada para el análisis geobarométrico excepto algunas pizarras devónicas con pirofilita, descartadas por el inconveniente que presenta este filosilicato imponiendo una reducción del parámetro b_0 de la moscovita (GUIDOTTI y SASSI, 1976; GOMEZ-PUGNAIRE et al., 1978). El promedio del parámetro b_0 es de 9.000 \AA y corresponde a un régimen metamórfico transicional de presiones bajas a intermedias, según la clasificación de GUIDOTTI y SASSI (1986).

Las diferencias observadas en el parámetro b_0 de las micas del CVS obedecen a variaciones composicionales de las pizarras y sólo reflejan variaciones barométricas aparentes. Las curvas acumulativas de las pizarras carbonosas y manganosíferas parecen más ajustadas a las condiciones barométricas reales (fig. 7). En estas metapelitas el valor medio del parámetro b_0 (9.006 \AA) es ligeramente superior al de los Grupos P-Q y Culm, manifestando un cierto gradiente de presión hacia el CVS, concomitante con el grado metamórfico.

En cuanto a la temperatura de transformación metamórfica, la coexistencia en equilibrio del politipo 2M de la moscovita y del politipo IIb de la clorita es un argumento a favor de que se alcanzaron 200° C como mínimo (DUNOYER DE SEGONZAC, 1970).

NOACK et al (1986) han demostrado que el coeficiente medio de correlación Al/Fe de la capa octaédrica de las cloritas caracteriza a la temperatura de formación y es independiente de otros parámetros. Para un politipo IIb de composición intermedia entre clinocloro y chamosita se ha obtenido un coeficiente $r = -0,20$. Este valor, proyectado en la curva de NOACK et al. (op. cit.), es equivalente a una temperatura aproximada de 250° C .

Por tanto, el parámetro b_0 de la moscovita y el coeficiente medio de correlación entre Al octaédrico y Fe de las cloritas han permitido fijar las condiciones termobarométricas del metamorfismo (fig. 8). La temperatura está comprendida entre 250 y 300° C y la presión no debió superar los 2 Kb , de acuerdo con la curva de estabilidad de las micas (GUIDOTTI y SASSI, 1986). Bajo estas condiciones, la presencia de pirofilita estable en algunas pizarras devónicas puede interpretarse mediante la reacción de deshidratación: $\text{Caolinita} + \text{Cuarzo} = \text{Pirofilita} + \text{H}_2\text{O}$ siempre que la actividad del agua sea inferior a la unidad (FREY, 1987). El gradiente P/T obtenido (45° C/Km) es compatible con las asociaciones paragenéticas y con los datos de cristalinidad de las micas.

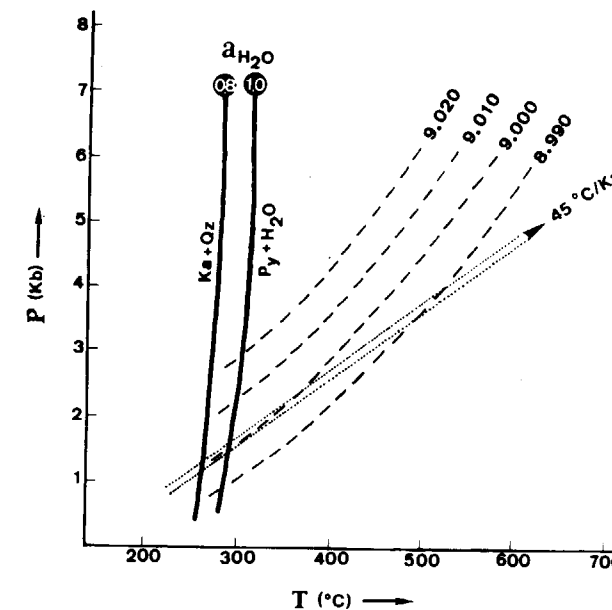


Figura 8.—Curvas de estabilidad de la moscovita de acuerdo con el parámetro b_0 (GUIDOTTI y SASSI, 1986) e isogradas de la reacción: caolinita + cuarzo = pirofilita + H_2O , a diferente actividad del agua (FREY, 1987). El gradiente geotérmico estimado es aproximadamente 45° C/Km .

CONCLUSIONES

1. El metamorfismo regional es monofásico, está asociado a la primera fase de deformación hercínica (sin-D1 y post-D-1), como queda demostrado por la orientación preferen-

cial de los porfidoblastos según los planos de la foliación principal, y se caracteriza por una paragénesis mineralógica monótona y sencilla: cuarzo-mica blanca-clorita-albita.

2. De acuerdo con la cristalinidad de las micas, las rocas metapelíticas se sitúan en la transición anquizona profunda-principio de la epizona. Este grado metamórfico puede corresponder con el límite entre la facies prehnita-pumpellyita (grado muy bajo) y la subfacies de los esquistos verdes (grado bajo), como ya se conocía por las asociaciones paragenéticas de las rocas metavolcánicas básicas de la Faja Pirítica meridional.
3. La intensidad del metamorfismo decrece ligeramente de este (anticlinal de Valverde del Camino) a oeste (anticlinal de Puebla de Guzmán).
4. El gradiente geotérmico, estimado a partir de los parámetros cristaloquímicos de los filosilicatos, es de 45° C/Km .

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado parcialmente con la ayuda concedida por la Junta de Andalucía al Grupo de Investigación núm. 4.031 *Mineralogía aplicada*.

Agradecemos a la Dra. Covadonga Brime y a un revisor anónimo la lectura y crítica del manuscrito.

REFERENCIAS

- ARKAI, P.; HORVATH, Z. A., y TOTH, M. (1981): *Transitional very low- and low-grade regional metamorphism of the Paleozoic formations, Uppony mountains, NE Hungary: Mineral assemblages, illite crystallinity, bo and vitrinite reflectance data*. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 24, 265-294.
- BAILEY, S. W. (1972): *Determination of chlorite composition by X-ray spacings and intensities*. Clays Clay Min. 20, 381-388.
- CARVALHO, D.; CORREIA, H. A. C., e INVERNO, C. M. C. (1976): *Contribuição para o conhecimento geológico do Grupo Ferreira-Ficalho, suas relações com a Faixa Pirítica e Grupo Pulo do Lobo*. Mem. Not. 82, 145-169.
- CIPRIANI, C.; SASSI, F. P., y VITERBO-BASSANI, C. (1968):

La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico. Redn. Soc. Ital. Miner. Petr. 24, 153-187.

DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): *The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review*. Sedimentology 15, 281-346.

FERNANDEZ CALIANI, J. C. (1990): *Estudio mineralógico y aplicaciones industriales de los materiales pizarrosos de la Faja Pirítica (sector: Anticlinorio Valverde del Camino)*. Tesis Lic. Univ. Sevilla, 219 pp.

FERNANDEZ CALIANI, J. C., y GALAN, E. (1992): *Influence of tectonic factors on illite crystallinity*. Clay Minerals, 27, 385-388.

FREY, M. (1987): *Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks*. In: Low Temperature Metamorphism, Ed. Frey, M., Blackie, Glasgow, 9-58.

GUIDOTTI, C. V., y SASSI, F. P. (1976): *Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists*. Neues Jb. Min. Ab. 127, 92-142.

GUIDOTTI, C. V., y SASSI, F. P. (1986): *Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite *bo* data from low-grade metapelites*. Neues Jb. Min. Ab. 153, 363-380.

GOMEZ-PUGNAIRE, M. T.; SASSI, F. P., y VISONA, D. (1978): *Sobre la presencia de paragonita y pirofilita en las filitas del Complejo Nevado-Filábride en la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España)*. Bol. Geol. Min., 89 (5), 468-474.

HAYES, J. B. (1970): *Polytypism of chlorite in sedimentary rocks*. Clays Clay Min., 18, 285-306.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1974): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Inst. Geol. Min. Esp., mem. expl., 113 pp.

KISCH, H. J. (1990): *Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings and inter-laboratory samples*. I.G.C.P. Proyecto 294 (VLGM) Working Groupe on Illite Crystallinity. Informe interno, 9 pp.

KUBLER, B. (1968): *Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années*. Bull. Centre Rech. Pau, 2, 385-397.

KUBLER, B. (1984): *Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie*. In: Thermométrie et Barométrie Géologiques, Ed. Lagache, M. Soc. Franç. Minér. Crist. Paris, 489-596.

LOTZE, F. (1945): *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotekt. Forsch., 6, 78-92.

MAXWELL, D. T., y HOWER, J. (1967): *High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt series*. Amer. Mineral, 52, 843-857.

MERRIMAN, R. J., y ROBERTS, B. (1985): *A survey of white mica crystallinity and polytypes in pelitic rocks of Snowdonia and Llyn, N Wales*. Mineral. Mag., 49, 305-319.

MUNHA, J. (1983): *Low-grade regional metamorphism in the Iberian Pyrite Belt*. Com. Serv. Geol. Port., 69, 3-35.

NIETO, F., y RODRIGUEZ-GALLEGO, M. (1983): *Metodología para el estudio de la clorita en rocas metamórficas*. Soc. Ital. Min. Petrol., 38, 1429-1436.

NOACK, Y.; GIROIR, G., y GIRARD, J. P. (1986): *Chlorites as indicators paleoenvironments*. In: Geoch Earth Surf. Proc. Min. Form. Granada, 16-22.

PADAN, A.; KISCH, H. J., y SHAGAM, R. (1982): *Use of the lattice parameter *bo* of dioctahedral illite/muscovite for the characterization of P/T gradients of incipient metamorphism*. Contr. Mineral. Petrol., 79, 85-95.

SASSI, F. P. (1972): *The petrologic and geologic significance of the *bo* values of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to the Eastern Alps*. Tschermaks Min. Petr. Mitt., 18, 105-113.

SASSI, F. P., y SCOLARI, A. (1974): *The *bo* value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists*. Contr. Mineral. Petrol., 45, 143-152.

SCHERMERHORN, L. J. G. (1971): *An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt*. Bol. Geol. Min., 82-84, 239-268.

SCHERMERHORN, L. J. G. (1975): *Pumpellyite facies metamorphism in the Spanish Pyrite Belt*. Pétrologie, 1 (1), 71-86.

WINKLER, H. G. F. (1974): *Petrogenesis of Metamorphic rocks*. Springer-Verlag, 320 pp.

Original recibido: Noviembre de 1993.
Original aceptado: Diciembre de 1993.

NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará paginado y mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

Parte gráfica.

La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras, tablas y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia).

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de diez días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones deberá dirigirse a:

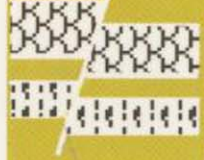
Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara
Instituto Tecnológico Geominero de España
Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

Instituto Tecnológico GeoMinero de España

Finalidad:

Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería y Disciplinas conexas

GEOLOGIA Y GEOFISICA



MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA
GEOFISICA Y GEOLOGIA DEL SUBSUELO
GEOLOGIA MARINA (FONDOS MARINOS)
TELEDETECCION APLICADA

RECURSOS MINERALES



METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA
YACIMIENTOS MINERALES
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS

AGUAS SUBTERRANEAS



CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOS
RECURSOS GEOTERMICOS

LABORATORIOS Y ENSAYOS



ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS
CARACTERIZACION DE ROCAS MINERALES INDUSTRIALES
SONDEOS DE INVESTIGACION HIDROGEOLOGICA Y MINERA
ENSAYOS DE BOMBEO

INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS



FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES
CATASTRO MINERO
PUBLICACIONES

INGENIERIA GEOAMBIENTAL



RIESGOS GEOLOGICOS
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA
MEDIO AMBIENTE Y ORDENACION DEL TERRITORIO

DESARROLLO MINERO



PROCESOS Y TECNOLOGIAS
SEGURIDAD MINERA
NORMATIVA
ESTUDIOS DE ECONOMIA MINERA

MUSEO GEOMINERO

Sede Central:

c/ Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID
Tel.: 441 65 00 – Fax: 442 62 16

Centro de Laboratorios:

c/ La Calera, 1 28760 TRES CANTOS (MADRID)
Tel.: 803 22 00



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO
SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

