

II / 24-1

En este número:

- La compresión alpina y el tránsito a la distensión en la Cadena Ibérica oriental.
- Estructura y metalogenia del campo filoniano de Cierco (Pb-Zn-Ag) en el Pirineo de Lérida.
- Hidrogeología de las sierras de María y del Maimón (provincia de Almería).
- Perfiles sísmicos profundos en España 1981.
- Naturaleza y propiedades de los materiales turbosos de la serie holocénica del río Tajuña (Guadalajara).
- Relaciones entre el quimismo mineral y la intensidad del metamorfismo experimentada por los niveles calcáreos preordovícicos de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español).

REVISTA BIMESTRAL DEL IGME FUNDADA EN 1874

T. XCIV, Cuarto Fascículo. Julio - Agosto 1983

# boletín geológico y minero

16 ENE. 1984

geología • minería • aguas subterráneas • estudios de minerales • mineralurgia



Tomo 94  
Fascículo IV  
Julio - Agosto 1983

# Boletín Geológico y Minero

16 ENE. 1984



revista bimestral de geología económica, industrias extractivas y de su beneficio - fundada en 1944 - serie

## SUMARIO

<b>Geología</b>	JOSÉ LUIS SIMÓN GÓMEZ: La compresión alpina y el tránsito a la distensión en la Cadena Ibérica oriental ... .. 3
<b>Minería</b>	R. CASTROVIEJO BOLÍVAR y F. MORENO SERRANO: Estructura y metalogenia del campo filoniano de Cierco (Pb-Zn-Ag), en el Pirineo de Lérida ... .. 13
<b>Aguas Subterráneas</b>	I. MORENO CALVILLO, A. PULIDO BOSCH y R. FERNÁNDEZ-RUBIO: Hidrogeología de las sierras de María y del Maimón (provincia de Almería) ... .. 43
<b>Geofísica</b>	GRUPO DE TRABAJO DE PERFILES SÍSMICOS PROFUNDOS: Perfiles sísmicos profundos en España 1981 ... .. 61
<b>Geoquímica</b>	G. ALVAREZ RAMIS, G. ALMENDROS y A. POLO: Naturaleza y propiedades de los materiales turbosos de la serie holocénica del río Tajuña (Guadalajara) ... .. 70
<b>Estudio de Minerales y Rocas</b>	A. APARICIO YAGÜE y L. GARCÍA CACHO: Relaciones entre el quimismo mineral y la intensidad del metamorfismo experimentada por los niveles calcáreos precordovícicos de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español) ... .. 76
<b>Información</b>	Noticias y Notas Bibliográficas ... .. 91

### DIRECCION Y REDACCION

Ríos Rosas, n.º 23 - Madrid-3

Teléfono 441 70 67

### ADMINISTRACION

Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Teléfono 250 02 03

## IGME

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



SERVICIO DE PUBLICACIONES — MINISTERIO DE INDUSTRIA  
Y ENERGIA

El Instituto Geológico y Minero 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 Geológico y Minero de España.  
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

#### EXPLICACION DE LA PORTADA

«Halitita» con Dolomita y Anhidrita, cuenca Terciaria de Lorca (Murcia).

Foto: S. Ordóñez, del Departamento de Petrología de la Facultad de Geológicas de la U.C.M.

ISSN 0366 - 0176

Depósito legal: M. 3.279 - 1958

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

## La compresión alpina y el tránsito a la distensión en la Cadena Ibérica oriental\*



Por JOSE LUIS SIMON GOMEZ (\*\*)

### R E S U M E N

El estudio de la microtectónica frágil en la Cadena Ibérica oriental pone de manifiesto la presencia de tres fases de compresión alpinas ( $C_1$ : ESE;  $C_2$ : NE;  $C_3$ : SSE), todas ellas desarrolladas en régimen de *décrochement*. El tránsito que se produce durante el Vindoboniense entre la fase  $C_3$  y la distensión que genera la cuenca de Valencia (extensión según ESE) tiene lugar de forma progresiva, sin solución de continuidad entre ambas. El análisis de las poblaciones de fallas generadas durante este período, y en particular la aplicación del método gráfico de Armijo mediante la puesta a punto de lo que denominamos *diagramas y-R*, muestra que, a la vez que el eje de esfuerzo máximo horizontal gira desde SSE hasta N o NNE, se pasa paulatinamente del régimen de esfuerzo compresivo al distensivo.

### R E S U M E

L'étude de la microtectonique cassante a la Chaîne Ibérique orientale met en évidence trois phases de compression alpines ( $C_1$ : ESE;  $C_2$ : NE;  $C_3$ : SSE) développées en régime de décrochement. Le passage qui se produit, pendant le Vindobonien, entre la phase  $C_3$  et la distension qui donne lieu au bassin de Valence (extension selon ESE) a lieu d'une façon progressive, sans discontinuité entre les deux. L'analyse des populations de failles engendrées pendant ce période, et surtout l'application de la méthode graphique d'Armijo par la mise à point de ce que nous appelons *diagramme y-R*, montre que, a la fois que l'axe de contrainte maxime horizontal tourne depuis SSE jusqu'à N ou NNE, on passe lentement du régime compressif au régime distensif.

### 1. INTRODUCCION

En puntos de la Cadena Ibérica y áreas limítrofes, diversos trabajos han puesto de manifiesto la existencia de varias fases tectónicas diferenciadas que son responsables de las deformaciones observadas a escala macro y microestructural (ALVARO, 1975; BRINKMANN, 1931; CAPOTE et al, 1982; GUIMERA y SANTANACH, 1978; GÓMEZ y BABIN, 1973; SIMÓN GÓMEZ, 1979 y 1980). Al abordar este trabajo nos ha movido la idea de llegar a un modelo de la evolución tectónica alpina en una porción amplia de la cadena, de forma que pudiera ponerse de manifiesto y evaluarse la incidencia regional de cada una de aquellas fases.

(\*) Este artículo es un resumen parcial de la Tesis Doctoral presentada por el autor en la Universidad de Zaragoza en octubre de 1982.

(\*\*) Dep. de Geomorfología y Geotectónica. Universidad de Zaragoza.

La región elegida como objeto de estudio ha sido el sector oriental de la Cadena Ibérica y, dentro de él, su parte central, a caballo entre el Maestrazgo y el llamado Sector Levantino (fig. 1). De ella quedan excluidos los bordes septentrional y meridional, de forma que constituye un área casi tabular en la que la fracturación es prácticamente la única estructura cartográfica penetrativa.

La tabularidad de la zona facilita el desarrollo del análisis microtectónico, en el cual se ha basado principalmente nuestro trabajo, y ha encauzado éste más en la búsqueda de un modelo *dinámico-evolutivo* que *cinemático-estructural*. La toma de datos ha sido efectuada en un total de 93 estaciones repartidas por toda la región, y en ellas se han estudiado fundamentalmente las estructuras frágiles que afectan a calizas (fallas, juntas estilolíticas, juntas de extensión).

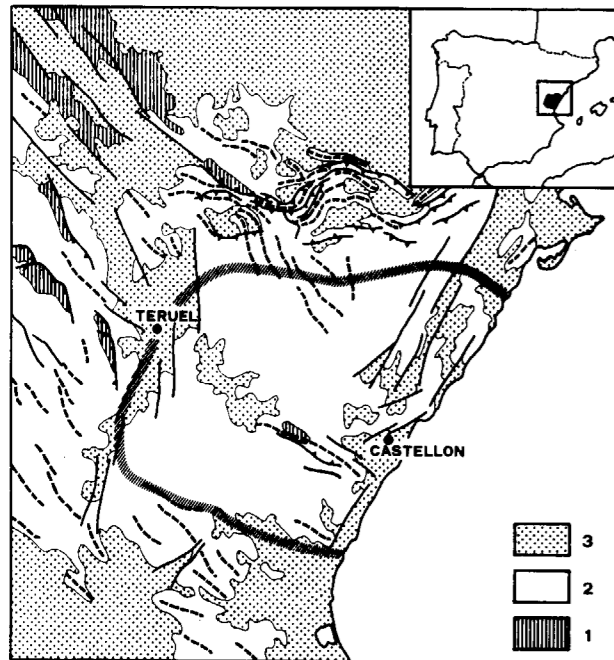


Figura 1.—Situación geológica de la región estudiada. 1: Paleozoico. 2: Mesozoico. 3: Terciario y Cuaternario.

## 2. LAS ETAPAS TECTONICAS COMPRESIVAS

A lo largo del conjunto de estaciones que han sido objeto de análisis microestructural se ha mostrado repetidamente la existencia de tres direcciones de acortamiento: NE, ESE y SSE. Estas se ponen de manifiesto especialmente por máximos de picos estilolíticos, eventualmente singénéticos de juntas de extensión subverticales. La figura 2 muestra el estereograma correspondiente a los datos obtenidos cerca de Villarroya de los Pinares, al N del macizo de Gúdar, en el que las tres familias de microestructuras están presentes. Hay que señalar, no obstante, que son raros los lugares en que se da esta circunstancia, siendo lo normal que sólo una o dos de ellas se hallen representadas. Los estilolitos 145 son contemporáneos de grietas de extensión y, además, de dos familias de desgarres conjugados: 135 (dextrales) y 155 (sinestrales). Todos estos elementos configuran un esquema de deformación de tipo *décrochement* para un acortamiento SSE, semejantes a los que se observan en el conjunto de la región para los otros dos sistemas de deformación. En efecto, en muchas estaciones se observan familias de desgarres conjugados, coherentes

también con el acortamiento NE (NNE dextrales y ENE sinestrales) y con el ESE (ENE dextrales y SE sinestrales).

En la estación de Villarroya de los Pinares las relaciones de intersección de las distintas microestructuras muestran claramente que el acortamiento SSE es posterior al NE, hecho que ya habíamos puesto de manifiesto anteriormente en la región del Guadalupe, tanto a partir de los datos microtectónicos como del análisis de las interferencias de plegamientos (SIMÓN GÓMEZ, 1979, 1980, 1981 a). Las observaciones realizadas en otros lugares apoyan asimismo la secuencia temporal de estas dos etapas tectónicas y muestran que ambas son, a su vez, posteriores al acortamiento según ESE.

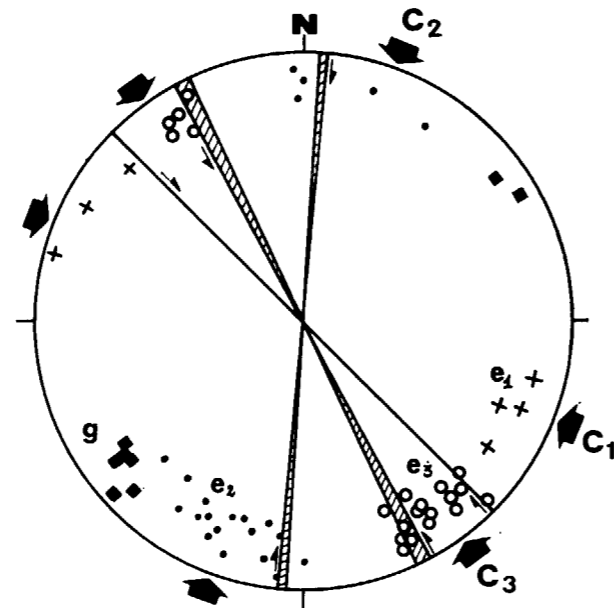


Figura 2.—Estereograma de los datos microestructurales obtenidos en la estación de Villarroya de los Pinares (Teruel).  $e_1$ ,  $e_2$ ,  $e_3$ : picos estilolíticos. g: grietas de extensión.  $C_1$ ,  $C_2$ ,  $C_3$ : direcciones de acortamiento correspondientes a las tres fases compresivas.

La secuencia que forman las tres fases compresivas identificadas ( $C_1$ : ESE;  $C_2$ : NE;  $C_3$ : SSE) no resulta ajena, por supuesto, a los esquemas de deformación descritos en otras áreas. La fase  $C_2$  se corresponde sin duda con la principal etapa de plegamiento en todo el ámbito de la Cadena Ibérica,

rica, responsable de sus directrices estructurales principales. Es también la que posee el mayor número de referencias en la bibliografía regional, y su edad parece comprendida entre el Stampiense medio y el Chatiense (FALLOT y BATALLER, 1927; VIALARD y GRAMBAST, 1970; DÍAZ MOLINA, 1974). En nuestra región es la que aparece representada de forma más regular a nivel microestructural, y prácticamente la única a la que puede responsabilizarse de la génesis de plegamientos importantes. Estos son relativamente abundantes en la fachada norte del macizo de Gúdar, donde se hallan afectando sólo a la cóbertera. Mientras, en el anticlinorio de Espadán aparecen involucrados asimismo el zócalo paleozoico y el tegumento de Trías Inferior, afectado este último por una esquistosidad de plano axial de cierto desarrollo que ha sido ya citada por GUTIÉRREZ y PEDRAZA (1974). En el Maestrazgo oriental, finalmente, el plegamiento laxo de directriz *ibérica*, que afectó a una cóbertera notablemente más espesa que en áreas periféricas, ha quedado enmascarado por completo por la fracturación distensiva posterior.

La fase  $C_1$ , tanto por su dirección como por su anterioridad respecto a la fase principal *ibérica*, puede correlacionarse perfectamente con la responsable del principal plegamiento de las Catalánides (GUIMERA, 1978; GUIMERA y SANTANACH, 1978). También debe ser equivalente a la primera de las que constituyen la secuencia tectónica interpretada por GÓMEZ y BABIN (1973), en la provincia de Valencia, y por ALVARO (1975) y CAPOTE et al (1982), en la Rama Castellana.

En cuanto a la fase  $C_3$ , parece enmarcarse dentro de un conjunto de movimientos compresivos que afectaron a todo el Este peninsular, con intensidad variable según los lugares, hacia el Mioceno Inferior-Medio. Esta edad les ha sido atribuida en ciertos casos por estimaciones basadas en criterios regionales (GÓMEZ y BABIN, 1973; ALVARO, 1975; SIMÓN GÓMEZ, 1979 y 1981 a). En otros, por la datación de discordancias relacionadas con ellos. Así, BRINKMANN (1931) sitúa dicha discordancia en el área de Valencia entre el Burdigaliense y el Helveciense (primera fase Estáfrica); DÍAZ MOLINA (1974), en la Sierra de Altomira, entre el Burdigaliense Superior y el Vindoboniense, y AGUIRRE et al (1976), en la Meseta sur, en el Burdigaliense Superior (fase Neocastellana). La fase Estáfrica es asimismo la que da lugar al último gran plegamiento en el Prebético, si bien en esta área parece desdoblarse en dos. La pri-

mera es la que realmente sería correlacionable con  $C_3$ , ya que su edad ha sido atribuida al tránsito Burdigaliense-Vindoboniense, tanto en el ámbito continental de la cadena (MONTENAT, 1977) como en las Baleares (BOURROUILH, 1973). Por el contrario, la segunda fase Estáfrica ya la situó BRINKMANN (1931) al final del Helveciense y, más recientemente, MONTENAT (1977) en el tránsito Serravaliense-Tortonense (Vindoboniense-Vallesiense). Dentro de nuestra región, la edad intramiocena de esta fase  $C_3$  ha podido ponerse de manifiesto en Ribesalbes (Castellón), donde una serie datada en el Aquitaniense (FERNÁNDEZ MARRÓN, 1971, 1979) se halla deformada por ella (SIMÓN GÓMEZ, 1981 b). Estas deformaciones son fosilizadas por la serie superior neógena, que parece iniciarse, a juzgar por los datos regionales, en el Vindoboniense.

## 3. LAS ETAPAS DISTENSIVAS

Con posterioridad al desarrollo de los tres episodios compresivos citados anteriormente, se instaura en todo el ámbito de la Cadena Ibérica una tectónica distensiva cuya incidencia más acusada se observa en las áreas próximas al litoral y en torno al sistema de fosas de Teruel.

A escala macroestructural pueden distinguirse fácilmente dos episodios dentro de este proceso distensivo. El primero de ellos habría tenido lugar en el Mioceno Medio, y sería responsable de la primera génesis de los sistemas de *grabens* en toda la Cadena Ibérica centro-oriental (fase  $D_1$ ). Los relieves creados por estos movimientos son arrasados a continuación por un prolongado ciclo de erosión-depósito, que conlleva el relleno de las fosas por los materiales del Mioceno Superior-Plioceno Inferior y culmina con el establecimiento de la vasta superficie de erosión-colmatación *finipontiense* o *penillanura fundamental* de SOLÉ SABARÍS (1978). Esta superficie es, a su vez, afectada durante el Plioceno Superior por una tectónica de fuerte componente vertical, que da lugar a los domos de Gúdar y Javalambre y a la reactivación y conformación final de las fosas de Teruel, de las depresiones *ibéricas* del Mijares y Palancia y de los *grabens* prelitorales del Maestrazgo oriental (fase  $D_2$ ). Ambas etapas han sido citadas repetidamente en trabajos regionales, y pueden incluso discriminarse localmente gracias a criterios tectonostratigráficos, tal como hace VIALARD (1973) en Val de la Sabina (Rincón de Ademuz).

A escala microestructural no resulta tan fácil establecer la distinción entre las deformaciones correspondientes a cada una de ellas. Sin embargo, es muy probable que tal distinción tenga mucho que ver con la existencia de dos grupos de estructuras distensivas bien diferentes, caracterizadas unas por responder de modo coherente a un esquema de estiramiento según E o ESE, y marcadas otras por una cierta indefinición en las direcciones de extensión que pueden interpretarse localmente a partir de ellas. Al primer grupo pertenecen juntas estilolíticas estratiformes, que son frecuentemente singenéticas con pequeñas grietas de calcita subverticales orientadas NNE; asimismo, fallas normales NNE y fallas normal-direccionales N a ENE. Cuando en una estación aparece un conjunto de estas últimas, es frecuente que se halle compuesto por una familia con componentes dextrales y otra con componentes sinestros. Representando en proyección estereográfica los campos de direcciones correspondientes a cada una de ellas y aplicando el mismo criterio del *diedro mínimo* usado para desgarres puros suele hacerse explícita su coherencia con el estiramiento E a ESE.

El segundo grupo de microestructuras al que hemos aludido consta esencialmente de fallas

normales puras y fracturas sin signos de movimiento, eventualmente rellenas de material brechoide y/o costra calcárea. Raramente tienden a apuntar a una dirección de estiramiento definida y, en los casos en que así ocurre, ésta muestra una marcada variabilidad. También se produce con frecuencia la aparición de dos direcciones preferentes de estiramiento mutuamente perpendiculares. Todos estos datos serían acordes con el mecanismo de *doming* a que parece responder la distensión  $D_2$  y con la consiguiente tendencia al estiramiento radial de la cobertera.

En la figura 3 se ilustra el análisis de las estructuras distensivas correspondientes a la estación de Bellver, al N de Benicassim. Las fallas normal-direccionales se agrupan en dos familias *conjugadas* que suponen un estiramiento según 110 (criterio del *diedro mínimo*: fig. 3-A), corroborado asimismo por la aplicación del método de los *diedros rectos* de ANGELIER y MECHLER (1977) (figura 3-B). Existen también dos familias de fracturas sin movimiento, de gran envergadura y sin relleno calcítico: una coherente con el mismo estiramiento 110 y otra, más tardía, perpendicular a la anterior. Si bien la primera podría incluirse en la misma etapa que activó las fallas normal-di-

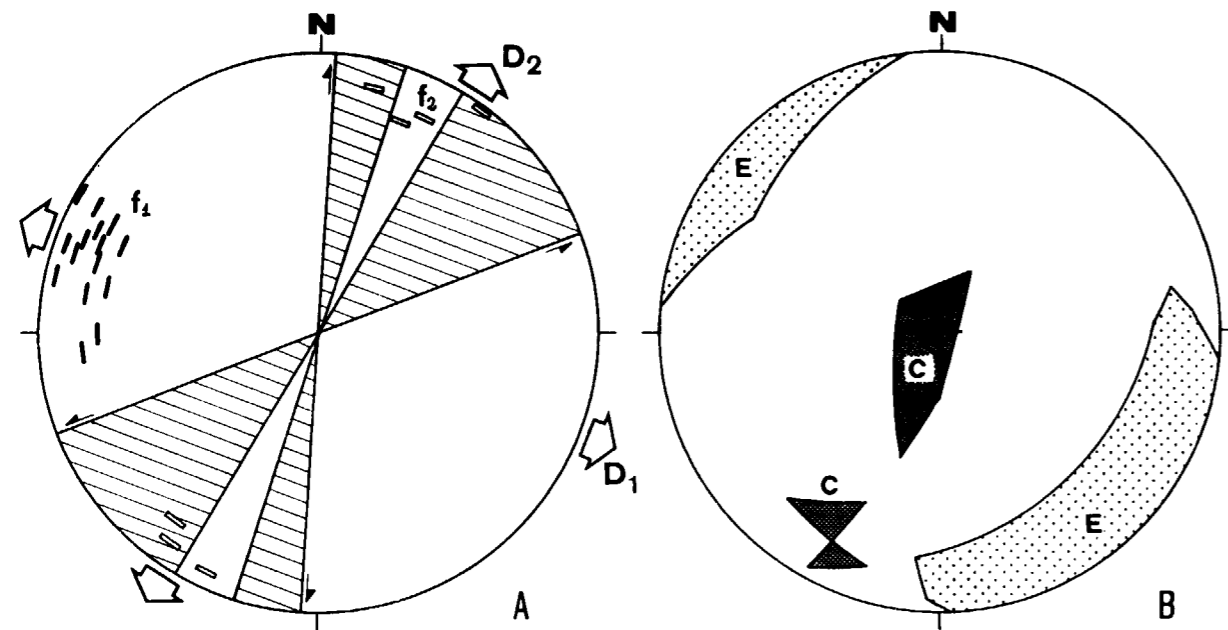


Figura 3.—Estereograma de los datos microestructurales obtenidos en la estación de Bellver (Castellón). A: Polos de fracturas ( $f_1$ ,  $f_2$ ) y fallas normal-direccionales;  $D_1$ ,  $D_2$ : direcciones de estiramiento de las dos fases distensivas.

B: Método de los *diedros rectos* aplicado a las fallas normal-direccionales de  $D_1$ . C: Campos de compresión. E: Campo de extensión.

reccionales, es obvio que la segunda debe corresponder a otro episodio posterior ( $D_2$ ), con eje de extensión en 030.

#### 4. INDEFINICION EN EL PASO DEL REGIMEN COMPRESIVO AL DISTENSIVO

Resulta notable el hecho de que la edad que se ha atribuido en la Cadena Ibérica oriental a la fase  $C_3$  o primera Estáfrica (Burdigaliense-Vindoboniense Inferior) y la que parece corresponder al inicio de la distensión  $D_1$  (Vindoboniense Inferior-Medio) prácticamente se solapan. En ningún lugar de la cadena se ha citado una unidad estratigráfica que repose entre dos discordancias relacionadas, respectivamente, con cada una de ellas.

Si consideramos un marco regional más amplio, este solapamiento temporal de los regímenes compresivo y distensivo se pone claramente de manifiesto. El inicio de la fracturación distensiva y la consiguiente creación de los sistemas de depresiones de nuestra región se inscribe dentro del proceso general de *rifting* que se desarrolla en la cuenca de Valencia-Provenza en sentido progresivo de N a S (VEGAS et al., 1979). La edad en que se produce el tránsito entre ambos regímenes de esfuerzo es intermedia entre la del Languedoc y Golfo de León (Oligoceno) y las Catalánides (Burdigaliense, al parecer), por un lado, y la de las Béticas (límite Vindoboniense-Vallesiense: MONTENAT, 1977), por otro. Parece, por tanto, que el paso del régimen compresivo al distensivo no se produce repentinamente, sino que ambos coexisten durante un lapso de tiempo considerable.

Volviendo al nivel de los datos microestructurales y al dominio estricto de nuestra región, hay que anotar asimismo algunos elementos de ambigüedad que se observan en el tránsito  $C_3$ - $D_1$ . A partir de los esquemas de deformación trazados anteriormente para la última fase compresiva y la primera distensiva, no debería haber ninguna duda acerca de la asignación a una u otra de las estructuras observadas en campo:  $C_3$  genera fallas direccionales SE y SSE, y  $D_1$  fallas normales N a ENE. Ocurre, sin embargo, que, conforme progresa la fase  $C_3$ , va produciéndose un giro horario de la dirección de máximo acortamiento, el cual se pone de manifiesto a veces por una acusada dispersión de la nube de picos estilolíticos y de los campos de desgarres y, sobre todo, por la

reactivación sucesiva, primero en sentido sinistral y luego dextral, de fallas SSE (fig. 2). Dicho giro lleva frecuentemente el eje Z hasta una orientación N o NNE, reactivando fallas NNW a N en sentido dextral y NNE a NE en sentido sinistral. La dirección del eje X pasa entonces a ser análoga a la de la fase  $D_1$ . A ello hay que añadir que muchas de estas últimas fallas muestran cabeceos de estrías que indican importantes componentes de movimiento normal. Llega un momento, pues, en que la separación de estas poblaciones de fallas «direccionales-normales» atribuidas a  $C_3$  y las «normal-direccionales» que antes citábamos como pertenecientes a  $D_1$ , todas ellas con similares orientaciones y sentidos de desplazamiento, puede ser totalmente arbitraria. A este respecto, hay que llamar nuevamente la atención sobre el estereograma de la figura 3-B, en el que ya se apreciaba una cierta indefinición en la posición del eje compresivo.

#### 5. RECURSO AL METODO GRAFICO DE ARMIJO. DIAGRAMAS y-R

Los problemas planteados anteriormente nacen sobre todo del hecho de que los métodos convencionales de análisis en microtectónica frágil permiten obtener sólo las direcciones de los ejes principales de esfuerzo, pero no los valores relativos de éstos. Sólo si se conoce una relación que exprese el régimen de esfuerzos bajo el cual se ha movido un sistema de fallas dado, comenzará a despejarse la duda acerca de su asignación a una fase compresiva o distensiva. De ahí que nos sea necesario recurrir a algún procedimiento que permita aproximarse al conocimiento de esa relación, con el fin de desentrañar en lo posible la dinámica del tránsito  $C_3$ - $D_1$  en nuestra región.

CAREY y BRUNIER (1974) y CAREY (1979), entre otros, han propuesto métodos para llegar a conocer el tensor de esfuerzos responsable del rejuego de una población de fallas de orientación aleatoria. Sin embargo, aparte de la necesidad de procedimientos informáticos para llevarlos a cabo, existen razones que desaconsejan el empleo de este tipo de métodos para casos como el nuestro. La principal de ellas es el elevado número de fases que conforman nuestro esquema tectónico, prácticamente imposibles de discriminar por métodos puramente estadísticos. Si las hemos separado ha

sido porque los esquemas de deformación que producían eran fáciles de analizar, integrados básicamente por familias de desgarres casi puros. Ese hecho permite hallar las respectivas direcciones de compresión por criterios sencillos y constituye, a la vez, otra dificultad para el empleo de los métodos estadísticos. Todo ello nos ha conducido a emplear como base en nuestro análisis de los sistemas de desgarres el método del *diedro mínimo* y, sólo una vez interpretadas las direcciones de los ejes principales del sistema de esfuerzos bajo el que ha rejugado un conjunto de ellos, calcular la relación de dichos esfuerzos. Bajo estas premisas, el método de ARMIJO (1977) es sin duda el que mejor se adapta a nuestras necesidades.

Dicho método se basa en la ecuación de BOTT (1959), que expresa el cabeceo de la estría de fricción ( $\Theta$ ) sobre un plano dado en función de la relación de los esfuerzos principales bajo los que se reactiva y de los cosenos directores ( $l, m, n$ ) de la normal al plano respecto al sistema que forman dichos ejes principales:

$$\text{tg } \Theta = \frac{n}{lm} \left[ m^2 - (1 - n^2) \frac{\sigma_z - \sigma_x}{\sigma_y - \sigma_x} \right]$$

Llamando  $\sigma_x$  y  $\sigma_y$  a los ejes de esfuerzo horizontales mínimo y máximo, respectivamente, se demuestra que el cociente de esfuerzos que aparece en la expresión anterior ( $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$ ) puede ponerse en relación, para una falla dada, con los ángulos de cabeceo de la estría de fricción y de las proyecciones de los ejes  $x$  e  $y$  ( $\Theta_x$  y  $\Theta_y$ , fácilmente obtenibles en proyección estereográfica):

$$R = \frac{\text{tg } \Theta_x - \text{tg } \Theta_y}{\text{tg } \Theta_x + \text{tg } \Theta_y}$$

El método de ARMIJO permite así conocer el índice  $R$  de un sistema de esfuerzos a partir de una sola falla que haya sido movida bajo el mismo. Como normalmente contamos no con una, sino con varias de ellas, que suponemos formadas o reactivadas simultáneamente, podemos ampliar aún más esa metodología si admitimos que el valor de  $R$  calculado para cada una debe ser constante. Bajo esta premisa es posible, por un lado, obtener valores más fiables del índice  $R$  y, por otro, introducir una vía de autocorrección en el conjunto procedimental, al poder optimizar la orientación del eje de acortamiento horizontal ( $y$ ) calculado en principio por el criterio del *diedro mínimo*.

El procedimiento que puede seguirse para ello comienza por la aplicación del cálculo a cada falla individual de las que constituyen el par conjugado. Este cálculo se efectúa respecto a varias posiciones diferentes del eje  $y$ , que cubran el campo de compatibilidad con el movimiento de todas ellas, esto es, el diedro mínimo que separa ambas familias. En un gráfico cartesiano en el que los azimuts de  $y$  respecto al  $N$  ocupen el eje de abscisas, y los valores de  $R$  el de ordenadas, colocamos los tres o cuatro puntos obtenidos para cada falla. Estos determinarán, en general, una curva que podremos trazar sobre el gráfico, y cuya forma concreta vendrá condicionada por el tipo de escala que se use para distribuir los valores en ambos ejes de coordenadas (diagrama  $y$ - $R$ ). En nuestro caso hemos elegido una escala lineal de grados ( $0^\circ$ - $180^\circ$ ) para las abscisas, mientras para las ordenadas adoptamos una escala no lineal basada en los valores que toma una función del tipo  $y = nx^{-1} - 1$  en el intervalo  $(0, n)$ . Esta segunda tiene la ventaja de poder representar en las dos mitades de un segmento acotado los valores de  $R$  comprendidos, respectivamente, entre  $0$  y  $1$  y entre  $1$  y  $\infty$ , equiparando así gráficamente los campos correspondientes al régimen distensivo ( $\infty \geq R \geq 1$ ) y al régimen de *décrochement* ( $1 > R > 0$ ). Si añadimos la escala simétrica de  $0$  a  $-\infty$  cubrimos también el campo correspondiente a la compresión triaxial.

En la figura 4 se muestra un diagrama  $y$ - $R$  para un conjunto de fallas normal-direccionales presuntamente activadas bajo la fase  $D_1$ . La mayor parte

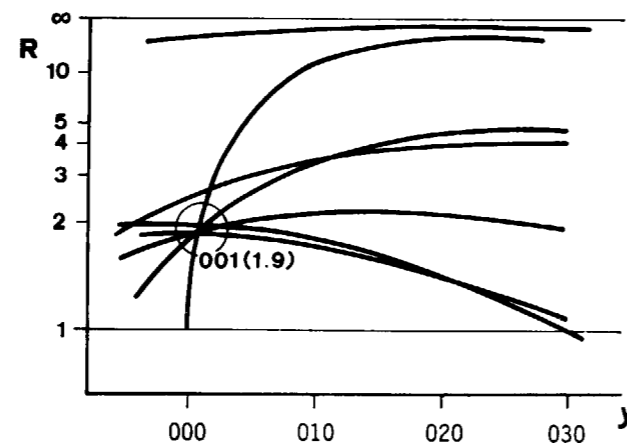


Figura 4.—Diagrama  $y$ - $R$  correspondiente a las fallas normal-direccionales de la fase  $D_1$  en la estación del Puerto de Escandón (Teruel).

de las curvas correspondientes convergen en un nudo de coordenadas muy precisas ( $y : 001; R : 1,9$ ), que definen adecuadamente el estado de esfuerzo correspondiente a dicha fase en ese punto. Realizado este análisis para grupos de fallas relacionados con todas las fases tectónicas, en las

distintas estaciones estudiadas en la región, un diagrama simplificado en el que se representen directamente los puntos ( $y, R$ ) interpretados puede servir para delimitar de un modo general los campos de esfuerzos correspondientes a cada episodio tectónico (fig. 5). En relación con dicho

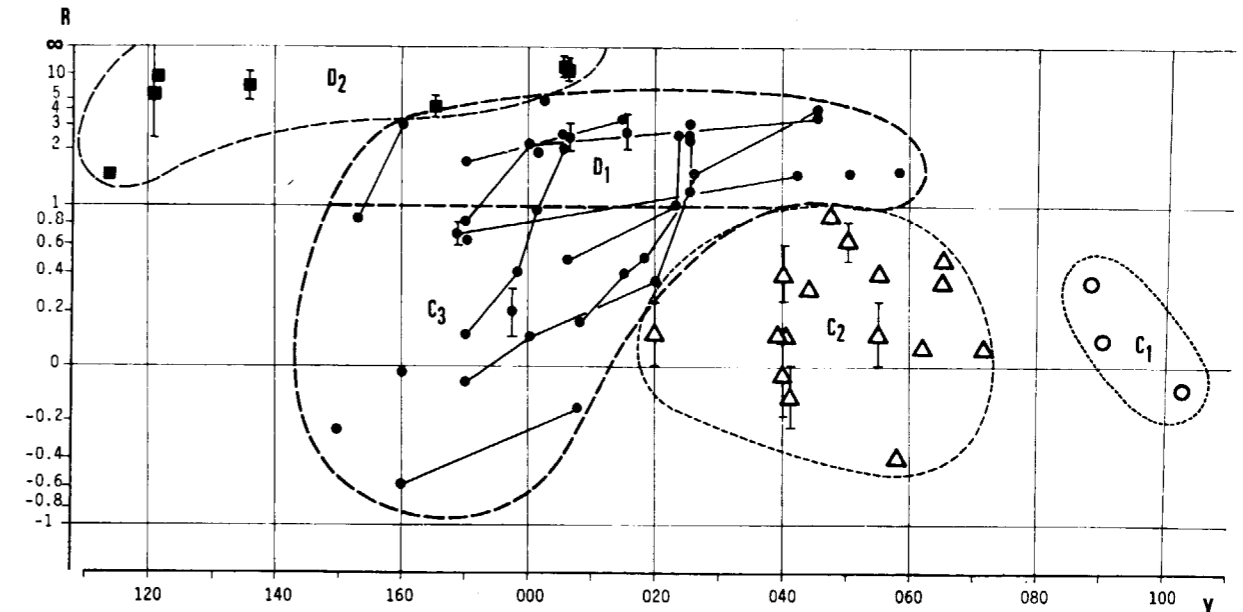


Figura 5.—Diagrama  $y$ - $R$  representativo de los campos de esfuerzo correspondientes a las cinco fases tectónicas definidas. Las líneas quebradas en el campo de  $C_3$ - $D_1$  representan los casos interpretados de tránsito progresivo entre ambas fases.

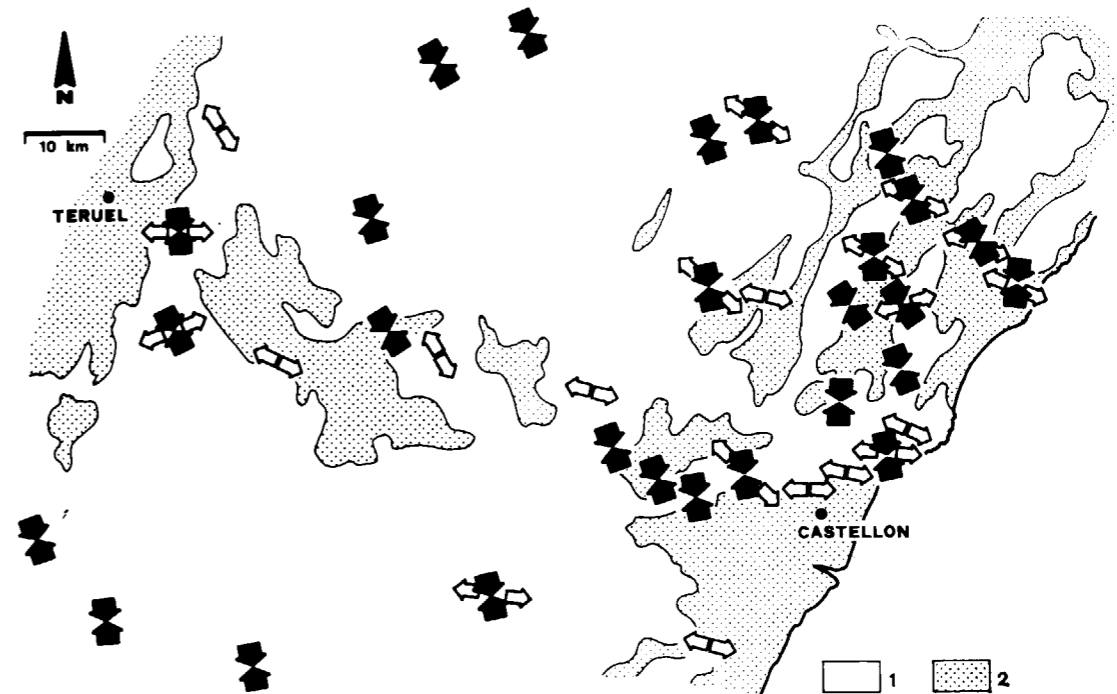


Figura 6.—Direcciones de esfuerzo principales correspondientes a las fases  $C_3$  (flechas negras) y  $D_1$  (flechas blancas) en el conjunto de la región estudiada. 1: Paleozoico y Mesozoico. 2: Terciario y Cuaternario.

gráfico hay que anotar, por el momento, dos observaciones importantes, que no hacen sino confirmar sendos aspectos que ya habían sido apuntados anteriormente a la vista de las pautas generales de la deformación frágil:

a) Las tres fases compresivas se desarrollan fundamentalmente dentro de un régimen de *décrochement*.

b) Los valores de R que parecen corresponder a D<sub>2</sub> son más elevados que los de D<sub>1</sub>, indicando una tendencia clara a la distensión radial.

## 6. EL TRANSITO PROGRESIVO DE LA COMPRESION A LA DISTENSION

Volviendo al problema que nos movió a adoptar esta nueva metodología, el del tránsito del régimen compresivo al distensivo, diremos, en primer lugar, que la separación de los sistemas de fallas relacionados con C<sub>3</sub> y con D<sub>1</sub> se hace de esta forma más fácil en muchas de las estaciones. En la figura 6 aparecen representadas las direcciones de compresión y extensión respectivas de ambas fases allí donde éstas han podido interpretarse. No obstante, la falta de una clara solución de continuidad entre ambos estados de esfuerzo se ha mantenido en bastantes casos aun después de confeccionado el diagrama y-R. La figura 7 muestra lo que ocurre en algunas estaciones al aplicarlo al conjunto de fallas mixtas normal-direccionales, supuestamente pertenecientes a C<sub>3</sub> y/o a D<sub>1</sub>: no queda definido un sólo nudo sino, por el contrario, una serie de ellos —unos más nítidos, otros menos— que se alinean entre las coordenadas propias de C<sub>3</sub> (y : SSE; R < 1) y las de D<sub>1</sub> (y : NNE; R > 1). Las series de puntos enlazados que aparecen en el campo C<sub>3</sub>-D<sub>1</sub> de la figura 5 corresponden a todos los casos hallados de este tipo de tránsito.

Allí donde aparecen dos o más familias de estrías sobre un mismo plano de falla, las de pequeño cabeceo son cortadas por las de cabeceo mayor; a la vez, estas últimas dan siempre curvas convergentes en nudos de mayor ordenada. En ocasiones se observan también estrías curvas que representan el paso paulatino de un movimiento de desgarre a un movimiento normal; el cálculo de los sucesivos valores de R en estos casos daría un resultado similar. Todas estas consideraciones,

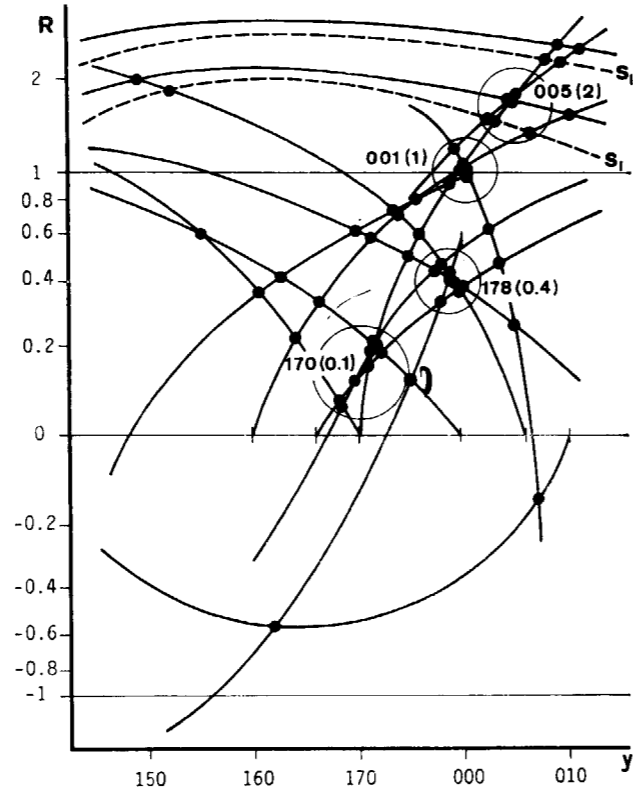


Figura 7.—Diagrama y-R elaborado para las fallas normal-direccionales del tránsito C<sub>3</sub>-D<sub>1</sub> en la estación de Benicassim.

junto a los criterios apuntados en el apartado 4 acerca del giro horario del eje de acortamiento horizontal, nos conducen necesariamente a considerar que el tránsito de la última fase compresiva a la primera distensiva se realizó de una forma paulatina: paralelamente al giro horario del eje y se produce un aumento del valor de R, todo ello sin solución de continuidad entre ambos regímenes de esfuerzo.

Creemos que el modelo anterior puede inscribirse con facilidad dentro del marco evolutivo general del Mediterráneo occidental, y más en concreto en relación con la génesis de la cuenca de Valencia. Ya nos hemos referido al esquema de *rifting* progresivo de N a S, parcialmente simultáneo de la compresión alpina, que se ha postulado para el área de Valencia-Golfo de León, relacionable con el ascenso de un diapiro de manto y la génesis de una cuenca marginal detrás de la zona de subducción bético-balear (ALVARO et al., 1979; BANDA y CHANNELL, 1979). En ese contexto

geodinámico es perfectamente concebible la existencia de un lapso de tiempo, variable en cada punto y que en nuestra región podría situarse en torno al Vindoboniense Inferior, en el cual el estado de esfuerzo regional resulte de la superposición de dos sistemas diferentes: los correspondientes a C<sub>3</sub> y a D<sub>1</sub>. Si suponemos que, durante ese lapso de tiempo, el debilitamiento del primero y la intensificación del segundo se producen de manera paralela y progresiva, se explica fácilmente que la superposición de los tensores compresivo y distensivo en los sucesivos estadios dé un tensor resultante que va pasando de un régimen a otro también de un modo progresivo.

## 7. CONCLUSIONES

La compresión alpina se desarrolló en la Cadena Ibérica oriental en tres fases, reconocibles fácilmente a nivel microestructural, pero que apenas dieron lugar a estructuras de plegamiento. A la primera de ellas (C<sub>1</sub>) correspondió un acortamiento horizontal ESE, y puede correlacionarse con la etapa de plegamiento vertical de las Catalánides. La segunda (C<sub>2</sub>) tiene dirección en torno a NE, y es responsable de las principales directrices estructurales de la Cadena Ibérica. La tercera (C<sub>3</sub>) muestra un vector SSE y puede relacionarse con la última compresión importante en el Prebético. El análisis de la deformación frágil correspondiente a dichos episodios tectónicos, y en particular la aplicación del cálculo del índice de esfuerzos R por el método gráfico de ARMIJO (1977), pone de manifiesto que todos ellos se mantienen generalmente en un régimen de *décrochement* (eje intermedio vertical).

A la fase C<sub>3</sub> puede atribuirse, tanto por los datos obtenidos en nuestra área como por correlación regional, una edad Burdigaliense Superior-Vindoboniense, parcialmente coincidente con la del inicio del proceso distensivo finialpino en la cuenca de Valencia. El tránsito de un régimen tectónico a otro parece producirse de una forma progresiva, sin solución de continuidad entre ambos, según se desprende de criterios microestructurales y de la elaboración de diagramas y-R basados en el método gráfico de Armijo. El eje de compresión horizontal, inicialmente SSE, va girando en sentido horario, al tiempo que se produce un incremento paulatino del índice de es-

fuerzos R desde valores inferiores a 1 (régimen compresivo) hasta valores superiores a 1 (régimen distensivo). Dentro del modelo de cuenca marginal que se ha postulado para explicar la génesis y evolución de la cuenca de Valencia, dicho tránsito progresivo podría considerarse producto de la superposición de los tensores de esfuerzos correspondientes a cada uno de ellos, uno debilitándose y otro intensificándose, durante un lapso de tiempo que cubriría aproximadamente el Vindoboniense Inferior.

## BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M., y PÉREZ-GONZÁLEZ, A.: *Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española*. Trab. Neóg. Cuatern. CSIC, 5, 7-29 (1976).
- ALVARO, M.: *Estilolitos tectónicos y fases de plegamiento en el área de Sigüenza (Borde del Sistema Central y la Cordillera Ibérica)*. Est. Geol., 31 (3-4), 241-247 (1975).
- ALVARO, M.; CAPOTE, R., y VEGAS, R.: *Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica*. Acta Geol. Hisp. Libro Homenaje al Prof. Solé Sabarís, 14, 172-177 (1979).
- ANGELIER, J., y MECHLER, P.: *Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits*. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), 19 (6), 1309-1318 (1977).
- ARMIJO, R.: *La zone de failles de Lorca-Totana (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude tectonique et néotectonique*. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle. Univ. Paris, VII, 98 pp. (1977).
- BANDA, E., y CHANNELL, J. E. T.: *Evidencia geofísica para un modelo de evolución de las cuencas del Mediterráneo occidental*. Est. Geol., 35, 5-14 (1979).
- BOTT, M. H. P.: *The mechanics of oblique slip faulting*. Geol. Mag., 96, 109-117 (1959).
- BOURROUILH, R.: *Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Balears)*. Thèse Doct. Trav. Lab. Geol. Médit., 822 pp. (1973).
- BRINKMANN, R.: *Betikum und keltiberikum im Südostspanien*. Beitr. zur. Geol. der West-Mediterranengebiet, 6, 405-434. Berlin. Trad. J. GÓMEZ DE LLARENA: Las Cadenas béticas y celtibéricas del Sureste de España. Pub. Extr. Geol. Esp. CSIC, 4, 307-439 (1931).
- CAPOTE, R., y CARRO, S.: *Contribución al estudio de la región al NE de la Sierra de Altomira (Guadalajara)*. Est. Geol., 26, 1-15 (1970).
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J. J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A., y YÉ-

- BENES, A.: *Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica*. Temas Geológico-Mineros, 290 pp. (1982).
- CAREY, E.: *Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles*. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., 21 (1), 57-66 (1979).
- CAREY, E., y BRUNIER, B.: *Analyse théorique et numérique d'un modèle élémentaire appliqué a l'étude d'une population de failles*. C. R. Acad. Sc. Paris, 279 (D), 891-894 (1974).
- DÍAZ MOLINA, M.: *Síntesis estratigráfica preliminar de la serie terciaria de los alrededores de Carrascosa del Campo (Cuenca)*. Est. Geol., 30, 63-67 (1974).
- FALLOT, P., y BATALLER, J. R.: *Itinerario geológico del Bajo Aragón y el Maestrazgo*. Mem. R. Acad. Cienc. Barcelona (3.ª época), 20 (8), 143 pp. (1927).
- FERNÁNDEZ MARRÓN, M. T.: *Estudio paleoecológico y revisión sistemática de la flora fósil del Oligoceno español*. Tesis Doctoral. Pub. Fac. Cienc. Univ. Madrid, A-152, 177 pp. (1971).
- FERNÁNDEZ MARRÓN, M. T.: *Essai de résolution de problèmes stratigraphiques de la limite Paléogene-Neogene par les études de macroflore*. VIIth Internac. Congress. Médit. Neogene. Athens. Ann. Geol. Pays Hellén (Tome hors série) (1), 403-412 (1979).
- GÓMEZ, J. J., y BABIN, R.: *Evidencia de tres generaciones de pliegues en el anticlinal de Sot (Cordillera Ibérica; provincia de Valencia)*. Est. Geol., 29, 381-388 (1973).
- GUIMERA ROSSO, J.: *Estudi estructural de les zones de fractura de Garraf i de Vallcarca. Massís de Garraf*. Tes. Lic. Univ. Central Barcelona, 144 pp. (1978).
- GUIMERA, J., y SANTANACH, P.: *Sobre la compresión alpina en el sector central de las Cadenas Costeras Catalanas*. Acta Geol. Hisp., 13 (2), 33-42 (1978).
- GUTIÉRREZ, M., y PEDRAZA, J.: *Existencia de pizarrosidad alpina en la Cordillera Ibérica*. Bol. Geol. y Min., 85, 269-270 (1974).
- MONTENAT, CH.: *Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères Bétiques orientales-Espagne). Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique*. Thèse d'Etat. Docum. Lab. Geol. Fac. Sc. Lyon, 69, 345 pp (1977).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Modelo evolutivo de la tectogénesis Alpina en la región del Guadalupe, entre Aliaga y Calanda (Teruel)*. Tes. Lic. Univ. Complutense Madrid, 180 pp. (inédito) (1979).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Estructuras de superposición de plegamientos en el borde NE de la Cadena Ibérica*. Acta Geol. Hisp., 15 (5), 137-140 (1980).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Reactivación alpina del desgarre del Segre en el borde NE de la Cadena Ibérica*. Teruel, 65, 195-209 (1981 a).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Presencia de una fase compresiva intramiocena en el Maestrazgo (sector oriental de la Cadena Ibérica)*. Acta Geol. Hisp. 16 (3): 135-138 (1981 b).
- SIMÓN GÓMEZ, J. L.: *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental*. Tes. Doct. Univ. Zaragoza, 501 pp. Publ. Instituto de Estudios Turolenses (CSIC) (en prensa). (1982).
- SOLE SABARIS, L.: *Los rebordes oriental y meridional de la Meseta: Cordillera Ibérica y Sierra Morena*. En M. DE TERÁN et al. Geografía General de España. Ed. Ariel, 74-85 (1978).
- VEGAS, R.; FONTBOTE, J. M., y BANDA, E.: *Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian peninsula*. Proceeding Symp. Evolution and Tectonics of the Western Medit. and Surrounding Areas. E. G. S. Viena. Inst. Geogr. Nac. Special Pub., 201, 109-128 (1979).
- VIALARD, P.: *Recherches sur le cycle Alpin dans la Chaîne Ibérique Sud-Occidentale*. Thès. Doct. Univ. Paul Sabatier. Toulouse, 445 pp. (1973).
- VIALARD, P., y GRAMBAST, L.: *Sur l'âge post-Stampien moyen du plissement majeur de la Chaîne Ibérique Castillane*. C. R. Somm. Soc. Geol. Fr. (1), 9-10 (1970).

Recibido: Enero 1983

## Estructura y metalogenia del campo filoniano de Cierco (Pb-Zn-Ag), en el Pirineo de Lérida

Por R. CASTROVIEJO BOLIBAR (\*) y F. MORENO SERRANO (\*\*)

### RESUMEN

Las mineralizaciones de Pb-Zn (Ag) de las minas de Cierco y Estet se presentan en el seno de fracturas y grietas tensionales con dirección submeridiana, interrumpidas por algunas fracturas transversales de dirección E-O.

La investigación realizada ha puesto de manifiesto que esta pauta de fracturación determina también la aparición de otros indicios que constituyen, junto con los explotados en la mina citada, un campo filoniano emplazado en el Complejo metamórfico-metasomático de Bono, en una extensión de unos 5 Km<sup>2</sup>. El modelo metalogénico es fundamentalmente el mismo para todo el campo, siendo los controles esenciales de la mineralización de orden tectónico.

Los estudios realizados han permitido establecer una interpretación de conjunto de la estructura del campo, basada en la sucesión de varias fases hercínicas y alpinas, de las que se presenta un análisis dinámico y cronológico, en relación con la intrusión de la granodiorita de Bono, con la evolución de sus fluidos hidrotermales y con la actividad de la falla norpirenaica, en el marco de los condicionantes tectónicos regionales.

La paragénesis observada en la mina, válida también en lo esencial para los principales indicios, se caracteriza por el predominio de galena y blenda, con cantidades subordinadas de calcopirita, pirita y tetraedrita-freibergita y con minerales accesorios o escasos como bournonita, ullmannita, gersdorffita, hauchecornita, millerita, argentita, pirargirita, marcasita, etc.; la ganga es calcita, cuarzo o barita, con sericita, epidota y clorita ocasionales.

Esta paragénesis corresponde a condiciones de formación mesotermales y su deposición ha sido precedida por intensas alteraciones, entre las que destacan la argilitica y la silicificación o cuarzo-sericitica.

La intensa y repetida actividad tectónica post-mineral, especialmente alpina, ha afectado las estructuras mineralizadas y ha dado lugar a cataclisis y a la aparición de menas miloníticas (especialmente en los filones E-O), así como a numerosas removilizaciones de los minerales primarios, que llegan a encontrarse incluso en filones o vetas emplazados en los sedimentos permotriásicos.

El modelo estructural y metalogénico propuesto podría ser válido también para otros distritos del Pirineo Central, según se desprende de observaciones realizadas en otras zonas.

### ABSTRACT

At Cierco and Estet mines Pb-Zn (Ag) mineralizations occur in submeridian-trending tension gashes as well as in E-W transversal fractures that interrupt them.

Herewith described research has shown this fracture pattern to control further ore vein occurrences as to fence in a roughly 5 Km<sup>2</sup> ore field within the Bono Complex. The metallogenetic model of these mineralizations works out throughout the whole field, its main controls being tectonic.

Tectonic studies fit metallogenetic interpretation thusly enabling dynamic and chronological analysis of the existing structure. The following stages have been postulated thereafter.

#### Variscan Cycle

- I. Intrusion of the Bono granodiorite and associated dykes, with a probable simultaneous activity of the North-pyrenean fault as a dextral strike-slip fault. Formation of the E-W fractures.
- II. N-S Compression, producing a system of submeridian-trending conjugated fractures.
- III. Hydrothermal activity, with opening and refilling of the submeridian fractures, which are cause to an E-W extension, so that isotropic conditions be obtained. Under such conditions the fluids advanced and hydrothermal refilling progressed according to E-W fractures.

(\*) Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A. Serrano, 116. Madrid-6.

(\*\*) I. N. B. Pozuelo de Alarcón (Madrid).



*Alpine Cycle*

Sinistral strike-slip fault activity of the Northpyrenean fault during Upper Cretaceous times has been documented elsewhere. This stage is not well evidenced in the studied zone. The later Pyrenean Phase produced the important Bono overthrust, and other analogous surfaces, also producing reactivation of some preexisting fractures.

The paragenesis found in the mine, still basically valid for the main ore field-occurrences, is characterized by galena and sphalerite prevailing; chalcopryite, pyrite, and tetrahedrite-freibergite in subordinate quantities, and accessory or scarce minerals such as bournonite, ullmannite, gersdorffite, hauchecornite, millerite, argentite, pyrrhotite, marcasite, etc.; calcite, quartz, barite, whit sericite, and occasionally epidote and chlorite, being the gangue.

This paragenesis corresponds to mesothermal formation conditions, its deposition being preceded by intense alteration, among which the argillitic and silicification or quartz-sericitic ones stand out.

The intense, repetitive, mainly Alpine, post-mineral tectonic activity, has dislocated mineralized structures originating cataclastic and milonitic ores (particularly in E-W veins.) It has also caused primary minerals remobilization, which come to be found even in Permian sediment-inclosed veins or cracks.

Out of what further away observations show this here structural and metallogenic model could still hold for some other Central Pyrenees districts.

**INTRODUCCION**

El presente trabajo —fruto de investigaciones realizadas en ENADIMSA para el Plan Nacional de Abastecimiento de Materias Primas Minerales— tiene por objeto el esclarecimiento de los procesos generadores, guías y controles de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag de Cierco (Vilaller, Lérida; explotadas por la Compañía Minera Industrial Pirenaica, S. A.) y de su entorno.

Como antecedentes, se conocen los trabajos de TRAVERÍA (1964), MEY (1967), CUDEY (1975 y 1977) y LEÓN (1978), de los que se han utilizado, especialmente, el segundo, para la correlación de los datos locales con los regionales, y el tercero, que proporciona información variada y actualizada de diversas mineralizaciones. Se han consultado también otros trabajos —ROMERO, 1929; CUP y WENSINK, 1959; SITTER, 1959; BOSCHMA, 1963; MATTAUER y SECURET, 1971; MEY, 1968; ZWART, 1979— menos directamente relacionados con estas mineralizaciones, pero útiles por sus informaciones de índole regional, especialmente por lo que se refiere a la Tectónica y, asimismo, los trabajos de Petrografía realizados por A. ARGÜELLES (1982), cuyas aportaciones han sido esenciales para el conocimiento petrográfico del área estudiada.

Hasta la fecha no se había realizado un estudio sistemático de todas las mineralizaciones existentes y de los posibles rasgos estructurales y metalogénicos comunes a todas ellas. El esquema estructural establecido hasta la realización de este trabajo era el siguiente:

Existencia de dos filones principales rellenados

**EXPLICACION**

- Permotrias
- Granodiorita
- Complejo de Bono
- Paleozoico indiferenciado
- Limite del recub. cuaternario
- Contacto discordante
- " supuesto
- Filón
- Falla normal
- " en dirección
- Cabalgamiento
- Indicio
- Otras manifestaciones
- A-A' Sección de la figura 2

do, de forma bastante regular, dos fracturas (\*) con dirección aproximada Este-Oeste (fallas Solana y Obaga).

Por otro lado, estas fracturas parecían cortar y desplazar a un filón principal (\*), denominado Rey, con dirección submeridiana, y a otro paralelo al anterior, denominado Rey bis, y situado a unas decenas de metros hacia el oeste del primero. Dichos filones aparecen como meras grietas ten-

(\*) Potencia media:  $\approx 2$  m. en Solana y Obaga;  $\approx 1$  m. en Rey.

sionales con desarrollo irregular. El filón principal aparece así dividido en tres segmentos: Rey Norte, situado al norte de la falla Obaga; Rey Centro, situado entre las fallas Obaga y Solana; y Rey Sur, situado al sur de la falla Solana (figura 1).

Según las conclusiones de CUDEY (1975), el movimiento vertical de la falla Solana explicaría el desplazamiento izquierdo entre el Rey Centro y el Rey Sur, cuyo buzamiento, en ambos casos, es de unos  $75^\circ$  al Este.

Los reconocimientos efectuados en la superfi-

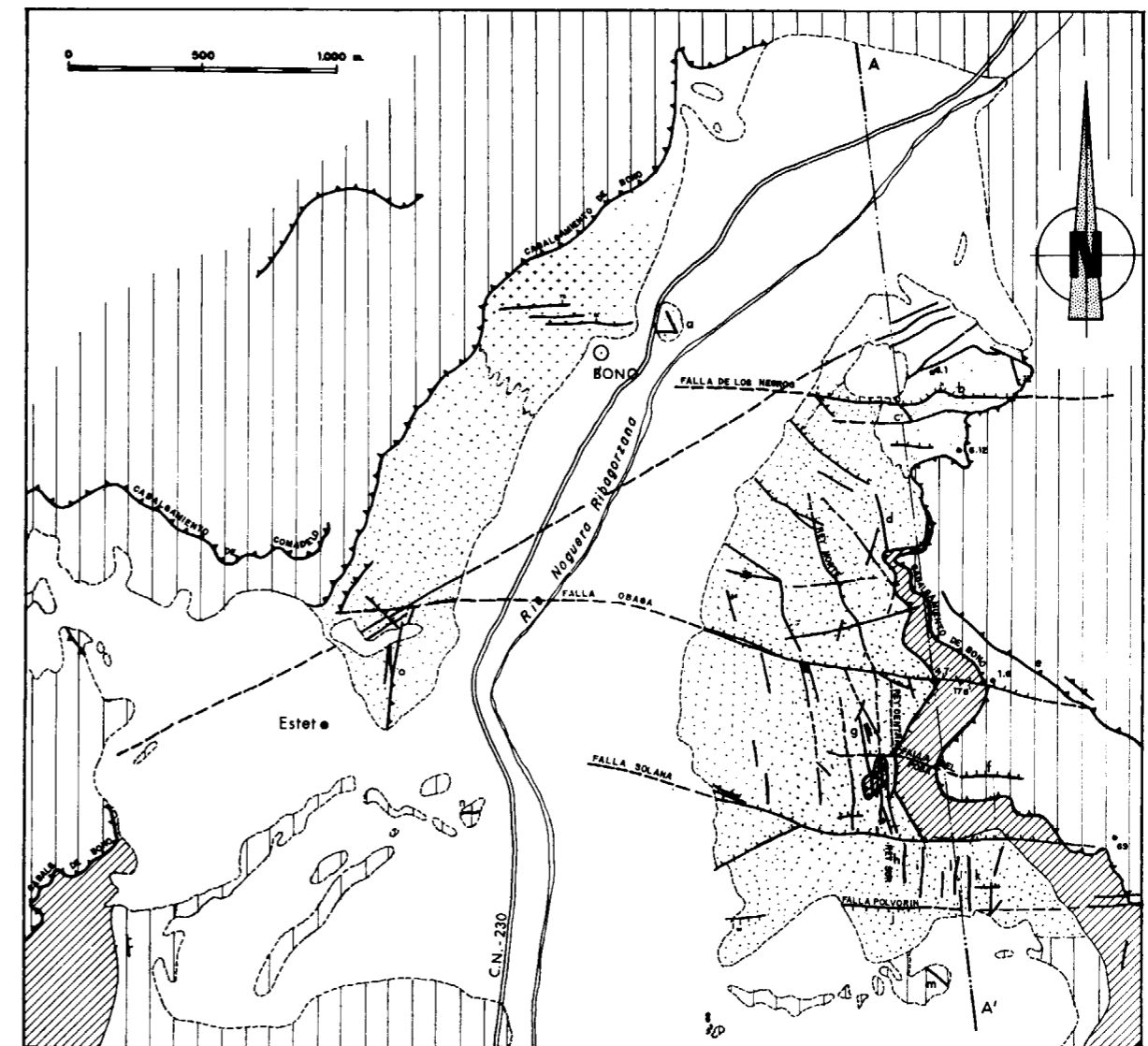


Figura 1.—Mapa geológico simplificado, con esquema de fracturación y situación de indicios.

cie y en el interior de la mina no permiten confirmar esta hipótesis, ya que han puesto de manifiesto una cierta independencia de los tres segmentos del filón Rey desde los momentos de su formación. Este filón, junto con otras muchas vetas de origen tensional y paralelas al mismo, finaliza contra las fracturas Este-Oeste (o transversales) importantes, de forma que el relleno hidrotermal de ambas familias de fracturas ha debido ser simultáneo, con lo que las segundas habrían actuado como pantallas frente al avance y apertura de las grietas tensionales Norte-Sur, alcanzándose probablemente condiciones tensionales isótropas.

La exposición de las observaciones que apoyan ésta y las restantes conclusiones obtenidas va precedida de algunas consideraciones generales, sobre la intrusión granodiorítica de Bono— con la que aparecen relacionadas las mineralizaciones— y sobre su posible mecanismo de emplazamiento, a fin de referir el problema a su marco regional. Hecho esto, se expone la investigación realizada sobre las mineralizaciones y sus controles (fundamentalmente tectónicos).

Las labores mineras y su entorno se sitúan en un macizo con fuertes pendientes y paredes verticales, que han dificultado extraordinariamente la toma de datos y la cartografía de los diferentes conjuntos litológicos.

## MARCO GEOLOGICO

Las manifestaciones hidrotermales estudiadas aparecen espacialmente relacionadas con la intrusión granodiorítica de Bono y diques asociados, intrusivos con respecto a una serie de sedimentos paleozoicos (devónicos?), transformados por metamorfismo de contacto e intensamente alterados por procesos metasomáticos hidrotermales. Estos dos fenómenos —metamorfismo, debido a la intrusión; metasomatismo, explicable por las disoluciones póstumas de ella derivadas— enmascaran y a veces homogeneizan las litologías preexistentes, hasta tal punto que la roca original llega a ser a menudo irreconocible.

El conjunto así constituido —rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas, afectadas por metasomatismo— se designará como Complejo de

Bono (\*) y aparece como el primer y más evidente metalotecto, ya que es únicamente en su seno donde se emplazan los filones mineralizados.

En el exterior de dicho complejo, MEY (1967) definió una serie de formaciones litoestratigráficas que se enumeran a continuación, en la página siguiente.

Con respecto a la mineralización, el encajante parece corresponderse esencialmente con la Formación Mañanet, aunque algunos filones mineralizados armen también ocasionalmente en las pizarras de la Formación Fonchanina. No obstante, esta observación merece muy poca confianza, ya que el metamorfismo de contacto y el intenso metasomatismo que se ha registrado en las zonas mineralizadas imposibilitan tanto la identificación de las formaciones del complejo de Bono, como la realización de correlaciones fiables con los afloramientos exteriores a dicho complejo.

Los sedimentos permotriásicos aparecen de forma discordante sobre el zócalo rubefactado y se componen, fundamentalmente, de un tramo inferior de brechas poligénicas ( $\pm 30$  m.), en las que suele haber cantos de material idéntico al del zócalo infrayacente, sobre el que aparecen pizarras y areniscas rojas ( $\pm 75$  m.), terminando con un tramo calizo-margoso de color gris.

Los distintos autores citados discuten la posible autoctonía vs. aloctonía de estos estratos, en relación con la tectónica alpina, ya que su base es a veces una superficie con evidentes indicios de actividad tectónica. La presencia de cantos de la misma naturaleza que las rocas del zócalo infrayacentes en las brechas de base del Triás, hace pensar, como notan MEY (1967) y LEÓN (1978), en un probable carácter fundamentalmente autóctono de dichos estratos, lo cual no excluye la evidencia, observada en el campo, de despegues tectónicos locales, precisamente a favor de la superficie de discontinuidad que representa la discordancia erosiva de la base del Permotriás.

En relación con la deformación hercínica, BOSCHMA (1963), MEY (1967 y 1968) y ZWART

(\*) Otros autores se han referido a él como «Área Metamórfica de Bono» (MEY, 1967) o como «Sector Metamórfico de Bono» (CUDEY, 1975); estas denominaciones no parecen las más adecuadas, porque el estudio del mismo ha revelado que ni se compone exclusivamente de rocas metamórficas, ni es el metamorfismo, sino el metasomatismo, el proceso más característico.

## FORMACIONES LITOESTRATIGRAFICAS

FORMACION (Edad)	LITOLOGIA DOMINANTE	POTENCIA
MAÑANET (Devónico Superior)	Calizas nodulosas griotte	Hasta 280 m.
FONCHANINA (Devónico Medio Superior)	Pizarras negras	60 m. (?)
BASIBE (Devónico Medio)	Calizas y cuarcitas	50-63 m.
GELADA (Cobleciense Inferior)	Pizarras arenosas	100-200 m.

(1979) establecieron cuatro fases de plegamiento, de las cuales la tercera podría ser sincrónica al emplazamiento de los batolitos. La cuarta es claramente posterior a los mismos y se manifiesta, sólo en algunos lugares, como micro- y mesopliegues con esquistosidad de crenulación. Esta última fase podría estar incluso relacionada con la tectogénesis alpídica.

Los pliegues de las dos primeras fases presentan direcciones oblicuas entre sí, dando lugar a figuras de interferencia cuya complejidad cartográfica se incrementa con la fuerte topografía existente. No obstante, este tema no ha sido tratado en profundidad, ya que el control estructural de la mineralización no tiene ninguna relación con el plegamiento. Por otra parte, en la zona estudiada con más detalle, el metamorfismo de contacto y el metasomatismo, al borrar casi todas las estructuras preexistentes, han impedido el análisis de la geometría de dicha deformación.

## LA INTRUSION

### Mecanismo de emplazamiento

La intrusión de la granodiorita de Bono, con la cual aparecen relacionados el metamorfismo de contacto y el hidrotermalismo de las minas de Cierco y de Estet, fue considerada por MEY (1967), CUDEY (1979) y ZWART (1979) como el afloramiento de la parte superior de un batolito probablemente mayor que dicho afloramiento.

Se trata de una granodiorita muy uniforme en su composición y con una textura homogénea, no habiéndose encontrado ninguna lineación mineral ni textura planar.

Su contacto septentrional corresponde al cabalgamiento alpino de Bono que trunca dicha intrusión según una superficie de cizallamiento con suave buzamiento al Norte (fig. 2). Su contacto meridional, bajo dicha superficie, es de difícil reconocimiento, debido al fuerte relieve y a los recubrimientos glaciares existentes. No obstante, se ha podido comprobar cómo pasa lateralmente a un conjunto de sills que se extiende hacia el Sur de forma concordante con la esquistosidad hercínica o con la estratificación, subparalela a la anterior en algunos casos.

También existen numerosos diques por encima del cabalgamiento de Bono, los cuales estarán relacionados seguramente con la granodiorita de la Maladeta. Todos ellos presentan textura porfídica y contactos en algunos casos concordantes con la estratificación, especialmente en el caso de los niveles calizos del Devónico.

Dentro de la granodiorita de Bono e incluso en algunos diques de gran espesor se encuentran bloques aislados de endoeskarn o de calizas marmorizadas. En el barranco de Bono se ha podido constatar la forma tabular de dichos enclaves, con una posición coincidente con la de la estratificación de la roca encajante. Los contactos observados con la roca encajante y con los enclaves son siempre netos y nunca graduales.

BRINDLEY (1973) ha estudiado cuerpos intrusivos análogos a la granodiorita de Bono, pero situados al norte del gran batolito de la Maladeta. Son los batolitos de Salardú, Artiés, Tredos y Marimana.

Dicho autor, en base a diversas observaciones sobre la naturaleza de los contactos con la roca encajante, homogeneidad de la intrusión, etc., su-

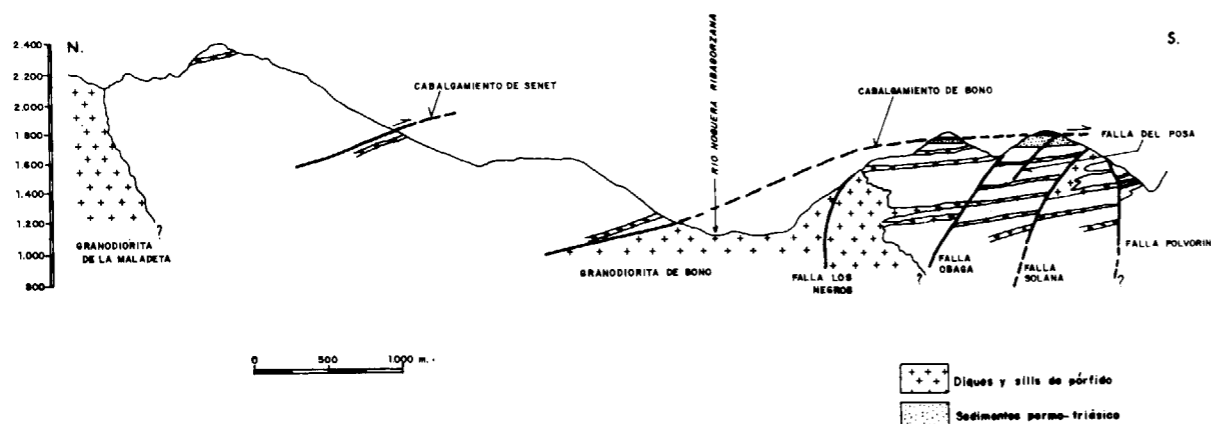


Figura 2.—Corte geológico esquemático (AA', fig. 1) construido en base al mapa geológico de MEY (1967) y a las observaciones realizadas en el complejo metamórfico de Bono.

giere que ésta debió completar su emplazamiento antes de la cristalización del magma, el cual creó su espacio, en estos niveles altos de la corteza, mediante un efecto dómico o de inflación, apartando y deformando las rocas encajantes. Los lugares favorables para la intrusión y creación del espacio necesario parecen haber sido los contactos entre las series carbonatadas y las series cuarcíticas del Paleozoico. Las primeras habrían sido apartadas y deformadas, conservando, en la mayor parte de los casos, su paralelismo con el contacto intrusivo. De esta manera, dichos batolitos aunque son claramente postorogénicos son, en muchos lugares de su periferia, concordantes con la esquistosidad o la estratificación de las rocas encajantes.

Las condiciones de afloramiento de la granodiorita de Bono no permiten conocer la forma de dicha intrusión ni su posible concordancia con las direcciones regionales. No obstante, en virtud de las observaciones expuestas más arriba en relación con la disposición de los diques, contactos netos con el encajante, etc., se puede deducir, al menos, que dicha intrusión se realizó también con anterioridad a la cristalización del magma mediante un proceso de inflación y empuje de las rocas de caja.

Por otra parte, el conjunto de diques y sills, aproximadamente concordantes con la estratificación o la esquistosidad regional, representan apófisis de la granodiorita de Bono, y en algunos sectores deben derivar de la granodiorita de la Maladeta. Su intrusión y desarrollo tuvo lugar

por efecto de la propia presión hidráulica del magma («driving pressure», POLLARD, 1975), la cual fue suficiente para la creación del espacio necesario, aprovechando las superficies de debilidad preexistentes.

Esta disposición geométrica (suaves buzamientos al Norte, en dirección a la fuente magmática) es análoga a la existente en los distritos mineros de Cornwall (RAYMENT y otros, 1971).

Teniendo en cuenta los modelos dinámicos establecidos por ROBERTS (1970), en relación con las trayectorias de los esfuerzos alrededor de una intrusión de forma esférica (fig. 3), se ve que la mayor parte de los diques surgen del sector comprendido entre la zona apical y los flancos de la intrusión, dado que en estos lugares el esfuerzo tangencial ejercido por la propia intrusión es mínimo. Según este modelo, los diques que surjan de la parte superior del batolito tienden a verticalizarse a medida que se alejan del mismo; los diques que surjan de los flancos tienden a horizontalizarse.

De esta manera, la posición de los diques relacionados con la granodiorita de Bono (fig. 2) se adapta a la distribución de esfuerzos alrededor de la intrusión (fig. 3), ya que surgen de la porción superior del flanco de la intrusión, y coincide con las superficies en las que estuvieron contenidos los esfuerzos máximo y mínimo. Estas superficies fueron, aproximadamente, paralelas a los planos de debilidad de la roca encajante (estratificación y esquistosidad), a favor de las cuales han progresado dichos diques.

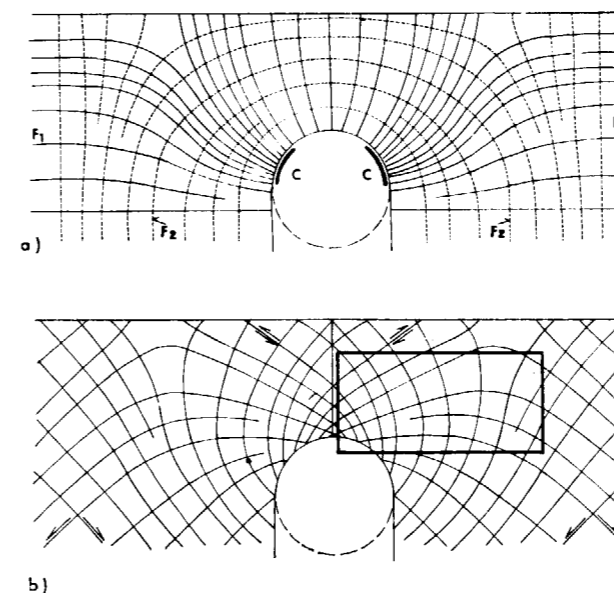


Figura 3.—a) Sección vertical con las trayectorias de los esfuerzos máximo e intermedio alrededor de una intrusión de forma esférica. Los lugares señalados con una C corresponden a los sectores en los que el esfuerzo tangencial debido a la propia intrusión es mínimo. b) Trayectorias de las superficies de cizalla potenciales asociadas a la misma intrusión (modificado de ROBERTS, 1970). El recuadro corresponde a la figura 2 y representa la posible posición de la porción aflorante del complejo de Bono en relación a la intrusión de la granodiorita, en el momento en el que se formaron los diques, y probablemente, las fracturas con dirección E-O.

### Composición

Por lo que respecta a la composición química de la granodiorita de Bono, CUDEY (1975) aporta datos que le permiten establecer su parentesco con la granodiorita de Maladeta, de la que se diferencia —desde el punto de vista composicional y prescindiendo de las alteraciones— por la presencia de anfíbol y por su enriquecimiento en sílice y álcalis. Se trataría, por tanto, de manifestaciones magmáticas derivadas de una fuente común.

Por lo que respecta a su composición mineralógica, las alteraciones sufridas por la roca (formación de epidota, clorita y sericita secundarias) enmascaran en parte la composición primitiva de la granodiorita de Bono. No obstante, se observa al microscopio que es una roca porfídica microgranuda, compuesta esencialmente por plagiocla-

sa —fenocristales zonados y saussuritizados, lo que imposibilita su determinación— y anfíbol —hornblenda, cloritizada en parte—, en una mesostasis cuarzo-feldespática, con clorita, sericita, epidota, esfena y apatito.

La composición de los diques (ARGÜELLES, 1982) varía entre cuarzo-diorítica y granítica, pudiendo hablarse quizá como término más representativo de una composición granodiorítica a granítica; excepcionalmente aparecen términos más básicos (monzodioríticos) o más alcalinos (con textura traquítica y feldespato alcalino abundante). La textura predominante es porfídica microgranuda, como en el caso anterior, si bien se encuentran casos con grados variables de orientación de los fenocristales (hasta llegar a texturas traquíticas). Los componentes macrocristalinos esenciales son plagioclasa (fenocristales de composición intermedia generalmente, del rango de la oligoclasa, pudiendo llegar al de la albíta en los más ácidos) y cuarzo (fenocristales corroídos), biotita (a menudo cloritizada) y, ocasionalmente, anfíbol y apatito. En la mesostasis se encuentran estos mismos componentes, además de sulfuros ocasionales, esfena, calcita, etc. La calcita, igual que la clorita y la epidota, está relacionada con procesos póstumos, ligados en general con la mineralización, pero mucho más extendidos que ésta.

Se observa, pues, tanto en la granodiorita de Bono como en los diques del cortejo, una alteración que da lugar a una paragénesis hidrotermal (calcita, epidota, clorita, cuarzo, sericita, productos arcillosos), superpuesta a la ígnea primaria (cuarzo, feldespato, biotita, anfíbol).

### La edad de las intrusiones y la actuación de la falla Norpirenaica

MEY (1967) señala la coincidencia de la granodiorita de Bono con una amplia antifforma dibujada por la esquistosidad principal hercínica, apuntando la probable sincronía entre la intrusión y la fase de plegamiento generadora de dicha antifforma.

Efectivamente, parece existir una antifforma cuyo eje presenta una orientación NNE, si bien el metamorfismo de contacto producido por la granodiorita y por los diques borra la esquistosidad y no permite realizar un número suficiente

de medidas que confirmen claramente dicha aseveración.

Por otro lado, existen numerosos pliegues tardíos e isopacos, con la misma orientación. Dicha fase de plegamiento ha podido resultar de la actuación de esfuerzos compresivos dirigidos de NO a SE, ligados al movimiento derecho de la falla norpirenaica durante la fracturación tardihercínica.

La edad de los granitos postorogénicos del Pirineo ha sido cifrada en 270 a 290 m.a. (BLES y GROS, 1980) y en 288 m.a. (DEBON, 1980). Por otro lado, la actuación de la falla norpirenaica se extiende desde los 290 a los 260 m.a. (ARTHAUD y MATTE, 1977). Por su parte, BRINDLEY (op. cit.) sugiere la posible creación de zonas de debilidad estructural (grietas tensionales) como resultado de la actuación de una cizalla a lo largo de la dirección regional, la cual coincide con la de la falla mencionada. Según el citado autor, este mecanismo podría explicar la forma ligeramente sigmoidal del contorno del batolito de Salardú y de la traza de las capas de la roca encajante.

No se puede descartar, por tanto, una sincronía entre las intrusiones y los movimientos derechos de la falla norpirenaica. Más por el hecho de que los intervalos de la duración de ambos acontecimientos se solapan, que por criterios estructurales, que de momento no parecen muy concluyentes, ya que la forma sigmoidal aludida y el sigmoide también dibujado por los ejes de pliegues y la esquistosidad hercínica en las inmediaciones del granito de Marimana, indican un movimiento relativo izquierdo. Al menos así se desprende de los esquemas que figuran en el trabajo de BRINDLEY (1973).

#### METAMORFISMO DE CONTACTO

El débil metamorfismo regional es casi imperceptible, desde el punto de vista mineralógico. Es manifiesto, en cambio, el metamorfismo de contacto debido al asomo granodiorítico de Bono y al conjunto de diques aparentemente relacionados con el mismo. La clasificación petrográfica de los distintos tipos de rocas se debe a ARGÜELLES (1982), en cuyo trabajo se apoya también la descripción petrográfica de rocas ígneas y metamórficas y de las alteraciones.

El estudio de las rocas metamórficas de esta zona está dificultado por el metasomatismo, superpuesto al metamorfismo de contacto y relacionado con los procesos de mineralización, el cual enmascara a menudo el carácter original de las rocas del complejo de Bono. No obstante, se pueden destacar las siguientes características:

- La intensidad del metamorfismo de contacto varía de forma irregular, dependiendo de la distancia al foco térmico intrusivo y de otros factores, como la litología y la desigual densidad de la red de diques, de la cual depende también el gradiente de temperatura.
- De las litologías observadas se deduce que las rocas primitivas eran predominantemente calcosilicatadas, con intercalaciones pizarrosas ocasionales (éstas forman sólo a veces tramos relativamente importantes). Todo parece indicar, pues, que se trata de las mismas formaciones devónicas descritas antes (sobre todo, Formación Mañanet); la correlación estratigráfica detallada con las formaciones exteriores no es posible, pero a veces se observan todavía rasgos sedimentarios, como la estratificación primaria en granatitas del Pico de Posa, por citar un ejemplo.
- Los productos del metamorfismo térmico varían, pues, según su intensidad o cercanía al foco térmico crecientes, desde pizarras mosqueadas, mármoles, corneanas calcosilicatadas y rocas de skarn, hasta granatitas, caracterizándose la máxima intensidad alcanzada por la aparición de diópsido y grosularia, no siempre observable por las frecuentes manifestaciones retromórficas.

#### Granatitas y rocas relacionadas

Los afloramientos principales de granatitas se encuentran en y bajo el Pico de Posa (en el acantilado que forma su falda O) y en el acantilado que forma la pared oriental del valle, a la altura de Bono. También se han encontrado en el interior de la mina.

Su textura es granoblástica. Se componen esencialmente de granate de tipo grosularia, con calcita en las microfisuras, con epidota y cuarzo y con cantidades variables de clinopiroxeno, dióp-

sido sobre todo, el cual puede llegar a ser el mineral esencial.

Estas rocas están a veces retromorfizadas, en especial por la superposición del efecto de las disoluciones hidrotermales que han aportado la mineralización, que dan lugar a la aparición de paragénesis hidrotermales con clorita, talco, etc., aparte de las ya mencionadas calcita y epidota, en una serie de rocas calcosilicatadas o escarnoides, donde a las paragénesis de alta temperatura se superponen las propias de temperaturas moderadas (hidrotermales), con aporte ocasional de sulfuros y hematites asociados a la epidota, además de la magnetita presente en el skarn inicial. A veces se llega a rocas compuestas esencialmente por epidota (epidotitas), con cuarzo y calcita tardíos (microfisuras y poros).

#### Corneanas calcosilicatadas

Se distinguen de las anteriores por su textura (granoblástica microcristalina) y por incluir frecuentes términos transicionales a rocas pelíticas, con feldespatos a veces. Los minerales principales son: cuarzo, feldespato (plagioclasa), calcita, clorita, epidota, muscovita y flogopita.

En otras rocas, finalmente, las transformaciones producidas por el metamorfismo de contacto se limitan a la recristalización (*mármoles* y *pizarras mosqueadas*), con escasas neoformaciones (tremolita o flogopita en el primer caso; biotita o flogopita, en el segundo).

Todas estas transformaciones mineralógicas han dado lugar a la desaparición de las estructuras planares preexistentes (estratificación y esquistosidad), produciendo una mayor rigidez y cristalinidad del conjunto, de forma que todo el complejo metamórfico quedó constituido como un medio más o menos isotrópico frente a las etapas de fracturación e hidrotermalismo posteriores.

#### LA FRACTURACION

##### METODOLOGIA

Para el estudio de la fracturación, se han realizado en superficie 110 medidas sobre rocas paleozoicas y 30 sobre rocas permotriásicas, las

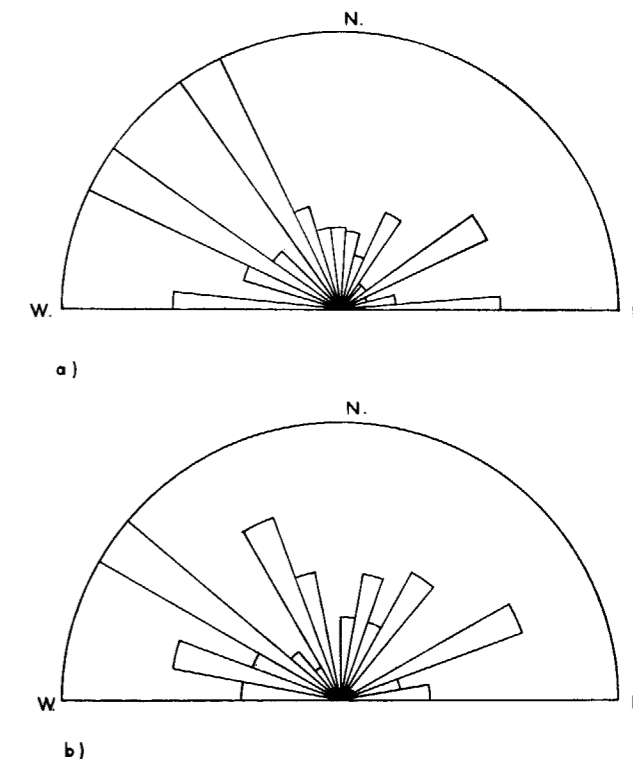


Figura 4.—a) Histograma de frecuencias de fracturas con distinta orientación, contabilizadas en superficie. b) Histograma análogo para las fracturas medidas en el interior de las labores mineras.

cuales han sido complementadas con 140 medidas realizadas en el interior de la mina (figs. 1, 4, 5, 7 y 8). Se llevó a cabo, asimismo, el seguimiento de las fracturas más importantes, especialmente en los casos en los que aparecían mineralizadas. Se hizo especial hincapié en los rasgos indicadores del sentido del movimiento relativo de los bloques cuando las fracturas no tenían el carácter de meras grietas tensionales. Dicho sentido de movimiento pudo ser deducido de la observación, cuando fue posible, de las estrías de falla y otros tectoglifos (escalones, muescas, etc.), de la disposición de las grietas tensionales en escalón, esquistosidades miloníticas y del desplazamiento de algún rasgo litológico o estructural común a ambos bloques de falla.

##### EXPOSICION DE LOS DATOS DE OBSERVACION

La zona estudiada aparece cruzada por numerosas fracturas, lo cual se traduce en una mayor

densidad de fracturación del área correspondiente al complejo metamórfico de Bono en relación a las zonas limítrofes. Esta circunstancia debe ser una consecuencia de la mayor cristalinidad y rigidez de dicho complejo.

Las familias de fracturas existentes, por orden de abundancia decreciente, son las que siguen a continuación:

Fracturas:

Dirección	Buzamiento
150 a 160°	90 a 60° al E
110 a 120°	40° al N a 60° al S
60 a 70°	80 a 55° al NO
0 a 30°	80° al E a 70° al O
80 a 100°	45° al N a 75° al S

Las fracturas de la última familia son las menos abundantes pero las más importantes, en virtud de su desarrollo longitudinal, anchura de la zona de falla, relleno hidrotermal y actuación repetida en varias etapas del ciclo hercínico y del ciclo alpino.

#### Fracturas E-O (80 a 100°)

Pertenecen a esta familia las fallas Solana y Obaga, ya conocidas anteriormente, y otras tres fallas identificadas en esta ocasión como fallas de Los Negros, Posa y Polvorín (fig. 1). Todas ellas son portadoras de mineralizaciones. Las dos primeras fueron o están siendo objeto de explotación, habiendo proporcionado las leyes más importantes de la historia de la mina. Se han reconocido otras fracturas de la misma familia, pero menos importantes y sin rellenos hidrotermales notables.

Las cuatro primeras fracturas mencionadas buzan al Norte y la falla Polvorín lo hace al Sur. Un rasgo común a las cinco es su verticalización en profundidad. En el caso de la falla de Los Negros se pasa gradualmente de un buzamiento de 50° a cotas de 1.500 m., a la posición vertical a la cota de 1.100 m. (fig. 2).

Actualmente las fallas Solana y Obaga aparecen como fallas normales, cortando y desplazando los sedimentos del Permotrias con un salto vertical de unos 25 m. en ambos casos. Sin embargo, sus planos de falla presentan numerosas estrías subhorizontales, algunas de las cuales indican un desplazamiento relativo derecho. Tanto en la falla

Solana, que ha sido la más estudiada, como en la falla Obaga, existen algunos lazos cimoides cuyo eje longitudinal contenido en el plano de falla presenta un ángulo de cabeceo próximo a los 90°, lo cual es compatible con la existencia de las estrías mencionadas. Estos lazos cimoides se configuran gracias a la existencia de fracturas con dirección 60 a 70°, muy frecuentes a lo largo de la falla principal, incluso cuando no existen lazos cimoides. Dichas fracturas presentan exclusivamente estrías horizontales indicadoras de movimientos relativos derechos.

En las fallas Solana y Obaga se han encontrado además abundantes estrías subverticales y diversas esquistosidades miloníticas indicadoras de: falla en dirección izquierda, falla inversa y falla normal.

#### Fracturas 70 a 60°

Normalmente presentan un pequeño desarrollo longitudinal, apareciendo asociadas a las fracturas E-O, salvo en algunos casos en los que parecen independizarse alcanzando mayor longitud. Una de ellas cruza el valle del río Noguera-Ribagorzana (fig. 1) y en todo su recorrido muestra una zona de falla, de 3 a 5 m. de anchura, en la que la roca atravesada (pizarras al SO y granodioritas al NE) presenta una esquistosidad milonítica subparalela a la fractura.

#### Fracturas 110 a 120°

En la actualidad aparecen como fallas normales con buzamientos variables, al N y al S, de hasta sólo 40°, que cortan y desplazan todas las otras fracturas y filones. En los frentes de explotación del interior de la mina se las ha encontrado produciendo desplazamientos, normalmente de poca cuantía, en los filones de dirección submeridiana. No obstante, se han encontrado también en estas fallas algunas estrías horizontales y esquistosidades miloníticas indicadoras de falla inversa, por lo cual dichas fracturas también han debido tener una evolución anterior.

#### Fracturas y grietas tensionales con dirección submeridiana

Corresponden a las familias 150 a 160° y 0 a 30° y a diaclasas tensionales con cualquier direc-

ción comprendida entre las mencionadas. Aparecen casi siempre con relleno hidrotermal, distribuyéndose con una densidad y frecuencia aproximadamente constante. Algunas aparecen como grietas tensionales puras en las que se aprecian dos etapas de apertura y relleno, la primera de calcita y la segunda de barita (figs. 5a, b y h). En otros casos el relleno hidrotermal aparece cizallado y con esquistosidad milonítica indicadora de falla de rumbo izquierda o derecha, según los casos (fig. 5c).

A escala de afloramiento se observan grietas tensionales puras y sin cataclasis en su relleno, con una dirección promedio N-S, resultante de la suma de segmentos con dirección 20° al E y 20 a 30° al O (figs. 5e y f). El filón Rey Centro de las minas de Cierco y el filón explotado en las minas de Estet, pertenecen a este grupo de fracturas, si bien en algunos lugares aparece una cierta brechificación. Dichos filones y grietas tensionales se han formado a favor de un sistema de fracturas y diaclasas preexistentes constituido por las dos familias ya descritas (fig. 5g).

Los dos filones mencionados y diversas vetas observadas en superficie, aparecen además cortadas o deformadas de manera dúctil por fallas E-O, indicando un desplazamiento relativo derecho (figuras 5h, i), en la mayor parte de los casos, e izquierdo en tan sólo una ocasión (fig. 5d).

Por último, hay que constatar que este conjunto de fracturas con dirección submeridiana describe, de Norte a Sur, una trayectoria arqueada con la concavidad dirigida hacia el Oeste (figura 6a). Ya que al Norte de la falla Obaga las direcciones de los filones son N 20 a 40° al Oeste, entre las fallas Solana y Obaga se dan simultáneamente ambas direcciones (N 20° al Oeste y N 20° al Este), dando una resultante Norte-Sur (figura 5g) y al sur de la falla Solana todas las grietas tensionales encontradas presentan una dirección N-S o N 20° al Este. Por otra parte, se ha visto cómo las grietas tensionales suelen perder espesor en las proximidades de las fracturas transversales (E-O), bien acuñándose antes de llegar al punto de intersección o bien finalizando contra la misma fractura, produciéndose el relleno de la misma hacia el lado oriental del punto de encuentro (fig. 5b). Esta circunstancia observada a la escala de afloramiento parece darse también a las dimensiones de los grandes filones, ya que las leyes más ricas de las fallas Solana y

Obaga se localizaron en su mitad oriental, a partir de las líneas de encuentro con el filón Rey Centro.

#### ANÁLISIS DINAMICO Y CRONOLOGICO DE LA FRACTURACION Y DEL HIDROTERMALISMO

##### Planteamiento

La formación de los sills y diques de pórfido y posteriormente de las fracturas y filones hidrotermales estuvo determinada por las condiciones dinámicas impuestas por la presión hidráulica de los fluidos generadores, en combinación con las condiciones tensionales regionales. Los fluidos hidrotermales remanentes en el interior de la intrusión, debieron ascender y penetrar en las rocas encajantes en diversos episodios, durante los cuales su presión hidráulica llegó a superar, al menos, el esfuerzo regional mínimo.

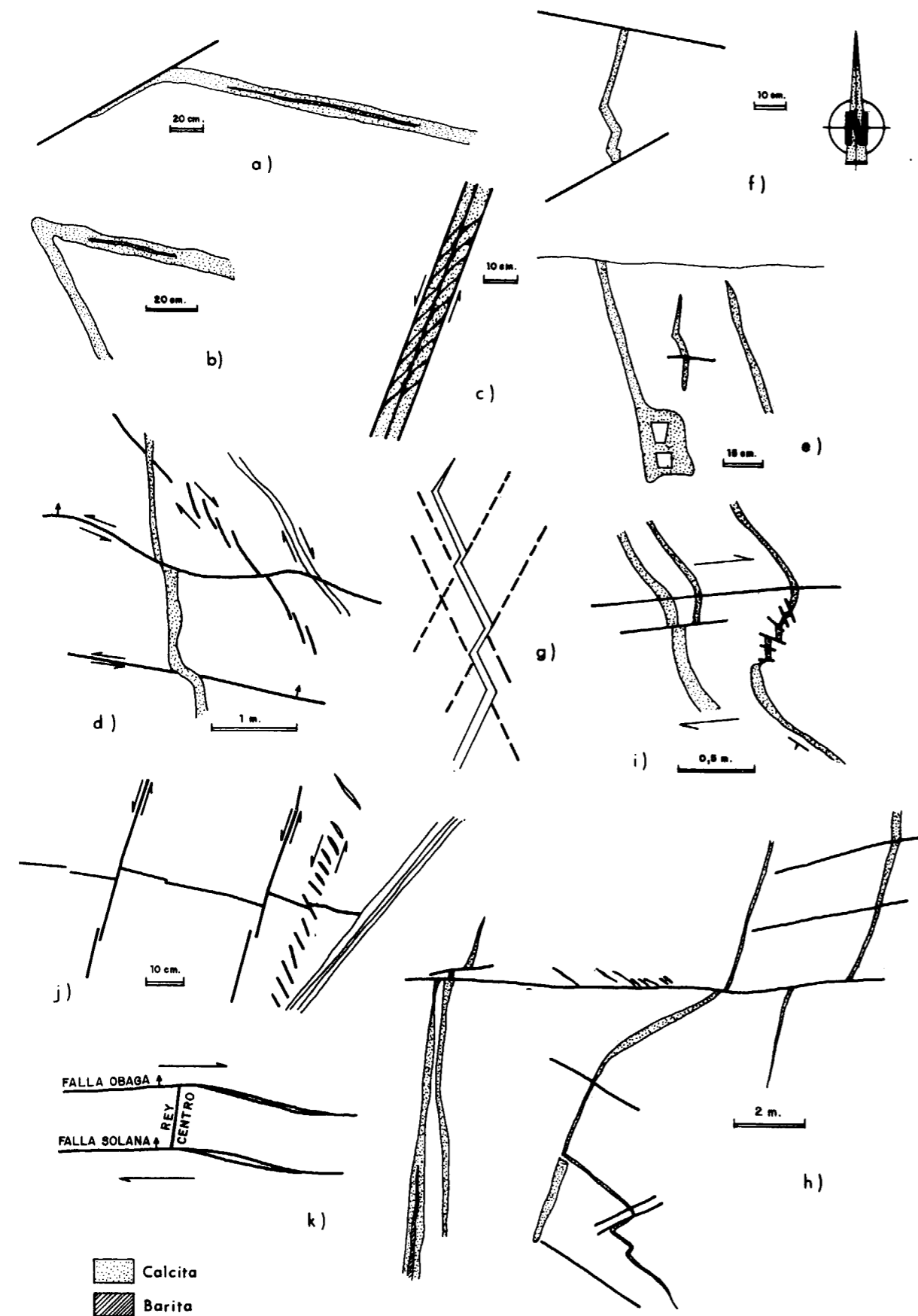
El campo de esfuerzos regionales imperante durante esta época hay que relacionarlo con la fracturación tardihercínica. ARTHAUD y MATTE (1975) deducen para esta época una orientación aproximada N-S del esfuerzo compresivo máximo en todo el suroeste de Europa, con algunas reorientaciones locales según la dirección NO-SE en las proximidades de la falla norpirenaica.

La geometría del campo de filones de las minas de Cierco y Estet presenta bastantes analogías con los campos filonianos existentes en Cornwall, las cuales han sido estudiadas por diversos autores: RAYMENT y otros (1971), MOORE (1975), JACKSON y otros (1982), etc. En el caso de Cierco-Eстет, la tectónica alpina ha introducido nuevos elementos estructurales que añaden una mayor complejidad al análisis estructural.

La sucesión de diferentes etapas de fracturación hercínica y alpinas ha producido la actuación repetida de las mismas fracturas bajo regímenes tensionales diferentes, de forma que en un mismo plano de falla se pueden encontrar indicadores de movimientos relativos opuestos.

#### Primera Etapa. Intrusión y formación de fracturas E-O y 110 a 120°

Simultáneamente a la intrusión de los diques de pórfido y de acuerdo con los modelos dinámi-



cos establecidos por ROBERTS (1970), pudieron generarse las fracturas con direcciones ONO-ESE y E-O (fig. 3b). Ambas familias presentan un bajo ángulo de buzamiento. Durante esta etapa actuaron como fallas inversas las de buzamiento norte y como fallas normales las de buzamiento sur (falla Polvorín). Este modelo permite explicar la verticalización en profundidad de las fallas: Polvorín, Solana y Los Negros, así como las esquistosidades miloníticas indicadoras de falla inversa, observadas en las fallas Solana y Obaga, aunque estas esquistosidades también pueden haberse formado durante la etapa de los cabalgamientos alpinos. El ajuste entre el modelo teórico y la realidad no es perfecto para las cinco fracturas principales E-O, aunque sí es aproximado. Por otro lado, este modelo podría explicar el gran número de fracturas existentes con dirección  $120^\circ$  y buzamientos al Norte o al Sur de sólo  $40^\circ$ . En cualquier caso esta primera etapa debe considerarse con el carácter de mera hipótesis de trabajo, ya que las fracturas E-O bien pudieron haberse formado en los primeros momentos de la actuación de la falla norpirenaica.

**Segunda Etapa. Actuación de la falla norpirenaica. Esfuerzo compresivo máximo con dirección NO-SE**

Durante esta fase compresiva las fracturas con dirección E-O actuaron como desgarres derechos. Como consecuencia de dichos movimientos se generaron fracturas tipo P (RIEDEL, 1929), también derechas y que corresponden a la familia con di-

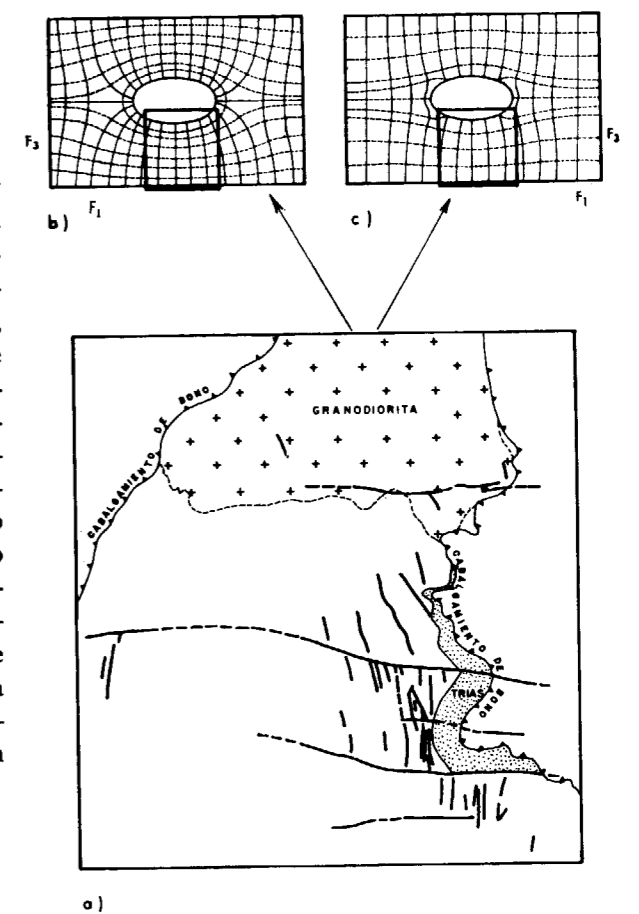


Figura 6.—a) Representación de los principales filones y vetas con dirección submeridiana y de las fracturas transversales E-O. b) Distribución, en planta, de las trayectorias de los esfuerzos compresivos máximo (líneas continuas) y mínimo (líneas de trazos), alrededor de una intrusión con forma elíptica y en la que la presión de fluidos llegó a superar el valor de ambos esfuerzos. c) Esquema análogo en el que dicha presión superó sólo el esfuerzo mínimo (modificado de ROBERTS, 1970). Los recuadros corresponden al esquema cartográfico de la figura 6-a.

Figura 5.—Micro- y mesoestructuras resultantes de la fracturación y del relleno hidrotermal en diversas superficies, aflorantes en posición horizontal o con pendiente de hasta  $30^\circ$ . a) Fractura E-O con dos etapas de relleno hidrotermal y ausencia de movimientos posteriores. Al SE del Pico del Posa, cota 1.645 m. b) Unión de fractura E-O con fractura N  $20^\circ$  O. Relleno hidrotermal simultáneo. SO del Pico del Posa, cota 1.640 m. c) Relleno hidrotermal con esquistosidad milonítica en una fractura con dirección N  $20^\circ$  al E. Movimiento horizontal izquierdo análogo al de la figura 5-j. Ladera sur del pico del Posa, cota 1.610 m. d) Cizallas dúctiles en fracturas N  $30^\circ$  O que deforman fracturas E-O preexistentes. Desplazamientos posteriores izquierdos (cizalla frágil-dúctil) a lo largo de dichas fracturas. Afluente del arroyo de Artiga, cota 1.450 m. e) Acuñaamiento y terminación de grietas tensionales N  $20^\circ$  O, en relación con una fractura E-O. Al sur del Pico del Posa, cota 1.615 m. f) Desarrollo de una grieta tensional según el sistema de fracturas conjugadas preexistentes de la figura 5-g. Dicha grieta finaliza contra fracturas anteriores de dirección E-O y N  $60^\circ$  al E. En la misma localidad de la figura 5-a. g) Mecanismo propuesto para la formación de grietas tensionales en zig-zag: apertura de fracturas conjugadas preexistentes. h) Desplazamientos derechos en falla E-O. Cizalla vertical frágil-dúctil con formación de grietas tensionales en escalón. Ladera meridional del Pico del Posa, cota 1.600 m. i) Cizalla dúctil-frágil derecha en fractura N  $85^\circ$  E. Formación de microfallas izquierdas, conjugadas de la anterior, en relación a un esfuerzo compresivo con orientación NO-SE. Doblamiento y desplazamiento de grietas tensionales N  $30^\circ$  O. Barranco de Tusos, cota 1.480 m. j) Microfallas N  $20^\circ$  E y grietas en escalón con desplazamientos izquierdos sobre una fractura E-O anterior. Presa de Forcat. k) Esquema de los posibles últimos movimientos derechos de las fallas Solana y Obaga, con apertura y relleno preferente de los segmentos con orientación  $100^\circ$ .

rección 70°. Así se formaron las numerosas estrías horizontales existentes en todas ellas y los cimoides contenidos en las fallas Solana y Obaga (figs. 7a y b).

La dirección del esfuerzo máximo y la dirección de las fracturas tipo P forman un gran ángulo, mayor de 45°. Esta circunstancia permite explicar la génesis de la amplia banda con esquistosidad milonítica asociada a la fractura que cruza el río Noguera Ribagorzana (fig. 1). En relación con este tema hay que señalar que en el granito de Bassies, situado en las inmediaciones de la falla norpirenaica, BLÉS y GROS (1980), han puesto de manifiesto la existencia de fracturas asociadas a bandas con fuerte esquistosidad. El mayor o menor desarrollo de ésta es su función, según los citados autores, de la magnitud del ángulo que forma la fractura con la dirección del esfuerzo máximo. Si el ángulo es grande se produce un aplastamiento importante y paralelamente el salto de falla puede ser ínfimo, ocurriendo lo contrario cuando dicho ángulo es pequeño.

Por último, y en relación con esta etapa, la familia de fracturas izquierdas N 20° al O habrían actuado como fracturas conjugadas de las fallas E-O durante esta fase compresiva (fig. 7a).

### Tercera Etapa. Compresión N-S e hidrotermalismo

Durante esta etapa se generó la familia de fracturas con dirección N 20° al E, actuando como fallas izquierdas, en combinación, probablemente con algunos movimientos derechos observados en algunas fracturas ya preexistentes con dirección N 20° O (fig. 7c), y que en la etapa anterior actuaron como fallas de rumbo izquierda. El ejemplo más evidente corresponde a la falla del filón Rey Norte.

Las figuras 6b y c representan la trayectoria en la horizontal de los esfuerzos regionales máximo  $F_1$  y mínimo  $F_3$ .  $F_2$  debió ocupar una posición inicialmente vertical. En el seno de este campo de esfuerzos la presión de los fluidos hidrotermales llegó a superar por lo menos el esfuerzo mínimo, iniciando la apertura y el relleno

de las fracturas preexistentes con dirección submeridiana. La consiguiente extensión en la horizontal, según la dirección E-O, pudo llegar a pro-

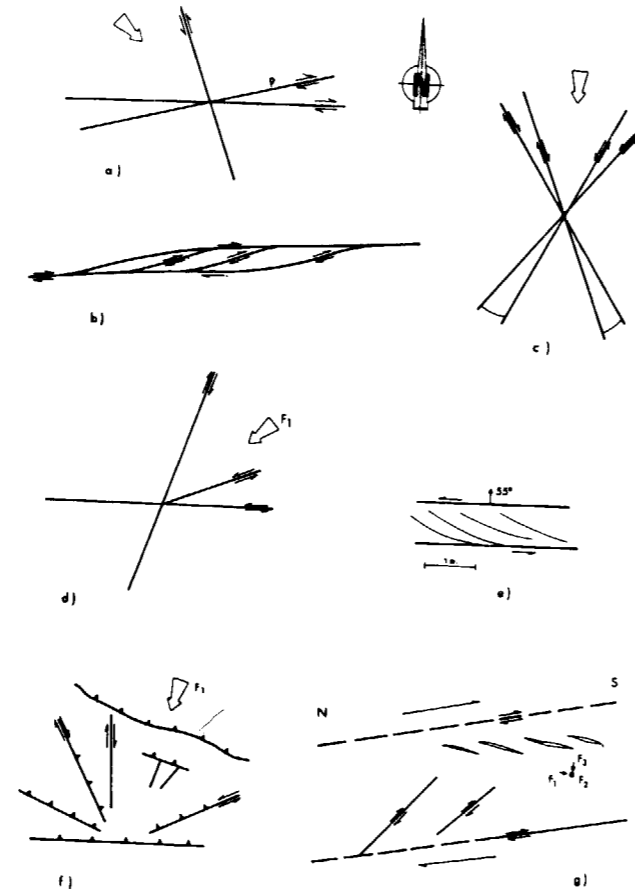


Figura 7.—a) Orientación del esfuerzo máximo NO-SE, durante el movimiento derecho de la falla norpirenaica. Actuación de las fracturas E-O como fallas derechas y formación de fracturas derechas, tipo P, con dirección N 70° al E y fracturas izquierdas N 20° al O. b) Formación de lazos cimoides en fracturas E-O durante el movimiento derecho de las mismas c) Compresión con dirección aproximada N-S. Formación del sistema conjugado de fracturas de la figura 5-g. d) Orientación del esfuerzo compresivo máximo de NE a SO durante el movimiento izquierdo de la falla norpirenaica. Reactivación de ciertas fracturas anteriores. e) Esquistosidad milonítica grosera en la brecha de la falla Solana, como resultado de leves movimientos horizontales izquierdos, cota 1.615 m. f) Fase de cabalgamientos alpinos. Esfuerzo compresivo máximo NNE-SSO. Reactivación de algunas fracturas preexistentes como fallas inversas-derechas, según su orientación. Cabalgamiento sobre las fracturas con la orientación del esfuerzo máximo y truncamiento de las mismas. g) Sección vertical esquemática a través de sendas superficies menores de cabalgamiento. Formación de grietas tensionales en escalón y situación de los tres ejes de esfuerzos.

vocar un incremento de la presión confinante según esta dirección, de forma que el valor de  $F_3$  llegase a superar el valor de  $F_1$  dirigido de Norte a Sur. De esta manera algunas de las fracturas más importantes E-O, pasaron a ser superficies tensionales favorables para la progresión de los fluidos hidrotermales. Incluso, en algunos sectores, probablemente prevalecieron durante algún lapso de tiempo condiciones tensionales isotropas, cuando el creciente valor del esfuerzo mínimo llegase a igualar, por lo menos, el del esfuerzo máximo.

De esta manera se propone un relleno casi simultáneo de los filones con dirección submeridiana y de los filones con dirección E-O de las fallas Solana y Obaga, explicándose, además, la actuación de dichas fallas como pantallas frente a la progresión y apertura de los filones Norte-Sur, que como hemos dicho anteriormente pierden potencia o finalizan contra dichas fracturas (figs. 5b, e y f).

Un mecanismo análogo al aquí expuesto fue ideado por MOORE (op. cit.) para explicar el relleno de las fracturas transversales y perpendiculares a los filones existentes en diversos distritos mineros del SO del Reino Unido.

En relación con esta etapa hay que añadir que la trayectoria, arqueada de Norte a Sur, dibujada por los filones con dirección submeridiana, podría corresponderse con la trayectoria de los esfuerzos máximos regionales y por tanto de las grietas tensionales, alrededor de un cuerpo intrusivo de forma alargada de Este a Oeste y en el que la presión de los fluidos hidrotermales superó sólo el esfuerzo regional mínimo (fig. 6c), o también el esfuerzo regional máximo (fig. 6b). Los datos cartográficos de que se dispone no son suficientes para optar con fundamento en favor de una u otra alternativa, aunque parece darse un mejor ajuste entre las direcciones de los filones cartografiados (fig. 6a) y la segunda alternativa (fig. 6b). Además, suponiendo una presión de fluidos elevada y superior al esfuerzo regional máximo, resultaría más fácil el establecimiento inmediato de condiciones tensionales isotropas.

Por último, con posterioridad a la formación de los filones Norte-Sur las fracturas con dirección Este-Oeste actuaron de nuevo como fallas derechas, aunque con desplazamientos de pequeña cuantía (figs. 5i y h), dando lugar a cizallas

dúctiles o frágiles-dúctiles. Es probable, también, que dichos movimientos tuvieran lugar durante las etapas finales del relleno hidrotermal de las fracturas E-O, con lo cual los segmentos de las mismas con dirección 100°, correspondientes a las fallas Solana y Obaga, habrían sufrido una cierta apertura, alcanzándose así las leyes más importantes de la mina (fig. 5k). Estos últimos movimientos pueden relacionarse con reactivaciones de la falla norpirenaica, cuya actuación abarcó un dilatado lapso de tiempo (50 a 40 millones de años: ARTHAUD y MATTE, op. cit.).

La fracturación hercínica en el entorno de las minas de Cierco y Estet da lugar al esquema evolutivo expuesto, indudablemente complejo, pero que de momento permite explicar todos los datos de observación reunidos. En la figura 8 aparecen algunos de estos datos, poniéndose de manifiesto los movimientos de sentido contrario que han tenido lugar en la mayor parte de las fracturas.

### LA DEFORMACION DURANTE EL CICLO ALPINO

La tectogénesis alpídica se inicia a finales del Cretácico con la reactivación de la falla norpirenaica como desgarre izquierdo (MATTUER y SECURET, 1971). Dicho movimiento debió producirse con la actuación de un esfuerzo compresivo máximo situado en el plano horizontal, con orientación NE-SO. En la zona objeto de este trabajo, esta fase de deformación no tiene una clara expresión, aunque se han encontrado algunos desplazamientos de pequeña importancia en ciertas fracturas, que podrían ser explicados mediante la situación tensional mencionada. Dichos desplazamientos corresponden a la actuación como fallas de rumbo izquierdas de las fracturas con dirección E-O (figs. 5d y 7e) y a la actuación como fallas de rumbo derechas de las fracturas con dirección N 20 a 40° al E (fig. 8a).

En los sedimentos permotriásicos existen grietas tensionales y diaclasas con dirección 60° y algunas microfallas con desplazamiento horizontal izquierdo y dirección 70 a 90°, cuya génesis puede igualmente atribuirse a esta etapa tectónica (fig. 8b).

Seguidamente, durante el Eoceno Medio tuvo lugar la fase pirenaica, cuyo esfuerzo compresivo

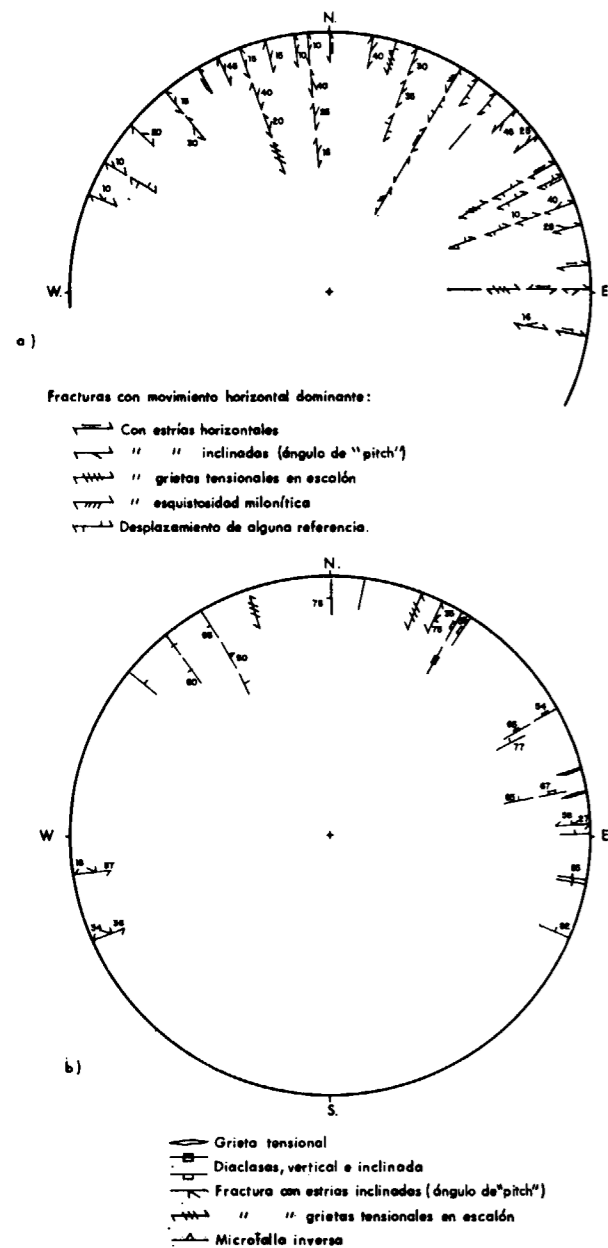


Figura 8.—a) Orientación de diversas fracturas con movimiento horizontal dominante, medidas sobre el complejo metamórfico de Bono. b) Orientación de diversas estructuras resultantes de la fracturación en los sedimentos permotriásicos.

máximo, en esta zona, presentó una orientación NNE-SSO. Esta importante fase de deformación dio lugar a los grandes cabalgamientos. En el entorno de las minas de Cierco los sedimentos permotriásicos, situados bajo el cabalgamiento de

Bono, aparecen con pliegues sinquistosos vergentes al Sur. Simultáneamente, el zócalo paleozoico situado fuera del complejo metamórfico de Bono ha debido deformarse también de forma dúctil, al menos, en las inmediaciones de los cabalgamientos y en el seno de litologías favorables, como son las formaciones pizarrosas y carbonatadas del Devónico. Así, en el barranco de Artiga, bajo el cabalgamiento de Bono, se ha comprobado la existencia de una esquistosidad que afecta tanto al zócalo de pizarras con niveles carbonatados, como a los sedimentos permotriásicos discordantes sobre el mismo. Se encuentran además micropliegues en los niveles carbonatados mencionados con direcciones submeridianas y con sus ejes contenidos en el plano de la esquistosidad mencionada. Esta disposición ha debido resultar de una reorientación de dichos pliegues mediante un cizallamiento simple asociado al cabalgamiento mencionado.

Sin embargo, el complejo metamórfico de Bono se ha deformado de forma frágil y discontinua, encontrándose, tanto en superficie como en el interior de la mina, bastantes planos de fracturas con suaves buzamientos al Norte y que siempre muestran estrías de recristalización mineral (cuarzo y epidota) con una dirección constante N 20 a 25° al E.

La superficie del cabalgamiento de Bono aparece como una banda de unos dos a seis metros de anchura, en la que tanto el autóctono relativo como el alóctono presentan una fuerte esquistosidad, en muchos casos sigmoidal, con buzamiento al NNE, y superior, lógicamente, al de la superficie de cabalgamiento. De la orientación de dicha esquistosidad y de las estrías mencionadas, se deduce una dirección inequívoca NNE-SSO para el avance del cabalgamiento suprayacente.

Durante esta fase, las fracturas heredadas del ciclo hercínico han actuado con diferente carácter según su orientación en relación al esfuerzo compresivo máximo (fig. 7f). Así, las fracturas de las familias con dirección E-O y 120° se han reactivado como fallas inversas. Así lo atestiguan algunas esquistosidades miloníticas encontradas en las fallas Solana y Obaga. Las fracturas con dirección 30° al O a N-S han actuado como fallas inversas e izquierdas, produciéndose, además, un cambio en su buzamiento; especialmente en las inmediaciones del cabalgamiento de Bono (fig. 1).

Las fracturas y filones con dirección N-S a N 20° al E no han sido reactivadas, apareciendo en algunos casos truncadas por las superficies menores de cabalgamiento ya mencionadas, tal como se ha podido comprobar en diversos lugares del interior de la mina y en las cotas inferiores del barranco de Los Negros.

Por último, han de relacionarse con esta misma fase las numerosas grietas tensionales en escalón y con suave buzamiento al Sur, existentes en muchos laterales de las galerías de la explotación (figura 7g).

En relación con los movimientos posteriores, no se han llegado a diferenciar distintas etapas tectónicas. Todos ellos parecen haber tenido un carácter distensivo, ya que prácticamente todas las fracturas importantes y con cualquier orientación muestran una actuación final como fallas normales. La familia de fracturas con dirección 120° han sido las últimas en actuar de esta manera, ya que dos de ellas desplazan y cortan a la falla Obaga, reorientando su brecha de falla formada durante su movimiento como falla normal.

Las fallas Solana y Obaga cortan y desplazan a los sedimentos permotriásicos, y deben de afectar de la misma manera al cabalgamiento de Bono, si bien las condiciones de afloramiento no permiten confirmar este hecho. Sin embargo, la falla del Posa, que pertenece a la misma familia, se ha podido seguir a través de dicho cabalgamiento. Estas relaciones estructurales de las fracturas E-O con los cabalgamientos alpinos resultan ser análogas a las descritas por Ríos y otros (1979) en la zona de los valles del Cinca y del Esera.

CONCLUSIONES DE INDOLE ESTRUCTURAL

- La intrusión de la granodiorita de Bono y de los diques y sills de pórfido tuvo lugar antes de su consolidación magmática, mediante un efecto dómico o de inflación en el cual las rocas encajantes fueron deformadas y apartadas hasta la creación del espacio ocupado por la intrusión.
- Los filones explotados en las minas de Cierco y Estet, junto con numerosas vetas y filones menores detectados en superficie, corresponden a dos familias de fracturas y grietas tensionales con dirección submeri-

diana, y a otra familia de fracturas transversales con dirección E-O.

- Para las fracturas E-O se sugiere una formación sincrónica al emplazamiento de la intrusión de acuerdo con los datos de ROBERTS (1971), o bien durante la apertura de la falla norpirenaica como desgarro de la zona de recho.
- Las fracturas con dirección submeridiana se generaron como un sistema de fracturas conjugadas, resultante de la actuación de un esfuerzo compresivo máximo dirigido de Norte a Sur.
- El relleno hidrotermal de las fracturas E-O tuvo lugar en condiciones tensionales isotropas, que debieron alcanzarse inmediatamente después o casi simultáneamente a la apertura y relleno de los filones y vetas con dirección submeridiana y como consecuencia de la extensión en la dirección E-O resultante de la apertura de dichos filones.
- La fase pirenaica ha producido una deformación discontinua en el complejo metamórfico de Bono, como consecuencia de su mayor cristalinidad y rigidez en relación a los metasedimentos de las áreas limítrofes. Dicha deformación ha sido absorbida por el cabalgamiento de Bono y por otras superficies de cizalla análogas, pero de menor importancia. Simultáneamente se produjo la reactivación de ciertas fracturas con orientación favorable en relación al vector de movimiento de los cabalgamientos.

METALOGENIA

Se aborda en primer lugar el estudio de los filones explotados en la actual mina de Cierco y, a continuación, el de otros indicios pertenecientes al mismo campo filoniano, para llegar a una interpretación de conjunto.

MINA DE CIERCO

Comprende los filones Obaga, Solana y Rey, cuyos caracteres tectónicos ya se han expuesto. Aunque se han estudiado todos ellos en sus sectores accesibles, sólo se han podido estudiar mi-





croscópicamente menas de Solana y de Rey, al ser imposible el acceso a los frentes de Obaga, pero todas las observaciones realizadas —idénticos minerales, el mismo estilo tectónico...— conducen a pensar que este filón es metalogénica y estructuralmente similar a Solana. Lo mismo ocurre en el filón de Estet con respecto a Rey, por lo cual se considera también como relacionado con el mismo yacimiento.

En cambio no se incluye en el yacimiento de Cierco el dique con indicios de sulfuros que cruza la carretera de Viella en la curva al N de Bono; aunque se había especulado (CUDEY, 1975; LEÓN, 1978) sobre la posibilidad de que dicho dique fuese la prolongación hacia el NO del filón Rey-Norte, ni el estudio microscópico de ambas mineralizaciones ni la interpretación tectónica ahora realizados han apoyado dicha hipótesis, por lo que dicha fractura se considera con las de exterior (figura 1, indicio a).

La mena se compone esencialmente de galena y, subordinadamente, de blenda; ésta llega a superar cuantitativamente a aquélla en algunas zonas. No se observa una zonalidad clara en la distribución de ambos minerales a escala del yacimiento.

#### Estudio microscópico

El estudio microscópico de la mena permite comprobar que, además de dichos minerales esenciales, pirita y calcopirita son componentes prácticamente ubicuos, aunque pocas veces abundantes; aparecen diseminadas en la roca —sobre todo pirita— o incluidas en galena y blenda. Las inclusiones mutuas entre galena y blenda son frecuentes. El contenido en Fe de la blenda es generalmente moderado a pobre; CUDEY (1975) cita proporciones en torno al 5 por 100 Fe, pero se han realizado determinaciones con microsonda electrónica (\*) que llegan en algún caso a valores mucho más bajos (0,13 por 100).

Otros *componentes hipogénicos* son: tetraedrita, bournonita, ullmannita, gersdorffita, millerita, linneita, hauchecornita, marcasita, arsenopirita,

(\*) Determinaciones realizadas por M. FERNÁNDEZ, IGME, quien ha comprobado también, por el mismo método, la identidad de bournonita, argentita, pirargirita y otros minerales en trazas, según se indica oportunamente.

rita, argentita, pirargirita, plata nativa, discrasita (?), magnetita.

Tetraedrita forma inclusiones relativamente frecuentes en galena y más raras en blenda y debe considerarse como la principal portadora de plata de la mineralización, ya que en la propia galena sólo se han encontrado trazas de dicho metal (\*) y los minerales típicamente argentíferos —argentita, pirargirita, plata nativa, discrasita (\*), que se encuentran en minúsculos granos incluidos en galena, tetraedrita o esfalerita o bien soldando microfisuras en esta última— son muy escasos. Los resultados de las determinaciones cuantitativas realizadas con microsonda electrónica en tetraedritas del filón Solana (\*\*) muestran, en efecto, que se trata de freibergita.

Bournonita es menos frecuente que tetraedrita y forma también inclusiones, generalmente diminutas, en galena, en la que se encuentran incluidos asimismo varios minerales níquelíferos —ullmannita, gersdorffita, millerita, linneita, hauchecornita—, todos ellos escasos, que aparecen esporádicamente en minúsculos cristallitos o en agregados, así como marcasita, arsenopirita y magnetita, que son muy poco frecuentes. Algunos de estos minerales, especialmente el último, pueden encontrarse también como minúsculas inclusiones en esfalerita.

La presencia de minerales níquelíferos en esta paragénesis caracteriza un dominio hidrotermal de temperatura moderada. Se conocen así mineralizaciones hidrotermales semejantes, como las de Siegerland (con millerita, linneita y ullmannita), en las que se ha probado que la millerita es el último mineral formado (RAMDORF, 1980). En el caso de Cierco, algunos de estos minerales —vg., gersdorffita— aparecen a veces corroidos por galena, lo que podría explicarse quizá por reactivaciones de origen tectónico que dan lugar a removilizaciones, afectando especialmente a galena. La identidad de ullmannita, gersdorffita y hauchecornita ha sido comprobada por medio de microsonda electrónica (\*\*); el primero de estos minerales,

(\*) Este mineral forma inclusiones minúsculas, de color blanco y poder reflector alto (en torno al 60 por 100), asociadas a tetraedrita, excesivamente pequeñas para hacer determinaciones microscópicas cuantitativas que pudiesen asegurar su identidad.

(\*\*) M. FERNÁNDEZ, IGME. Valores medios de tetraedrita: 37 por 100 Cu; 4,2 por 100 Ag; 0,2 por 100 Fe; 7,5 por 100 Zn; 27,3 por 100 Sb; 0,7 por 100 As; 23,1 por 100 S.

así como siegenita (linneita níquelífera) y millerita, ya había sido citado —CUDEY (1975)— en este yacimiento; no así los restantes.

La ganga varía según los casos; no se ha encontrado zonalidad neta, pero sí se ha observado el predominio de barita (con o sin cuarzo) en los niveles superiores (empieza a manifestarse a partir del piso 10) y de carbonatos (calcita, dolomita, anquerita) en los inferiores. Entre los demás componentes, los más frecuentes son sericita y minerales arcillosos; se encuentran también esporádicamente apatito, circón, epidota, clorita, muscovita, rutilo y leucoxeno.

Es de notar que la mineralización ha sido precedida generalmente por intensos procesos de alteración —en especial argilítica y cuarzo-sericítica; propilítica o potasificación, localmente; silicificación generalizada— de la roca de caja: la deposición de los sulfuros tiene lugar en rocas alteradas y, cuando no lo estaban, se observa una zona decolorada a ambos lados del filón, fruto de la silicificación o alteración cuarzo-sericítica de la roca de caja, cuya naturaleza original llega a ser irreconocible («roca silicificada»). Por otra parte, las alteraciones parecen preceder a la mineralización —«preparación del terreno», en términos de PARK (1975)—, ya que las vetillas mineralizadas (fig. 9) cortan casi siempre a las zonas de alteración, sin estar afectadas por los procesos correspondientes, excepto removilizaciones —de las que se hablará, pero cuyo origen tectónico no tiene que ver con el metasomatismo de origen magmático— y neoformaciones póstumas de cuarzo o calcita.

• Como *minerales descendentes*, producto de la alteración supergénica de la paragénesis citada, se han determinado: calcosina, covellina, cerusita, anglesita, smithsonita, hemimorfita, hidrocincita, limonita y yeso. TRAVERÍA (1964) menciona también indicios de thenardita ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ). Los dos primeros minerales proceden de calcopirita y tetraedrita y se encuentran a veces sustituyendo a galena, por reacciones típicas de procesos cementativos. La cerusita y anglesita se encuentran asociadas a la galena, de la que se derivan por oxidación. La hidrocincita, originada por oxidación de blenda, se encuentra formando costras y eflorescencias en varias galerías y labores, especialmente en algunas zonas de la mina de Estet, muy llamativas por su luminiscencia; smithsonita y hemimorfita, derivadas del mismo mineral, se encuen-



Figura 9.—Roca de caja del filón Solana (piso 9, realce 7) con alteración argilítica: matriz microcristalina cuarzo-arcillosa, atravesada por vetillas posteriores, con relleno hidrotermal de barita, calcita y sulfuros. Luz transmitida, N+, 133 X.

tran también formando agregados, a veces con estructura fibrosa radial, y tapizando poros, cavidades, etc. La limonita es un indicio relativamente frecuente en cualquiera de las galerías, especialmente en zonas de fallas, en las que se facilita la percolación de disoluciones superficiales que favorecen la oxidación de pirita y calcopirita; como derivadas de ésta, se encuentran también a veces: malaquita, azurita. Se ha encontrado yeso en ciertas eflorescencias que existen sobre las paredes de labores antiguas de la mina de Estet. La identidad de este mineral, así como de smithsonita, de hemimorfita y de hidrocincita, se ha confirmado por medio de sendos difractogramas de rayos X (\*).

• Por lo que respecta a las *condiciones de formación*, se le atribuye un rango mesotermal, de temperatura moderada, a la paragénesis estudiada. Datos que apuntan en este sentido son (\*\*): el carácter moderadamente ferrífero de la blenda, a juzgar por sus reflexiones internas; la escasez de texturas de emulsión con calcopirita; la apari-

(\*) C. VAQUERO, ENADIMSA.

(\*\*) Se ha mencionado ya, en el mismo sentido, el significado de los minerales níquelíferos encontrados. De los argentíferos podría decirse lo mismo.

así como siegenita (linneita níquelífera) y millerita, ya había sido citado —CUDEY (1975)— en este yacimiento; no así los restantes.

La ganga varía según los casos; no se ha encontrado zonalidad neta, pero sí se ha observado el predominio de barita (con o sin cuarzo) en los niveles superiores (empieza a manifestarse a partir del piso 10) y de carbonatos (calcita, dolomita, anquerita) en los inferiores. Entre los demás componentes, los más frecuentes son sericita y minerales arcillosos; se encuentran también esporádicamente apatito, circón, epidota, clorita, muscovita, rutilo y leucóxeno.

Es de notar que la mineralización ha sido precedida generalmente por intensos procesos de alteración —en especial argilítica y cuarzo-sericítica; propilítica o potasificación, localmente; silicificación generalizada— de la roca de caja: la deposición de los sulfuros tiene lugar en rocas alteradas y, cuando no lo estaban, se observa una zona decolorada a ambos lados del filón, fruto de la silicificación o alteración cuarzo-sericítica de la roca de caja, cuya naturaleza original llega a ser irreconocible («roca silicificada»). Por otra parte, las alteraciones parecen preceder a la mineralización —«preparación del terreno», en términos de PARK (1975)—, ya que las vetillas mineralizadas (fig. 9) cortan casi siempre a las zonas de alteración, sin estar afectadas por los procesos correspondientes, excepto removilizaciones —de las que se hablará, pero cuyo origen tectónico no tiene que ver con el metasomatismo de origen magmático— y neoformaciones póstumas de cuarzo o calcita.

• Como *minerales descendentes*, producto de la alteración supergénica de la paragénesis citada, se han determinado: calcosina, covellina, cerusita, anglesita, smithsonita, hemimorfita, hidrocincita, limonita y yeso. TRAVERÍA (1964) menciona también indicios de thenardita ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ). Los dos primeros minerales proceden de calcopirita y tetraedrita y se encuentran a veces sustituyendo a galena, por reacciones típicas de procesos cementativos. La cerusita y anglesita se encuentran asociadas a la galena, de la que se derivan por oxidación. La hidrocincita, originada por oxidación de blenda, se encuentra formando costras y eflorescencias en varias galerías y labores, especialmente en algunas zonas de la mina de Estet, muy llamativas por su luminiscencia; smithsonita y hemimorfita, derivadas del mismo mineral, se encuen-

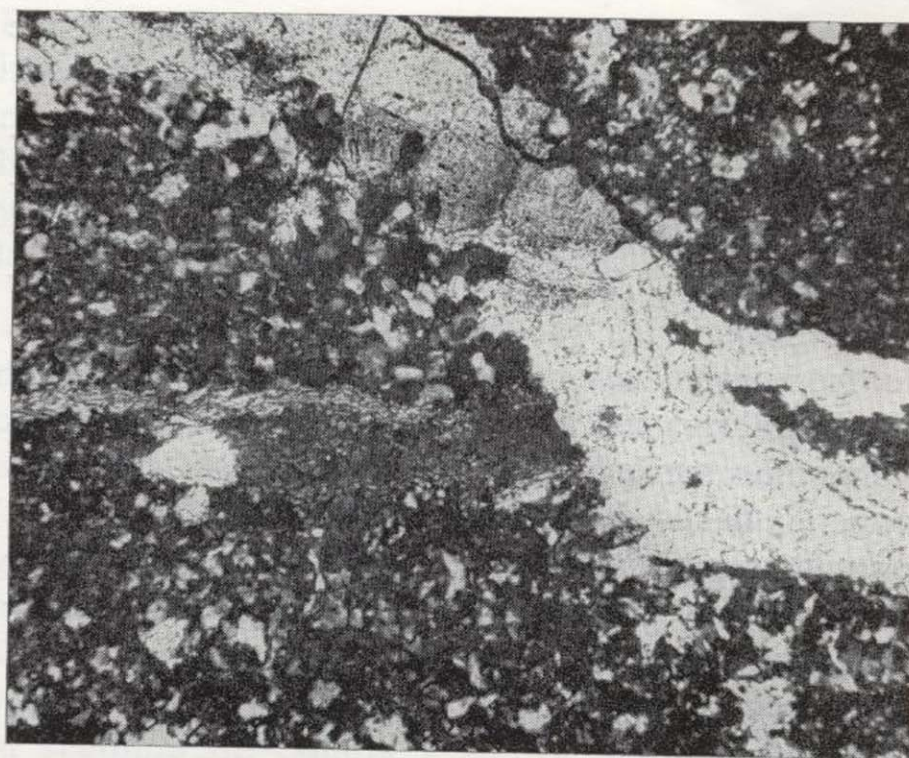


Figura 9.—Roca de caja del filón Solana (piso 9, realce 7) con alteración argilítica: matriz microcristalina cuarzo-arcillosa, atravesada por vetillas posteriores, con relleno hidrotermal de barita, calcita y sulfuros. Luz transmitida, N+, 133 X.

tran también formando agregados, a veces con estructura fibrosa radial, y tapizando poros, cavidades, etc. La limonita es un indicio relativamente frecuente en cualquiera de las galerías, especialmente en zonas de fallas, en las que se facilita la percolación de disoluciones superficiales que favorecen la oxidación de pirita y calcopirita; como derivadas de ésta, se encuentran también a veces: malaquita, azurita. Se ha encontrado yeso en ciertas eflorescencias que existen sobre las paredes de labores antiguas de la mina de Estet. La identidad de este mineral, así como de smithsonita, de hemimorfita y de hidrocincita, se ha confirmado por medio de sendos difractogramas de rayos X (\*).

• Por lo que respecta a las *condiciones de formación*, se le atribuye un rango mesotermal, de temperatura moderada, a la paragénesis estudiada. Datos que apuntan en este sentido son (\*\*): el carácter moderadamente ferrífero de la blenda, a juzgar por sus reflexiones internas; la escasez de texturas de emulsión con calcopirita; la apari-

(\*) C. VAQUERO, ENADIMSA.

(\*\*) Se ha mencionado ya, en el mismo sentido, el significado de los minerales níquelíferos encontrados. De los argentíferos podría decirse lo mismo.

ción de barita asociada con la mineralización, entre los minerales de la ganga.

Por otra parte, CUDEY (1975) ha analizado el contenido en FeO de la blenda de esta mina, encontrando proporciones que varían entre el 4,89 y 5,6 por 100 (6,58 y 7,54 por 100 de FeS, respectivamente), de las que deduce para la temperatura de formación valores que oscilan entre 218 y 252° C, valores en consonancia con cuanto se ha dicha más arriba, aunque existen muestras —ya mencionadas— de esfalerita con contenidos en Fe marcadamente inferiores, que podrían corresponder a una generación póstuma, de menor temperatura.

### Interpretación genética

Ya se ha señalado la caracterización de esta mineralización como hidrotermal (de temperatura moderada a baja, dentro del rango mesotermal), epigenética, relacionada con fluidos probablemente derivados de la intrusión granodiorítica de Bono.

El movimiento de estos fluidos y la aparición de espacios huecos propicios para la cristalización de los minerales estudiados estuvieron determinados geométricamente por las condiciones tectónicas imperantes en el momento de la intrusión y después, durante el emplazamiento de los filones. La reiterada e intensa actividad tectónica que se registró en épocas posteriores imprimió también su carácter a la mineralización, aunque la complejidad de la sucesión de estos acontecimientos no permite un conocimiento pormenorizado de cada una de las fases. Se dispone, sin embargo, de datos suficientes como para esbozar una interpretación probable de las líneas principales de la evolución del yacimiento.

### Los distintos tipos de filones

Una primera cuestión a la que habría que responder es la de las relaciones y similitud o diferencia, desde el punto de vista genético, entre los distintos filones que constituyen el yacimiento, incluyendo entre éstos el de Estet.

No se observan diferencias mineralógicas esenciales entre las menas de Solana y de Rey. Los minerales esenciales son comunes a ambos filones. Por otra parte, aunque se ha encontrado una mayor variedad de minerales argentíferos en Rey,

el portador de Ag fundamental —freibergita— es el mismo que en Solana. Y si bien se han observado en menas de Solana minerales como millerita o hauchecornita, no representados en las menas de Rey estudiadas, en cambio, sí aparecen otros minerales níquelíferos, como ullmannita o gersdorffita, en ambos filones. Así pues, las paragénesis encontradas en ambos son similares en lo esencial y las pequeñas diferencias de detalle encontradas pueden atribuirse más a la escasez de los minerales en cuestión —en trazas y, por ello, poco representativos del conjunto— que a razones genéticas. La fuente de los metales es, pues, lógicamente, la misma y la época de su formación, probablemente, es equivalente también, correspondiendo a la misma fase de evolución magmática y de emanaciones hidrotermales, lo que quiere decir que las condiciones termodinámicas de su formación y la composición de los fluidos generadores debieron de ser similares, puesto que la distancia a la fuente sería parecida.

Así pues, se considera que ambas mineralizaciones son equivalentes desde el punto de vista metalogénico, aunque desde el punto de vista tectónico se distinguen marcadamente las estructuras de ambos filones y sus historias respectivas. Por lo que respecta al filón Obaga, su similitud con el filón Solana es evidente por razones tectónicas. El filón de Estet, asimismo, es asimilable al filón Rey, en lo esencial.

En consecuencia, resulta que las estructuras fundamentales mineralizadas, es decir, los filones transversales (Obaga, Solana) y los norteados (Rey, Estet), si bien pueden individualizarse desde el punto de vista tectónico, son equivalentes desde el punto de vista genético, por lo que se refiere a época y a carácter (composición, condiciones termodinámicas, etc.) de la mineralización.

### Secuencia de cristalización primaria

Conviene señalar algunas de las características texturales de la mineralización que tienen mayor relevancia para establecer el orden de cristalización de los distintos minerales que forman la paragénesis primaria.

La pirita aparece generalmente tectonizada (ver figura 17); los clastos están frecuentemente cementados y corroídos por galena (a veces también por calcopirita), que suele incluirla. Tam-

bién se ven sombras de presión en ganga, alrededor de cristales de pirita. Por ello, se considera que éste es uno de los minerales más antiguos. Asimismo, calcopirita aparece a veces fracturada y cementada por galena, pero esto es excepcional (masas mayores), por ser un mineral relativamente plástico y por encontrarse generalmente en pequeñas inclusiones en galena o en blenda; en otras ocasiones, rellena fisurillas y cementa la roca, igual que galena.

La esfalerita aparece en vetillas o en masas mayores; suele estar asociada a galena o incluida en ésta. Frecuentemente exhibe texturas de relleno hidrotermal (p. ej.: en escarapela, con calcita), a escalas meso- (fig. 10) a microscópicas. Su carácter, más frágil que el de galena y calcopirita, hace que esté tectonizada con relativa frecuencia, siendo cementada por galena, igual que ocurre con la pirita (fig. 14). Por el carácter de las reflexiones internas pueden distinguirse variedades más ferríferas, galíferas o acarameladas, según que los colores de aquéllas sean rojizos, verdosos o amarillentos; estas variedades podrían corresponder a diferentes fases, caracterizadas por temperaturas medianas, en el primer caso, y relativamente bajas en los otros dos.

Tetraedrita suele aparecer incluida en galena, lo mismo que ullmannita, gersdorffita, millerita y los demás sulfuros y sulfosales ya mencionados, aunque éstos son mucho más escasos que aquélla.

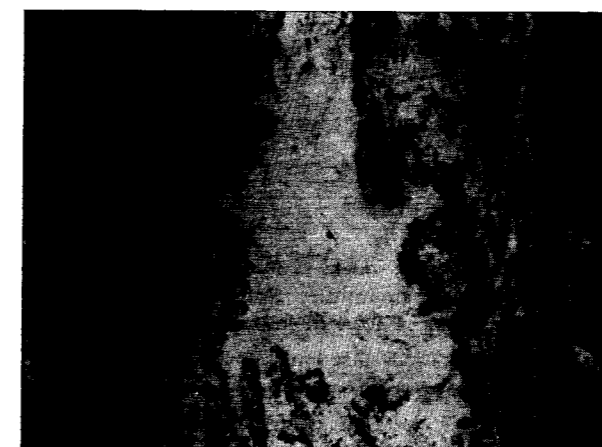


Figura 10.—Filón Rey Centro, en la chimenea del piso 13 al 14, mirando al Sur. Contactos netos, sin cizalla, y texturas «en escarapela» del relleno hidrotermal de calcita (blanca) y blenda (gris). La roca de caja escarnioide está silicificada.

Por lo que se deduce de sus texturas, parecen haberse formado en equilibrio con galena y simultáneamente a ésta. En una muestra se ha visto hauchecornita, en agregados, asociada con galena y blenda e incluyendo restos de pirita corroída, lo que apoya esta interpretación.

Dos tipos de galena pueden distinguirse fácilmente, tanto a escala mesoscópica como microscópica (figs. 11 a 15): galena bien cristalizada, de grano medio a grueso, generalmente masiva (a veces diseminada, en manchas, en el filón) y galena microcristalina (en «ojo de perdiz») o bandeada, generalmente milonítica, que encierra «ojos» de cuarzo y de ganga y clastos de pirita y de blenda. La primera es más típica de Rey y la segunda de Solana y Obaga, aunque también se encuentran bandas de galena milonítica en Rey Norte y pueden aparecer algunas geodas o zonas de galena macrocristalina en los filones transversales. Además, podría caracterizarse un tercer tipo, que rellena geodas abiertas, con grandes cristales de calcita, o también fisurillas que cortan indistintamente los filones; esta galena, no deformada y posterior al relleno filoniano, es la más tardía y puede asimilarse, probablemente, a la de los filones con barita, alpinos, que se encuentran a veces encajados en el Trías.

Los minerales argentíferos, cuya asociación íntima con las fases sulfuradas hipogénicas —tetraedrita, galena, esfalerita— permite atribuirles la misma edad que a éstas, habrían de situarse, lógicamente, en el dominio de temperaturas más moderadas, hacia el final de la cristalización primaria de sulfuros. Las pocas observaciones texturales que su escasez ha permitido realizar apoyan esta conclusión. En efecto, en la mayor parte de los casos se encuentran en inclusiones diminutas —del orden de dimensiones de la  $\mu$ — en los minerales citados, aparentemente en equilibrio con ellos; ocasionalmente pueden cementar también microfisurillas (pirargirita en esfalerita), como minerales póstumos de esta fase de cristalización.

Con respecto a la ganga, las relaciones son algo más complejas, ya que hay una complicada sucesión de episodios de alteración, antecedentes o consecuentes a la cristalización de la mena, y de fenómenos de movilización tectónica, afectando estos últimos tanto a la mena como a la ganga. No obstante, se ha observado la cristalización simultánea, como relleno filoniano, de blenda (ga-

bién se ven sombras de presión en ganga, alrededor de cristales de pirita. Por ello, se considera que éste es uno de los minerales más antiguos. Asimismo, calcopirita aparece a veces fracturada y cementada por galena, pero esto es excepcional (masas mayores), por ser un mineral relativamente plástico y por encontrarse generalmente en pequeñas inclusiones en galena o en blenda; en otras ocasiones, rellena fisurillas y cementa la roca, igual que galena.

La esfalerita aparece en vetillas o en masas mayores; suele estar asociada a galena o incluida en ésta. Frecuentemente exhibe texturas de relleno hidrotermal (p. ej.: en escarpela, con calcita), a escalas meso- (fig. 10) a microscópicas. Su carácter, más frágil que el de galena y calcopirita, hace que esté tectonizada con relativa frecuencia, siendo cementada por galena, igual que ocurre con la pirita (fig. 14). Por el carácter de las reflexiones internas pueden distinguirse variedades más ferríferas, galíferas o acarameladas, según que los colores de aquéllas sean rojizos, verdosos o amarillentos; estas variedades podrían corresponder a diferentes fases, caracterizadas por temperaturas medianas, en el primer caso, y relativamente bajas en los otros dos.

Tetraedrita suele aparecer incluida en galena, lo mismo que ullmannita, gersdorffita, millerita y los demás sulfuros y sulfosales ya mencionados, aunque éstos son mucho más escasos que aquélla.

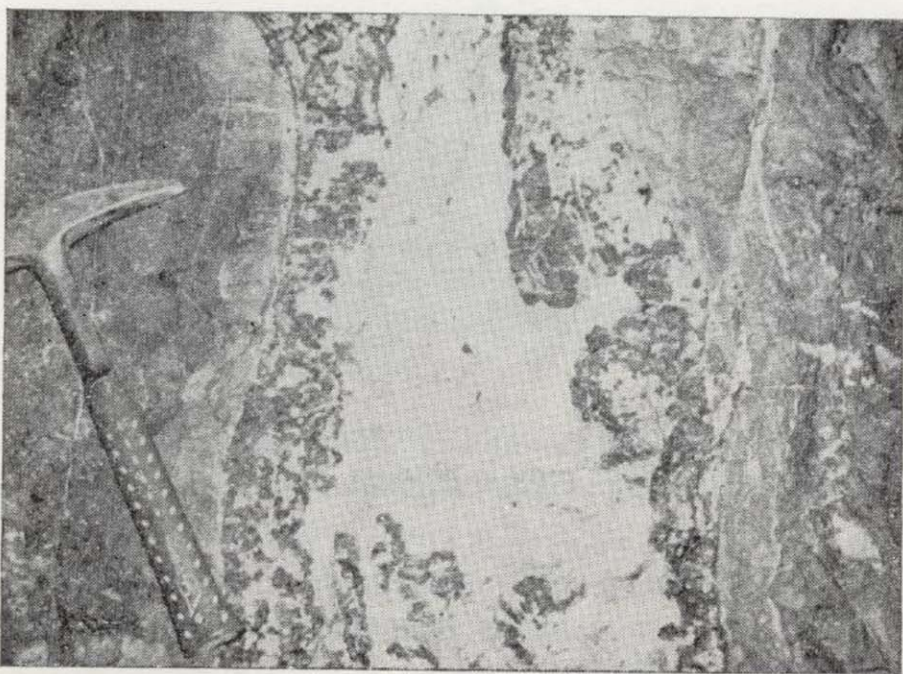


Figura 10.—Filón Rey Centro, en la chimenea del piso 13 al 14, mirando al Sur. Contactos netos, sin cizalla, y texturas «en escarpela» del relleno hidrotermal de calcita (blanca) y blenda (gris). La roca de caja escarnoide está silicificada.

Por lo que se deduce de sus texturas, parecen haberse formado en equilibrio con galena y simultáneamente a ésta. En una muestra se ha visto hauchecornita, en agregados, asociada con galena y blenda e incluyendo restos de pirita corroída, lo que apoya esta interpretación.

Dos tipos de galena pueden distinguirse fácilmente, tanto a escala mesoscópica como microscópica (figs. 11 a 15): galena bien cristalizada, de grano medio a grueso, generalmente masiva (a veces diseminada, en manchas, en el filón) y galena microcristalina (en «ojo de perdiz») o bandeada, generalmente milonítica, que encierra «ojos» de cuarzo y de ganga y clastos de pirita y de blenda. La primera es más típica de Rey y la segunda de Solana y Obaga, aunque también se encuentran bandas de galena milonítica en Rey Norte y pueden aparecer algunas geodas o zonas de galena macrocristalina en los filones transversales. Además, podría caracterizarse un tercer tipo, que rellena geodas abiertas, con grandes cristales de calcita, o también fisurillas que cortan indistintamente los filones; esta galena, no deformada y posterior al relleno filoniano, es la más tardía y puede asimilarse, probablemente, a la de los filones con barita, alpinos, que se encuentran a veces encajados en el Trías.

Los minerales argentíferos, cuya asociación íntima con las fases sulfuradas hipogénicas —tetraedrita, galena, esfalerita— permite atribuirles la misma edad que a éstas, habrían de situarse, lógicamente, en el dominio de temperaturas más moderadas, hacia el final de la cristalización primaria de sulfuros. Las pocas observaciones texturales que su escasez ha permitido realizar apoyan esta conclusión. En efecto, en la mayor parte de los casos se encuentran en inclusiones diminutas —del orden de dimensiones de la  $\mu$ — en los minerales citados, aparentemente en equilibrio con ellos; ocasionalmente pueden cementar también microfisurillas (pirargirita en esfalerita), como minerales póstumos de esta fase de cristalización.

Con respecto a la ganga, las relaciones son algo más complejas, ya que hay una complicada sucesión de episodios de alteración, antecedentes o consecuentes a la cristalización de la mena, y de fenómenos de movilización tectónica, afectando estos últimos tanto a la mena como a la ganga. No obstante, se ha observado la cristalización simultánea, como relleno filoniano, de blenda (ga-

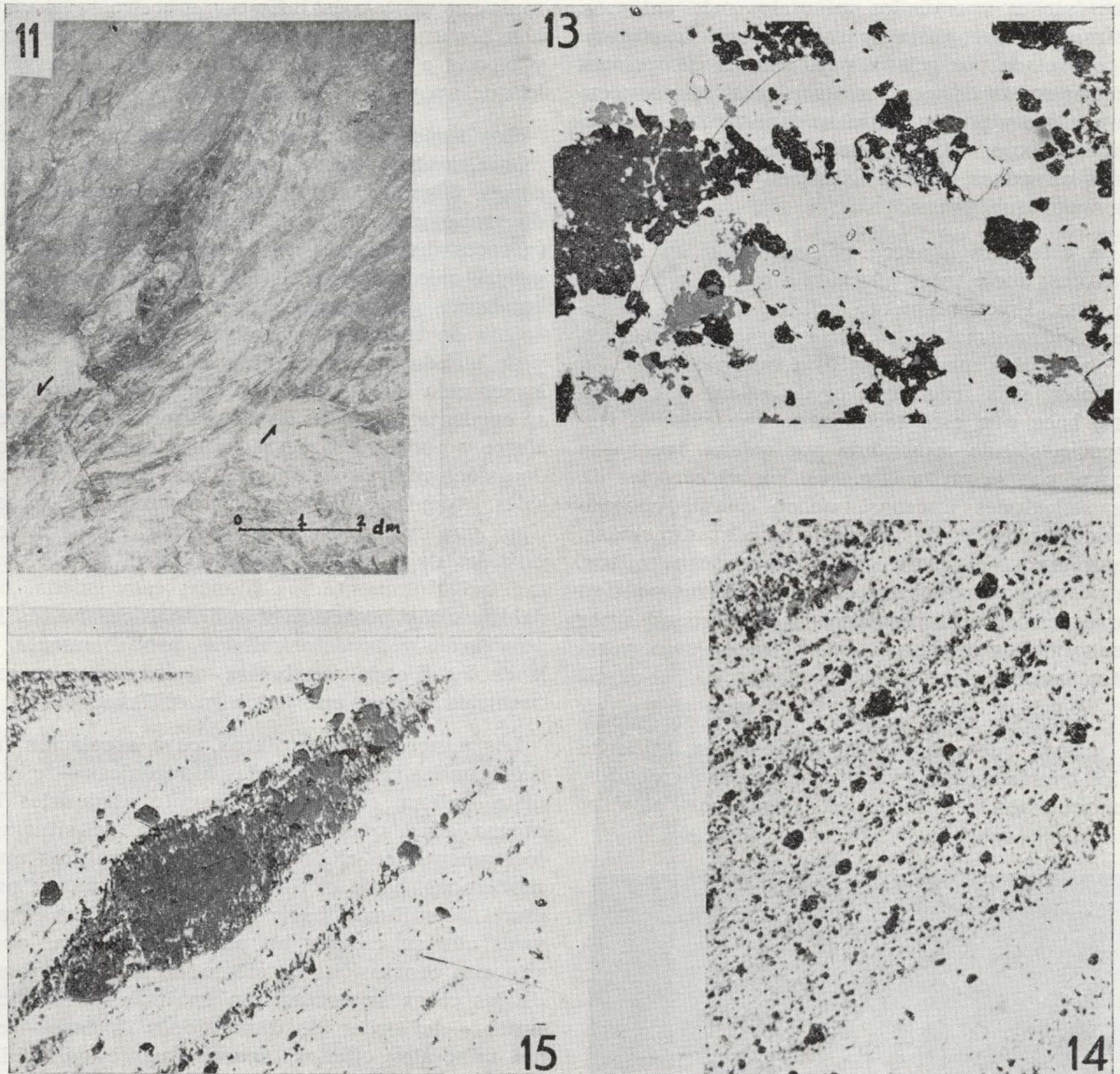


Figura 11.—Detalle del filón Solana (piso 13, realce 1), mirando al E. Obsérvese la esquistosidad de falla normal, marcada por la galena cizallada (hiladas de color negro). Escala aproximada 1:10. Roca de caja: pórfido silicificado.

Figura 13.—Galena masiva (blanca, rayas de pulido), con inclusiones de blenda (gris), ganga (gris oscuro), pirita (cristalillos residuales blancos, relieve) y ullmannita (cristalillos blancos, en relieve como los de pirita, pero menores y menos reflectantes). Obsérvese la corrosión de pirita

por galena. Muestra de interior, Sol. 9 - Realce 7. Observación microscópica con luz reflejada, en aire, N II, 133 X.

Figuras 14 y 15.—Mena milonitizada del realce de «Falsa Solana» - 10. Obsérvese el comportamiento plástico de galena (blanca), la cual forma la matriz que incluye microclastos de blenda (gris), ganga (negra) y pirita (blanca brillante, relieve) formando un neto bandeo tectónico —fig. 14— y «ojos» de blenda o ganga —cuarzo, negro, en la fig. 15—. Luz reflejada, N II, 47 X.

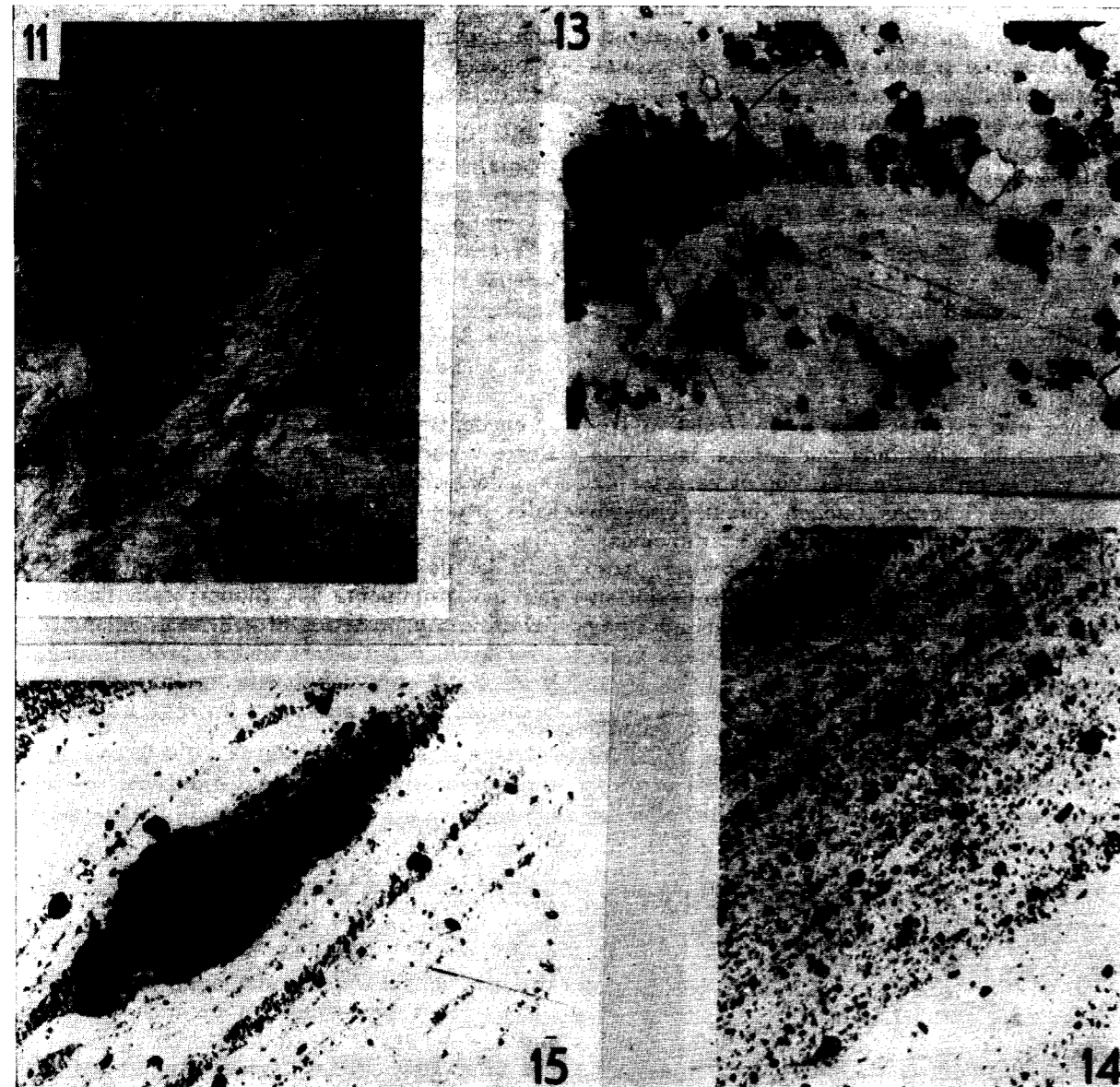


Figura 11.—Detalle del filón Solana (piso 13, realce 1), mirando al E. Obsérvese la esquistosidad de falla normal, marcada por la galena cizallada (hiladas de color negro). Escala aproximada 1:10. Roca de caja: pórfido silicificado.

Figura 13.—Galena masiva (blanca, rayas de pulido), con inclusiones de blenda (gris), ganga (gris oscuro), pirita (cristalillos residuales blancos, relieve) y ullmannita (cristalillos blancos, en relieve como los de pirita, pero menores y menos reflectantes). Obsérvese la corrosión de pirita

por galena. Muestra de interior, Sol. 9 - Realce 7. Observación microscópica con luz reflejada, en aire, N II, 133 X.

Figuras 14 y 15.—Mena milonitizada del realce de «Falsa Solana» - 10. Obsérvese el comportamiento plástico de galena (blanca), la cual forma la matriz que incluye microclastos de blenda (gris), ganga (negra) y pirita (blanca brillante, relieve) formando un neto bandeo tectónico —fig. 14— y «ojos» de blenda o ganga —cuarzo, negro, en la fig. 15—. Luz reflejada, N II, 47 X.

lena) con cuarzo y/o carbonatos asociados, formando a veces texturas en escarpela. Lo mismo puede decirse de la relación entre galena y barita en las zonas superiores. La observación de zonas silicificadas o con alteraciones (cuarzo-sericítica, argilítica, propilítica, potásica) cortadas por vetillas de blenda y galena inclina a pensar que estas alteraciones hayan precedido a la mineralización, aunque ambos fenómenos se solapan en parte. No obstante, la superposición de la potente tectónica alpina, con las removilizaciones que trajo aparejadas, puede enmascarar totalmente la historia real, por lo que estas interpretaciones han de recibirse con cautela.

En resumen, pirita es considerada como el mineral más antiguo entre los sulfuros, seguida por blenda (la variedad más ferrífera), que cristaliza a veces en los bordes de los filones. Simultáneamente, ha comenzado la cristalización de cuarzo y calcita (o carbonatos: dolomita, anquerita), que se continúa ya hasta completarse el relleno filoniano, mientras termina de cristalizar la blenda —acaramelada, cuando ya la temperatura ha descendido— y se deposita la galena, así como la calcopirita, la tetraedrita y las demás inclusiones. En las zonas más lejanas del foco y más frías, se deposita barita, mientras termina la cristalización de galena y blenda acaramelada. Las alteraciones (argilítica, silicificación, cuarzo-sericítica) han ido también sucediéndose y produciendo las correspondientes transformaciones de la roca de caja, que se superponen a las que ya había producido el metamorfismo regional (poco marcadas) y el metamorfismo de contacto (irregular, a veces produciendo cambios muy intensos: transformaciones en granatitas o en skarn piroxénicos).

A modo de síntesis, se resume este complejo desarrollo mediante el siguiente modelo genético, que pone de manifiesto los principales controles de la mineralización:

- I) Intrusión de un denso cortejo herciniano de diques, principalmente granodioríticos, en formaciones devónicas (?), sometidas a metamorfismo regional de bajo grado. Dicho cortejo representa el techo de una intrusión grañodiorítica más profunda. Metamorfismo de contacto.
- II) Metasomatismo de las rocas encajantes y alteraciones de las intrusivas. Queda constituido el Complejo de Bono, litológicamen-

te heterogéneo, pero rígido y de respuesta preferentemente frágil ante los esfuerzos tectónicos.

- III) Mineralización hidrotermal en direcciones de cizalla E-O y en grietas de tensión N-S, principalmente en las zonas afectadas por metasomatismo. Relleno de espacios creados por la fracturación según la secuencia de cristalización resumida en el cuadro adjunto (columna I). Controles: estructural y litológico (competencia, metasomatismo).

**SECUENCIA DE CRISTALIZACION DE LOS PRINCIPALES MINERALES FILONIANOS (MINAS DE CIERCO) — CUADRO-RESUMEN**

	I Cristalización primaria	II Tectónica	III Removilización alpina póstuma	IV Alteración supergénica
Pirita	---	3	—	
Blenda	---	3	—	
Galena	---	3	—	
Calcopirita	---	3	—	
Tetraedrita	---			
Bournonita	---			
Argentita, etc.	---			
Pirargirita	---			
Ullmannita	---			
Gersdorffita	---			
Millerita	---			
Hauchecornita	---			
Linneita	---			
Calcita	---	3	—	
Carbonatos	---	3	—	
Cuarzo	---	3	—	
Barita	---	3	—	
Min. arcillosos	---	3	—	
Sericita	---	3	—	
Calcosina	---			—
Covellina	---			—
Cerusita	---			—
Anglesita	---			—
Hidrocincita	---			—
Hemimorfita	---			—
Smithsonita	---			—
Limonita	---			—
Yeso	---			—

Efectos de la tectónica sobre minerales: 3 fracturación (comportamiento frágil) (símbolos utilizados) // bandeo (comportamiento plástico) / removilización

**Acontecimientos posteriores**

Las diversas fases tectónicas que han afectado a todas las rocas del área después del emplazamiento de los filones han alterado inevitablemen-

te el resultado de los procesos originales causantes de la mineralización, hasta tal punto que las condiciones originales no siempre pueden reconstruirse.

En el apartado de Tectónica se detalla la sucesión de estas fases, hercínicas y alpinas. El efecto de ambos ciclos tectónicos en la mineralización no siempre puede separarse, tanto por la enorme intensidad de las acciones acontecidas en la zona, como por la facilidad de los minerales metálicos para recrystalizar, borrando así las huellas de la deformación.

No obstante, sí han quedado registrados los siguientes acontecimientos:

- a) Una serie de acciones tectónicas tardihercínicas y, sobre todo, alpinas, que producen cizalla en las fracturas E-O —y, en menor medida, en Rey-Norte—, que actúan como fallas, dando lugar a un llamativo bandeo tectónico (figs. 11, 12, 14 y 15), con texturas miloníticas en la galena y en parte de la ganga (en los minerales más dúctiles: arcillas, calcita, etc.), así como a la fracturación de los minerales más frágiles (pirita, blenda), que son cementados por los más plásticos (galena, calcopirita). Estas acciones han debido de ser repetidas, a juzgar por los sentidos de desplazamiento diferentes y a veces contradictorios deducidos de las estrías de falla, y muy intensas, a juzgar por los efectos cataclásticos observados; además han favorecido removilizaciones de minerales hidrotermales (galena, cuarzo, barita), que precipitan en los nuevos espacios creados, cementando a los más antiguos.

- b) Desplazamientos importantes en los cuerpos mineralizados, aparición de falsos hastiales o paredes falsas, creación de vetillas secundarias por relleno de las nuevas fallas, etc. Todo esto se ha podido apreciar claramente en el Realce 2 de Solana 10 y es la causa de innumerables problemas de explotación que sólo pueden resolverse con estudios tectónicos de detalle.

El filón Rey, por su orientación, está menos afectado por estas acciones que las fracturas transversales, pero de todas formas se encuentra cortado por fallas repetidas veces y ha debido de sufrir removi-

lizaciones de relativa importancia, como lo indica la existencia de los filones con barita que cruzan el Pico de Posa, encajando en el Trías. Se observan removilizaciones que dan lugar a filones que encajan en el Trías también sobre las trazas de los filones-falla Solana y Obaga.

- c) La clausura de la actividad tectónica, correspondiente al fin del ciclo alpino, está

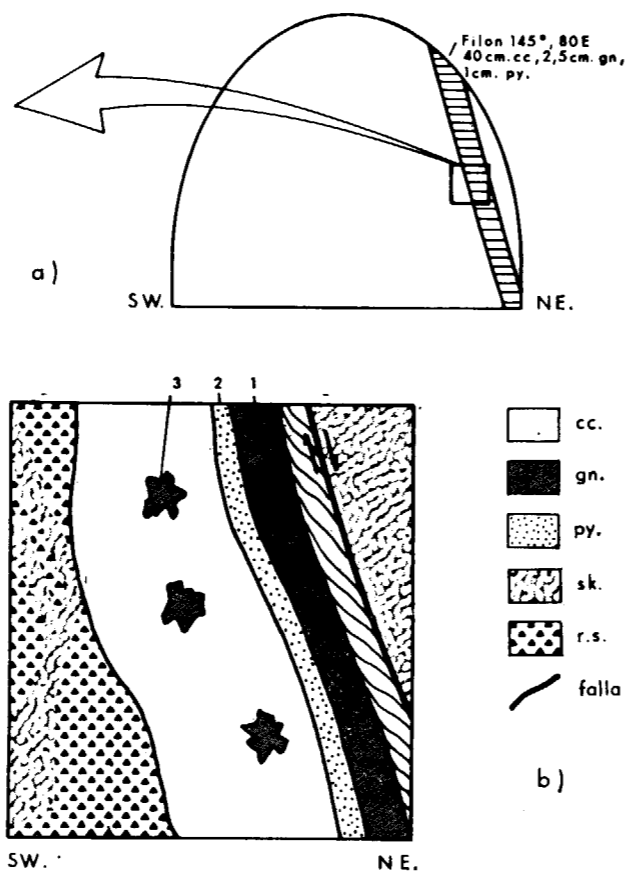


Figura 12.—a) Filón Rey-Norte (croquis), visto en el frente del extremo septentrional de la galería del piso 6, mirando al NO. b) Detalle de la figura anterior (croquis). El hastial de techo ha actuado como falla normal, como se deduce de la esquistosidad dinámica producida en la galena; por el contrario, en el hastial de muro no se observa movimiento, lo que permite apreciar la alteración metasomática (silicificación) de la roca de caja: Sk=escarnoides; r. s.=roca silicificada. Relleno filoniano: cc=calcita; gn=galena; py=pirita. 1=relleno (pre-tectónico) de galena, con bandeo tectónico y esquistosidad sin-cinemática en la zona contigua al hastial de techo; 2=zona pirítica; 3=galena tardía, macrocristalina, no deformada, que rellena geodas o impregna la ganga calcítica.

marcada por la existencia de vetas y filones con relleno cristalino de grano muy grueso (p. ej.: galena macrocristalina, cristalizada de forma espectacular, calcita), que no están deformados en absoluto. A veces estos minerales rellenan parcialmente geodas que permanecen todavía abiertas, como puede observarse en el sector Rey Norte, en el que se observan filones con bandeo tectónico muy marcado en mena y ganga, en cuyos espacios huecos se han formado finalmente estas geodas. Es probable que algunas fracturillas que atraviesan delicadamente los filones Solana y Rey y cuyo relleno de galena parece intacto pertenezcan también a esta fase (fig. 16).

Esta intrincada sucesión de acontecimientos no puede representarse fácilmente, por lo que se ha optado por representar, en el



Figura 16.—Frente del realce 8, Rey 8-Centro, mirando al Norte. Zona tectonizada, con brecha de roca de caja (calizas al E, roca silicificada al O; la brecha puede observarse al pie del martillo neumático), inyección de calcita (blanca) en ésta y removilización de galena, que rellena nuevas fracturas que atraviesan el filón, lo cual se debe probablemente a la tectónica alpina, ya que esta galena más reciente no está deformada.

cuadro-resumen de la secuencia de cristalización, todas las fases de actividad tectónica por un único episodio (II) que separa la secuencia primaria (hercínica, I), de la fase final (alpina, III) de cristalización de los materiales removilizados.

Finalmente tiene lugar la formación de minerales descendentes, por alteración supergénica de los primarios, independientemente de toda actividad tectónica (IV).

#### OTROS INDICIOS

En el área del Cierco se encuentran diversos indicios mineralizados, además de aquéllos que son objeto de explotación en la mina. Su entidad y características son muy variables, pero la investigación realizada ha permitido seleccionarlos y establecer una interpretación de conjunto, esclareciendo su significado geológico-metalogénico. En el cuadro adjunto se reúne la información esencial sobre los principales indicios, designados por la letra con la que se indica su situación en el plano, en el que también se han situado —«Otras Manifestaciones»— algunos puntos con mineralizaciones —muestras estudiadas— irrelevantes, pero que se señalan porque su discusión facilita la interpretación del conjunto.

Como punto de partida para el estudio microscópico de las correspondientes menas, se van a clasificar los indicios significativos desde el punto de vista metalogénico según sus características de campo, esencialmente tectónicas, las cuales permiten dividirlos en dos grupos fundamentalmente, que coinciden con los propios de la mina:

- Fracturas meridianas o filones «tipo Rey»: indicios a, d, g, h, i, k, l, o.
- Fracturas transversales o filones «tipo Solana» (Obaga): indicios b, f, j, m, n.
- Otros indicios: c, e.

Se ve inmediatamente que todos los indicios corresponden a los grupos principales que se habían establecido, excepto dos: el indicio c, que corresponde al caso particular de una fractura oblicua a las principales —como también sucede con el punto 6.1— y el e, que corresponde a una removilización asociada a un plano de cabalgamiento, a favor del cual se han infiltrado disoluciones hidrotermales; esto mismo sucede, por

marcada por la existencia de vetas y filones con relleno cristalino de grano muy grueso (p. ej.: galena macrocristalina, cristalizada de forma espectacular, calcita), que no están deformados en absoluto. A veces estos minerales rellenan parcialmente geodas que permanecen todavía abiertas, como puede observarse en el sector Rey Norte, en el que se observan filones con bandeo tectónico muy marcado en mena y ganga, en cuyos espacios huecos se han formado finalmente estas geodas. Es probable que algunas fracturillas que atraviesan delicadamente los filones Solana y Rey y cuyo relleno de galena parece intacto pertenezcan también a esta fase (fig. 16).

Esta intrincada sucesión de acontecimientos no puede representarse fácilmente, por lo que se ha optado por representar, en el

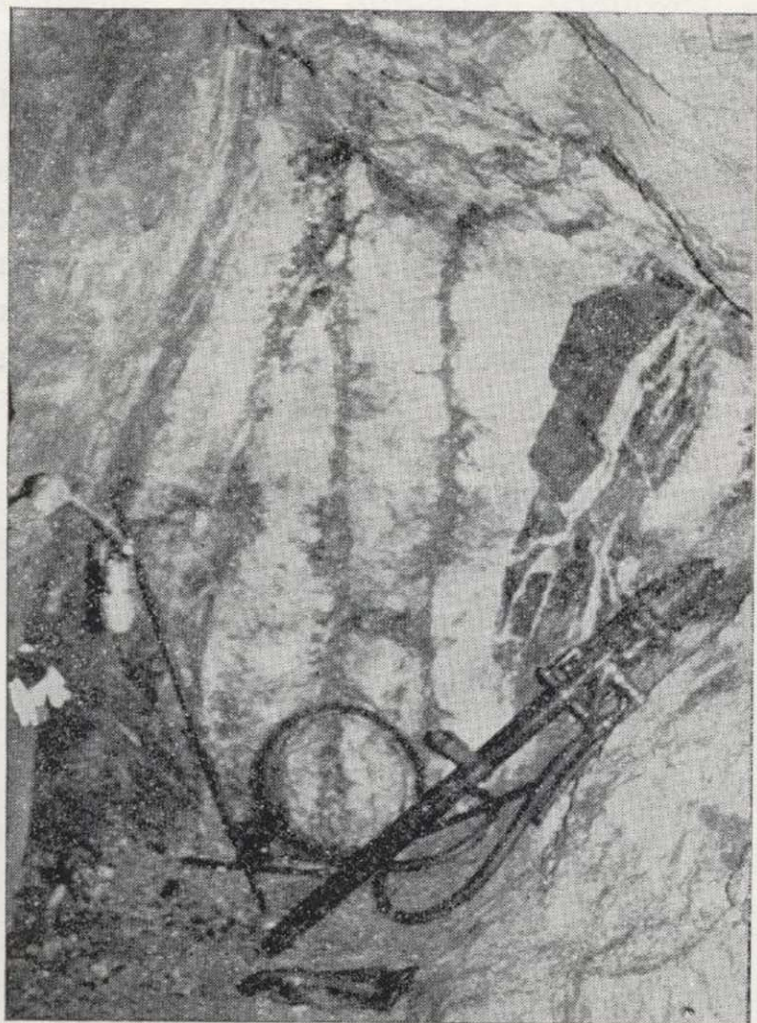


Figura 16.—Frente del realce 8, Rey 8-Centro, mirando al Norte. Zona tectonizada, con brecha de roca de caja (calizas al E, roca silicificada al O; la brecha puede observarse al pie del martillo neumático), inyección de calcita (blanca) en ésta y removilización de galena, que rellena nuevas fracturas que atraviesan el filón, lo cual se debe probablemente a la tectónica alpina, ya que esta galena más reciente no está deformada.

cuadro-resumen de la secuencia de cristalización, todas las fases de actividad tectónica por un único episodio (II) que separa la secuencia primaria (hercínica, I), de la fase final (alpina, III) de cristalización de los materiales removilizados.

Finalmente tiene lugar la formación de minerales descendentes, por alteración supergénica de los primarios, independientemente de toda actividad tectónica (IV).

### OTROS INDICIOS

En el área del Cierco se encuentran diversos indicios mineralizados, además de aquéllos que son objeto de explotación en la mina. Su entidad y características son muy variables, pero la investigación realizada ha permitido seleccionarlos y establecer una interpretación de conjunto, esclareciendo su significado geológico-metalogénico. En el cuadro adjunto se reúne la información esencial sobre los principales indicios, designados por la letra con la que se indica su situación en el plano, en el que también se han situado —«Otras Manifestaciones»— algunos puntos con mineralizaciones —muestras estudiadas— irrelevantes, pero que se señalan porque su discusión facilita la interpretación del conjunto.

Como punto de partida para el estudio microscópico de las correspondientes menas, se van a clasificar los indicios significativos desde el punto de vista metalogénico según sus características de campo, esencialmente tectónicas, las cuales permiten dividirlos en dos grupos fundamentalmente, que coinciden con los propios de la mina:

- Fracturas meridianas o filones «tipo Rey»: indicios a, d, g, h, i, k, l, o.
- Fracturas transversales o filones «tipo Solana» (Obaga): indicios b, f, j, m, n.
- Otros indicios: c, e.

Se ve inmediatamente que todos los indicios corresponden a los grupos principales que se habían establecido, excepto dos: el indicio c, que corresponde al caso particular de una fractura oblicua a las principales —como también sucede con el punto 6.1— y el e, que corresponde a una removilización asociada a un plano de cabalgamiento, a favor del cual se han infiltrado disoluciones hidrotermales; esto mismo sucede, por



## AREA DE CIERCO: INDICIOS PRINCIPALES

Indicio	Tipo	Dirección	Encajante	Mineralogía
a	V	N 150 E, 85 E	G	S
b	F	E-W 60 N	G	gn, S
c	F? (roza)	N 150 E	G	gn
d	F	≈ N-S, 80 E	P	gn
e	F, f	E-W, N	P	Ox
f	f	E-W, 60 N	P	S
g	F	N-20 W, subv.	P, C	gn
h	F	N-S, 60 E	P	gn
i	V	N-S, subv.	P	gn
j	f, F	N 85 E, 75 a 80 S	C, Pz	gn
k	V	N-S, vert.	C	gn
l	F	N 15 E, 80 E	C	gn
m	V	E-W, vert.	C	cp
n	V	≈ E-W, 60 N	Pz	Ox
o	F	N 15 E, 55 E	C	gn, sl

Tipos: V=Veta. F=Filón (potencia  $\geq$  0,25 m.); f=Falla.

Encajante: G=Granodiorita de Bono. P=Pórfido (diques). C=Calizas. Pz=Pizarras.

Mineralogía (relleno hidrotermal; se indican sulfuros visibles en campo): S=Sulfuros. gn=Galena. sl=Blenda. Ox=Oxidos Fe. Q=Cuarzo. cp=Calcopirita.

otra parte, con la mineralización de 6.12, asociada al Cabalgamiento de Bono y con evidentes muestras de cataclasis (fig. 17).

Por lo que respecta a las manifestaciones 1.6, 4.7' y 178', situadas sobre la traza del filón Obaga en el Trías (178') o en su intersección con la base del Trías (4.7') o con el cabalgamiento de Bono (1.6), y 69, consistente en una vetilla alineada aproximadamente con la traza de Solana en su prolongación hacia el E, corresponden a removilizaciones hidrotermales del material filoniano de Obaga y Solana. Estas removilizaciones se deben a la acción de la Tectónica Alpina, que produce la reactivación de las respectivas fallas, cortando los sedimentos posteriores triásicos, en los que se emplazan algunas de las mineralizaciones en cuestión, las cuales no sólo carecen de importancia económica, sino que representan uno de los posibles efectos negativos de la tectónica Alpina, que afecta a la continuidad geométrica del yacimiento, al trastornar sus estructuras y dislocar los cuerpos mineralizados, y puede dispersar las concentraciones metalíferas, movilizándolas.

### Estudio microscópico e interpretación

Se comentan ahora brevemente los principales resultados del estudio microscópico de muestras

de mineralizaciones tomadas en superficie y/o en filones o labores diferentes de los explotados en la mina.

Destacan por su interés las muestras de la falla de Los Negros (indicio b), todas ellas bien mineralizadas en galena, blenda o calcopirita, con indicios de tetraedrita y con otros minerales acce-

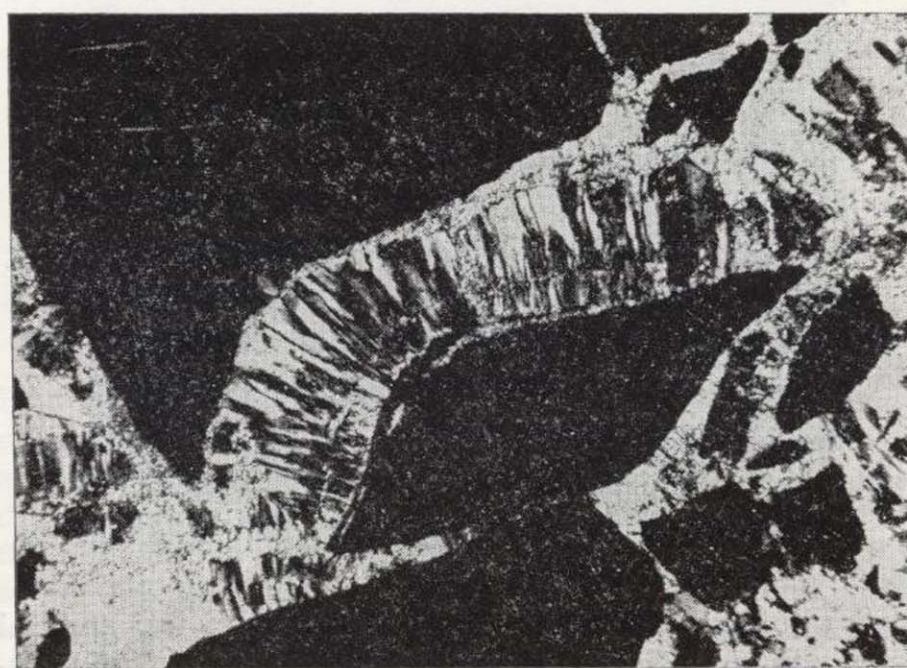


Figura 17.—Mena con pirita cataclástica. La pirita, cuyo comportamiento mecánico marcadamente rígido resulta en una típica respuesta frágil ante los esfuerzos tectónicos, forma clastos cementados por cuarzo, con estructuras en corona. Muestra 6.12; luz transmitida, N+, 133 X.

## AREA DE CIERCO: INDICIOS PRINCIPALES

Indicio	Tipo	Dirección	Encajante	Mineralogía
a	V	N 150 E, 85 E	G	S
b	F	E-W 60 N	G	gn, S
c	F? (roza)	N 150 E	G	gn
d	F	= N-S, 80 E	P	gn
e	F, f	E-W, N	P	Ox
f	f	E-W, 60 N	P	S
g	F	N-20 W, subv.	P, C	gn
h	F	N-S, 60 E	P	gn
i	V	N-S, subv.	P	gn
j	f, F	N 85 E, 75 a 80 S	C, Pz	gn
k	V	N-S, vert.	C	gn
l	F	N 15 E, 80 E	C	gn
m	V	E-W, vert.	C	cp
n	V	= E-W, 60 N	Pz	Ox
o	F	N 15 E, 55 E	C	gn, sl

Tipos: V=Veta. F=Filón (potencia  $\geq$  0,25 m.); f=Falla.

Encajante: G=Granodiorita de Bono. P=Pórfido (diques). C=Calizas. Pz=Pizarras.

Mineralogía (relleno hidrotermal; se indican sulfuros visibles en campo): S=Sulfuros. gn=Galena. sl=Blenda. Ox=Oxidos Fe. Q=Cuarzo. cp=Calcopirita.

otra parte, con la mineralización de 6.12, asociada al Cabalgamiento de Bono y con evidentes muestras de cataclasis (fig. 17).

Por lo que respecta a las manifestaciones 1.6, 4.7' y 178', situadas sobre la traza del filón Obaga en el Trías (178') o en su intersección con la base del Trías (4.7') o con el cabalgamiento de Bono (1.6), y 69, consistente en una vetilla alineada aproximadamente con la traza de Solana en su prolongación hacia el E, corresponden a removilizaciones hidrotermales del material filoniano de Obaga y Solana. Estas removilizaciones se deben a la acción de la Tectónica Alpina, que produce la reactivación de las respectivas fallas, cortando los sedimentos posteriores triásicos, en los que se emplazan algunas de las mineralizaciones en cuestión, las cuales no sólo carecen de importancia económica, sino que representan uno de los posibles efectos negativos de la tectónica Alpina, que afecta a la continuidad geométrica del yacimiento, al trastornar sus estructuras y dislocar los cuerpos mineralizados, y puede dispersar las concentraciones metalíferas, movilizándolas.

#### Estudio microscópico e interpretación

Se comentan ahora brevemente los principales resultados del estudio microscópico de muestras

de mineralizaciones tomadas en superficie y/o en filones o labores diferentes de los explotados en la mina.

Destacan por su interés las muestras de la falla de Los Negros (indicio b), todas ellas bien mineralizadas en galena, blenda o calcopirita, con indicios de tetraedrita y con otros minerales acce-

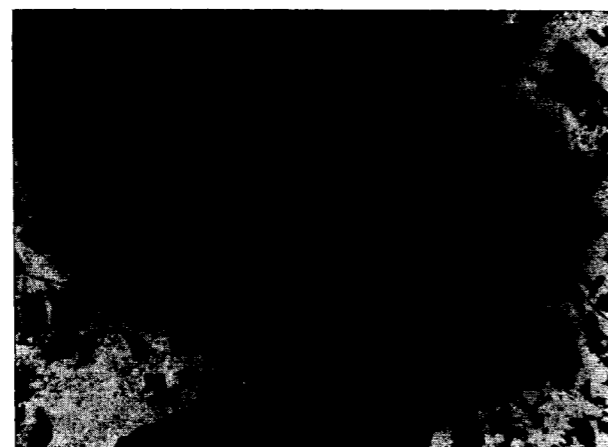


Figura 17.—Mena con pirita cataclástica. La pirita, cuyo comportamiento mecánico marcadamente rígido resulta en una típica respuesta frágil ante los esfuerzos tectónicos, forma clastos cementados por cuarzo, con estructuras en corona. Muestra 6.12; luz transmitida, N+, 133 X.

sorios de menos importancia —pirita, linneita, ullmannita, millerita, bournonita, magnetita, hematites—, aparte de los supergénicos smithsonita, hemimorfita, covellina, limonita. La milonitización de la roca —incluida la mena—, la cataclasis de pirita y blenda, el bandeado tectónico de galena, la recristalización y otras características texturales, demostrativas del carácter pre-tectónico de la mena y de los intensos movimientos de cizalla que ha sufrido, indican una gran similitud con las muestras de Solana.

La otra falla transversal con galena —indicio j— presenta paragénesis (galena, blenda, calcopirita, tetraedrita, pirita, ullmannita; calcosina, covellina, anglesita) y texturas (cataclásticas) equivalentes, que han de interpretarse de la misma forma.

Asimismo, en ambos casos, las alteraciones observadas (argilítica y, sobre todo, cuarzo-sericítica) y los minerales de la ganga, que completan la paragénesis (cuarzo, barita, carbonatos; subordinadamente, sericita, minerales arcillosos, epidota), concuerdan también en lo esencial con el cuadro ya descrito en Solana.

Las muestras correspondientes a los indicios h e i merecen también consideración. El indicio i, el más rico en galena, corresponde a un filón norteado y la mena de galena masiva, con sólo alteración supergénica a cerusita, recuerda a la de Rey. El indicio h, con diseminación de sulfuros (galena, pirita) en el pórfido, asociada a alteración cuarzo-sericítica, sugiere que existen los mismos procesos hidrotermales también al sur de la falla Solana.

El indicio a consiste en un dique con inyección hidrotermal, cuya mineralización contiene pirita y calcopirita —la primera, cataclástica, está cementada por la segunda—, parcialmente limonitizadas, en ganga de cuarzo, calcita, clorita y muscovita; su interpretación ya ha sido comentada al comienzo de este apartado, donde se justifica también la inclusión del indicio o (Estet) entre los de la mina (tipo «Rey»).

Por lo que respecta a las muestras de 1.6 (pirita, limonita; epidota, feldespato potásico), 4.7' (calcopirita, pirita; ganga cuarzo-sericítica) y 178' (pirita; ganga cuarzo-sericítica, con carbonatos y minerales arcillosos), proporcionan una prueba de la existencia de removilizaciones, asociadas a

los cabalgamientos y a fases de reactivación tectónica, de las cuales las que han dado lugar a las mineralizaciones de 4.7' y de 178' son, sin lugar a dudas, alpinas (filones encajando en Trías). Muestran asimismo la complejidad de los fenómenos tectónicos que se suceden en el área, ya que incluso estos filones alpinos están de nuevo tectonizados por fases posteriores (pirita triturada y cementada por cuarzo y carbonatos; sombras de presión alrededor de clastos de pirita en cuarzo).

Las muestras de 6.1 y 6.12 —cercanas a la zona de Los Negros—, corresponden más bien, por sus relaciones con rocas escarnoides y por su mineralogía (blenda, calcopirita, tetraedrita, pirita, pirrotina, hematites; epidota, clorita, carbonatos), a la paragénesis hidrotermal de alteración de un skarn. Lo mismo podría pensarse de la zona estudiada del indicio f, cuya mineralogía es muy parecida. La muestra 69 (con galena y calcopirita, cementando pirita cataclástica) presenta un interés sólo marginal; corresponde probablemente a removilizaciones de los sulfuros del filón Solana, afectados por repetidas acciones de cizalla.

En cuanto a la sucesión, en la serie de cristalización, de las paragénesis de exterior, podrían referirse éstas al mismo cuadro-resumen confeccionado para las muestras de interior, en el que habrían de situarse, en la fase I (cristalización primaria) y en un orden similar al que dicho cuadro recoge, las paragénesis de los indicios b, j y de los indicios h, i, mientras que las demás corresponderían a la fase II (removilización tectónica) fundamentalmente.

#### Síntesis

En los diversos indicios del área estudiada se vuelve a encontrar el mismo cuadro tectónico-metalogénico que ha determinado el origen del yacimiento explotado en la mina de Cierco: concentraciones epigenéticas mesotermales, cuya génesis se supone ligada a la evolución magmática de la granodiorita de Bono y de sus fluidos deutéricos; control tectónico de la mineralización, con marcado predominio del mismo tipo de estructuras (transversales de cizalla y meridianas de tensión); alteraciones metasomáticas similares, en especial cuarzo-sericítica.

Todas las mineralizaciones son esencialmente

del mismo tipo citado, aunque en algunos indicios no sean galena ni blenda los sulfuros más abundantes, pero en algunos casos (1.8, ind. f.; 6.12) la aparición de magnetita y de hematites —ausentes en las demás muestras— y la relación con rocas escarnoides permitirían hablar de indicios muy poco desarrollados o incipientes de mineralizaciones de tipo skarn, con una fase sulfurada hidrotermal (con clorita, epidota y calcita) superpuesta a la neumatolítica de contacto representada por la magnetita. Estas nimias manifestaciones serían las únicas correspondientes a procesos mineralizadores de tipo diferente al de los filones mesotermales con metalizaciones de Pb-Zn-Ag\*; en el área objeto de estudio carecen de importancia, pero más al Norte (unos 3 km. al N de Senet, por la CN-230) se conocen mineralizaciones relativamente importantes de tipo skarn, con magnetita y pirrotina, que están ligadas a la intrusión de la granodiorita de Maladeta.

#### CONCLUSIONES METALOGENICAS

El yacimiento de Pb-Zn-Ag de Cierco y los indicios de su entorno constituyen un campo filoniano que en conjunto puede reducirse a un modelo interpretativo único, desde los puntos de vista estructural y metalogénico.

Las mineralizaciones se presentan en dos series de filones, con direcciones aproximadas E-O (transversales) y meridianas. El relleno de ambos tipos de estructuras parece ser, a grandes rasgos, simultáneo. Las vicisitudes tectónicas posteriores, afectando a toda el área, han complicado y en parte obliterado el cuadro original, aunque es reconocible todavía el control, fundamentalmente tectónico, primitivo.

Las paragénesis encontradas en ambos tipos de fracturas permiten considerarlas, desde el punto de vista metalogénico, como equivalentes. Se trata de una mineralización epigenética hidrotermal, de origen hipogénico y probablemente relacionada con la evolución de las fases póstumas derivadas de la consolidación de la granodiorita de Bono.

(\*) Existen también, al sur de la zona investigada (Bco. de Artiga), indicios de mineralizaciones cupríferas; éstas no han sido estudiadas por quedar fuera del ámbito de este trabajo. CUDEY (1975) ofrece información acerca de dichos indicios y de los citados de skarn de Senet.

No se ha encontrado zonalidad clara en la distribución de los sulfuros —galena y blenda, en especial— a escala del yacimiento y sólo una zonalidad aproximada en la mineralogía de la ganga (calcita en los niveles inferiores y barita en los superiores). La roca de caja está intensa, aunque irregularmente, alterada, hasta el punto de que el carácter inicial de la misma es a menudo irreconocible; las alteraciones, especialmente argílica y cuarzo-sericítica, han precedido y aparentemente favorecido los episodios principales de mineralización, sirviendo, en líneas generales, de orientación («guía») hacia las zonas más ricas de mineralización primaria.

La paragénesis se compone esencialmente de galena y esfalerita —poco a moderadamente ferrífera—, con pirita, calcopirita y freibergita subordinadas y con cantidades menores o trazas de bournonita, especies níquelíferas —hauchecornita, ullmannita, gersdorffita, millerita, siegenita— y argentíferas —argentita, pirargirita, plata nativa, discrasita?—, marcasita, arsenopirita, magnetita; ganga de calcita, cuarzo y barita, con sericita, epidota y clorita ocasionales. El conjunto define un dominio mesotermal, de temperatura moderada.

La actividad tectónica —hercínica y, especialmente, alpina— posterior a la génesis del yacimiento, ha dado lugar a numerosos trastornos y dislocaciones de los cuerpos mineralizados y a removilizaciones que afectan a las paragénesis primarias, algunos de cuyos componentes llegan a encontrarse incluso en vetas que cortan a los sedimentos triásicos, al ser reactivadas las fallas transversales y las fracturas norteadas. Todo ello redundaría en difíciles problemas mineros (empobrecimiento por removilizaciones, desplazamientos de cuerpos mineralizados y aparición de falsos hastiales, etc.).

#### ANALOGIAS CON OTROS DISTRITOS DEL PIRINEO CENTRAL

Pasando a una escala más amplia, este modelo de interpretación estructural y metalogénica, propuesto para el conjunto del campo filoniano de Cierco-Estet, podría ser aplicable también a otros yacimientos filonianos de Pb-Zn-Ag de la región central pirenaica (Mapa Metalogénico de España, Hojas 14 y 23).

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al I. N. I., a la E. N. Adaro y a la Compañía Minera Industrial Pirenaica, S. A., las facilidades dadas para la realización de este trabajo y la autorización para publicarlo. Agradecen, asimismo, al Laboratorio de Microsonda del IGME su colaboración en el microanálisis de minerales escasos y al Dr. J. Armengot (E. N. Adaro) su alentadora crítica del manuscrito.

#### BIBLIOGRAFIA

- ARGUELLES, A.: *Petrografía del distrito de Cierco*. Informe interno, ENADIMSA, Madrid (1982).
- ARTHAUD, F.: *Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles*. Bull. Soc. Geol. de France (7), XI, 729-737 (1969).
- ARTHAUD, F., y MATTE, PH.: *Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation*. Tectonophysics, v. 25, pp. 129-171 (1975).
- ARTHAUD, F., y MATTE, PH.: *Late paleoic strike slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals*. Geol. of Am. Bull., v. 88, 1305-1320 (1977).
- BLES, J. L., y FEOS, Y.: *La fracturation du granite de Bassiès (Pyrénées ariégeoises, France): chronologie des phases tectoniques, évolution des fractures*. Bull. Soc. Geol. France (7), +XXII, núm. 3, 377-390 (1980).
- BOSCHMA, D.: *Successive Hercynian Structures in some areas of the Central Pyrenees*. Leidse Geol. Meded., 28, pp. 103-176 (1963).
- BRINDLEY, J. C.: *Some aspects of batholithic intrusion*. Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afri., 3, 35-44. Symposium on granites, gneises and related rocks, Salisbury (1971). Ed. Lister, 509 pp. (1973).
- CUDEY, C.: *Etude Géologique et Métallogénique de la Haute Ribagorçana (provinces de Lérida-Huesca - Espagne)*. Thèse Doct. Faculté des Sciences et des Techniques de L'Université de Besançon, 176 pp. (1975).
- DEBON, F.: *Genesis of three concentrically-zoned granitoid plutons of Caunterets-Panticosa (French and Spanish Pyrenees)*. Geol. 69, núm. 1, 107-130 (1980).
- CUP, K. C., y WENSINK, K.: *The lead-zinc ores of Yenefrito near Panticosa (Spanish Pyrenees)*. Geologie en Mijnbouw (Nw. Ser.), núm. 12, pp. 434-444 (1959).
- JACKSON, N. J.; HALLIDAY, A. N.; SHEPPAR, SCH. F., y MITCHELL, J. G.: *Hydrothermal activity in the St. Just Mining district, Cornwall*. England. In: Metallization associated

En efecto, aunque la verificación de esta hipótesis exigiría investigaciones de detalle todavía por hacer, así lo sugiere la lectura de los trabajos de ROMERO (1929) y de CUP y WENSINK (1959), sobre los yacimientos de Pb-Zn-(Ag) de Bielsa y de Yenefrito (Panticosa), respectivamente.

En ambos casos se trata de filones espacialmente relacionados con intrusiones graníticas y emplazados, principalmente, en fracturas con dirección E-O, buzando al N, y en fracturas con dirección submeridiana. La granodiorita de Panticosa, relacionada con los yacimientos de Yenefrito (CUP y WENSINK, 1959), es considerada como un stock secundario, en relación con el gran batolito de Caunterets; además, estos autores señalan el control estructural de las mineralizaciones por la tectónica de la intrusión y la relación entre diques y filones, que han utilizado las mismas fallas como vías de ascenso.

Las paragénesis encontradas en ambas zonas son también similares a las de Cierco. Según los trabajos citados, los minerales esenciales son galena, esfalerita, calcopirita y pirita, en ganga de cuarzo, carbonatos y barita; entre los minerales accesorios se encuentran además, como allí, algún componente níquelífero (gersdorffita, Yenefrito) y sulfosales (bournonita, en Bielsa; en Yenefrito se menciona jamesonita). Asimismo, los tipos de galena (cristalina de grano relativamente grueso, no deformada; y de grano fino, triturada) descritos por ROMERO (1929) en las minas Luisa y Robert (Bielsa), son análogos a los encontrados en Cierco (típicos de los filones Rey y Solana, respectivamente), mientras que la sucesión paragenética deducida por CUP y WENSINK (1959) de las texturas observadas al microscopio en las menas de Yenefrito coincide, en lo esencial, con la de dicho yacimiento.

Por otro lado, unos breves reconocimientos realizados en la zona de Barruera y en la presa de Caballer (Lérida) han permitido comprobar la existencia de unas pautas en la fracturación y en la orientación de las fracturas con relleno hidrotermal, semejantes a las de las minas de Cierco.

De esta manera, posibles estudios detallados de la estructura y metalogénica de estos sectores podrían desembocar en generalizaciones de más alto nivel en relación con las mineralizaciones de Pb-Zn del Pirineo Central.

- with acid magmatism, Evans, ed. Int. Geol. Correl. Program., v. 6, 367 pp. (1982).
- LEÓN, L. A.: *Geología de la zona de cabalgamiento alpino entre los ríos Ribagorzana e Isábena — Pirineos centrales—, España*. International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences, Delft (Holanda), 67 pp. (1978).
- LEÓN, L. A.: *Mapa Metalogenético de España, 1:200.000. Hoja núm. 14, Viella*. IGME, Madrid (1973).
- LEÓN, L. A.: *Mapa Metalogenético de España, 1:200.000, Hoja núm. 23, Huesca*. IGME, Madrid (1974).
- MATTAUER, M., y SECURET, M.: *Les relations entre la Chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne*. En: Histoire Structurale du Golfe du Gascogne. Publ. Inst. Franç. Pétrole. Technip (Paris), 1; IV 4.1. OV. 4.2.4. (1971).
- MEY, P. H. W.: *The geology of the upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain*. Leidse Geol. Meded., 41, pp. 153-220 (1967).
- MEY, P. H. W.: *Geology of the upper Ribagorzana and Tor Valleys, Central Pyrenees, Spain*. Leidse Geol. Meded., 41, pp. 229-292 (1968).
- MOORE, MC. MAHON J.: *A Mechanical Interpretation of the Vein and Dyke Systems of the S.W. England Orefield*. Mineral. Deposita (Berl.), 10, 374-388 (1975).
- PARK, C. F., y MAC DIARMID, R. A.: *Ore Deposits*. Freeman & Co. San Francisco, USA, 530 pp (1975).
- POLLARD, D. D.; MULLER, O. M., y DOCKSTADER, D. R.: *The form and growth of fingered intrusions*. Geol. Soc. of Am. Bull., 86, 351-363 (1975).
- RAMDOHR, P.: *The Ore Minerals and Their Intergrowths*, 2nd. Ed. Pergamon Press, Oxford, 2 vols., 1.027 pp. (1980).
- RAYMENT, B. D.; DAVIES, G. R., y WILSON, J. D.: *Controls to mineralization at Wheal Jane, Cornwall*. Inst. Mining Metall. (London) Trans., v. 80, pp. B 224-B 237 (1971).
- RIEDEL, W.: *Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen*. Centralblatt in Geol. Pal. Abt. B., 354-369 (1929).
- RÍOS, L. M. BELTRÁN, F. J.; LANAJA, J. M., y MARÍN, F. J.: *Contribución a la geología de la zona Axial Pirenaica. Valles del Cinca y Esera, provincia de Huesca*. Acta Geolog. Hisp. (Homenaje a Luis Solé Sabaris), 14, 271-279 (1979).
- ROBERTS, J. L.: *The intrusion of magna into brittle rocks*. In: Mechanism of Igneous Intrusion, eds. G. Newall and N. Rast. Geol. II spec. issue 2, 286-338. Seel House Press, Liverpool, 380 pp. (1970).
- ROMERO ORTIZ DE VILLACIÁN, J.: *Los filones de galena de Bielsa y Parzán. Descripción de la formación filoniana y de sus exploraciones mineras*. Bol. Oficial de Minas y Metalurgia, pp. 1069-1177 (1929).
- RUHLAND, M.: *Méthode d'étude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux*. Sc. Geol. Bull. Strasbourg, 26-212, 91-113 (1973).
- SITTER, L. U. DE: *The Structure of the Axial Zone of the Pyrenees in the Province of Lérida*. Estudios Geológicos, XV, pp. 349-359 (1959).
- TRAVERÍA, A.: *Mineralogía y génesis del yacimiento de galena y blenda de Cierco (Pont de Suert, Lérida)*. Tesis Doct. Univ. Barcelona, t. I, 227 pp. (1964).
- ZWART, H. J.: *The Geology of the Central Pyrenees*. Leidse Geol. Mededelingen, Deel 50. Afl. 1, pp. 1-74 (1979).

Recibido: Enero 1983

## Hidrogeología de las sierras de María y del Maimón (Provincia de Almería)

Por I. MORENO CALVILLO (\*), A. PULIDO BOSCH (\*) y R. FERNANDEZ-RUBIO (\*)

### RESUMEN

Se describen las características geométricas e hidráulicas del macizo carbonatado constituido por las sierras de María y del Maimón, así como las características físico-químicas de sus aguas, tanto en el espacio como en su evolución en el tiempo. Se pone de manifiesto la importancia que la franja no saturada tiene en el funcionamiento general del sistema, y se concluye que se trata de un sistema acuífero fisurado, pero no kárstico en sentido estricto. Finalmente, se esbozan unas ideas para llevar a cabo la regulación del sistema.

### RESUME

On décrit les caractéristiques géométriques et hydrauliques du massif carbonaté constitué par les sierras de María y Maimón, ainsi que les caractéristiques physico-chimiques de ses eaux, aussi bien dans l'espace que leur évolution dans le temps. On met en évidence l'importance que la frange non saturée a sur le fonctionnement général du système, et on conclue qu'il s'agit d'un système aquifère fissuré, mais non karstique au sens strict. Finalement on esquisse quelques idées pour réaliser la régulation du système.

### I. INTRODUCCION

Las sierras de María y del Maimón, integradas en la comarca de los Vélez, se sitúan en el extremo septentrional de la provincia de Almería (figura 1) y ocupan una superficie cercana a 70 Km<sup>2</sup>. Tienen forma alargada en sentido EO, con 16 Km. de longitud y anchura variable, entre 3 y 7 Km.

Ambas sierras presentan un relieve eminentemente litológico-estructural, de vertientes escarpadas, con crestas y «hog-backs»; la cota máxima corresponde al pico María, con 2.045 m. La pendiente media, del área de estudio, es del 42,5 por 100, con valores del 80 por 100 en las partes altas (cotas superiores a 1.600 m.) y del 10 por 100 en las bajas.

En la figura 2 se representa la curva altimétrica y en la 3 la curva hipsométrica, de la cual se deduce una altura media del sector de 1.460 m.

(\*) Cátedra de Hidrogeología. Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada y Departamento de Investigaciones Geológicas de C.S.I.C.

El coeficiente de masividad es de 0,02 Km<sup>-1</sup> y el coeficiente orográfico de 29,2, característico de áreas con relieve acentuado (LÓPEZ CADENAS y BLANCO CRIADO, 1968).

Los materiales dolomíticos, que integran parte de la sierra de María, presentan una red de drenaje de tipo dendrítico con densidad de 3,5 kilómetros/Km<sup>2</sup> (HORTON, 1945), mientras que en los materiales calizos ésta es de 1 Km/Km<sup>2</sup> y la red es de tipo paralelo. El elevado valor de la densidad de drenaje en las dolomías, se explica como consecuencia de su gran trituración («kakiritas»; GALLEGOS, 1975; DELGADO, 1978), que las hacen muy vulnerables a la erosión, en áreas con precipitaciones intensas, superiores a la capacidad de infiltración del terreno, y topografía abrupta (PULIDO BOSCH, 1980).

Los núcleos de población más importantes, ubicados en el área de estudio, son Vélez Rubio, Vélez Blanco y María con 8.680, 3.940 y 2.020 habitantes, respectivamente, según el censo de 1979; la población ha disminuido sensiblemente en los

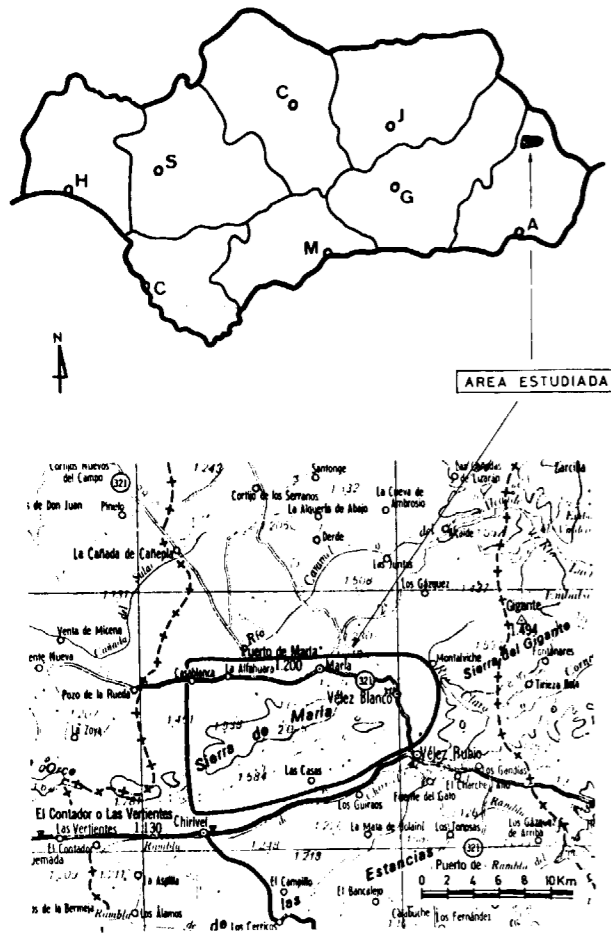


Figura 1.—Localización geográfica.

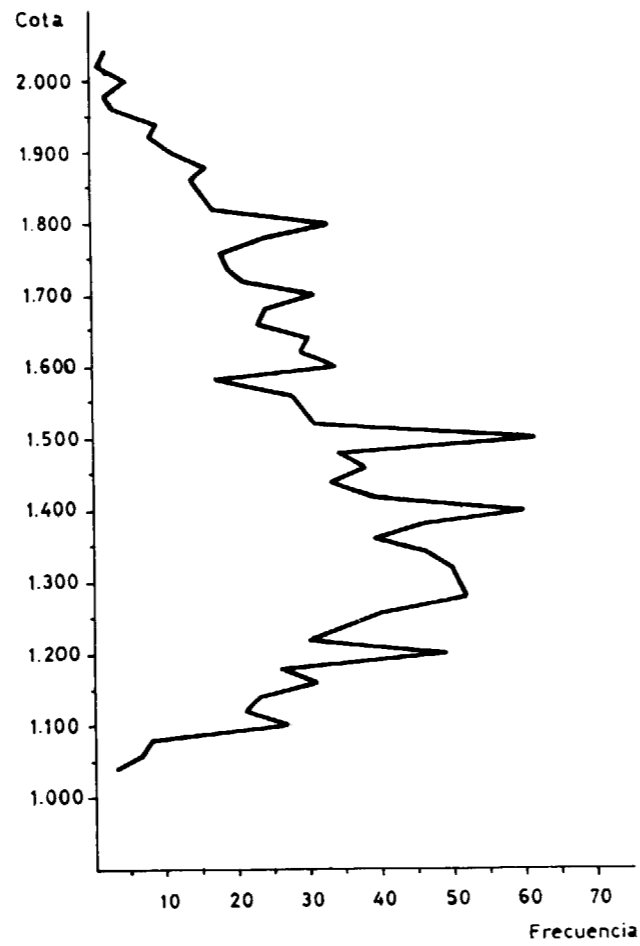


Figura 2.—Curva altimétrica.

últimos 30 años, aunque en la actualidad registra un cierto incremento, consecuencia del retorno de parte de la población emigrada.

**II. CLIMATOLOGIA**

En base a los datos de cinco estaciones pluviométricas, existentes en el área o muy próximas a ella (María, Vélez Blanco, Vélez Rubio, Chirivel y María-Los Alamicos), y los de otras ocho algo más alejadas, se ha realizado el plano de curvas isoyetas medias del período de 23 años 1950-51 a 1973-74 (fig. 4).

Las series han sido previamente completadas, según el método de U. S. W. B. (in BENÍTEZ, 1972), y mediante correlación lineal, y posteriormente

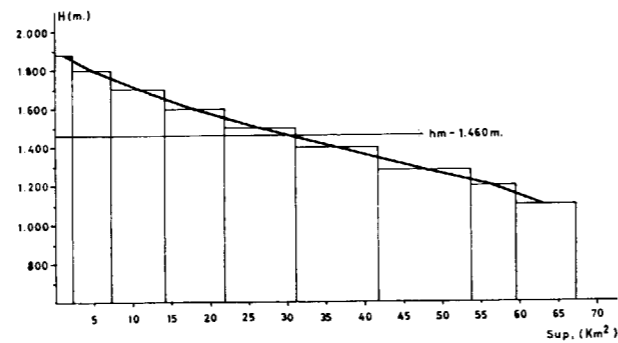


Figura 3.—Curva hipsométrica.

han sido corregidas por dobles masas; con los datos elaborados se ha calculado la relación precipitación-altitud (fig. 5), obteniéndose la eua-

**PLANO DE ISOYETAS MEDIAS  
(Período 1950-51 a 1973-74)**

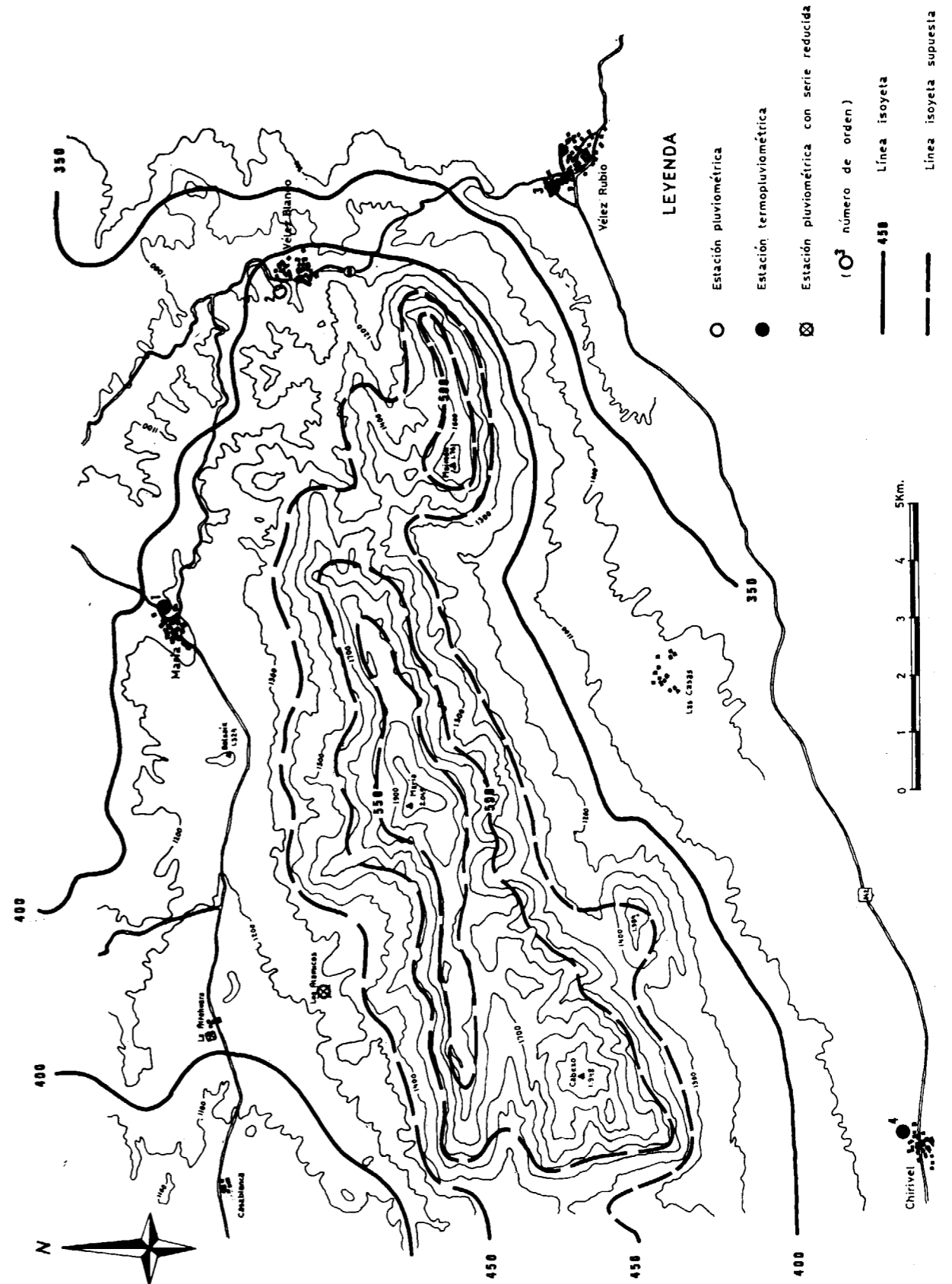


Figura 4.—Plano de curvas isoyetas medias.

ción  $P \text{ (mm)} = 0,23 H \text{ (m)} + 140$ , con un coeficiente de correlación de 0,92. A partir de la expresión citada, hemos extrapolado para altitudes superiores a 1.200 m. (cota de la estación pluviométrica disponible de mayor altitud).

Por planimetría, se ha obtenido una precipitación anual media, para el período considerado, de 480 mm., equivalentes a  $37 Hm^3$ , para el conjunto del macizo carbonatado. La distribución mensual de las precipitaciones es bimodal, con un máximo absoluto en octubre (unos 60 mm.), y otro relativo en abril (eventualmente marzo). Los valores mínimos se registran en julio.

La temperatura media anual del área y su distribución mensual ha sido obtenida a partir de los datos de cuatro estaciones termométricas (Alamicos, María, Vélez Rubio y Chirivel), previo cálculo del gradiente térmico del aire, el cual es de  $-0,71^\circ C/100 \text{ m.}$  (ecuación de la recta de regresión  $T \text{ (}^\circ C) = 19,21 - 0,0071 H \text{ (m)}$ , con  $r = 0,94$ ) (fig. 6). De esta manera hemos obtenido una temperatura media anual, para el conjunto del macizo carbonatado, de  $9,0^\circ C$ , con media máxima en agosto de  $17,5^\circ C$ , y media mínima en diciembre, de  $2,4^\circ C$ .

Con ambos datos —precipitación y temperatura— se ha calculado la evapotranspiración potencial, según el método de THORNTON (1948), para lo cual se ha considerado dividida el área en franjas altimétricas de menos de 1.400 m., entre 1.400 y 1.700 m., y de más de 1.700 m.; en cada una de estas franjas se ha estimado la precipitación y la temperatura. La ETP así obtenida queda comprendida entre 500 y 650 mm., con un valor medio de 600 mm. ( $42 Hm^3$ ). La evapotranspiración real ha sido estimada mediante los métodos de THORNTON (1948), COUTAGNE (1954) y TURC (1955), con los resultados que se resumen en el cuadro siguiente:

Método	Evapotranspiración real		
	mm	$Hm^3$	% Precp.
Thornthwaite ... ..	320	22	66
Coutagne ... ..	370	25	77
Turc ... ..	375	26	78

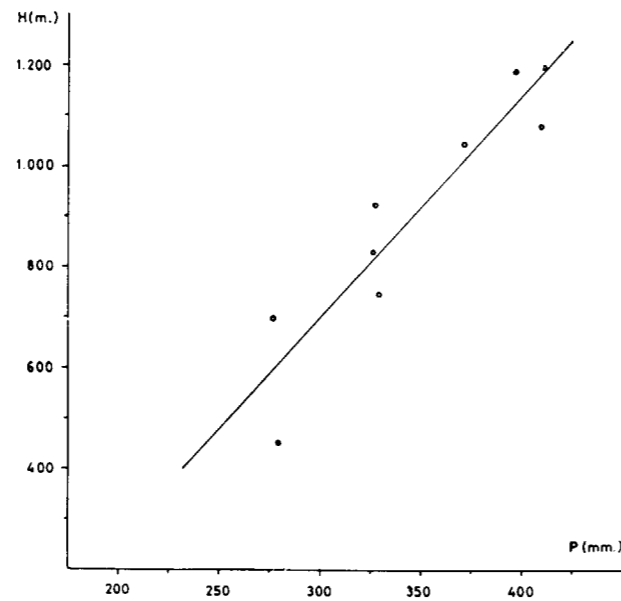


Figura 5.—Relación precipitación-altitud.

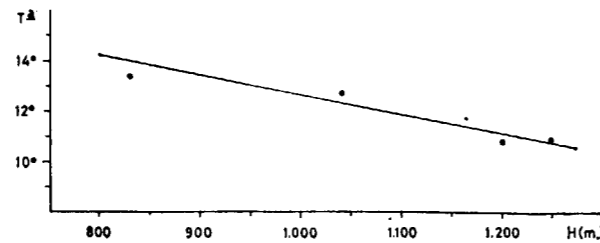


Figura 6.—Relación temperatura-altitud.

### III. EL AMBITO GEOLOGICO

#### 1. INTRODUCCION

Las sierras de María y del Maimón se sitúan, desde el punto de vista geológico, en la Zona Subbética, muy cercana al contacto con la Zona Bética s. l. (JULIVERT et al., 1972), representada en este sector por los mantos Maláguides.

GEEL (1973), diferencia varias formaciones en el sector estudiado, dos de las cuales las considera integradas en una «Zona Intermedia» entre el Dominio Subbético y el Bético de Málaga. Las formaciones diferenciadas, por este autor son:

#### «Zona Subbética»

Formación Vélez Blanco  
Formación Maimón  
Formación Taibena

#### «Zona Intermedia»

Formación Solana  
Formación Espejos

Todas estas formaciones se encuentran plegadas, y afectadas por una tectónica tangencial. Existen, además, una serie de materiales de depósito posterior a la tectónica de corrimiento.

A continuación describimos, someramente, las características litoestratigráficas de los diferentes materiales aflorantes, cuya distribución puede observarse en el plano hidrogeológico de la figura 7, cuya base geológica está esencialmente tomada de BAENA et al. (1977 y 1979) y VOERMANS et al. (1979 a y b).

## 2. LITOESTRATIGRAFIA

### A) Zona Subbética

#### a) Formación Vélez Blanco

Esta formación está constituida por dolomías, bien estratificadas y desigualmente trituradas, a la que se asigna edad Jurásico Inferior; el grado de dolomitización disminuye hacia el techo, para pasar a las calizas de la formación Maimón. La potencia mínima estimada es de 200 m.

#### b) Formación Maimón

Las principales características de los materiales que integran esta formación se reflejan en la figura 8. Se trata, esencialmente, de materiales calizos con texturas muy diversas. Se estima una edad Jurásico Inferior-Berriasense Inferior. La potencia mínima es del orden de 350 m.

#### c) Formación Taibena

Dominan en esta formación los materiales margosos y margocalizos, con intercalaciones de calizas, motivo por el cual ocupan áreas topográficamente deprimidas. De muro a techo se diferencian los tramos siguientes:

- calizas nodulosas alternantes con margas, con nódulos de sílex hacia el techo (Malm-Albense Inferior),
- alternancia de calizas micríticas y margas (Cretácico Inferior-Eoceno Medio),
- alternancia de calizas y margas, con calcarenitas hacia el techo (Eoceno Medio-Oligoceno),
- calizas con Nummulites y lechos margosos (Eoceno Medio-Oligoceno?),
- margas y calizas en lechos finos, con intercalaciones de calcarenitas y capas silíceas (¿Oligoceno-Mioceno Inferior), y
- calcarenitas fosilíferas (Lepidocyclinas; Mioceno Inferior-Medio).

Aunque la complejidad tectónica hace difícil el cálculo de la potencia real, se estima que alcanza unos 300 m.

### B) «Zona Intermedia»

#### a) Formación Solana

Está integrada por margas arcillosas, verdes y marrones, areniscas calcáreas y conglomerados de posible edad Mioceno Inferior. La potencia de esta formación, muy variable, de unos puntos a otros, está comprendida entre algunas decenas de metros y más de 200 m.

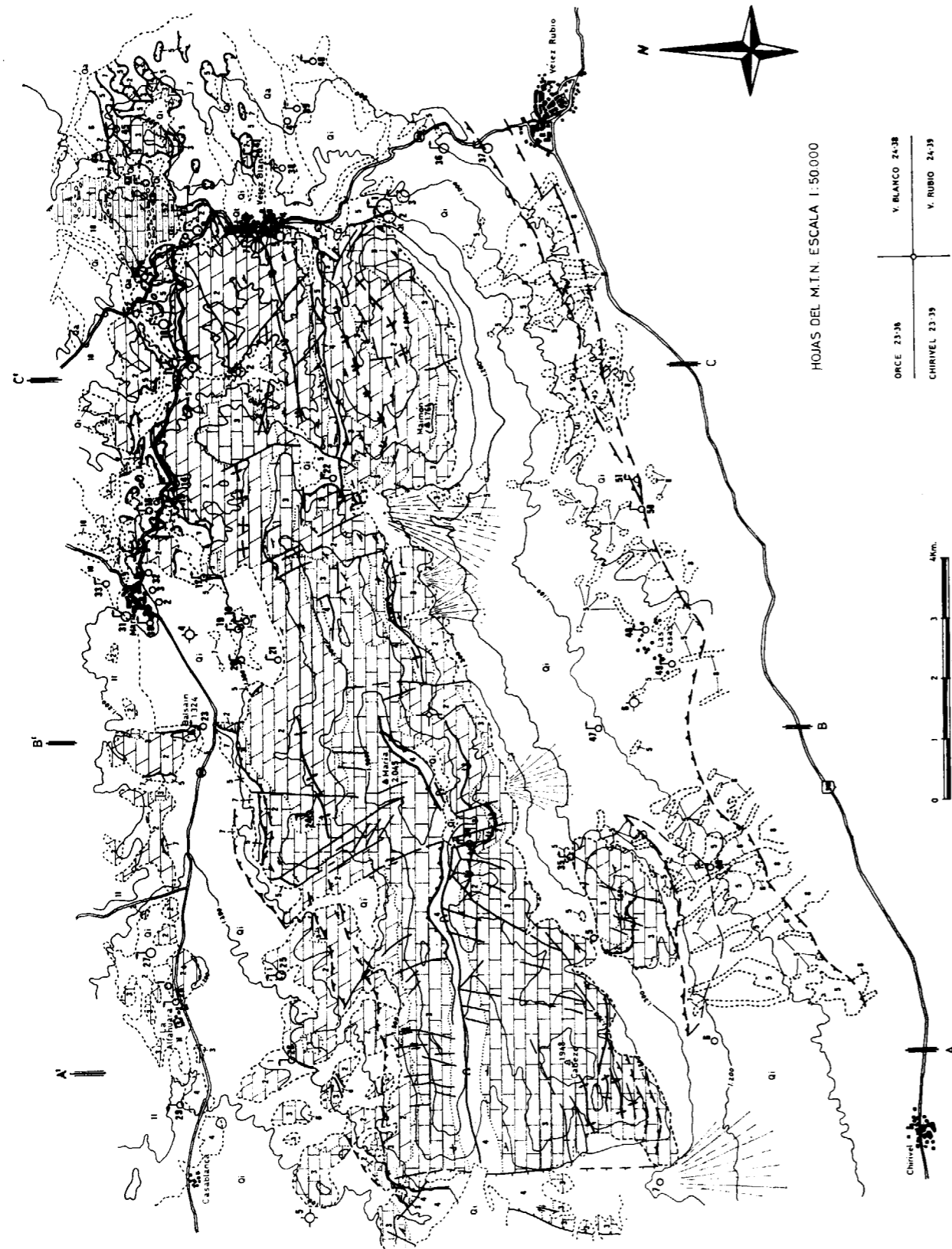
#### b) Formación Espejos

Comprende margas arcillosas, verdes y grises, areniscas, conglomerados y masas de slumps de materiales circundantes en el medio deposicional. Se estima una potencia mínima, para el conjunto de la formación, de 100 m.; su edad es Mioceno Inferior-Medio.

### C) Depósitos post-manto

En el sector septentrional del área de estudio afloran depósitos detríticos, de edad Mioceno y Pliocuatnario, discordantes sobre los infrayacentes. A su vez en estos materiales se diferencian tres conjuntos discordantes entre sí.

El conjunto basal, de edad Mioceno, está integrado por calizas arenosas, areniscas, conglomerados y arcillas. Los dos conjuntos restantes están



LEYENDA

MAT. POST-MANTOS

CUATERNARIO		Qt	Qa	Qi
TERCIARIO	NEOGENO	11		
		10		
	MIOCE	LAN. I.		
		BUR. S.		

- Qi Q. indiferenciado
- Qa Aluvial
- Qt Travertinos
- 11 Arcillas y conglomerados. Acuitardo.
- 10 Margas, arcillas y conglomerados. Acuitardo y/o Acuíclodo.
- 9 Calizas arenosas y conglomerados. Acuitardo.

ZONA INTERMEDIA

TERCIA.	PA. NEOG.	INF.	8
		OLIGOCE.	

- 8 Margas y areniscas. Acuitardo y/o Acuíclodo. **F. ESPEJOS**
- 7 Areniscas turbidíticas y arcillas verdes oscuras. Acuitardo y/o Acuíclodo. **F. SOLANA**

SUBBETICO

TERCIARIO	PALEOGE.	NE.	6
		MI.	
		OLIGOCE.	
		PALEOCE.	
CRETACEO	SUPERIOR	5	
		ALBI.	
		APTI.	

- 6 Caliza de foraminíferos y margas con glauconita. Acuífero y/o Acuitardo **F. TAIBENA**
- 5 Margas verdes oscuras. Arcillas. Margas y margocalizas blancas y rosadas. Acuíclodo.

PENIBETICO (S. L.)

JURASICO	CRET.	INF.	BARR.	4
			NEOC.	
			TITH.	
			KIMM.	
			OXFO.	
LIAS	DOGGER	TOAR.	3	
		PLIE.		
TRIASICO			2	
			1	

- 4 Calizas nodulosas, margas rojizas y radiolaritas. Acuífero. **F. MAIMON**
- 3 Calizas micríticas nodulosas y sobretodo calizas oolíticas, a veces silicificadas. Acuífero.
- 2 Dolomías. Acuífero. **F. VELEZ BLANCO**
- 1 Arcillas rojas y verdes. Yesos. Acuíclodo.

(Base cartográfica a partir de las hojas MAGNA-1:50.000)

SIGNOS

- ..... Contacto concordante
- Contacto discordante
- Contacto mecánico
- Contacto mecánico supuesto
- Falla normal
- Falla normal supuesta
- Falla inversa
- Falla inversa supuesta
- Falla de desgarre
- Frente de cabalgamiento
- Frente de cabalgamiento supuesto
- Anticlinal
- Anticlinal supuesto

- Anticlinal tumbado
- Anticlinal tumbado supuesto
- Sinclinal
- Sinclinal tumbado
- Dirección y buzamiento aproximado (0°-15°; 15°-30°; 30°-60°; 60°-90°)
- Buzamiento subvertical y subhorizontal
- Dirección y buzamiento invertido

- POZO/SONDEO
- MANANTIAL
- Q (l/sg) <1 1-5 5-50 >50



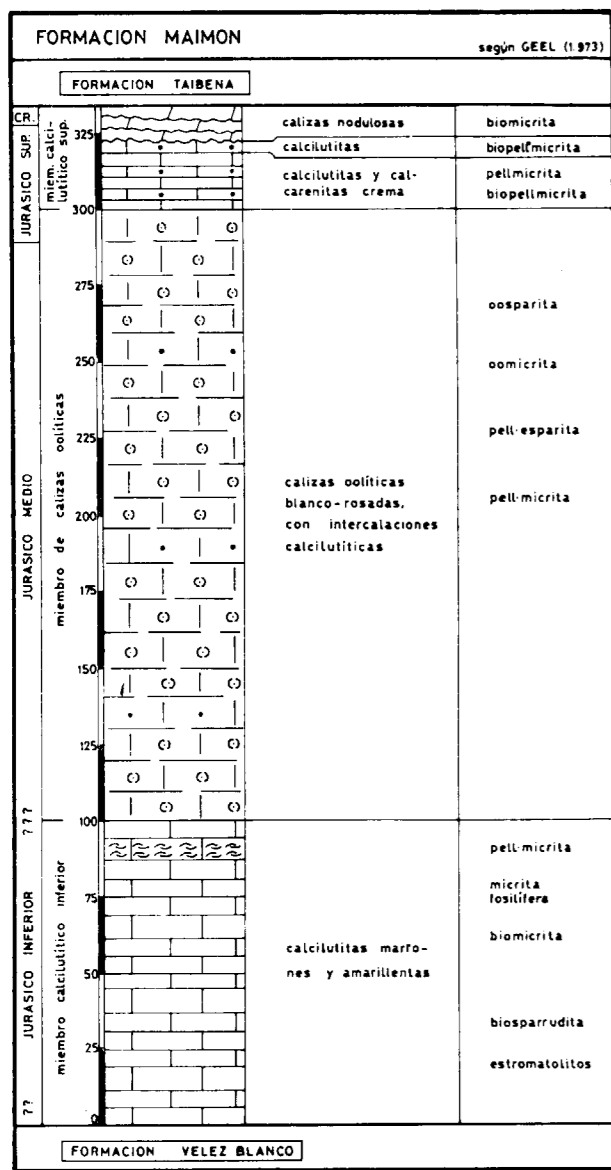


Figura 8.—Columna estratigráfica de la formación Maimón.

constituidos por conglomerados y arcillas, y tienen edad Plioceno y Pliocuatrnario, respectivamente.

Finalmente, existen depósitos cuaternarios, integrados por depósitos de ladera, más o menos cementados y ubicados a cotas diversas (1.200 m. y 1.050 m.), depósitos aluviales, derrubios de ladera más modernos, y travertinos; estos últimos están relacionados con las surgencias principales (manantiales de Los Molinos y de Vélez Blanco).

### 3. TECTONICA

Aunque las secuencias sedimentarias muestran indicios de inestabilidad tectónica en la cuenca (Titónico, Albense, Coniaciense-Santonense...), puesta en evidencia por la creciente proporción de granos de detritus no calizos, es la tectónica alpina la que modela la estructura tectónica del área, caracterizada por la existencia de pliegues y estructuras de corrimiento.

Siempre sobre la base de las investigaciones de GEEL (op. cit.), podemos diferenciar, al menos, dos fases más importantes en la tectónica alpina:

- plegamiento del área, que origina pliegues de vergencia Sur, con cabalgamiento parcial de las estructuras, y
- cabalgamiento hacia el Sur, de los materiales subbéticos sobre los de la «Zona Intermedia», en el que actúan las formaciones menos competentes como niveles lubricantes.

Dado que los materiales de edad Mioceno Inferior-Medio se encuentran afectados por estas manifestaciones tectónicas, dicha actividad debió iniciarse en dicho período.

Además de la fracturación, que acompañó a estas fases tectónicas, posteriormente se producen una serie de fracturas, que compartimentan a los materiales más competentes en grandes bloques; el sistema de fracturas más desarrollado presenta dirección N 120° E. Finalmente, se producen una serie de basculamientos, como pone de manifiesto el hecho de que los depósitos cuaternarios, de la ladera meridional del Maimón Grande, bucen de 20 a 45° hacia el Norte.

Los cortes geológicos (fig. 9) ilustran con respecto a la estructura del área de estudio.

### IV. HIDROGEOLOGIA

#### 1. LOS MATERIALES ACUIFEROS Y LA GEOMETRIA DEL SISTEMA

De los materiales descritos en el epígrafe de litoestratigrafía, constituyen acuíferos los que integran las formaciones Vélez Blanco y Maimón. Los materiales de las formaciones restantes se pueden considerar, a efectos prácticos, como acuíferos, aunque algunos de los tramos carbona-

MAPA HIDROGEOLOGICO DE LAS SIERRAS DE MARIA Y DEL MAIMON  
CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO HIDROGEOLOGICO DE LAS SIERRAS DE MARIA Y DEL MAIMON  
(Prov. de Almería)  
ILDEFONSO MORENO, 1980

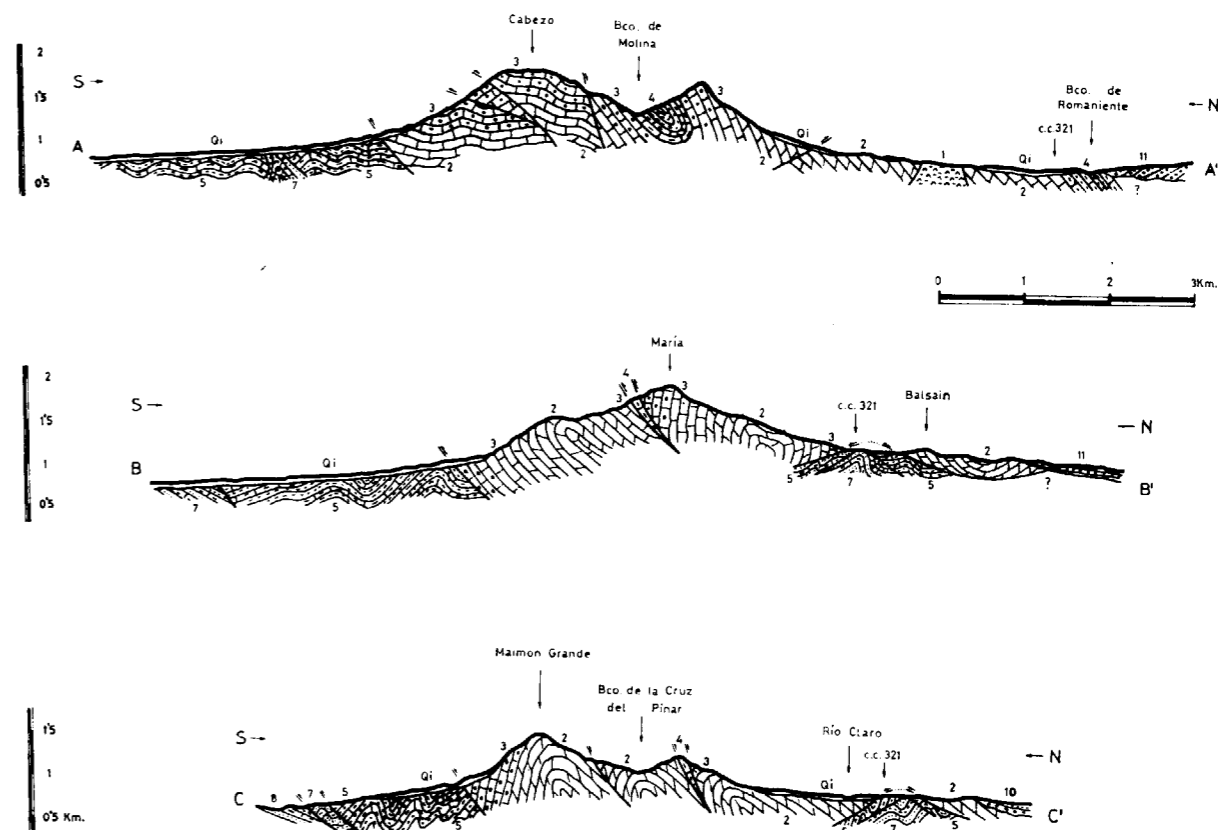


Figura 9.—Cortes geológicos (leyenda similar a la del plano hidrogeológico).

tados y detríticos pueden almacenar y transmitir ciertas cantidades de agua.

Los materiales detríticos cuaternarios, de comportamiento acuífero, adquieren cierto desarrollo tan sólo en el borde septentrional, donde existen algunas captaciones susceptibles de aportar caudales relativamente elevados.

Los materiales carbonatados de las formaciones Vélez Blanco y Maimón, de comportamiento acuífero, como hemos señalado, integran la totalidad de las sierras de María y del Maimón, cuyo conjunto consideramos como un sistema acuífero, con potencia máxima aflorante de unos 1.000 metros.

El sustrato del acuífero está constituido presumiblemente, por las margas y arcillas cretácicas y terciarias de la formación Taibena. Los

límites oriental, septentrional y meridional del sistema están perfectamente definidos por la naturaleza impermeable de los materiales margosos de la formación Taibena; no sucede así a lo largo del borde occidental, cuya naturaleza es permeable, por lo que podría existir cierto intercambio hídrico con los materiales de las formaciones Vélez Blanco y Maimón, los cuales se continúan a lo largo de la sierra de Orce.

Existen, además, en el borde septentrional, una serie de pequeñas masas carbonatadas, retazos del cabalgamiento, que actúan como pequeños acuíferos colgados, con su correspondiente aliviadero de escaso caudal.

Los cortes de la figura 9 ilustran con respecto a la geometría del sistema, cuya distribución areal se puede observar en el plano hidrogeológico (figura 7).



## 2. CARACTERISTICAS HIDRAULICAS

En el área estudiada se han inventariado un total de 65 puntos acuíferos, de los cuales 52 son manantiales, 7 pozos y 6 sondeos (fig. 7). De entre ellos, 28 manantiales y 5 sondeos están directamente relacionados con el sistema acuífero de las sierras de María y del Maimón.

Es importante reseñar que de los manantiales citados, los números 1 (Los Molinos), 2 (Cagui), 3 (Judío), 6 y 7 (Las Fuentes), drenan del orden del 80 por 100 del total de los recursos. El manantial de Los Molinos, que en realidad agrupa un total de cinco surgencias: Los Molinos propiamente dicho, Cimbrada, El Negro, El Huerto y Sinnombres (fig. 10), está situado en el extremo Sur del frente oriental de cabalgamiento (cota de surgencia 1.060 m.) y fue controlado mediante aforos directos, con periodicidad semanal desde abril de 1979 hasta abril de 1980 (fig. 11). El caudal medio obtenido fue de 85 l/s., con 78 y 101 l/s. de caudales extremos (MORENO CALVILLO, 1981).

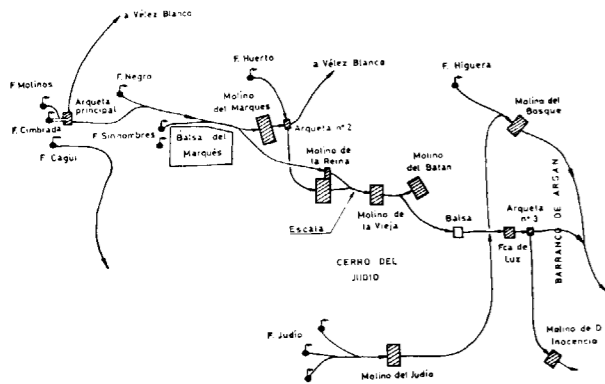


Figura 10.—Esquema de salidas y red de acequias del área de Los Molinos.

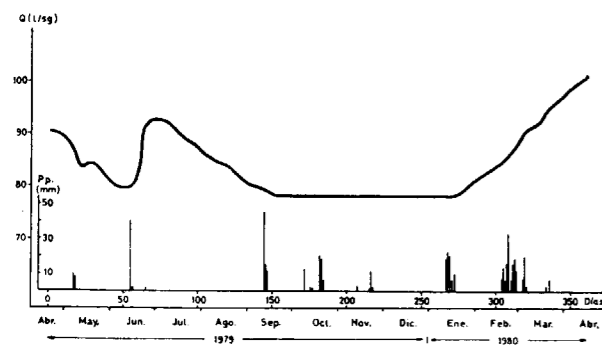


Figura 11.—Hidrograma del manantial de Los Molinos.

Las otras surgencias principales, registran caudales medios estimados de 15 l/s. (Cagui), 30 l/s. (Judío) y 45 l/s. (Las Fuentes). No fue factible el control de la evolución temporal de los caudales de estas surgencias, por la gran dificultad que ello planteaba.

### 2.1. Hidrograma

El hidrograma del conjunto de Los Molinos (figura 11), permite exponer una serie de consideraciones. Destaca el reducido intervalo de variación de los caudales medidos, y la pronta respuesta de la surgencia a las precipitaciones registradas en mayo y junio de 1979, y en enero de 1980 (estas últimas en forma de nieve), con efectos a las pocas horas. Ambos hechos pueden interpretarse como consecuencia de una homogeneidad relativa grande del acuífero (se trataría esencialmente de un acuífero fisurado, sin grandes conductos de circulación preferencial), y de la gran influencia de la franja no saturada (igualmente relativamente homogénea) como elemento regulador.

La importancia de la franja no saturada, en la respuesta de las surgencias a las precipitaciones, es algo que pocas veces se tiene en consideración; no obstante, su influencia es decisiva, y puede explicar muchas de las anomalías observadas en hidrogramas de surgencias kársticas.

Cuando no existen grandes conductos, que pongan directamente en contacto la franja saturada con el exterior del macizo, o estos son poco numerosos, no existe infiltración masiva de agua, si no que tiene lugar de forma lenta. Por otra parte, al existir una ancha franja no saturada, es importante la cantidad de agua que se requiere para restituir su déficit de humedad, y el tiempo de tránsito del agua a través de ella aumenta con su espesor.

BONNET et al. (1980), en experiencias realizadas en el macizo carbonatado del Hortus (sur de Francia), encuentran que, para una franja no saturada de 18 m. de espesor, el agua retenida, por encima del nivel piezométrico, es el equivalente a 90 mm. (5 mm/m.), agua que se consume en evapotranspiración, y que cubre el déficit de humedad en esta franja. También determinan que el tránsito del agua, a través de la franja no saturada, se produce de forma casi inmediata (2

a 3 horas después del comienzo de la lluvia, o de la aspersión, en este caso), y que se continúa durante unas 10 horas, una vez cesada la lluvia. Estos datos se refieren a medidas efectuadas en una cavidad kárstica parcialmente anegada. Medidas efectuadas en un sondeo (BONIN, 1980), para idéntico espesor de la franja no saturada, arrojan valores de 76 mm. para la reserva de agua de la matriz rocosa (4,2 mm/m.); tras cuarenta y cinco días sin precipitaciones, la evaporación se dejó sentir hasta 2,5 m. de profundidad.

La extrapolación, difecta, de los valores obtenidos por los autores citados, al sistema de las sierras de María y del Maimón y, en general, a la casi totalidad de los macizos carbonatados españoles, nos llevaría a conclusiones totalmente opuestas a la realidad observada. En efecto, si consideramos un espesor medio de la franja no saturada de 300 m., en el sistema estudiado, se necesitarían de 1.260 a 1.500 mm. para cubrir la reserva de la matriz rocosa, lo cual supondría ausencia de infiltración. Posiblemente, en nuestro caso, hay que invocar reducción de la permeabilidad con la profundidad, y una saturación en humedad, que reduce la evaporación, e incluso provoca condensación de vapor de agua. En cualquier caso parece deducirse, de lo expuesto, que una parte de la precipitación se emplea en cubrir el déficit de humedad de la matriz rocosa, y que la franja no saturada actúa de filtro frente a la excitación provocada por la precipitación, que retrasa y amortigua la respuesta de la surgencia.

Cuanto se ha dicho permite explicar, en gran medida, el hecho de que las precipitaciones registradas durante septiembre y octubre no provoquen una crecida en las surgencias. En efecto, las precipitaciones de septiembre (72 mm. en tres días, medidas en Vélez Blanco), tienen lugar tras el estiaje, por lo que el déficit de humedad de la matriz rocosa debía ser muy acusado, al tiempo que la evaporación debió ser máxima. Aún en el supuesto de que toda la precipitación caída se hubiese empleado en restituir el déficit de humedad de la matriz rocosa, se tendría una retención en la roca igual o superior a 0,24 mm/m., de considerarse un espesor medio no saturado de 300 metros, cifra muy inferior a la estimada por los autores anteriormente citados.

Las lluvias posteriores, registradas en octubre y noviembre (respectivamente 61 mm. y 21 mm.,

medidos en Vélez Blanco), también se habrían consumido en evaporación y en retención por la matriz rocosa de la franja no saturada.

Sin embargo, cabe pensar que, parte de estas precipitaciones percolara hasta la franja saturada, de forma homogénea y amortiguada, de manera que pudieran justificar el tramo horizontal, de 120 días de duración, que se observa en el hidrograma; ello supondría una retención media en la matriz rocosa, en estiaje, inferior a 0,24 mm/m.

Las precipitaciones posteriores, que tuvieron lugar durante enero, en forma de nieve (probablemente más de 100 mm. de media para el total del sistema), sí que modifican la tendencia del hidrograma, y provocan una crecida a la que se superponen las nuevas precipitaciones ocurridas durante febrero.

En cualquier caso, destaca el hecho de que las respuesta del hidrograma, frente a las precipitaciones, dependen del contenido en humedad de la matriz rocosa de la franja no saturada. Las primeras lluvias, tras el estiaje, se consumen, en su mayor parte, en compensar el déficit de humedad; cuando éste se ha satisfecho, en su mayor parte, incluso precipitaciones escasas afectan al hidrograma (caso de las precipitaciones de mayo, que con sólo 18 mm. cambian el curso del agotamiento).

La representación en escala semilogarítmica, de los caudales en función del tiempo, permite la linearización del hidrograma (fig. 12) y obtener una serie de características del sistema (MAILLET, 1905; SCHOELLER, 1948 y 1967; DROGUE, 1963, 1967 y 1972). En el cuadro adjunto se resumen las ecuaciones de las diferentes rectas ajustadas, de acuerdo con los cuatro métodos empleados. Dos son los agotamientos considerados, el primero de

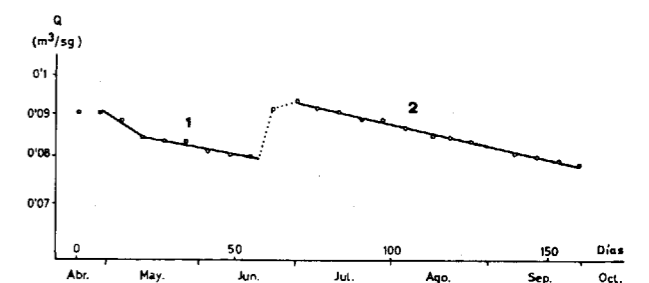


Figura 12.—Curva de agotamiento del manantial de Los Molinos.

Método	Primer Agotamiento				Segundo Agotamiento	
	1		1'		ecuación	V(Hm <sup>3</sup> )
	ecuación	V(Hm <sup>3</sup> )	ecuación	V(Hm <sup>3</sup> )		
MAILLET			$Q_t = 0'084 \cdot e^{-0'0014 \cdot t}$	5'2	$Q_t = 0'092 \cdot e^{-0'0017 \cdot t}$	4'7
DROGUE	$Q_t = 0'09 \cdot e^{-0'005 \cdot t}$	0'09	$Q_t = 0'084 \cdot e^{-0'0014 \cdot t}$	5'2		
FORKASIEWICZ Y PALOC	$\frac{1}{Qt^2} = 123 + 1'3t$		$\frac{1}{Qt^2} = 143 + 0'46t$		$\frac{1}{Qt^2} = 118 + 0'47t$	
TISON	$\frac{1}{\sqrt{Qt}} = 3'33 + 0'0086 \cdot t$	0'9	$\frac{1}{\sqrt{Qt}} = 3'45 + 0'0023 \cdot t$	3'1	$\frac{1}{\sqrt{Qt}} = 3'29 + 0'0029 \cdot t$	2'7

los cuales presenta, a su vez, dos tramos rectilíneos de diferente pendiente. De acuerdo con el método propuesto por DROGUE, el primer tramo rectilíneo, del primer agotamiento, correspondería a la circulación dominante por «grandes conductos», de donde se puede deducir que estos tienen una importancia relativa muy pequeña en el funcionamiento del sistema. Este hecho apoya nuestra hipótesis de que el sistema puede considerarse como acuífero fisurado más que kárstico (MANGIN, 1975).

Si tenemos en cuenta que  $\alpha$ , de la ecuación de Maillet, vale  $\pi^2 T/4SL^2$  (in LLAMAS, 1976), y si suponemos una longitud del acuífero de 16 Km., obtenemos para la difusividad un valor de 174.000 metros cuadrados/día, que parece muy elevado. Para S comprendido entre 0,01 y 0,03, se obtendría un valor medio de la transmisividad comprendido entre 1.740 y 5.200 m<sup>2</sup>/día.

**2.2. Ensayo de bombeo**

Se realizó una prueba de bombeo en el sondeo de abastecimiento a María (núm. 4). Dicho sondeo, de 55 m. de profundidad, es totalmente penetrante, y capta a los materiales carbonatados, probablemente desconectados del sistema principal.

Esta prueba, de 766 minutos de duración, fue realizada con un caudal de 8 l/s., y se obtuvo una depresión final de 14,38 m. Tras el bombeo se midió la recuperación del nivel piezométrico, du-

rante 6 horas. La interpretación de los datos, por el método simplificado de JACOB (1976), permite asignar un valor a la transmisividad comprendido entre 155 (descenso) y 210 (recuperación) m<sup>2</sup>/día, a la que correspondería una permeabilidad del orden de 9 m/día.

No obstante la poca representatividad de un único valor de permeabilidad, en un macizo carbonatado, este sería congruente con el valor inferior de la transmisividad, anteriormente calculado, de considerar un espesor saturado medio del sistema de 200 m. y una distribución homogénea en la vertical, de dicho parámetro.

**3. CARACTERISTICAS FISICO-QUIMICAS**

Con objeto de tener una visión de conjunto, de la composición y evolución espacial de las aguas del sistema, hemos procedido a representar las diferentes muestras analizadas en diagramas de STIFF (1951) modificados (fig. 13). Según se deduce de ellos, se trata de aguas de facies bicarbonatada cálcica, en consonancia con la litología del acuífero.

El residuo seco muestra valores comprendidos entre 150 y 358 mg/l. La conductividad, referida a 25° C, oscila normalmente entre 350 y 450 micromhos/cm., con valores extremos de 275 y 640 micromhos/cm. El pH varía entre 7,3 y 8,3.

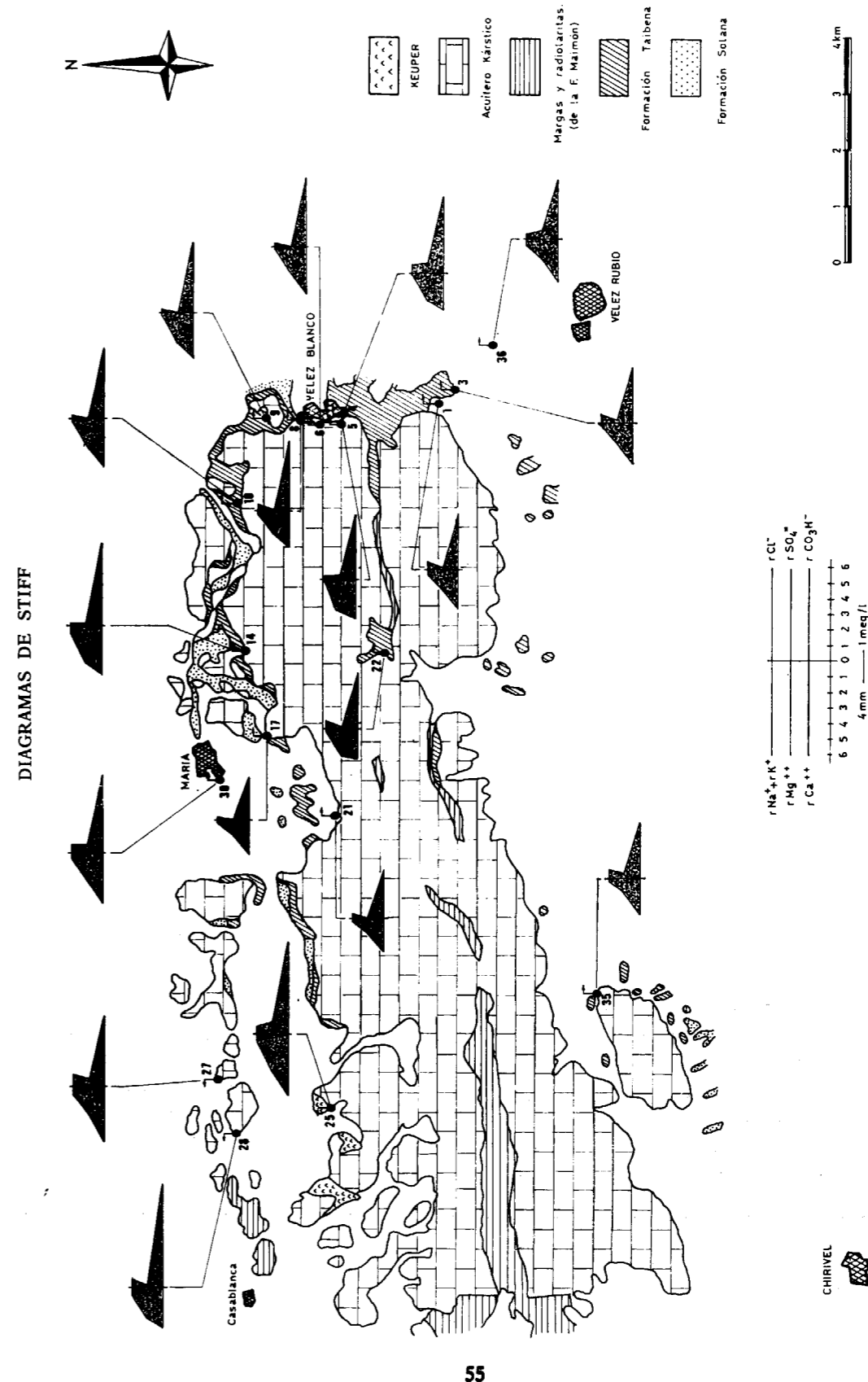


Figura 13.—Diagramas de STIFF

Las temperaturas observadas dan valores comprendidos entre 9 y 15° C; la mayoría oscilan entre 12 y 14° C. Son, pues, aguas con una temperatura media ligeramente superior a la media anual ambiental.

A lo largo del período, durante el cual se controló el caudal del manantial de Los Molinos, se recogieron varias muestras de esta salida, así como de Las Fuentes, núm. 6-7 (fig. 7), segundo punto de drenaje en importancia. Si bien un número tan reducido de muestras no permite un estudio detallado de la evolución hidrogeoquímica, sí, al menos, sirven para darnos una idea de la misma. Los resultados de dichos análisis se muestran en la figura 14.

En el transcurso del período controlado se observa, en general, una relación inversa entre mineralización y caudal, a pesar de las pequeñas fluctuaciones que este último presenta. Los diferentes iones analizados, excepto el Cl<sup>-</sup>, muestran tendencia a aumentar su concentración según avanza el proceso de agotamiento, tendencia que, evidentemente, sufre alteraciones en función de las precipitaciones.

El punto más significativo del registro está en relación con las lluvias que provocan la crecida de junio.

Cuando estas precipitaciones se producen el déficit de humedad del sistema está parcialmente cubierto, por lo que el caudal de salida acusa rápidamente los nuevos aportes. Las concentraciones muestran, inicialmente, un descenso probablemente ocasionado por precipitaciones caídas en la proximidad del área de descarga, con un corto recorrido hasta la surgencia, a continuación aumentan las concentraciones, de forma acusada, como consecuencia de la salida de aguas más mineralizadas, provocada por la transferencia de energía de las nuevas aguas de recarga, que alcanzan la franja saturada.

Todas las muestras analizadas son aptas para el consumo humano, desde el punto de vista químico, de acuerdo con las normas de la O. M. S. (1964) y del C. A. E. (1967).

En cuanto a la calidad química de las aguas para uso agrícola, se ha seguido la clasificación propuesta por la U. S. Salinity Laboratory Staff (1954). La totalidad de las muestras analizadas se encuentran en el grupo C<sub>2</sub>S<sub>1</sub>; son aguas que no

necesitan especiales cuidados en su uso, con bajo peligro de alcalinización y peligro medio de salinización.

#### 4. FUNCIONAMIENTO DEL SISTEMA

A partir del estudio del hidrograma de las surgencias principales, y del análisis de las características físico-químicas de las aguas, se puede abordar el funcionamiento del sistema. Aunque no existen criterios completamente inequívocos, pensamos que el borde occidental del sistema se puede considerar como de intercambio nulo, en cuyo caso las únicas entradas al sistema proceden de la infiltración directa de la lluvia.

La respuesta del sistema, ante la lluvia, de acuerdo con los datos del hidrograma, depende del estado inicial de la franja no saturada; cuando ésta presenta un elevado déficit de humedad (después del estiaje, por ejemplo), la mayor parte de la precipitación va a restituir dicho déficit; cuando este déficit está en gran parte cubierto, la influencia de la lluvia caída se hace sentir de forma casi instantánea en el hidrograma (precipitaciones de mayo, enero, etc.). No obstante, aunque la respuesta es inmediata, en ninguno de los casos observados se llega tan siquiera a duplicar el caudal; ello autoriza a considerar que el sistema en cuestión, aunque afectado por procesos de disolución química, puede considerarse como un sistema fisurado, en el cual la franja no saturada, e incluso la saturada, actúan de amortiguadores y filtros de la excitación.

A este respecto se puede comparar el hidrograma del manantial de Los Molinos con otros estudiados en el sur de Francia (DROGUE, 1967; MANGIN, 1975; etc.) o en otros macizos carbonatados españoles (PULIDO BOSCH, 1979). La ausencia de grandes formas de absorción superficiales, en comunicación directa con la franja saturada, hace que la infiltración se lleve a cabo de forma relativamente lenta, tardando el agua en llegar a la franja saturada, tanto más cuanto mayor sea el espesor de la franja no saturada que tiene que atravesar. Tal vez por esto el contenido salino de las aguas de la surgencia, inmediatamente después de las precipitaciones, es menor que transcurrido un cierto tiempo, ya que las primeras aguas que afluyen son las infiltradas en las proximidades, con poco espesor de franja no saturada.

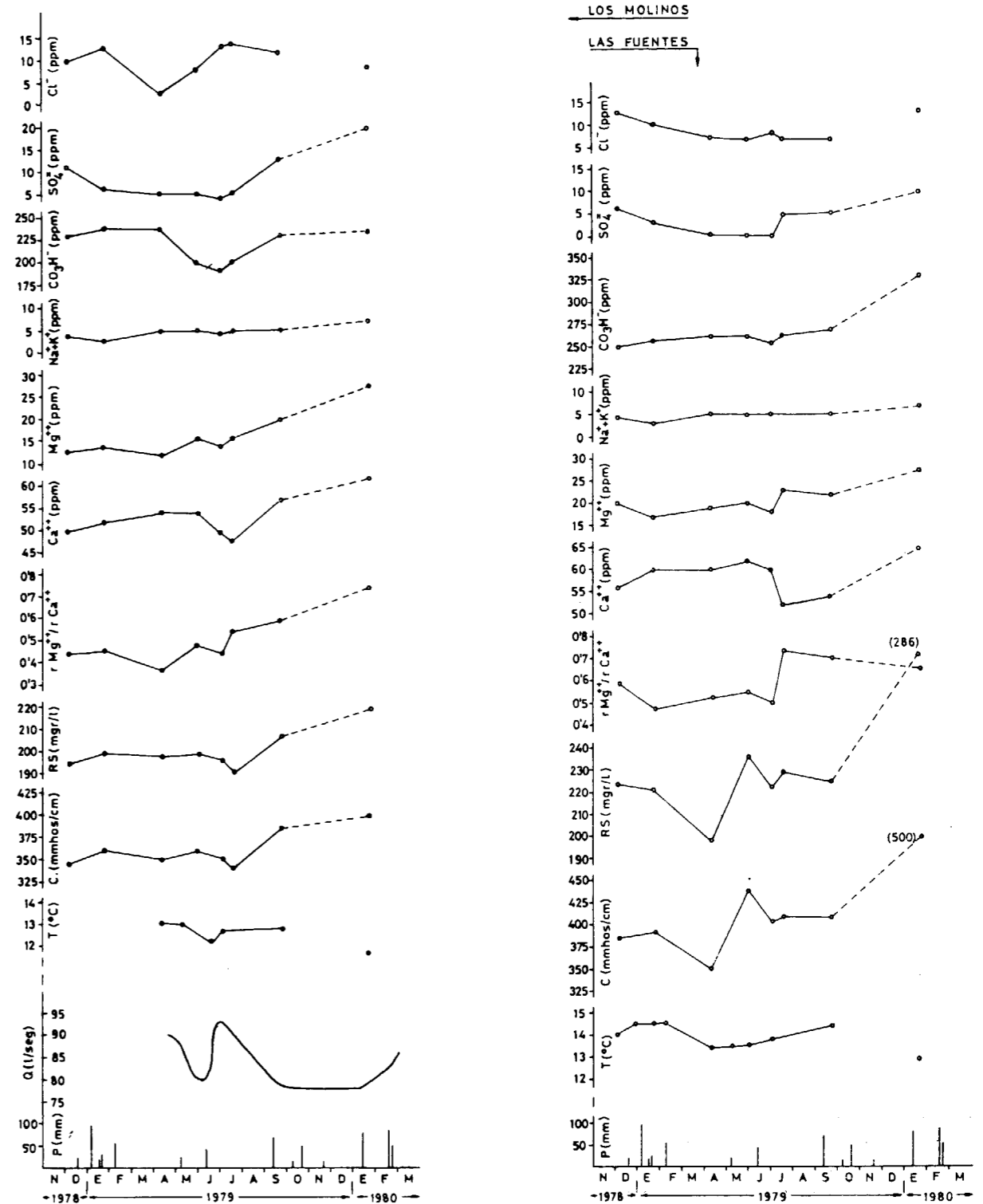


Figura 14.—Representación gráfica de la evolución hidrogeoquímica.

Para la estimación del porcentaje de lluvia infiltrada hemos utilizado el método de KESSLER (1967), obteniendo una infiltración media, del período de 23 años considerado, del 48 por 100 de la precipitación, con valores extremos del 23 por 100 (1960/61) y 69 por 100 (1968/69); los otros métodos empleados para estimar la ETR, permiten obtener una aproximación al porcentaje infiltrado de considerar nula la escorrentía superficial. En este caso se obtienen 22 por 100 (COUTAGNE), 23 por 100 (TURC) y 34 por 100 (THORNTHWAITE); este último sería el más próximo al valor obtenido de aplicar el método de KESSLER.

Las salidas principales del sistema se producen esencialmente por las surgencias, aunque desde hace pocos años funcionan dos sondeos que se emplean en el abastecimiento a los núcleos de María y Vélez Blanco. Las salidas ocultas a través de los recubrimientos cuaternarios y plio-cuaternarios no se conocen, aunque dadas las características geométricas del sistema, no es probable que sean de consideración.

La cuantificación de las salidas totales del sistema para los años 1978/79 y 1979/80, arroja una cifra de 7-8 y 13-16 Hm<sup>3</sup>, respectivamente. La lluvia útil, calculada para el mismo período por el método KESSLER, sería de 12 y 20-24 Hm<sup>3</sup>, respectivamente (hemos considerado la infiltración como equivalente a la lluvia útil). Ciertamente ambas cifras no coinciden, por lo que podría pensarse en que dicho método en este área arroja valores por exceso, y/o que existen otras salidas (ocultas, en principio) no cuantificadas, y/o que existe realmente una fracción de la precipitación que escurre superficialmente; esto último es acorde con la red dendrítica observada en las dolomías basales. Sin embargo, mediante el método de THORNTHWAITE, en el año 1978/79 se obtiene una lluvia útil del 39-43 por 100, más acorde con la cantidad estimada en las salidas.

## 5. CONSERVACION Y GESTION DE LOS RECURSOS

Resulta paradójico que a pesar de la gran sed que padece la provincia de Almería existan aún sistemas acuíferos carentes de regulación o sometidos a una regulación muy parcial; este es el caso del sistema estudiado.

La regulación sería factible mediante la realiza-

ción de sondeos mecánicos aguas arriba de las surgencias; dado que la demanda evoluciona de forma contraria a como lo hacen los caudales de las surgencias, mediante los sondeos se podrían fácilmente adecuar los recursos a la demanda.

La demanda urbana actual en el área de influencia del sistema estudiado, en base a los datos del censo citados en la introducción, para las dotaciones establecidas en el P. N. A. S. (1966), asciende a 1,4 Hm<sup>3</sup>/año; suponiendo un crecimiento de la población del 2 por 100 anual (retorno de emigrantes, esencialmente), en el año 2000 estimamos que la demanda será de 2,75 Hm<sup>3</sup>/año, de acuerdo con las dotaciones establecidas por el citado Plan. La industria, de tipo pequeño y mediano, quedaría abastecida de la misma red de agua potable.

Si se considera que el agua urbana residual se reutilizará (previa depuración) y estimando los recursos medios del sistema en 12 Hm<sup>3</sup>/año, se podrían regar unas 1.700 Ha, sobre la base de dotaciones medias de 7.000 m<sup>3</sup>/Ha/año, superficie muy superior a la actualmente regada. Evidentemente todo ello requeriría de la creación de una infraestructura muy cara actualmente inexistente (estaciones de depuración de aguas residuales, pantanetas de regulación, redes de distribución, adaptación de los nuevos terrenos a transformar, realización de una treintena de sondeos, etc...).

Aunque en la actualidad no se han detectado indicios de contaminación en las aguas, es preciso señalar que si no se toman precauciones, se podrían llegar a producir; en efecto, junto al sondeo de abastecimiento a María existían en la época de realización del estudio acumulaciones de estiércol animal, y en las proximidades de los manantiales de Vélez Blanco se vertían escombros y basuras de forma descontrolada.

## V. CONCLUSIONES

— En el área de estudio, de clima templado frío, la aportación pluviométrica media es de 480 mm. (34 Hm<sup>3</sup>). La evapotranspiración real media, según los métodos de THORNTHWAITE, COUTAGNE y TURC supone el 66, 77 y 78 por 100 de la precipitación, respectivamente.

— De la interpretación del hidrograma de la surgencia principal y del estudio de la evolución

de las características físico-químicas de las aguas, se deduce que la circulación en el acuífero se realiza fundamentalmente a favor de las pequeñas fisuras y discontinuidades; por tanto el sistema acuífero de las sierras de María y del Maimón, se puede considerar como un acuífero fisurado y no kárstico en un sentido más estricto. Asimismo se pone de manifiesto la influencia de la zona no saturada en la forma del hidrograma y se deduce que tras un estiaje pronunciado una precipitación de 70 mm. no afecta de forma considerable a la evolución del hidrograma (retención media para cubrir el déficit de humedad de la masa rocosa del orden de 0,24 mm/m.).

— Las aguas del acuífero presentan facies bicarbonatada cálcica, potables desde el punto de vista químico, de acuerdo con las normas de la O. M. S. y del C. A. E.

— La infiltración eficaz media, calculada por el método de KESSLER, adquiere valores del 44 al 48 por 100. Para el año 1978-79 las salidas del sistema (manantiales y bombeos) suponen del 30 al 35 por 100 de la lluvia; el porcentaje de infiltración calculado por el método de KESSLER, para este mismo año, representa del 62 al 65 por 100 de la precipitación, mientras que el valor calculado por el de THORNTHWAITE supone del 30 al 43 por 100.

— Los recursos del sistema, adecuadamente regulados, permiten garantizar la demanda urbana de agua de los tres núcleos cercanos (Vélez Rubio, Vélez Blanco y María) y el regadío de unas 1.700 Ha.

## BIBLIOGRAFIA

- BAENA, J.; TORRES, DE T.; GEEL, T., y ROED, T. B.: *Memoria y Mapa Geológico de la Hoja 1:50.000*, 24-38 (Vélez Blanco), 42 pp., I. G. M. E., Madrid (1977).
- BAENA, J.; GUZMÁN, J. L., y JEREZ, F.: *Memoria y Mapa Geológico de la Hoja 1:50.000*, 23-38 (Orce), 28 pp., I. G. M. E., Madrid (1979).
- BENÍTEZ, A.: *Captación de aguas subterráneas*. Edit. Dosat, 619 pp., Madrid (1972).
- BONIN, H.: *Contribución à la connaissance des reservoirs aquifères karstiques; un exemple: le Causse de l'Hortus, un site expérimental, la source du Lamalou*. Thèse 3<sup>e</sup> Cy. Univ. Montpellier (1980).
- BONNET, M.; LALLEMAND-BARRES, A.; THIERY, D.; BONIN, H.,

et PALOC, H.: *Etude des mécanismes de l'alimentation d'un massif karstique à travers la zone non saturée*. Application au massif de l'Hortus. D. G. R. S. T. y B. R. G. M. (80 SG N 095 HYD), 60 pp. (1980).

CÓDIGO ALIMENTARIO ESPAÑOL (C. A. E., 1967). «B. O. E.», 17/23 octubre.

COUTAGNE, A.: *Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum*. La Houille Blanche, pp. 360-369 (1954).

DELGADO, F.: *Los Alpujarrides en Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España)*. Tesis Univ. Granada, 483 pp. (1978).

DROGUE, C.: *Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures*. Ann. Spéléol., XVIII, 4 (in Chron. Hydrol., 10: 43-47, 1967) (1963).

DROGUE, C.: *Etudes des relations entre écoulements superficiels et souterrains dans le bassin du Vidourle (Gard)*. Chron. d'Hydrog., 10: 49-57 (1967).

DROGUE, C.: *Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques*. Journ. Hydrol., 15: 39-68, Amsterdam (1972).

FORKASIEWICZ, J., y PALOC, H.: *Le regime de tarissement de la Foux de la Vis*. Chron. d'Hydrog., 10: 59-73, BRGM (1965).

GALLEGOS, J. A.: *Los Alpujarrides al W de Sierra Nevada*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, núm. 111, 494 pp. (1975).

GEEL, T.: *The geology of the Betic of Malaga. The Sub-betic and the zone between these two units in the Vélez-Rubio area (Southern Spain)*. Tesis. Papers of Geology, Serie 1, núm. 179, Amsterdam (1973).

HORTON, R. E.: *Erosional development of stream and their drainage basins*. Geol. Soc. Am. Bull., núm. 56 (1945).

JACOB, C. E.: *Radial flow in a leaky artesian aquifer*. Trans. Am. Geophys. Union, V, 27: 198-205 (1946).

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIVEIRO, A., y CONDE, L.: *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*, I. G. M. E., Madrid (1972).

KESSLER, H.: *Water balance investigations in the karstic regions of Hungary*. Act. Colog. Hydrog. Roches fiss., Dubrovnik, 1: 91-105, A. I. H. S., París (1967).

LÓPEZ CADENAS, F., y BLANCO, M.: *Aspectos cualitativos y cuantitativos de la erosión hídrica y del transporte y depósitos de materiales*. Minis. Agric., Madrid, 190 pp. (1968).

LLAMAS, M. R.: *Los manantiales*. En Hidrología Subterránea, Cap. 11.1, pp. 1102-1119, Edit. Omega, Barcelona (1976).

- MAILLET, E.: *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Herman et Cie., 218 pp., París (1905).
- MANGIN, A.: *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Tesis, 3 art., Ann. Spéol. (1974) 29: 283-332; 29, 4: 495-601 (1975), 30, 1; 21-124, Dijon (1975).
- MORENO CALVILLO, I.: *Contribución al conocimiento hidrogeológico de las Sierras de María y del Maimón (provincia de Almería)*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Granada, 194 pp., Mem. ined. (1981).
- O. M. S.: *Normas internacionales para el agua potable*, 218 pp., Ginebra (1964).
- Plan Nacional de Abastecimiento y Saneamiento (P.N.A.S., 1966). Min. Ob. Públi., Madrid.
- PULIDO BOSCH, A.: *Contribución al conocimiento de la Hidrogeología del Prebético Nororiental (provincias de Valencia y Alicante)*. Mem. I. G. M. E., núm. 95, 410 pp., Madrid (1979).
- PULIDO BOSCH, A.: *Datos hidrogeológicos sobre el borde occidental de Sierra Nevada*. Serie Univ., Fund. J. March, núm. 123, 51 pp., Madrid (1980).
- SCHOELLER, H.: *Le régime hydrogéologique des calcaire éocènes du Synclinal du Dyr et Kef (Tunisie)*. Bull. Soc. Géol. Fr. (5), 18: 167, p. 180 (1948).
- SCHOELLER, H.: *Hydrodynamique dans le karts*. Chron. d'Hydrog., 10: 7:21, BRGM (1967).
- STIFF, M. A.: *The interpretation of chemical water analysis by means of patterns*. Jour. of Petrol. Tech. v. 3, número 10, pp. 15-17 (1951).
- THORNTHWAITE, C. W.: *An approach toward a national classification of climate*. Geogr. Review, 38, 1: 55-94 (1948).
- TISSON, G.: *Fluctuations des nappes aquifères de types divers et particulièrement des nappes d'alluvions*. I. A. S. H., 41: 210-221 (1956).
- TURC, L.: *Le bilan d'eau des sols: relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement*. Ann. Agron., pp. 491-495 y 5-131 (1955).
- U. S. S. L. S.: *Diagnosis and improvement of saline and alkali soils*. Dep. Agriculhaud., 60, 160 pp. (1954).
- VOERMANS, F. M.; BAENA, J., y GUZMÁN, J. L.: *Memoria y Mapa Geológico de la Hoja 1:50.000, 23-39 (Chirivel)*, 46 pp., I. G. M. E. (1979 a).
- VOERMANS, F. M.; GEEL, T., y BAENA, J.: *Memoria y Mapa Geológico de la Hoja 1:50.000, 24-39 (Vélez-Rubio)*, 47 pp., I. G. M. E., Madrid (1979 b).

Recibido: Agosto 1982.

## Perfiles sísmicos profundos en España 1981

Por el Grupo de Trabajo de perfiles sísmicos profundos (\*) (\*\*)

### R E S U M E N

En este trabajo se describe la campaña de perfiles sísmicos profundos realizada en España en el año 1981. Se presentan resultados de interpretaciones preliminares, cualitativas y cuantitativas, de los datos obtenidos. La parte del Macizo Hespérico investigada se caracteriza por velocidades altas de hasta 6,4 km/s a profundidades relativamente someras y por un grosor de la corteza de 29-30 km. En el Golfo de Cádiz destaca la gran acumulación de sedimentos sobre una corteza adelgazada, con la Moho situada entre 20 y 25 km de profundidad. En el sistema Ibérico, la velocidad del basamento, ligeramente inferior a 6,0 km/s, parece indicar la existencia de fracturas que alteran la velocidad de 6,1 km/s encontrada en otros estudios del hercínico en la península Ibérica.

### A B S T R A C T

Deep Seismic Sounding experiments carried out in Spain in 1981 are described. Preliminary quantitative and qualitative interpretations are presented. The portion of the Hesperic Massif investigated here is characterized by velocities as high as 6.4 km/s at shallow depth. The crust has a thickness of about 29-30 km. In the Gulf of Cadiz, a considerable accumulation of sediments lies over a thinned crust where the Moho is 20-25 km deep. In the Iberic system, the basament velocity, slightly under 6.0 km/s, seems to indicate fractures in the basement when compared with the 6.1 km/s found in several surveys in the Hercynian of Iberia.

### INTRODUCCION

El grupo español de Perfiles Sísmicos Profundos fue creado en 1972 con el objeto de impulsar un extenso programa de estudios de la corteza y manto superior de la Tierra en la península Ibérica y zonas adyacentes, así como en los archipiélagos Balear y Canario. Este grupo está formado por las siguientes instituciones: Instituto Geográfico Nacional; Instituto Geológico y Mi-

nero de España; Cátedra de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid; Departamento de Física de la Tierra y del Cosmos, Universidad de Barcelona; Instituto de Geología (CSIC); Armada Española; Instituto y Observatorio de la Marina (San Fernando) e Instituto Hidrográfico de la Marina. En las campañas realizadas han participado distintos institutos extranjeros, particularmente el Instituto de Geofísica, Universidad Politécnica Federal de Zurich; Instituto de Física del Globo, Universidad de París VIII y el Instituto Nacional de Meteorología y Geofísica de Portugal.

Las operaciones de campo se iniciaron en 1974 (Udías, 1977) con las investigaciones en las cordilleras Béticas y mar de Alborán, por tratarse de las zonas de mayor actividad sísmica en territorio español y por el evidente interés geológico de este área al estar situada en el contacto de

(\*) Cátedra de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid. Instituto Geográfico Nacional, Madrid. Instituto y Observatorio de Marina, San Fernando (Cádiz). Instituto de Geología (CSIC), Madrid. Departamento de Física de la Tierra y del Cosmos, Universidad de Barcelona. Instituto Geológico y Minero de España. Instituto de Geofísica, Universidad Politécnica Federal de Zurich (Suiza).

(\*\*) Contribución Núm. 201 de la Cátedra de Geofísica, Madrid. Contribución Núm. 413 del Instituto de Geofísica, ETH, Zurich.

las placas Ibérica y Africana. Los experimentos comenzados en 1974, se complementaron en 1975 (WORKING GROUP FOR DEEP SEISMIC SOUNDING IN SPAIN, 1974-1975, 1977; BANDA, 1979; BANDA and ANSORGE, 1980; BOLOIX and HATZFELD, 1977; WORKING GROUP FOR DEEP SEISMIC SOUNDING IN THE ALBORAN SEA, 1978) para ampliarse más tarde en 1979 y 1981.

En años sucesivos se han estudiado otras áreas: Islas Baleares (PAVÍA, 1977; CÓRDOBA, 1980; BANDA et al., 1980), Pirineos (EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP PYRENEES, 1980; GALLART, 1981), Macizo Hespérico (PAYO and RUIZ DE LA PARTE, 1977; BANDA et al., 1981), Archipiélago Canario (PAVÍA, 1977; DAÑOBEITIA, 1980; BANDA et al., 1981; BANDA et al., 1982) y finalmente, en el verano de 1982, el extremo NO del Macizo Hespérico en Galicia.

El presente trabajo no debe considerarse como el resultado de la interpretación definitiva de los datos de la campaña realizada en 1981, sino más bien una presentación de los datos obtenidos y de resultados preliminares para algunas zonas.

#### LA CAMPAÑA DE 1981

Al igual que en campañas anteriores, la de 1981 se realizó en estrecha colaboración entre las instituciones españolas que forman parte del Grupo de Trabajo de Perfiles Sísmicos y el Instituto de Geofísica de la Universidad Politécnica Federal de Zurich (ETH). Los fondos económicos españoles para la realización de los experimentos fueron proporcionados por la Comisión Asesora de Investigación Científica y Técnica y el Instituto Geológico y Minero de España, y por parte suiza por el Instituto de Geofísica de la ETH de Zurich.

La campaña de 1981 fue programada tanto para estudiar problemas nuevos como para complementar experimentos anteriores. De esta forma, se realizó un perfil marino en el Golfo de Cádiz cuyas explosiones fueron aprovechadas para estudiar, al mismo tiempo, una parte del Macizo Hespérico y el campo de Gibraltar (tabla 1 y fig. 1). También fueron estudiados la zona sur del campo de Gibraltar, su contacto con las Béticas internas y el Macizo peridotítico de Ronda (tabla 1 y fig. 1). Finalmente se investigó el sistema Ibérico por medio de explosiones realizadas en el mar Nord-Balear (fig. 1 y tabla 1).

Las explosiones, como en ocasiones anteriores,

TABLA I

FECHA	EXPL.	CARGA kg.	PROF. m.	LATITUD		LONGITUD		O. HORA		
				°	'	°	'	h	m	s
08.10.81	C13	100	19.00	37 08.058N	07 16.517W	08 10 02.920				
08.10.81	C12	400	56.60	37 02.093N	07 11.085W	10 13 07.820				
08.10.81	C11	200	75.20	36 57.826N	07 03.767W	12 05 06.650				
08.10.81	C10	400	94.45	36 52.208N	06 57.659W	14 07 06.725				
09.10.81	C9	100	82.85	36 46.940N	06 50.408W	08 05 06.590				
09.10.81	C8	400	90.50	36 41.250N	06 45.239W	10 04 04.760				
09.10.81	C7	200	69.75	36 35.762N	06 38.491W	12 05 04.910				
09.10.81	C6	200	68.40	36 30.850N	06 33.387W	14 06 04.040				
10.10.81	C5	100	54.80	36 25.676N	06 26.656W	08 05 05.405				
10.10.81	C4	200	44.11	36 21.633N	06 21.699W	10 05 06.930				
10.10.81	C3	100	38.65	36 17.000N	06 16.608W	12 04 10.815				
10.10.81	C2	100	28.80	36 09.700N	06 07.700W	14 04 06.975				
10.10.81	C1	400	94.20	36 03.800N	06 05.900W	16 08 10.965				
12.10.81	B5	200	102.45	36 03.125N	05 48.205W	11 12 05.070				
13.10.81	B4	200	73.30	36 22.191N	05 09.433W	08 46 06.120				
14.10.81	B3	100	83.00	36 26.100N	04 57.000W	11 12 05.390				
16.10.81	B2	85	70.00	36 40.000N	04 12.950W	08 05 07.565				
16.10.81	B1	85	68.86	36 39.787N	04 12.485W	09 25 04.395				
19.10.81	A32	200	60.20	40 07.700N	00 25.200E	08 10 06.660				
20.10.81	H4	100	76.75	40 06.150N	00 38.800E	08 05 05.650				
20.10.81	H3	100	37.10	40 10.800N	00 20.100E	10 05 04.695				
20.10.81	A29	100	28.30	40 12.850N	00 18.850E	11 05 04.745				
20.10.81	A31	20	09.36	40 14.709N	00 17.983E	12 35 04.995				

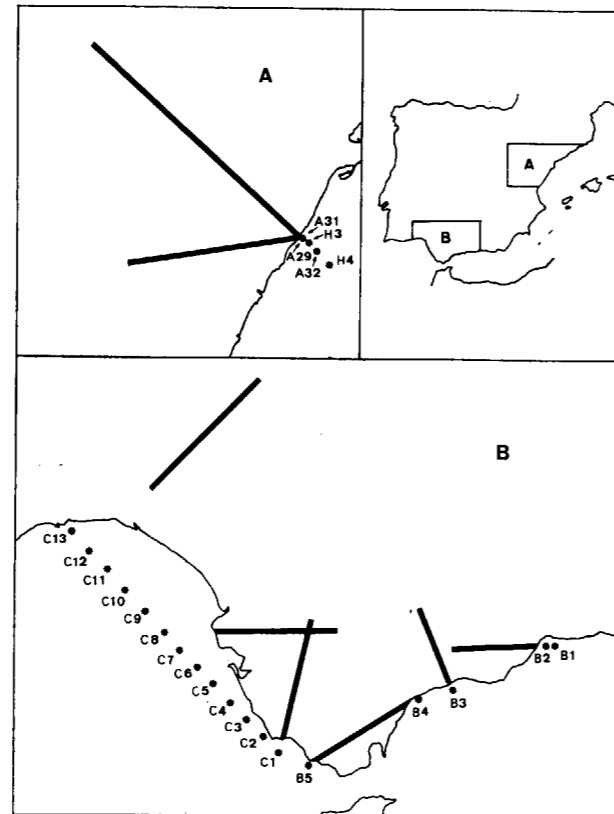


Figura 1.—Representación esquemática de los perfiles sísmicos realizados en la campaña de 1981.

fueron realizadas por el buque hidrográfico «Malaspina», de la Armada Española, que se movió desde Ayamonte (en el Golfo de Cádiz) hasta la costa castellanense. El Instituto y Observatorio de Marina transmitió señales horarias y mensajes en onda corta, especialmente para su recepción por las estaciones de campo.

Los 26 instrumentos de campo fueron aportados por las diversas instituciones participantes, la mayoría estaciones portátiles Lennartz con registro magnético en cassette o cinta, en modulación de frecuencia (ver Udías, 1977). Cuatro de estas estaciones han sido diseñadas y construidas por el Instituto de Geofísica, CSIC (ORTIZ, 1977). Los registros de campo fueron digitalizados en el Instituto de Geofísica de la Universidad Politécnica Federal de Zurich, con un muestreo inicial de 400 puntos por segundo. Este muestreo se reduce a 100 muestras por segundo, una vez comprobado el sismograma, se almacena en cinta magnética para su posterior lectura, filtrado y dibujo. El resultado final del tratamiento son los ensamblajes presentados en las figuras 4 a 8.

#### MACIZO HESPERICO

Como se ha dicho antes, algunas de las explosiones realizadas en el extremo norte del perfil marino en el Golfo de Cádiz (explosiones C13, C12 y C11) fueron aprovechadas para investigar la estructura de la corteza en el Macizo Hespérico. Las estaciones se dispusieron entre Trigueros y Santa Olalla (Huelva), quedando situadas fuera de la Cuenca del Guadalquivir, a fin de obtener información en las distancias apropiadas para el estudio de la estructura profunda de la corteza. En la figura 2 se presentan los ensamblajes correspondientes a los registros de los tiros C13, C12 y C11.

Para estas tres explosiones se observa un cambio en el contenido de frecuencias, posiblemente debido a una combinación de efectos de las diferentes cargas del tiro con las distintas profundidades de agua y también a la diferente estructura sedimentaria debajo del punto de tiro. Esto último se ve corroborado por las diferencias en los tiempos de intersección de la primera llegada (retrasos en tiempo absoluto) lo que implica un engrosamiento de los sedimentos recientes (de C13 a C11) de aproximadamente 1,5 km. a 2,5 km.

La velocidad de las ondas compresionales en

el basamento es de 6,4 km/s. aproximadamente, lo cual contrasta con los 6,1 km/s. obtenidos en otros experimentos en el Hercínico de la Meseta (BANDA et al., 1981). Sin embargo, coincide con los resultados obtenidos en el sur de Portugal por MUELLER et al (1973). Esto puede indicar el carácter anómalo de la corteza superior de la región ocupada por la cuenca carbonífera del SO de la Península Ibérica (VEGAS y BANDA, 1983).

Mientras que las reflexiones en el Moho son claras en los tres ensamblajes, la refracción en el manto (onda P<sub>n</sub>) es débil e insuficiente para determinar su velocidad. Sin embargo, existen suficientes experimentos tanto en el sur de Portugal como en otras zonas del Hercínico español y europeo, como para poder suponer una velocidad de 8,1-8,2 km/s. La profundidad del Moho, de acuerdo con los tiempos de recorrido de las reflexiones y su distancia crítica, se ha determinado en 29-30 km. En cuanto a reflexiones intermedias en la corteza, la interpretación se dificulta, aunque en el ensamblaje de C13, donde se registraron las frecuencias más altas y por tanto de mayor poder de resolución, parece evidente una fase entre los 50 y 80 km., que puede corresponder a un cambio de velocidad de 6,4 km/s. a 6,8-6,9 km/s. a una profundidad de unos 15 km. Ello de nuevo coincide con los resultados obtenidos en el sur de Portugal. Sin embargo, una pronunciada capa de baja velocidad interpretada en Portugal, no parece deducirse de los datos obtenidos aquí. En la figura 3 se muestra un modelo preliminar de la corteza en esta zona del Macizo Hespérico.

#### GOLFO DE CADIZ, CAMPO DE GIBRALTAR Y BÉTICAS OCCIDENTALES

El perfil marino en el Golfo de Cádiz consistió en el registro de 13 explosiones (C13 a C1, tabla 1, figura 1) por 4 estaciones fijas situadas 2 en Ayamonte y 2 en Trafalgar.

Los registros conseguidos en Ayamonte son razonablemente buenos (fig. 4), mientras que los de Trafalgar resultaron extraordinariamente ruidosos debido a que la estructura sedimentaria y condiciones climáticas de la zona no permitieron encontrar lugares de registro adecuados.

Una de las características principales de los ensamblajes conseguidos en Ayamonte (fig. 4) es un

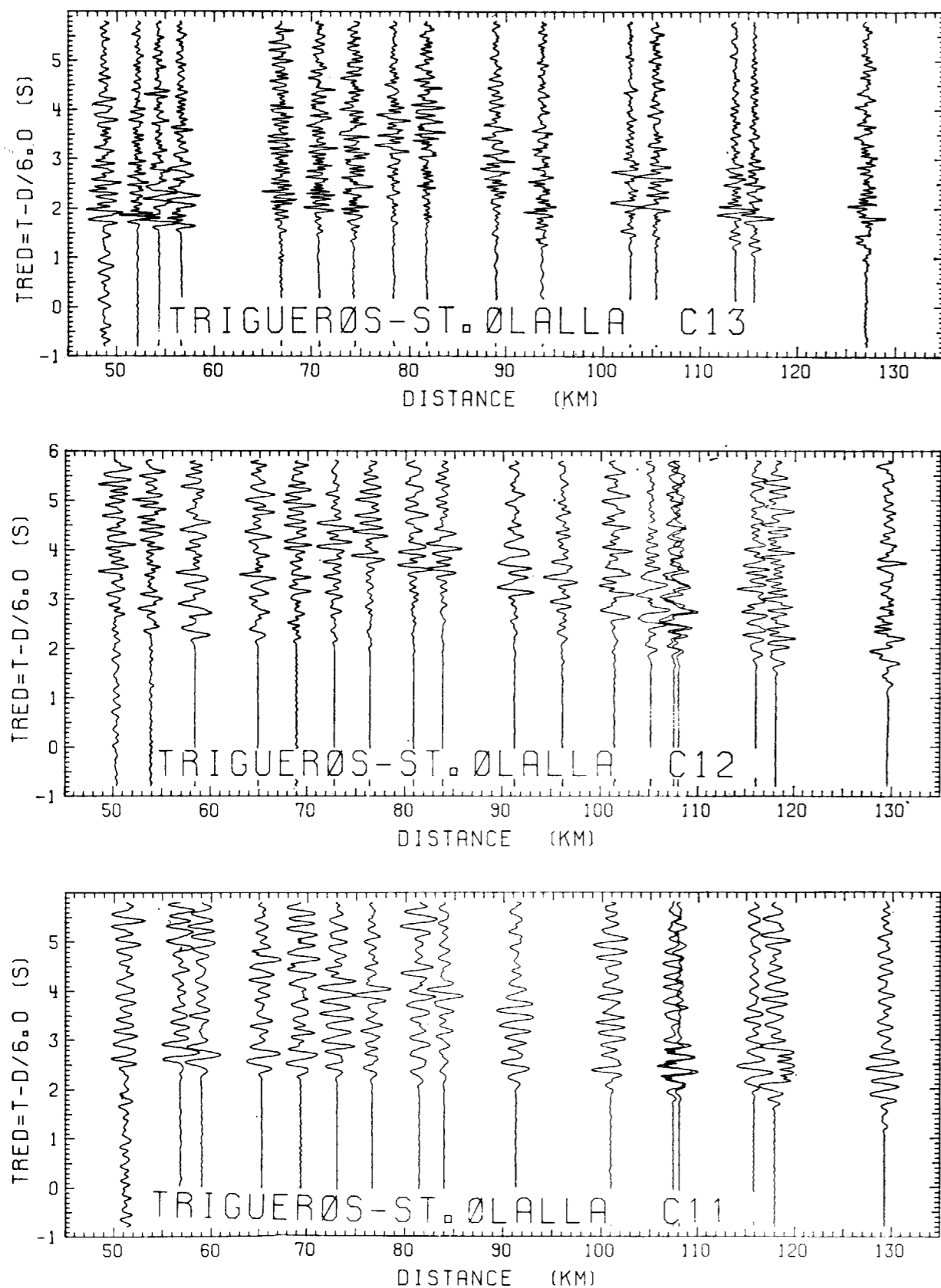


Figura 2.—Ensamblajes correspondientes a las explosiones C-13 (a), C12 (b) y C11 (c) registrados en el perfil Trigueros-Santa Olalla. La velocidad de reducción es de 6,0 km/s. y las trazas están normalizadas a amplitud constante en todos los ensamblajes que se presentan en este trabajo.

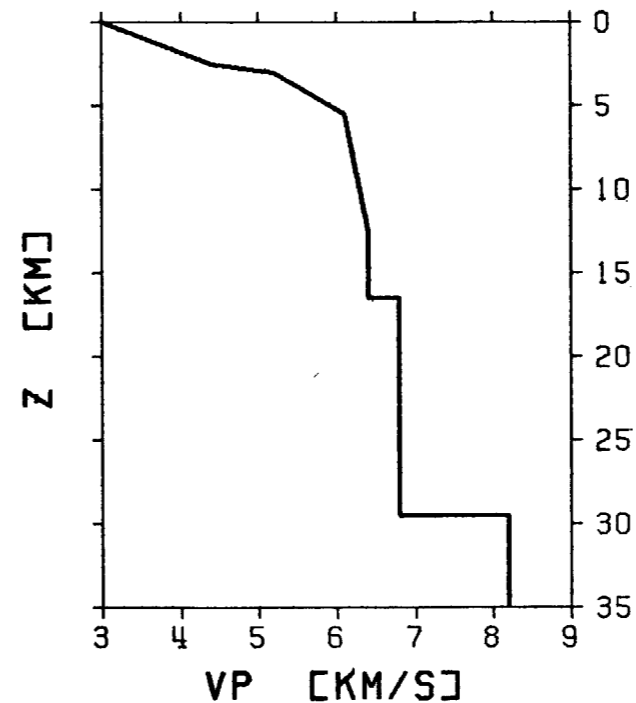


Figura 3.—Modelo preliminar de la función velocidad-profundidad para el perfil Trigueros-Santa Olalla. Los primeros kilómetros están tomados del modelo del sur de Portugal.

aumento de los espesores de las capas sedimentarias hacia el sur como se deduce de los retrasos de las primeras llegadas de las ondas. Un fenómeno importante, visible en el ensamblaje de la figura 4, es el salto en tiempos de recorrido entre la estación 9 y 8. Ello puede ser debido al borde del cono de eyección, que proveniente de las Béticas externas se extiende hacia el Golfo de Cádiz (LAJAT et al, 1975).

Aún con cierta imprecisión, el espesor de la corteza, de acuerdo con la fase sísmica visible entre 40 y 180 km., tiene un valor entre 20 y 25 km. Este dato puede aportar información de interés en cuanto a la formación neógena de la Cuenca del Golfo de Cádiz.

Las explosiones C8, C2 y C1 fueron registradas en los perfiles del Campo de Gibraltar (fig. 1), los cuales todavía están en proceso de interpretación. Sin embargo, de forma preliminar se puede apreciar en el ensamblaje del tiro C8 (perfil Chipiona-Arcos de la Frontera) (fig. 5) un gran retraso de las primeras llegadas. Esto confirma

lo obtenido en el perfil Cádiz-Cartagena (WORKING GROUP DEEP SEISMIC SOUNDING SPAIN 1974-1975, 1977) e indica que el espesor de sedimentos bajo el punto de tiro puede superar los 10 km.

Los tiros B4 y B5 del perfil Punta Paloma-Estepona (directo e inverso) (figs. 1 y 6) muestran características bien diferentes a pesar de tratarse de perfiles inversos. El tiro B5 muestra de nuevo un gran espesor de sedimentos en sus primeros 30-40 km. mientras que el B4, con el punto de tiro ya en las Béticas internas, tiene características similares a las obtenidas en otros experimentos realizados en las Béticas internas. En su parte final, sin embargo, se aprecia un retraso coincidente con la zona en que se detectan retrasos en el perfil inverso.

La explosión B3, cuyo ensamblaje se presenta en la figura 7, registrada entre San Pedro de Alcántara y Ronda, muestra una gran variación en los tiempos de recorrido de las primeras llegadas. Ello es debido a la complejidad de la zona, pues el perfil atraviesa zonas de afloramiento de las peridotitas del macizo de Ronda; ANSORGE y BANDA (1980), a partir de los datos obtenidos en 1979 ya expresaron las dificultades de su interpretación. El aporte de los registros de 1981 permitirán abordar una interpretación más elaborada utilizando técnicas de trazado de rayos

SISTEMA IBERICO

En la última parte de la campaña se investigó la estructura de la corteza en el Sistema Ibérico, mediante la realización de 5 explosiones registradas en dos perfiles, Torreblanca-Cariñena y Torreblanca-Sarrión.

El primero de ellos se realizó en dos tramos, registrándose una explosión para el tramo más lejano, entre 120 y 180 km., y cuatro para los primeros 120 km. En este último tramo las estaciones permanecieron fijas, por lo que, de nuevo, las diferencias en tiempos de llegada deben ser atribuidas a diferentes estructuras sedimentarias bajo el punto de tiro. De esta manera ha sido posible reducir los registros a un datum común. La figura 8 muestra un ejemplar de ello, en que se ha tomado el tiro A29 como referencia.

En el ensamblaje de la figura 8 pueden distinguirse con claridad dos fases sísmicas además

Figura 4.—Ensamblaje de los registros del perfil marín Ayamonte-Trafalgar obtenido en una de las estaciones.

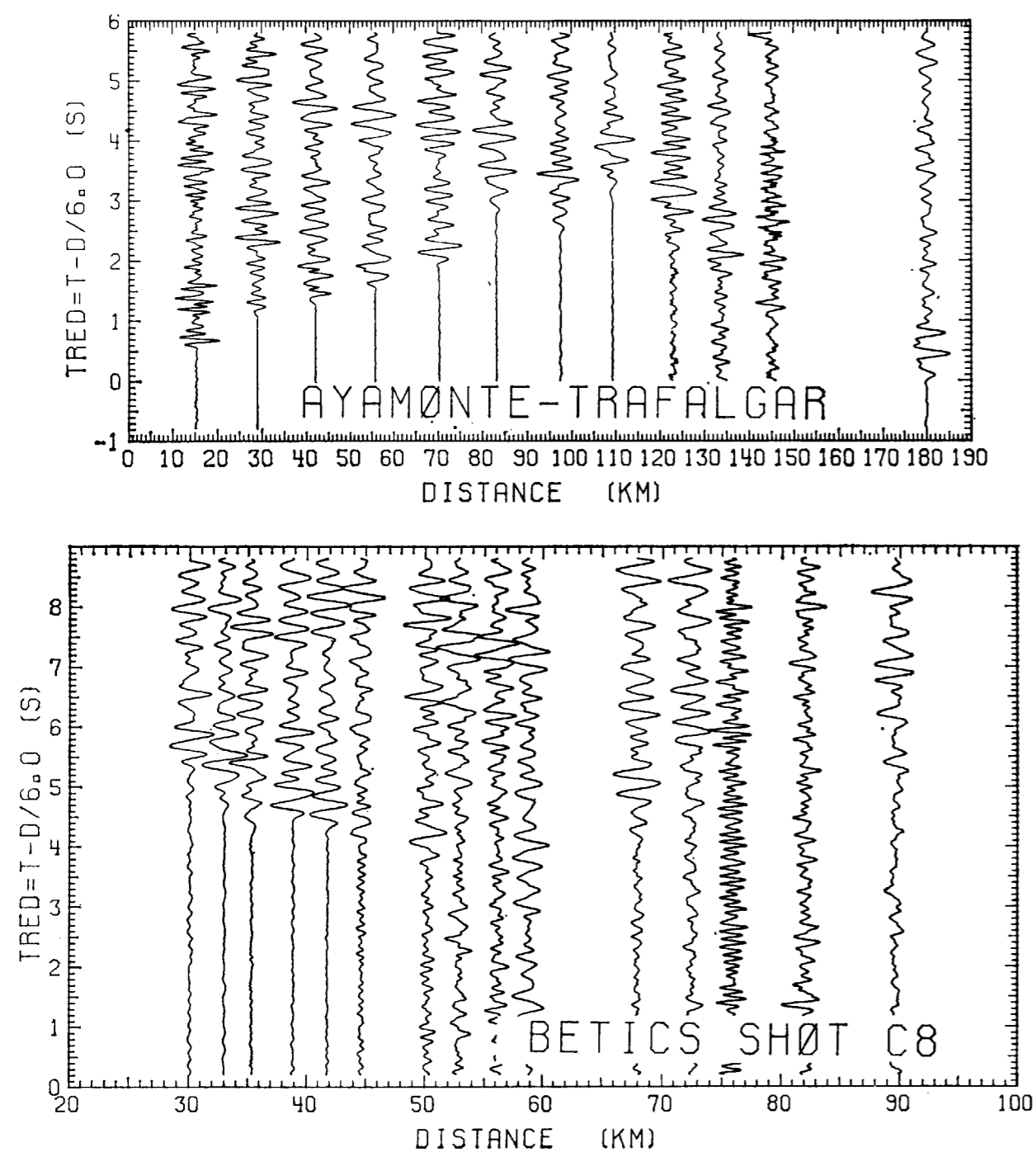


Figura 5.—Ensamblaje correspondiente al perfil Chipiona-Arcos de la Frontera (obsérvese el gran retraso de las primeras llegadas).

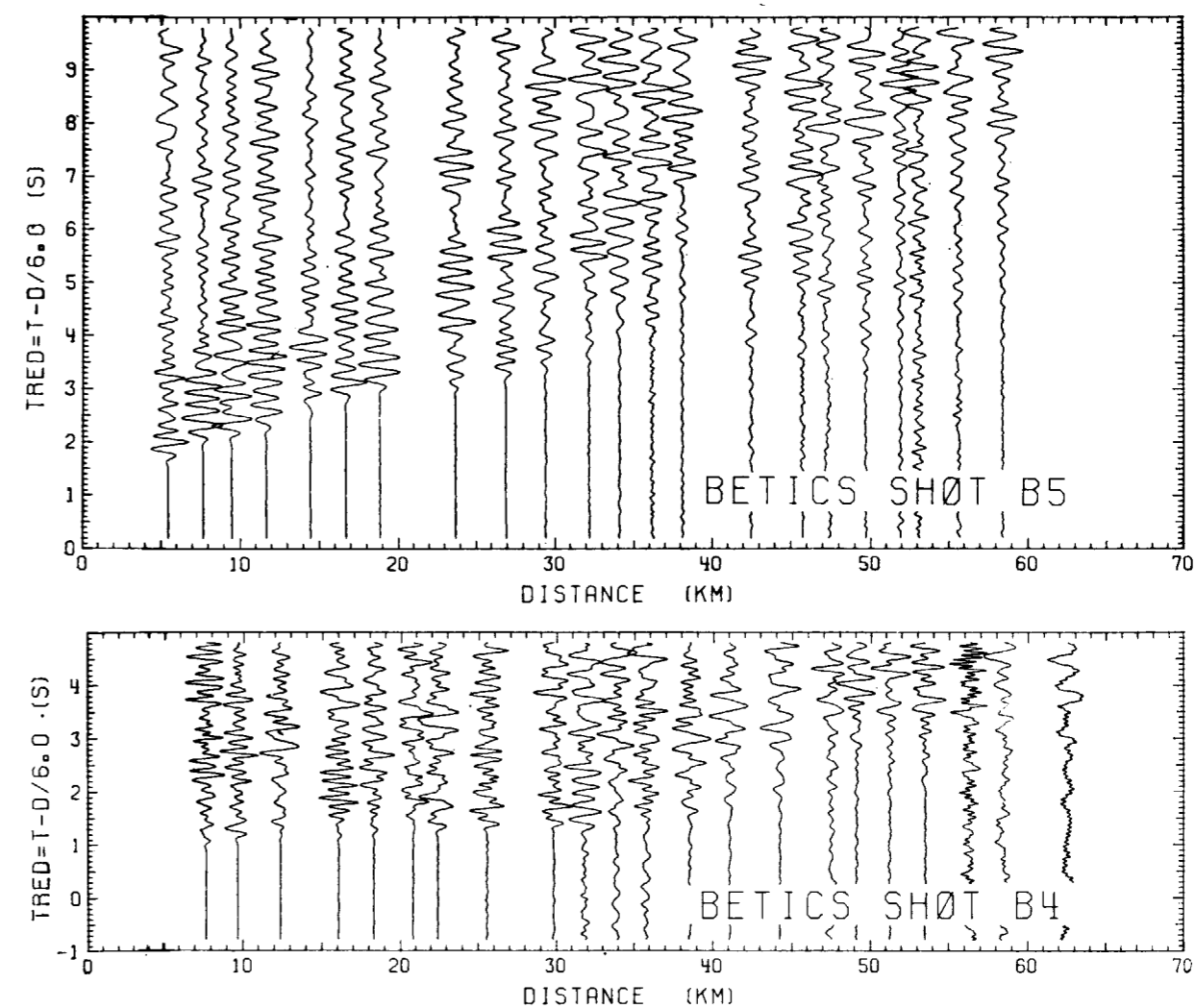


Figura 6.—Ensamblajes, directo (a) e inverso (b), del perfil Punta Paloma-Estepona.

de la Pg, que es primera llegada. La velocidad de la onda Pg es cercana a 5,9 km/s., lo que contrasta con valores de 6,1 km/s. encontrados en otros experimentos en el hercínico de la Meseta. Ello sugiere que el basamento en esa zona puede estar fuertemente fracturado.

#### CONCLUSIONES

En este trabajo se han presentado los datos adquiridos durante la campaña de perfiles sísmicos profundos realizados en 1981, y una interpretación preliminar.

Los datos son de buena calidad, lo que permitirá, en interpretaciones detalladas, la extracción de información de interés, tanto desde el punto de vista sísmológico como del geológico. Los resultados adelantados en este trabajo son preliminares y se refieren a las características más importantes. Entre ellos merecen destacarse el adelgazamiento de la corteza en el Golfo de Cádiz a 20-25 Km., donde en algunos puntos los sedimentos pueden superar los 10 km. de espesor. Asimismo, es de señalar el fuerte gradiente de velocidad deducida para la corteza superior en el Hespérico, que difiere de los resultados encon-



trados en otras regiones estudiadas, pero coincide con los resultados del sur de Portugal.

En el sistema Ibérico, una velocidad del basamento ligeramente inferior a 6,0 km/s. coincide con otros estudios del Hespérico, aunque está un poco por debajo de los valores normales en Iberia, probablemente debido a fracturación o a capas inclinadas no detectables al no disponerse de perfiles inversos.

#### AGRADECIMIENTOS

La realización de las explosiones por la Armada Española fue llevada a cabo con una perfecta regularidad y precisión, contribuyendo en forma fundamental al éxito del experimento. En

particular agradecemos al comandante Bauzá, del Barco Hidrográfico Malaspina, y a su tripulación el trabajo llevado a cabo. Los trabajos de campo fueron realizados por personal perteneciente a las distintas instituciones y por estudiantes de la Universidad Complutense de Madrid. Sin su esmero no hubiera sido posible conseguir datos de la calidad de los obtenidos.

La digitalización de los datos fue posible gracias al interés, al minucioso trabajo y tiempo empleados por Nicolás Deichmann, de la ETH de Zurich, y Diego Córdoba, de la Universidad Complutense de Madrid.

Este informe ha sido preparado por E. Banda (Instituto de Geofísica, ETH, Zurich), A. Udías, D. Córdoba y E. Suriñach (Cátedra de Geofísica, Universidad Complutense de Madrid).

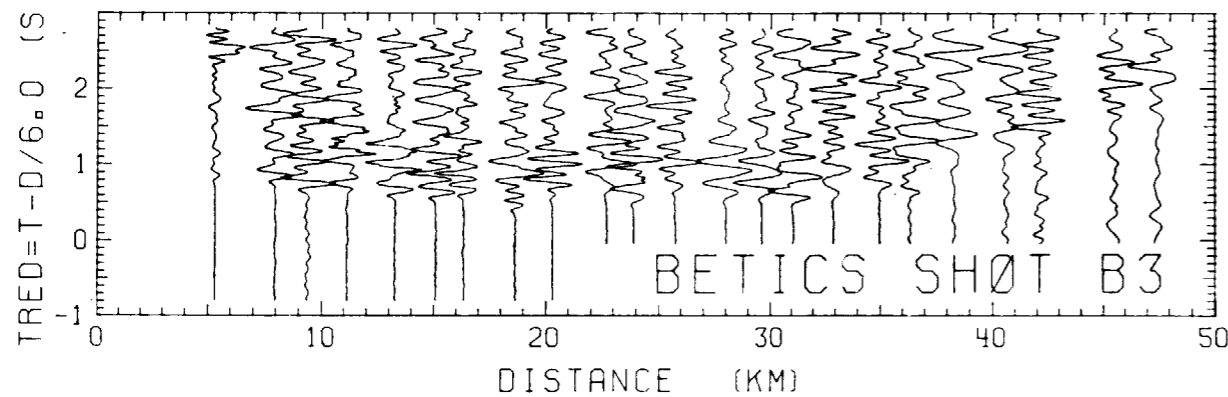


Figura 7.—Ensamblaje correspondiente al perfil San Pedro de Alcántara-Ronda.

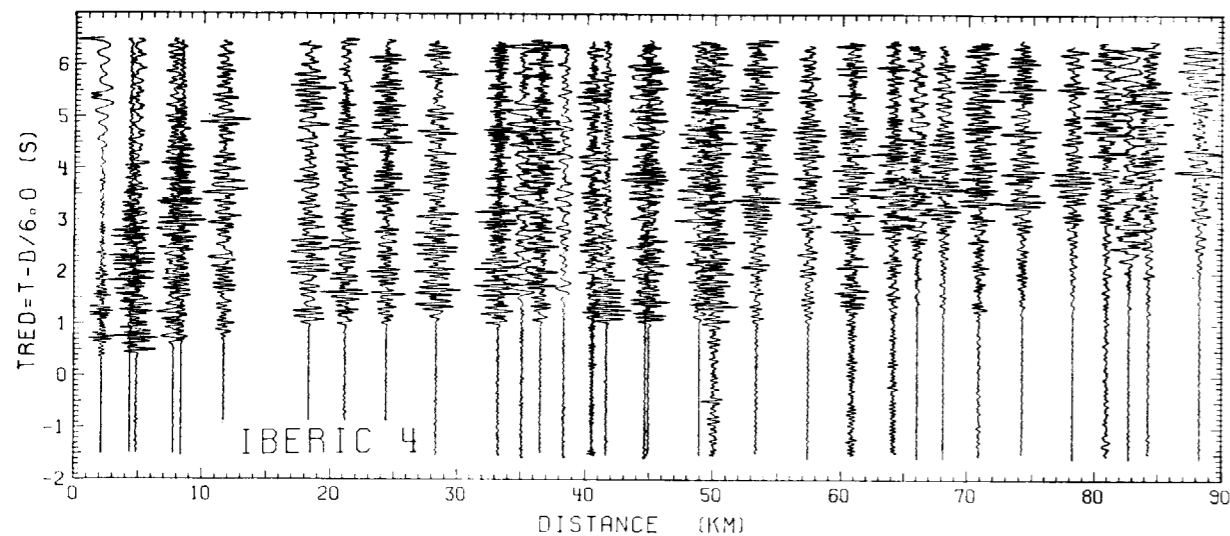


Figura 8.—Ensamblaje de los registros del primer tramo del perfil Torreblanca-Cariñena.

#### BIBLIOGRAFIA

- ANSORGE, J., y BANDA, E.: *Seismic experiments in the arc of Gibraltar crossing the Ronda peridotite complex*. Am. Geophys. Un. Meeting Toronto, Abstract (1980).
- BANDA, E.: *Perfiles sísmicos de refracción en corteza continental. Estructura de la corteza y manto superior en las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. Barcelona, 235 pp. (1979).
- BANDA, E., y ANSORGE, J.: *Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera*. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 63, 515-532 (1980).
- BANDA, E.; ANSORGE, J.; BOLOIX, M., y CÓRDOBA, D.: *Crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean)*. Earth Planet. Sci. Lett., 49, 219-230 (1980).
- BANDA, E.; SURIÑACH, E.; APARICIO, A.; SIERRA, J., y RUIZ DE LA PARTE, E.: *Crust and upper mantle structure of the Central Iberian Meseta (Spain)*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 67, 779-789 (1981 a).
- BANDA, E.; DAÑOBEITIA, J. J.; SURIÑACH, E., y ANSORGE, J.: *Features of crustal structure under the Canary Islands*. Earth Planet. Sci. Lett., 27, 11-24 (1981 b).
- BANDA, E.; SURIÑACH, E.; UDÍAS, A.; DAÑOBEITIA, J. J.; MÜLLER, ST.; MEZCUA, J.; BOLOIX, M.; ORTIZ, R., y CORREIG, A.: *Explosion seismology study of the Canary Islands - First results*. Proceeding 17 th E. S. C. Meeting, Hungarian Acad. of Sci., Budapest, 473-477 (1982).
- BOLOIX, M., y HATZFELD, D.: *Preliminary results of measurements along seismic profiles in the Alboran Sea*. Pub. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., A-4 (115), 365-368 (1977).
- CÓRDOBA, D.: *Uso de amplitudes para la determinación de gradientes de velocidad en la corteza y manto superior de las islas Baleares*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid, 134 pp. (1980).
- DAÑOBEITIA, J. J.: *Interpretación de la estructura de la corteza en el Archipiélago Canario a partir de perfiles sísmicos profundos de refracción*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid, 91 pp (1980).
- EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP PYRENEES: *Seismic reconnaissance of the structure of the Pyrenees*. Ann. Géophysique, 36, 135-140 (1980).
- GALLART, J.: *Estudi de l'estructura de la crosta i el mantel superior als Pirineus segons tècniques de perfils sísmics. Implicacions geodinàmiques*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 215 pp. (1981).
- LAJAT, D.; BLIU-DUVAL, B.; GONNARD, R.; JETOUZEY, J., y WINNOCK, E.: *Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'Arc bético-riñain*. B. S. G. F., 7, 481-485 (1975).
- MÜLLER, ST.; PRODEHL, C.; MENDES, A. S., y SOUSA MOREIRA, V.: *Crustal structure in the southern part of the Iberian Peninsula*. Tectonophysics, 20, 307-318 (1973).
- ORTIZ, R.: *Instrumentación*. Bol. Geol. Min., 88, 574-577 (1977).
- PAVÍA, J.: *Comparación de la estructura de la corteza en Canarias y Baleares por refracción sísmica*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Barcelona, 88 pp. (1977).
- PAYO, G., y RUIZ DE LA PARTE, E.: *El primer perfil sísmico de la Meseta*. Instituto Geográfico Catastral, Madrid, 1-15 (1977).
- UDÍAS, A.: *Perfiles sísmicos profundos en España (1974-1975)*. Com. Esp. del Proyecto Geodinámico. IGC, Madrid, 160 pp. (1977).
- VEGAS, R., y BANDA, E.: *Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula*. Earth Evolution Sciences (en prensa).
- WORKING GROUP FOR DDS IN SPAIN 1974-1975: *Deep Seismic Soundings in southern Spain*. Pure and Appl. Geophys., 115, 721-735 (1977).
- WORKING GROUP FOR DDS IN ALBORAN 1974: *Crustal Seismic Profiles in the Alboran Sea. Preliminary results*. Pure and Appl. Geophys., 116, 166-180 (1978).

#### LISTA DE PARTICIPANTES

Universidad Complutense de Madrid: J. Ardizzone, E. Buforn, E. Carreño, D. Córdoba, J. J. Dañobeitia, J. M. Guirao, J. M. Martínez, F. Monge, A. Nava, J. J. Navas, M. L. Osete, S. Ruiz, E. Suriñach, A. Udías y R. Vegas.

Universidad de Barcelona: C. Olivera, V. Porcar, J. Pous y M. Torner.

Instituto de Geología, CSIC: A. Aparicio, J. Arroyo, R. Ortiz y T. Ruiz de la Riva.

Instituto Geográfico Nacional: G. Cruz, J. Galán, J. Mezcuca, J. Revuelta, T. Rivas, A. Rivero y M. Sánchez.

Armada Española: M. Boloix, J. Cano, I. García de Paredes y A. Sandubete. C. de F. Bauzá y Tripulación del BH-Malaspina.

Instituto de Geofísica, ETH, Zurich: J. Ansonge, E. Banda, J. Berger y St. Müller.

Recibido: mayo 1983

## GEOQUIMICA

## Naturaleza y propiedades de los materiales turbosos de la serie holocénica del río Tajuña (Guadalajara)

Por ALVAREZ-RAMIS, C. (\*\*); ALMENDROS, G. (\*), y POLO, A. (\*)

## RESUMEN

Se describen diversas características químicas y paleobotánicas de las capas turbosas incluidas entre los sedimentos calizos cuaternarios del río Tajuña (Guadalajara). Estos depósitos se encuentran constituidos por una mezcla de materia orgánica amorfa muy transformada con una elevada proporción de fino sedimento calizo. Los caracteres más notables de estos materiales son el alto porcentaje de compuestos húmicos extraíbles y el gran predominio de los ácidos fúlvicos que, junto con otras características de las capas orgánicas, sugieren un origen reciente y predominantemente alóctono.

## SUMMARY

The composition of the peat-like layers included into the calcimorphic quaternary sediments from the zone of the Tajuña river (Guadalajara: Central Spain) have been studied respective to their paleobotanical and chemical origin.

These materials are constituted by a mixture of amorphous, highly humified material with a high percentage of finely-sized calcareous sediment. The great proportion of extractable humic substances and the high FA/HA ratio were the most remarkable features of the organic sediment, whose allocthonous origin is proposed.

## INTRODUCCION

La zona estudiada se encuentra en las cercanías del proyectado embalse de la Tajuña (Guadalajara), y corresponde a depósitos del cuaternario reciente, constituidos por una serie de estratos calizos entre los que destacan capas discontinuas con elevado contenido en materia orgánica amorfa acompañada por diversos tipos de restos vegetales.

Las capas turbosas presentan un espesor variable, del orden de 35 cm. en el punto de recogida de la muestra, que se encuentra a unos 4 m. sobre el nivel actual del río. Sobre los materiales turbosos se depositan lodos carbonáticos grises, en los que aparecen gran cantidad de conchas de

pelecípodos de pequeño tamaño y, sobre todo, de gasterópodos acuáticos y semiacuáticos. Sobre estos materiales se superponen, en la serie holocénica, otras capas tobáceas de fuerte potencia. En algunos puntos de estas tobas carbonáticas aparecen englobadas, «in situ», plantas acuáticas o de hábitat ribereño. Entre las plantas acuáticas dominan las charáceas, que se encuentran orientadas en el sentido de la corriente, y cuya morfología es reconocible a pesar de encontrarse revestidas por un recubrimiento calcáreo con gran cantidad de restos de moluscos asociados (1), (2).

## METODOS

La determinación del pH, el porcentaje de carbono oxidable y de nitrógeno se llevaron a cabo según los criterios de la Comisión de Métodos Analíticos del Instituto de Edafología y Biología Vegetal de Madrid (3), determinándose la capacidad de intercambio catiónica con  $\text{BaCl}_2$  a pH: 8 (5). El frac-

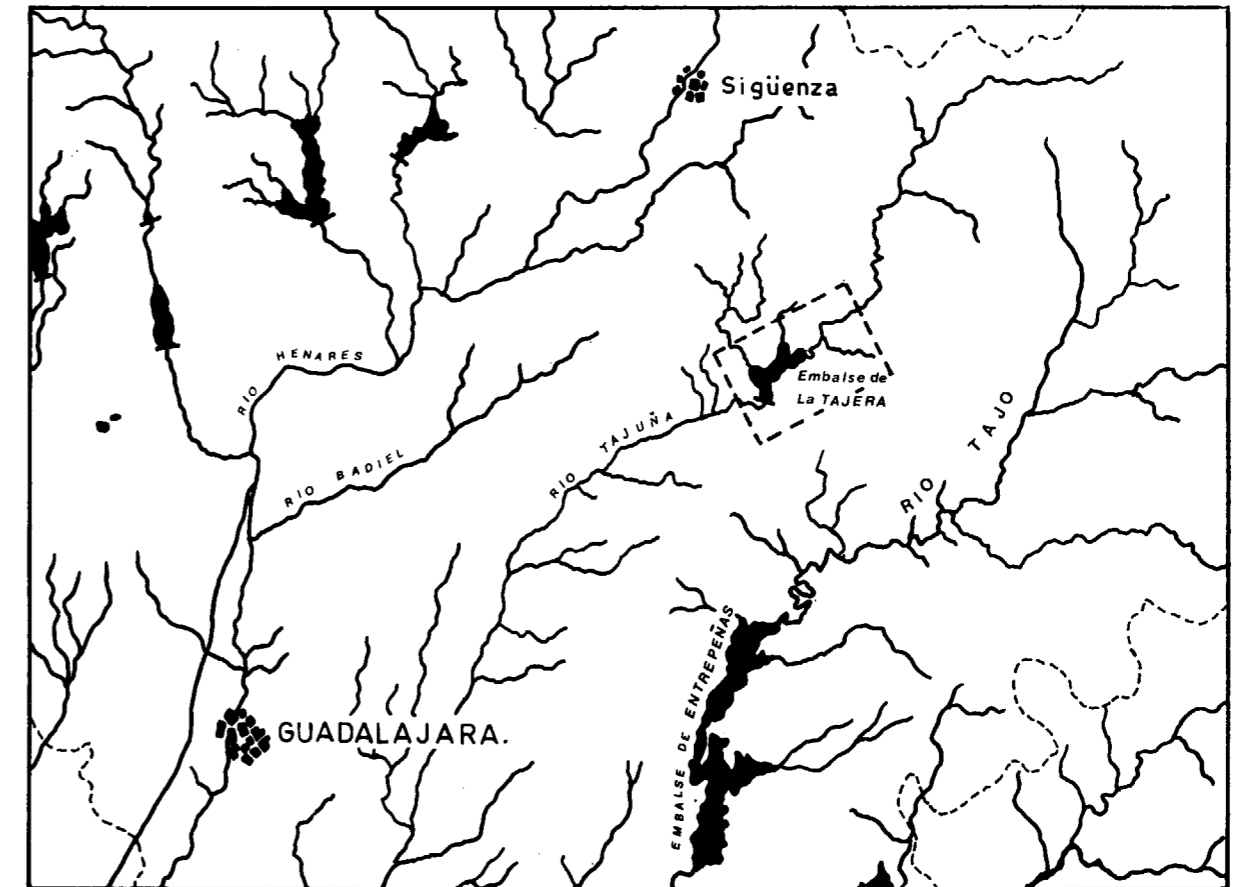


Figura 1.—Disposición de la red hidrográfica en la zona en estudio.

cionamiento del humus tuvo lugar con pirofosfato e hidróxido sódicos 0.1M, (4), purificándose los ácidos húmicos (fracción insoluble en HCl a pH 1.5) por ultracentrifugación y diálisis, y los ácidos fúlvicos (sobrenadante) por absorción en Polyclar AT y cromatografía de intercambio iónico.

El análisis elemental orgánico se realizó con un microanalizador Hewlett-Packard 185 CHN, las medidas espectrográficas en el rango visible, con un espectrofotómetro Zeiss PM QII a partir de soluciones de 0.034 mgC/ml y la filtración a través de gel, utilizando Sephadex G-100 y G-25 para los ácidos húmicos y fúlvicos, respectivamente, registrándose las curvas densitométricas a 450 mm. (6).

## RESULTADOS Y DISCUSION

La flora higrófitica se encuentra representada, en las capas carbonáticas, por tallos de monoco-

tilédoneas de difícil identificación, briofitas y restos foliares diversos, que en ciertos casos se pueden atribuir a formas arbóreas (betuláceas, fagáceas, ulmáceas, etc.).

Respecto a los restos vegetales que forman las capas orgánicas, los principales grupos reconocidos corresponden también a characeas, juncáceas, ciperáceas, typhaceas, potamogetonáceas, etc., apreciando también variados restos foliares de dicotiledóneas arbóreas, de imprecisa determinación, en la mayoría de los casos.

Desde el punto de vista microscópico, la determinación de la flora se muestra más interesante y compleja, habiendo sido aislados restos epidérmicos en apreciable estado de conservación, así como diversos tipos de esporas y pólenes, cuyo estudio será objeto de una publicación posterior. Entre los pólenes y esporas estudiados hasta el momento, pueden ser señalados los de Monoco-

(\*) Instituto de Edafología y Biología Vegetal (CSIC). Serrano, 115 dpdo. Madrid-6.

(\*\*) Laboratorio de Paleobotánica y Paleoecología. Dpto. de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid-3.

iledóneas (*Phragmites, Carex, Cyperus, Iris, Potamogeton, Sparganium, etc.*), y Gimnospermas (principalmente Coníferas del género *Pinus*). Los pólenes de Dicotiledóneas son muy variados, no apreciándose diferencias tan marcadas en los porcentajes, si bien los atribuibles a *Populus, Quercus, Alnus* y *Betula* parecen ser los más frecuentes entre las especies arbóreas. También se reconoce la presencia de esporas de briofitas, así como de algunos helechos.

**Estudio de la materia orgánica**

Los resultados del fraccionamiento físico (tamizado) del material de las capas orgánicas (Tabla I) muestra que los restos orgánicos se encuentran finamente divididos (más del 80 por 100 de las partículas presentan tamaños inferiores a 100 micras), presentando una estructura amorfa al mi-

croscopio y una coloración muy oscura, circunstancia común con las turbas de tipo sáprico, de elevado grado de descomposición. El contenido en C orgánico (del orden del 19 por 100), puede ser considerado como relativamente bajo en relación con otros tipos de materiales turbosos, incluso de los más eutróficos, a consecuencia del elevado contenido mineral (37 por 100), constituido en su mayor parte por carbonatos (Tabla II). El valor de la razón C/N es similar al de algunos tipos de turbas bajas.

El estado del complejo de cambio (Tabla III) resulta similar al de las turbas cálcicas, presentando un grado de saturación del 77 por 100. El hecho de que aparezca un considerable valor de hidrógeno de cambio (44 meq/100 g.), a pesar del exceso de carbonatos en el medio y del valor del pH ligeramente superior a 7, es característico de los suelos orgánicos, y atribuible al elevado

TABLA I

Fraccionamiento mecánico: Contenido en fibras (100 μm) (\*)

Tamaño de fibra (mm.)					Total fibras	<0.1 mm.
>2	<2>1	<1>0.5	<0.5>0.25	<0.25>0.1		
1.50	3.48	2.95	4.02	5.36	17.31	82.69

(\*) % respecto a peso seco.

TABLA II

Características analíticas generales de la muestra (\*)

Color (Munsell)	pH	% Cenizas (*)	% CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (*)	% C (*)	% N (*)	C/N
10 YR 4/1	7.1	36.93	22.5	19.07	1.20	16

(\*) % respecto a peso seco.

TABLA III

Complejo de cambio (meq/100 g.)

T	S	V	H <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>
189.97	146.01	76.86	43.96	137.42	6.80	1.59	0.20

T=Capacidad total de cambio.

S=Suma de bases.

V=Grado de saturación (100S/T).

contenido en ácidos húmicos y fúlvicos. El Mg<sup>2+</sup> es, después del Ca<sup>2+</sup>, el segundo catión en importancia del complejo absorbente, como corresponde al origen vegetal (clorofilas) del sedimento.

Al fraccionar la materia orgánica de la muestra se reconoce un considerable contenido en compuestos húmicos extraíbles. Recíprocamente, la fracción insoluble en reactivos alcalinos resulta minoritaria (11 por 100 del C total), destacando la baja proporción de ligninas. El elevado porcentaje de ácidos fúlvicos (48 por 100 del C total), contrasta con los valores descritos para varios tipos de turbas españolas (7), en las que la razón AF/AH resulta siempre inferior a 1. Los compuestos bituminosos representan el 6 por 100 del C total, y se encuentran constituidos por proporciones aproximadamente iguales de ceras y resinas.

El análisis elemental orgánico de los ácidos húmicos (tabla V) indica un bajo contenido de grupos funcionales oxigenados. Las relaciones H/C y C/N, por otra parte, son propias de materiales en fases muy poco avanzadas de carbonización, y también corresponden a sus condiciones de formación en un medio reductor (bajo porcentaje de O y elevada relación H/C). El contenido en O de los ácidos fúlvicos también puede ser considerado como relativamente bajo respecto a los extraídos de otras procedencias.

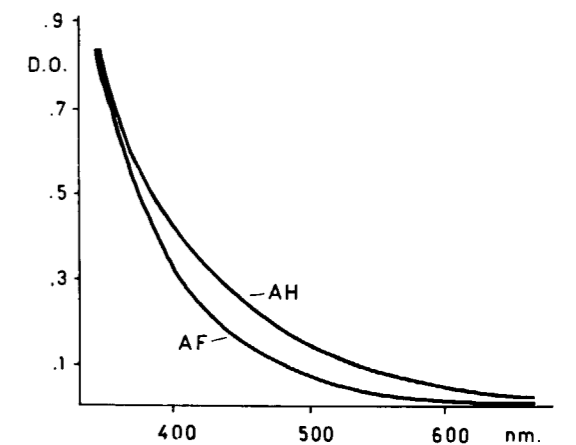


Figura 2.—Espectros visibles de los ácidos húmicos y fúlvicos.

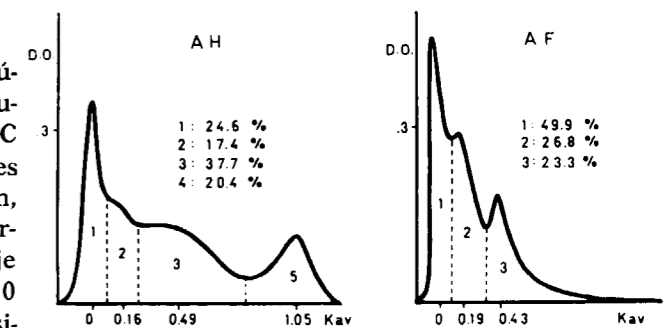


Figura 3.—Curvas de filtración a través del gel de los compuestos húmicos.

TABLA IV

Fraccionamiento de la materia orgánica

Extracto húmico total	Acidos húmicos	Acidos fúlvicos	AF/AH	Betunes totales	Ceras	Resinas	Holo-celulosa	Residuos (ligninas)
15.9	6.7	9.2	1.37	1.60	0.75 (*)	0.85 (*)	0.77	1.24
(83.32)	(35.11)	(48.21)		(6.08)	46.87 (**)	53.13 (**)	(4.03)	(6.57)
(10.60)								

( ) %C respecto al C orgánico total.

(\*) % respecto al peso de muestra.

(\*\*) % respecto al peso de betún.

TABLA V

Análisis elemental de los compuestos húmicos (libres de ceniza)

Muestra	% C	% H	% O	% N	H/C	O/C	C/N
Acidos húmicos ...	57.64	6.24	33.49	2.63	0.11	0.58	21.91
Acidos fúlvicos ...	46.77	4.04	47.66	1.53	0.09	1.02	30.57

Los valores de extinción (fig. 2) indican, tanto en el caso de los ácidos húmicos como de los fúlvicos, un alto grado de condensación del «núcleo» aromático de la molécula, destacando los elevados valores obtenidos para estos segundos compuestos, que por regla general presentan extinciones mucho más bajas que los correspondientes ácidos húmicos. La filtración a través de Sephadex (fig. 3) permite reconocer unos elevados tamaños moleculares en los ácidos fúlvicos (cerca de la mitad de las moléculas presentan tamaños moleculares superiores a 1.000). Los ácidos húmicos, por su parte, también muestran tamaños moleculares relativamente altos, comparables a los descritos para diversos tipos de turba, y mucho más elevados que lo que correspondería a materiales del tipo de los lignitos.

#### CONCLUSIONES

El valle del río Tajuña, que suponemos tenía a principios del Holoceno un caudal superior al actual (8-10), presentaba una profundidad similar a la que muestra el río en el momento presente. A pesar del incremento de energía que supone el mayor caudal del río durante el Cuaternario Superior, existían en el Tajuña amplias zonas remansadas, formadas por diques transversales al sentido de la corriente, integrados por materiales resistentes a la erosión, que originarían hábitats de tipo lacustre en cuya zona central existiría una corriente de energía media que arrastraría los organismos, especialmente restos vegetales, que se irían depositando en el frente de estos diques naturales y, sobre todo, entre la densa vegetación que se originaba en los márgenes de estas represas naturales, de escasa profundidad a causa del ensanchamiento del río. La reducida velocidad de la corriente y la sobreposición de restos vegetales proporcionarían un medio anaerobio, donde la fermentación de la materia orgánica determinaría localmente un descenso del pH (dentro de un medio francamente alcalino por la naturaleza litológica del sustrato). El conjunto de todas estas circunstancias sería determinante de la formación de capas orgánicas de material sáprico con propiedades similares a las turbas. La distribución irregular y el distinto espesor de estas capas se explicarían de acuerdo con lo expuesto, presentando los restos vegetales un doble origen autóctono y alóctono, predomi-

nando los segundos en las capas formadas en la zona frontal de río.

El estudio químico del humus confirma las anteriores observaciones, pudiendo comprobarse que la composición de la materia orgánica es, desde muchos puntos de vista, diferente a la de las turbas, resaltando el elevado porcentaje de compuestos húmicos extraíbles, más propio de ciertos tipos de lignitos. Sin embargo, cualquier similitud con estos últimos materiales queda descartada por el bajo grado de «maduración» de las moléculas húmicas, la elevada relación AF/AH y los altos tamaños moleculares.

Las características de la muestra estudiada parecen ser más propias de un material humilúvico, o al menos, predominantemente alóctono, que explicaría el alto contenido en fracciones húmicas extraíbles respecto a los constituyentes insolubles del humus, y, sobre todo, la elevada proporción de los compuestos más fácilmente solubilizables (ácidos fúlvicos).

Independiente de las transformaciones que pudieran experimentar postdeposicionalmente estos sedimentos orgánicos, todavía se reconocen características correspondientes a su formación en un medio reductor (bajos valores de las relaciones C/H y O/C), así como un alto grado de humificación atribuible, más que a las condiciones de transformación, a los efectos de la sedimentación selectiva de las partículas orgánicas más finas y densas, procedentes de la descomposición de las plantas ribereñas, en tanto que los restos poco alterados serían preferentemente arrastrados por la corriente.

#### BIBLIOGRAFIA

1. GONZÁLEZ-MIGUEL, J. R., y CLEMENTE, P.: *Nota sobre el conocimiento de los moluscos actuales-subfósiles del curso alto del río Tajuña*. VI Reunión Bienal R. S. E. H. N. Santiago de Compostela (in littera) (1983).
2. ALVAREZ-RAMIS, C.; CLEMENTE, P.; FERNÁNDEZ-MARRÓN, T., y GONZÁLEZ-MIGUEL, J. R.: *Nota preliminar al estudio de las comunidades actuales-subfósiles en la zona de influencia del río Tajuña, previa al embalse de la Tajera*. Actas V Reunión Bienal R. S. E. H. N. Oviedo. Resumen 22 (1981).
3. COMISIÓN DE MÉTODOS ANALÍTICOS DEL INSTITUTO NACIONAL DE EDAFOLOGÍA Y AGROBIOLOGÍA «JOSÉ MARÍA

ALBAREDA»: *Determinaciones analíticas en suelos. Normalización de Métodos*. An. Edaf. Agrobiol., 32, 1151-1172 (1973).

4. DABIN, B.: *Etude d'une méthode d'extraction de la matière humique du sol*. Sci. du Sol, 1, 47 (1971).
5. MEHLICH, A.: *Determination of cation and anion exchange properties of soils*. Soil Sci., 66, 429 (1948).
6. DORADO, E.; POLO, A., y DEL RÍO, J.: *Caracterización de los ácidos húmicos por electroforesis y gel-filtración*. An. Edaf. Agrobiol., 31, 693-718 (1972).
7. ALMENDROS, G.: *Composición y propiedades de la materia orgánica de las principales tuberías españolas*.

Tesis Doctoral Universidad Complutense de Madrid, 125 pp. (1980).

8. ALVAREZ-RAMIS, C.; CLEMENTE, P.; FERNÁNDEZ-MARRÓN, T.; GONZÁLEZ-MIGUEL, J. R.; MARTÍN, E., y VIGÓN, M.: *Análisis de las biocenosis permanentes en el curso alto del Tajuña, desde el Holoceno, en función de los niveles de energía del río*. COL. PA., 37-40 (1982).
9. GLADFELTER, G.: *Meseta and campiña landsforms in Central Spain. A geomorphology of Alto Henares Bassins*. Library of Congress, Chicago, 297 pp. (1971).
10. ORDÓÑEZ, S.; GONZÁLEZ, J. A., y GARCÍA DEL CURA, A.: *Carbonatos fluviales paraactuales del valle del río Tajuña*. Actas V Reunión de Trabajo del Cuaternario, Sevilla, 280-293 pp. (1981).

Recibido: Mayo 1983

## ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

# Relaciones entre el quimismo mineral y la intensidad del metamorfismo experimentada por los niveles calcáreos preordovícicos de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español).

Por: A. APARICIO YAGUE y L. GARCIA CACHO (\*)

## RESUMEN

Se estudian una serie de afloramientos de rocas pelítico-carbonatadas (anfíbolitas, rocas de silicatos cálcicos, calizas cristalinas, etc.) intercaladas en la serie metamórfica progresiva de la Sierra de Guadarrama. Se ponen de manifiesto las principales relaciones entre la mineralogía, el quimismo mineral y la intensidad del metamorfismo de estas rocas. Se comparan los resultados con los obtenidos en trabajos previos sobre mineralogía, quimismo mineral y roca total de la serie metamórfica del Sistema Central.

## ABSTRACT

Outcrops of amphibolites, and calcic silicate rocks of the Sierra de Guadarrama metamorphic area are studied. Mineral composition and metamorphic intensity are related.

The data obtained are related compared with the results of previous works, about metamorphism in pelitic rocks of the Sistema Central.

## INTRODUCCION

El dinamometamorfismo regional progresivo, responsable y generador del conjunto de pizarras, esquistos y gneises que constituyen buena parte de la Sierra de Guadarrama, se desarrolló sobre una serie sedimentaria constituida fundamentalmente por pelitas y sammitas (LÓPEZ RUIZ et al, 1975). Dentro de esta serie se depositaron con relativa frecuencia niveles margosos, calcáreos o calcodolomíticos, cuyos representantes actuales son una serie de intercalaciones de rocas metamórficas de tipo anfíbolítico, en sentido petrológico amplio (anfíbolitas, rocas de silicatos cálcicos, calizas cristalinas, etc.) distribuidas de forma más o menos regular por todo el macizo metamórfico del Sistema Central.

La existencia y caracteres más relevantes de los principales yacimientos de este tipo de rocas metamórficas de facies carbonatada han sido citados desde muy antiguo (p. ej., CARANDELL, 1914) y prácticamente tratadas por todos los autores

que han dedicado su atención al Sistema Central Español. La importancia petrológica de este tipo de rocas comienza a ponerse de manifiesto a partir del momento en que se realizan trabajos encuadrados en el contexto de los procesos de metamorfismo regional progresivo, que afecta al conjunto metapelítico en que están localizados (HEIM, 1952; GARCÍA CACHO, 1973; LÓPEZ RUIZ et al, 1975; BISCHOFF et al, 1978, etc.).

Las rocas con ascendientes carbonatados están localizadas en la casi totalidad de las zonas metamórficas establecidas en la Sierra de Guadarrama, con la única excepción de los niveles pizarrosos ordovícico-silúricos de menor intensidad de metamorfismo (LÓPEZ RUIZ et al, 1975). Se puede afirmar, por tanto, que todos los niveles de rocas carbonatadas están incluidos en los niveles metapelíticos que poseen una gradación metamórfica bien conocida y ampliamente desarrollada en este sector del Sistema Central. Esta circunstancia, unida a la realización previa de una serie de trabajos en los que se estudian y discuten las variaciones composicionales y químico-minerales de las rocas metapelíticas, en relación con la intensidad

del metamorfismo (LÓPEZ RUIZ et al, 1975, 1978, 1980; APARICIO et al, 1980; APARICIO y GARCÍA CACHO, 1982) hacen necesario el estudio de los niveles de paraanfíbolitas en la misma línea, toda vez que son un complemento paragenético fundamental cuando se trata de fijar condiciones P-T al metamorfismo regional. En este sentido, tras exponer los aspectos texturales, estructurales y paragenéticos más relevantes de estas rocas, se realiza un estudio del quimismo de los principales constituyentes minerales (granate, anfíbol, clinopiroxeno, plagioclasa, etc.) de un conjunto de muestras seleccionadas, intercaladas en las secuencias mineralógicas zonales de las metapelitas y de su relación con el carácter y evolución del metamorfismo regional progresivo que las afecta.

## CARACTERES GENERALES DE LOS AFLORAMIENTOS

Todos los yacimientos detectados representan pequeños episodios de sedimentación calcárea intercalados en los materiales pelíticos, pelítico-sammíticos, sammíticos (filitas, cuarcitas, esquistos, gneises, etc.) que constituyen la serie metamórfica regional. Los distintos niveles de metamorfismo en que han quedado ubicados, así como las características que condicionan cada uno de los episodios sedimentarios desde su origen, han dado lugar a una relativamente amplia variabilidad de los caracteres mineralógicos, texturales, estructurales, etc., de los yacimientos de este grupo de rocas (anfíbolitas, mármoles, rocas de silicatos cálcicos, etc.). No obstante, en el caso que nos ocupa, se pueden establecer tres categorías fundamentales de yacimiento que en muchas ocasiones están relacionadas entre sí.

- Pequeños yacimientos de anfíbolitas en sentido estricto, con espesores centimétricos que excepcionalmente pueden alcanzar hasta 6-8 metros de potencia.
- Yacimientos de rocas de silicatos cálcicos, en general con espesores métricos y asociados con los del tipo a).
- Grandes yacimientos de calizas cristalinas, de dimensiones que pueden superar los 200 metros de desarrollo longitudinal (Collado de La Flecha, Arroyo Calderuela).

Los del tipo a) son los más abundantes y están representados en su mayoría por anfíbolitas en sentido estricto (anfíbol y plagioclasa cálcica constituyentes mayoritarios). Sus caracteres de yacimiento son siempre parecidos si se prescinde de la abundancia relativa entre minerales; se presentan siempre como lentejones y boudins o bandas de espesor y desarrollo centimétrico o, excepcionalmente, métrico; paralelos y concordantes con la esquistosidad —foliación— estratificación del encajante, o replegados con él. En ocasiones es patente la existencia de un bandeado mineralógico constituido por plagioclasa y anfíbol.

La distribución regional de este tipo de anfíbolitas es amplia y relativamente homogénea, y en realidad, el número total de yacimientos debe ser mucho mayor que los hasta ahora detectados. Abundancia y amplia distribución espacial implican, en términos metamórficos, que están afectados por diferentes grados de metamorfismo.

Los yacimientos de tipo b) son en la práctica un tipo de transición entre a) y c). Petrológicamente dejan de ser anfíbolitas en sentido estricto al crecer la proporción de otros silicatos cálcicos, hasta ahora con carácter de accesorios, frente a anfíbol y plagioclasa. Todo ello implica un mayor desarrollo de las fases minerales paragenéticas y una mayor incidencia de los fenómenos de diferenciación metamórfica. Sólo se han detectado en niveles de metamorfismo por debajo de la isograda distena + (GARCÍA CACHO, 1973; LÓPEZ RUIZ et al, 1975), y ocasionalmente se ven afectados por procesos de feldespatización.

El tipo c) está constituido por un grupo muy poco numeroso de yacimientos caracterizados por su importancia volumétrica y por su composición fundamentalmente carbonatada. En el entorno de la Sierra de Guadarrama sólo hemos considerado el yacimiento de calizas cristalinas de Somosierra, y el de calizas cristalinas del Collado de La Flecha. Desde el punto de vista petrológico se caracterizan porque presentan el conjunto paragenético más complejo y numeroso de todos los yacimientos citados, incorporando, junto a silicatos cálcicos poco habituales como wollastonita, niveles de calcita y/o dolomita.

Estos afloramientos están localizados en áreas migmatizadas, entre leucogneises y gneises porfiroblásticos y asociados a esquistos micáceos. Estructuralmente pueden aparecer plegados o con

(\*) Instituto de Geología. Consejo Superior de Investigaciones Científicas.

aspecto estratoide, concordantes con las direcciones regionales. La estratificación se ve reforzada por procesos de diferenciación metamórfica, que ocasionalmente se acentúa por erosión diferencial que individualiza todavía más niveles casi monominerales de espesores centimétricos (granate, clinopiroxeno, anfíbol, etc.). Cuando estos niveles son de carbonatos (calcita y/o dolomita) confieren al afloramiento un aspecto blanquecino característico.

SELECCION DE MUESTRAS

Las peculiares características de yacimiento de estas rocas, fundamentalmente su anisotropía,

plantean notables dificultades para realizar un control fiable de la composición química global. No se ha utilizado por consiguiente el quimismo de la roca total como término comparativo frente a la intensidad del proceso metamórfico, en la misma forma que se hizo en trabajos previos sobre las rocas metapelíticas encajantes. En consecuencia los condicionantes fundamentales para una correcta selección de muestras se han basado en la máxima representatividad metamórfica y paragenética, tomándose dos muestras como mínimo en todos los niveles metamórficos previamente establecidos (fig. 1) y, en cada punto, buscándose la paragénesis global más completa y significativa a efectos metamórficos, con independencia de la abundancia relativa de los minerales. De acuerdo

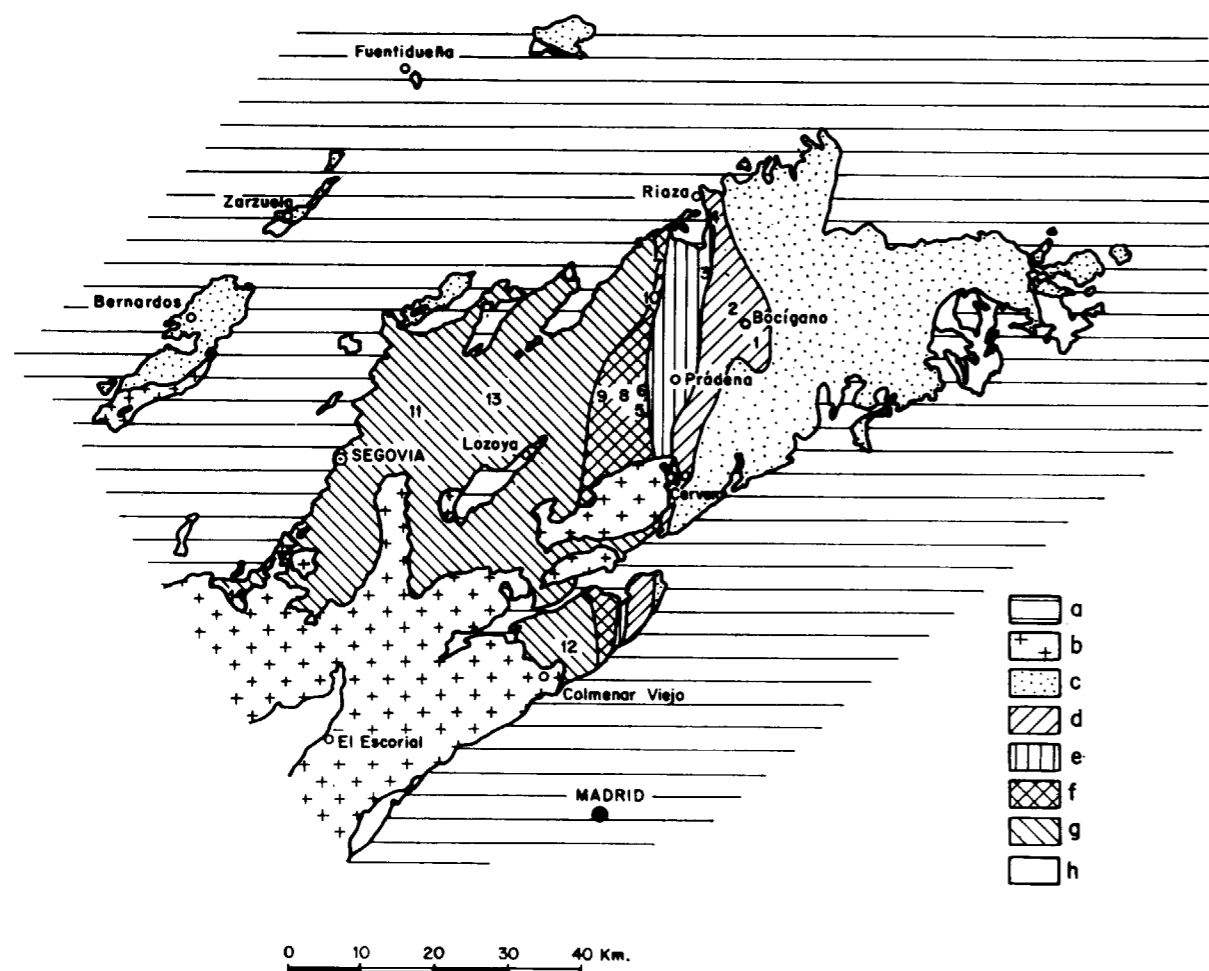


Figura 1.—Esquema metamórfico y situación de los yacimientos estudiados. a) Rocas sedimentarias. b) Rocas plutónicas. c) Area de bajo grado metamórfico (zonas de clorita y cloritoide). d) Zona de estaurrolita. e) Zona de distena. f) Zona de sillimanita. g) Zona granitizada con cordierita. h) Zona granitizada.

con estos criterios la distribución de muestras queda como sigue:

Muestras 1 y 2: zona estaurrolita; muestras 3 y 4: zona distena; muestras 5, 6 y 7: zona sillimanita con moscovita estable; muestras 8, 9 y 10: zona sillimanita sin moscovita estable, y muestras 11, 12, 13 y 14: zona granitizada con cordierita estable. Las muestras 1, 2, 5, 7, 11, 12 y 13 corresponden a yacimientos de tipo a). Las muestras

3, 4, 6, 8, 9 y 14 son del tipo b) y la muestra 10 del tipo c) (tabla 1).

Las muestras 1 a 5 corresponden a intercalaciones en rocas esquistosas fundamentalmente metapelíticas, mientras que las muestras 6 a 14 están situadas entre rocas gneísicas porfiroblásticas con diferentes grados de migmatización-granitización y asociadas a enclaves de esquistos micáceos.

TABLA 1  
Paragénesis de las muestras

Muestra	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Cuarzo ... ..	X	X	—	X	X	X	X	X	—	—	X	X	X	X
Plagioclasa ...	X	X	X	X	X	X	X	—	X	—	X	X	X	X
Anfíbol (Hornblenda) .	X	X	X	X	X	X	X	X	—	—	X	X	X	X
Clinopiroxeno ..	—	—	X	X	X	X	—	—	X	X	—	—	X	X
Granate ... ..	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	—	—
Epidota ... ..	X	X	X	X	—	X	—	—	—	—	—	X	—	—
Vesubiana ... ..	—	—	X	X	—	—	—	—	—	X	—	—	—	—
Flogopita o Biotita ... ..	—	X	—	—	—	—	—	—	—	X	—	—	—	—
Apatito ... ..	—	—	—	X	X	—	X	X	X	—	—	—	—	—
Anfíbol cálcico (Tremolita) ...	—	—	—	—	—	—	—	—	—	X	—	—	—	—
Wollastonita ...	—	—	—	—	—	—	—	—	—	X	—	—	—	—
Carbonatos ...	—	—	X	—	—	—	—	—	X	X	—	—	—	—
Clinohumita ...	—	—	—	—	—	—	—	—	—	X	—	—	—	—
Opacos ... ..	X	X	—	—	—	—	—	—	—	X	—	X	X	X
Forsterita ... ..	—	—	—	—	—	—	—	—	—	X	—	—	—	—
Escapolita ... ..	—	—	—	—	—	X	—	—	—	—	—	—	—	—

ASPECTOS TEXTURALES

Los minerales mayoritarios (anfíbol, clinopiroxeno, granate, etc.) pueden ser considerados, en función del tamaño, abundancia y desarrollo de los cristales, como constituyentes fenoblásticos más o menos individualizados o como matriz de la roca. En consecuencia, la roca puede ser considerada desde granoblástica, a orientada o bandeada, en función de la mayor o menor orientación dimensional de los fenoblastos alargados, o de la intensidad de los procesos diferenciadores para dar microniveles monominerales orientados o no. Asimismo, los fenoblastos pueden ser desde perfectos idioblastos a cristales esqueléticos, pues el carácter poiquiloblástico es muy variable y todos los estados intermedios son posibles.

En ocasiones la orientación dimensional no se manifiesta sólo por la disposición ordenada de minerales más o menos prismáticos, ya que también se han detectado orientaciones dimensionales con marcada isotropía morfológica (p. ej., granates que han sido deformados, aplastados y estirados).

Por último, cabe destacar que las transformaciones mineralógicas más claramente evidenciadas por tránsitos entre minerales, son los establecidos entre biotita-clorita-anfíbol, forsterita-clinohumita y clinopiroxeno-anfíbol. Otros procesos más o menos generalizados son la sericitización de plagioclasa y la serpentización de los minerales olivínicos.

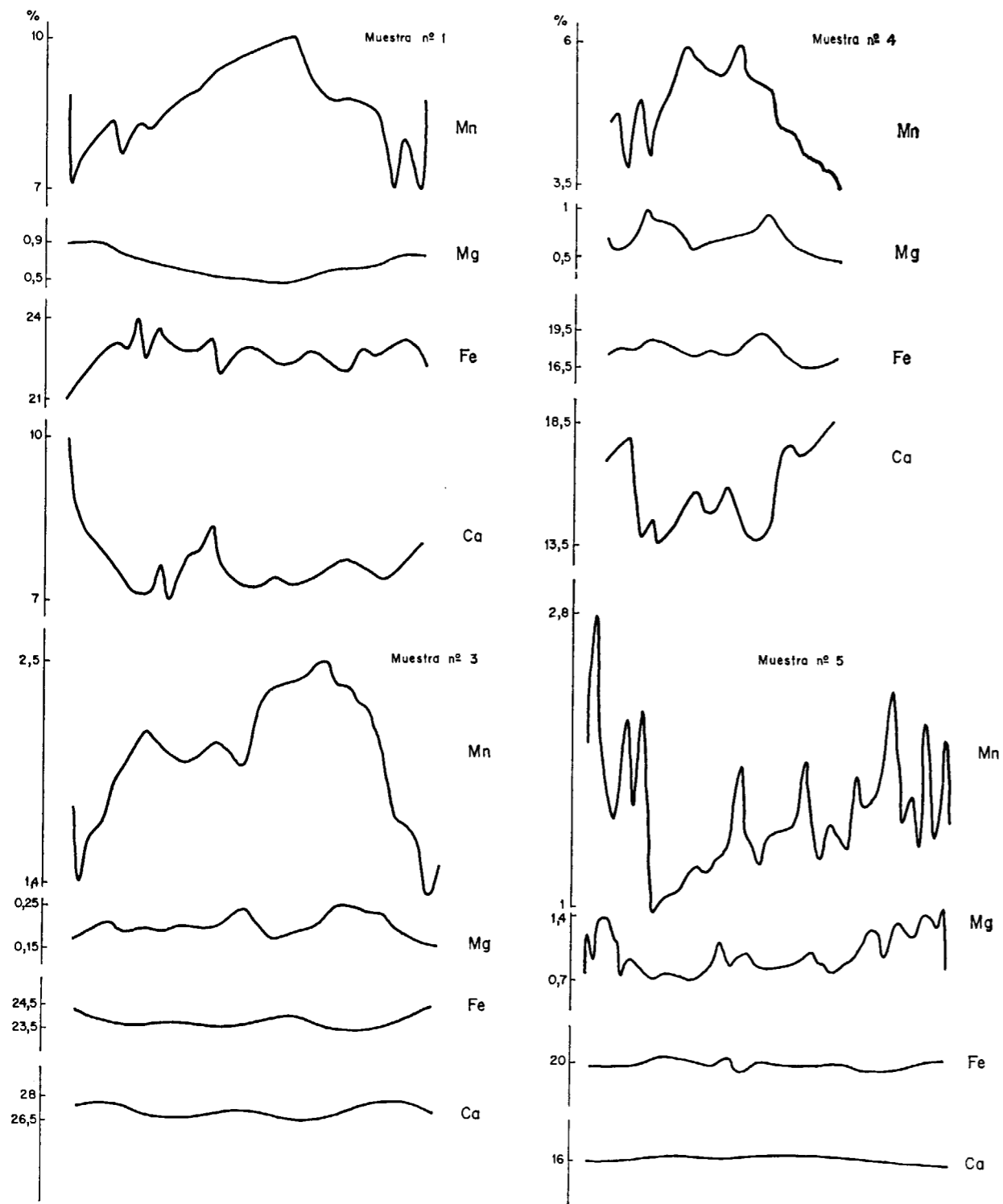


Figura 2

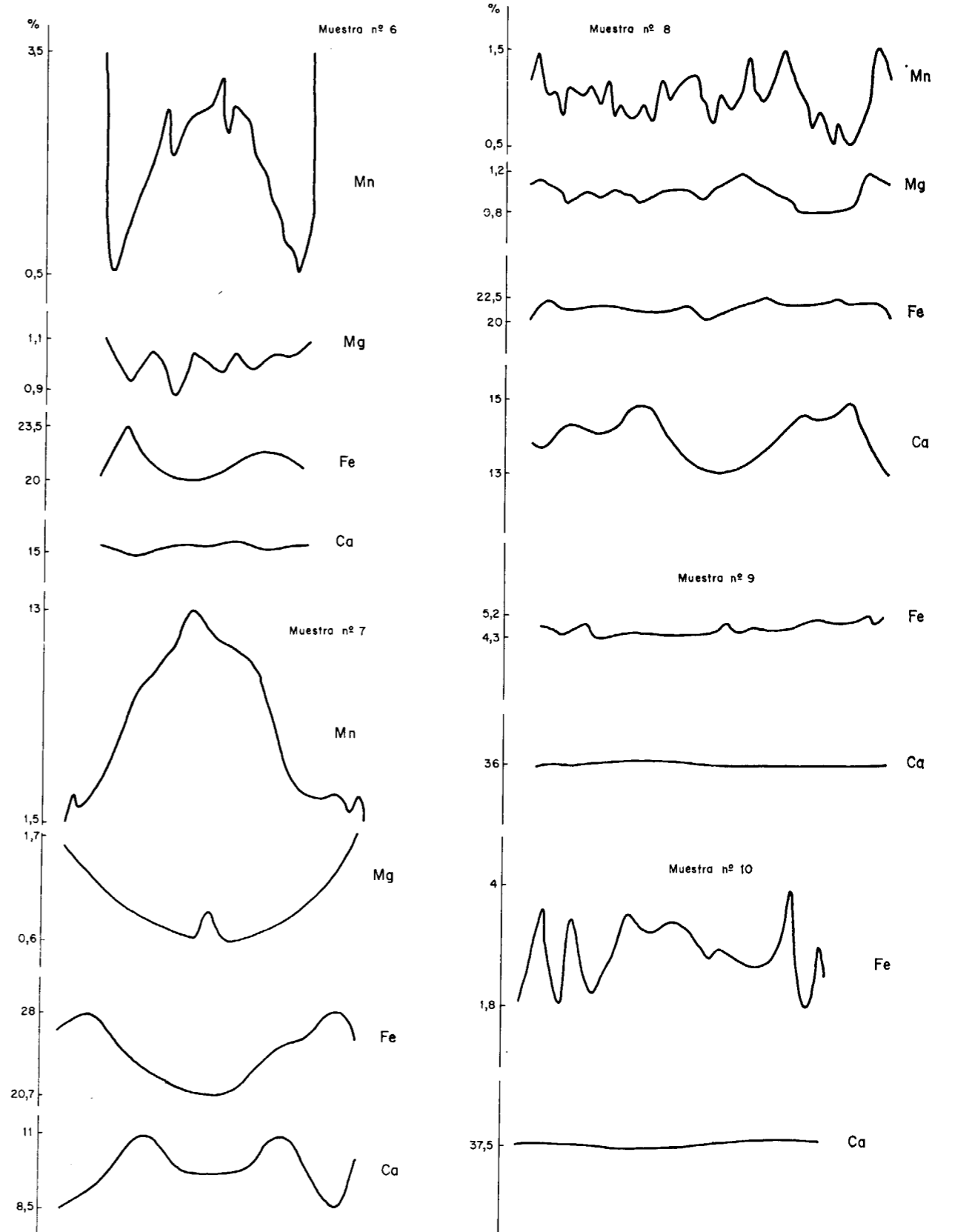


Figura 2 - Continuación





**TABLA 2 (Continuación)**

Si	3,089	—	3,116	3,085	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,198	—	—
Al <sup>4</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al <sup>6</sup>	2,613	—	2,514	2,811	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,359	—	—
Fe	0,431	—	0,507	0,109	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,585	—	—
Mn	—	—	—	0,006	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ca	1,972	—	1,991	2,000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,981	—	—
OH	1	—	1	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—

(\*) Fórmula en base a 13 oxígenos.

	Biotita			Escapolita			8	9	10	11	12	13	14
	1	2	3	4	5	6							
SiO <sub>2</sub>	—	37,43	—	—	—	44,03	—	—	29,67	38,86	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	16,39	—	—	—	32,92	—	—	2,44	16,53	—	—	—
FeO	—	19,83	—	—	—	—	—	—	—	2,45	—	—	—
MgO	—	12,06	—	—	—	—	—	—	—	1,85	—	—	—
CaO	—	—	—	—	—	21,53	—	—	31,33	37,00	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	—	8,38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO <sub>2</sub>	—	1,56	—	—	—	—	—	—	36,42	—	—	—	—
<b>TOTAL</b>	—	<b>95,65</b>	—	—	—	—	—	—	<b>99,86</b>	<b>96,69</b>	—	—	—
Opacos	—	Ilmen.	—	—	—	—	Magn.	Ilmen.	Ilmen.	—	Ilmen.	—	Magn. Ilmen.
FeOt	—	43,62	—	—	—	—	96,58	42,02	47,49	—	47,15	—	91,30 47,47
MnO	—	—	—	—	—	—	0,10	3,85	—	—	—	—	0,10 —
TiO <sub>2</sub>	—	54,14	—	—	—	—	—	51,35	52,99	—	52,31	—	— 51,72
<b>TOTAL</b>	—	<b>97,76</b>	—	—	—	—	<b>96,68</b>	<b>97,24</b>	<b>100,98</b>	—	<b>99,46</b>	—	<b>91,40 99,19</b>

esté compensado por un aumento de almandino y viceversa (fig. 3), sin relación, al menos aparente, con la posición metamórfica del granate, pero sí con respecto a la roca original. Es evidente que los granates correspondientes a las anfibolitas s.s. son en general los que presentan mayor proporción absoluta de molécula de almandino y son los que coexisten con cantidades notables de cuarzo en la paragénesis (tabla 1). Por otro lado, los contenidos en espesartina (0-18 por 100) y piropo (0-5 por 100) oscilan ampliamente con independencia de la intensidad del metamorfismo, y sin una relación tan clara como la anterior respecto del tipo de afloramiento.

Los valores proyectados en la figura 3 apoyan la existencia de un campo de variación composicional continuo para los granates, desde los términos más cálcicos, en las rocas aquí estudiadas, a los términos férrico-magnésicos de las rocas metapelíticas (LÓPEZ RUIZ et al, 1975) sin relación clara con la intensidad del metamorfismo sufrida por las muestras en que están contenidos.

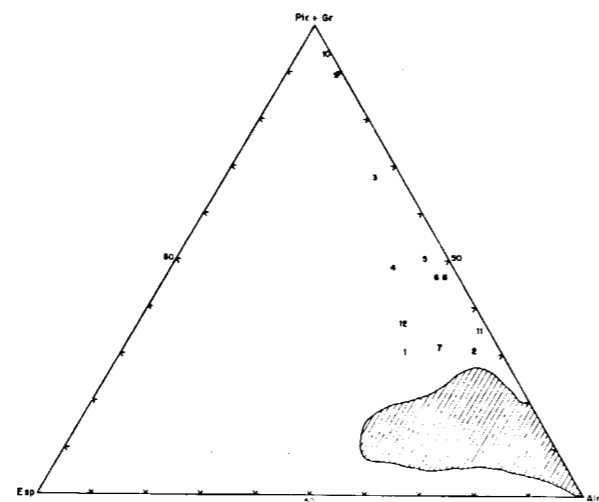


Figura 3.—Diagrama de composición molecular de los granates de anfibolitas y rocas de silicatos cálcicos analizados. El área rayada corresponde a la composición de los granates de rocas metapelíticas del mismo sector (LÓPEZ RUIZ et al, 1975).

Las curvas de distribución borde-centro-borde, del Mg, Fe, Mn y Ca (fig. 2), comparadas con las correspondientes a los granates de rocas metapelíticas (LÓPEZ RUIZ et al, 1975) permiten establecer las siguientes consideraciones:

- Respecto del Mn, y en menor medida del Mg, los granates de las rocas anfibolíticas presentan modelos de zonado similares a los desarrollados en los granates de rocas metapelíticas.
- Las «anomalías» respecto de las pautas deducidas de los granates de rocas pelíticas son más acusadas cuanto mayor es la diferencia composicional y fundamentalmente debidas a un mayor contenido en Ca. (Zonado inverso del Ca, variaciones erráticas o irregulares de Ca y Fe, homogeneidad manifiesta de Mg, Ca y Fe, etc.)
- Es también evidente que cuanto más cálcico es el entorno o ambiente en que crece el granate (y por consiguiente, cuanto más rico en molécula de grossularia es), más se acentúa el carácter planar de las curvas de distribución, y ello con cierta independencia del nivel de metamorfismo.
- Parece existir, por tanto, un tránsito continuo en los modelos de zonado, más o menos paralelo al cambio composicional de los granates.
- La similitud de modelos de zonado, cuando existe, viene a sumarse en apoyo de las conclusiones deducidas en LÓPEZ RUIZ et al (1975), aunque con las naturales reservas, teniendo en cuenta las anomalías citadas.

**Anfibol**

Sobre el terreno, el anfíbol aparece por primera vez coincidiendo *grosso modo* con las isogradas estauroлита+ y cloritoide— (GARCÍA CACHO, 1973). A partir de este nivel de metamorfismo, el anfíbol está presente en todo el ámbito metamórfico considerado, y figura como mineral paragenético en prácticamente todas las muestras seleccionadas (tabla 1).

La serie de anfíboles analizados presenta una composición química notablemente homogénea a pesar de corresponder a un espectro muy amplio de muestras, situadas además en un entorno me-

tamórfico igualmente extenso. En la clasificación de LEAKE (1978) (fig. 4) corresponden a hornblendas tschermakíticas y pargasíticas y se confirma que, con excepción del Ti (fig. 5), ningún otro elemento presenta una relación clara con el metamorfismo (figs. 6 y 7).

**Clinopiroxeno**

La primera aparición de clinopiroxeno, en rocas de composición adecuada y en el ámbito metamórfico del Sistema Central, se produce dentro del campo de estabilidad de distena, definiendo una isograda metamórfica que discurre groseramente paralela y entre las isogradas distena +, sillimanita + y distena —, estauroлита— (GARCÍA CACHO, 1973, y LÓPEZ RUIZ et al, 1975).

A partir de estos niveles, y en sentido creciente de metamorfismo, es un mineral paragenético siempre presente, excepto en yacimientos del tipo a).

De acuerdo con el quimismo (fig. 8) corresponden a salitas y ferrosalitas, en las que sólo varían apreciablemente los contenidos en Fe y Mg, con independencia del Ca, pero en ningún caso en relación directa con la intensidad del metamorfismo.

**Plagioclasa**

Es un mineral paragenético mayoritario presente en la casi totalidad de muestras. Sus análisis químicos (tabla 2) corresponden a cristales que no mantienen relaciones de contacto directo (en sección delgada) con epidota y/o calcita, en el sentido de eliminar al máximo posible la influencia de factores composicionales ajenos a la propia plagioclasa. En la tabla 2 también se expresa la basicidad de la plagioclasa en función del contenido en anortita. Los datos que expresan el porcentaje de An, se han obtenido por vía química, sobre las muestras seleccionadas, y por vía óptica, en otra serie de cristales de la misma muestra o de otras correspondientes a afloramientos situados en posiciones metamórficas equivalentes, con el fin de poder utilizar valores promediados más fiables que den mayor garantía a los resultados. Aunque ocasionalmente existe una diferencia en valor absoluto entre el porcentaje de An químico (mayor) y el porcentaje de An óptico (menor) son comparables las variaciones dentro de

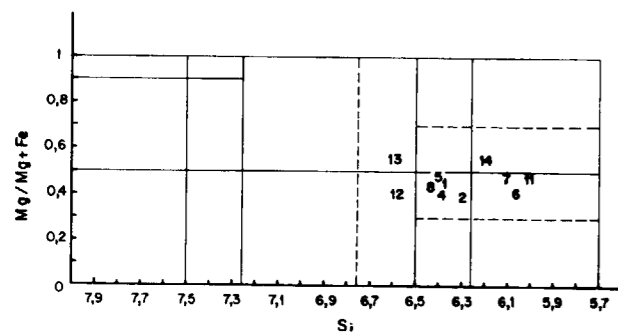


Figura 4.—Clasificación de los anfíboles cálcicos según LEAKE (1978).

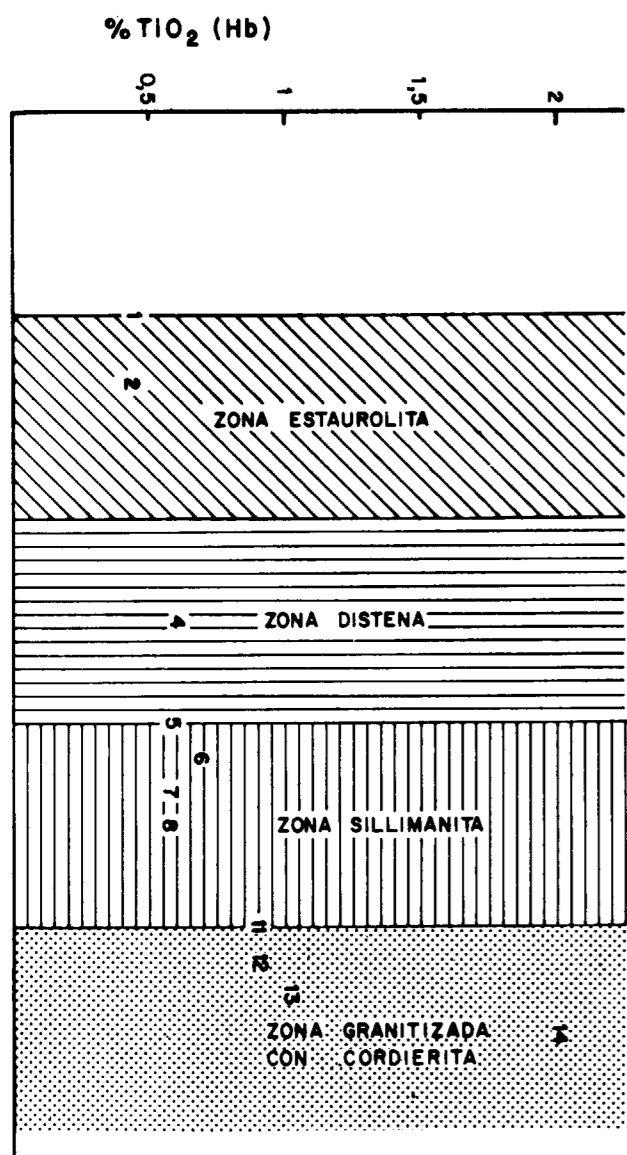


Figura 5.—Variación de  $TiO_2$  del anfíbol en relación con la intensidad del metamorfismo.

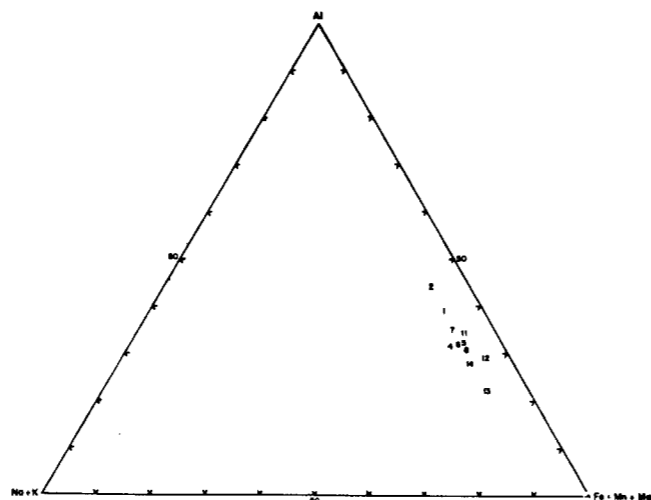


Figura 6.—Relación  $Al - (Na+K) - (Fe+Mn+Mg)$  de los anfíboles.

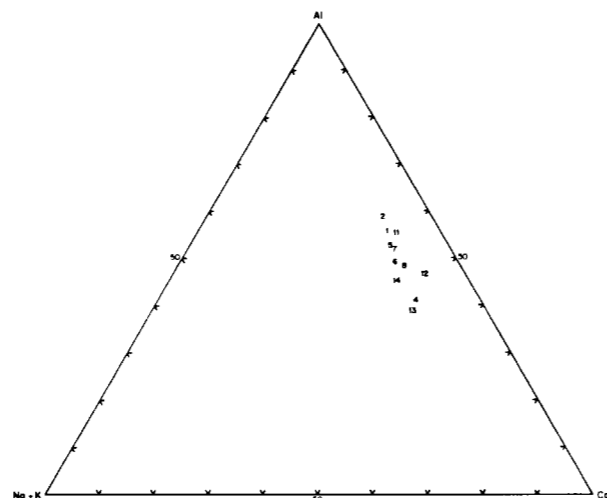


Figura 7.—Relación  $Al - (Na+K) - Ca$  de los anfíboles.

la serie. Así, en las muestras anfíbolíticas de la zona de estaurolita se obtienen valores de 35-37 por 100 de An; en los correspondientes a la zona de distena los valores obtenidos oscilan entre 50-60 por 100 de An (GARCÍA CACHO, 1973); en la zona de sillimanita se alcanzan cifras entre 70 y 90 por 100 de An. Sólo las muestras 13 y 14, correspondientes a yacimientos dentro del área granitizada migmatítica (zona de la cordierita), arrojan valores algo más bajos que lo que cabría esperar.

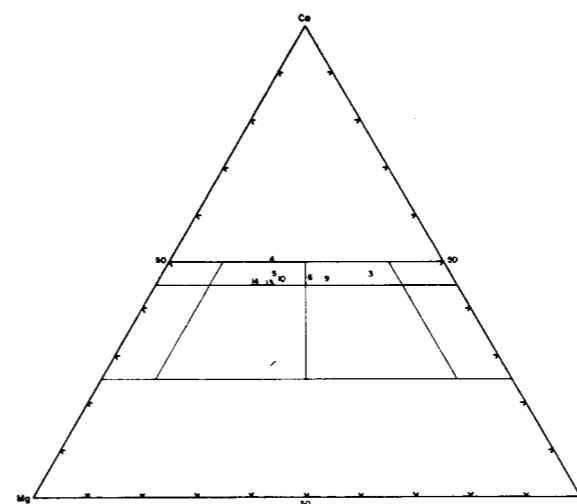


Figura 8.—Composición de los clinopiroxenos.

En trabajos previos (APARICIO y GARCÍA CACHO, 1970, y GARCÍA CACHO, 1973) con menor volumen de datos que los aquí considerados, y dentro del mismo ámbito de metamorfismo, se estableció una relación directa entre la basicidad de la plagioclasa y la intensidad del metamorfismo, tanto para la serie metapelítica como para las intercalaciones anfíbolíticas. Los nuevos datos obtenidos, confirman esta tendencia generalizada, el aumento del contenido en An de la plagioclasa de las rocas anfíbolíticas, con el grado metamórfico.

INTENSIDAD DE METAMORFISMO

La presencia de gran número de intercalaciones calcáreas en la bien conocida serie de metamorfismo regional progresivo del Sistema Central, ofrece la posibilidad de contrastar los datos obtenidos a partir de dos tipos litológicos muy diferentes: Serie metapelítica y rocas de silicatos cálcicos. Es posible, de esta manera, alcanzar mayor precisión, en coordenadas P-T, dentro del amplio rango de variación inherente a determinadas asociaciones paragenéticas de amplia distribución, pero banales desde un punto de vista metamórfico.

En la zona de estaurolita estable se han considerado como representativos, entre otros, los yacimientos números 1 y 2. El yacimiento núm. 1 está situado sobre la isograda estaurolita + (en

la práctica, dentro de una estrecha banda en la que coexisten cloritoide y estaurolita) e intercalado en esquistos metapelíticos; el yacimiento número 2 está situado dentro de la zona de estaurolita e intercalado en los esquistos plagioclásicos de El Cardoso (SCHAFER, 1969; GARCÍA CACHO, 1973, y LÓPEZ RUIZ et al, 1975). En estos niveles de metamorfismo la entrada de estaurolita y granate (sin cordierita) en rocas metapelíticas, hay que situarla en presiones próximas y superiores a 4 kb (una buena estimación sería 4,5 kb, puesto que el granate es ya mineral estable en la zona de cloritoide antes de que entre estaurolita, y todavía no se alcanzan las presiones mínimas necesarias para la zona con distena estable) y temperaturas alrededor de los  $530 \pm 25^\circ C$  (WINKLER, 1974; HINSCHBERG y WINKLER, 1968).

Desafortunadamente, la presencia de anfíbol hornbléndico en el yacimiento núm. 1 (y por la misma razón en el núm. 2) no aporta mayor precisión en esta estimación de presiones y temperaturas sobre la isograda que se considera, ya que la hornblenda puede aparecer en el estadio bajo de metamorfismo ( $T = 500^\circ C$ ) antes de alcanzar su límite superior (WINKLER, 1974). Lo mismo ocurre con la plagioclasa (An 35) ya que, en rocas básicas, el salto de albita a oligoclasa se produce a algo más baja temperatura antes de que aparezca estaurolita, y cuando clorita, cuarzo y cloritoide todavía existen en rocas apropiadas del mismo estadio metamórfico (WINKLER, 1974; WENCK y KELLER, 1969).

Los yacimientos números 3 y 4 están situados entre las rocas metapelíticas con distena estable. Tomando en consideración las paragénesis desarrolladas en las rocas de silicatos cálcicos de estos yacimientos y de otros de la misma zona metamórfica (clinopiroxeno  $\pm$  plagioclasa  $\pm$  epidota  $\pm$  granate  $\pm$  carbonatos), se pone de manifiesto, por primera vez en la serie, la presencia de clinopiroxeno y la asociación clinopiroxeno + calcita. Asimismo, el contenido en An de la plagioclasa que coexiste con calcita, alcanza valores de 80 y cuando la plagioclasa coexiste con anfíbol, los contenidos en An varían entre 50 y 70.

Está ampliamente aceptado que cuando la asociación clinopiroxeno + calcita se localiza en un rango de presiones relativamente alto (estimados entre 5 y 6 kb) siempre se encuentra en posición bastante próxima al estadio alto de metamorfis-

mo (WINKLER, 1974). En estas condiciones, además, la plagioclasa (An 85) coexiste con calcita en pelitas calcáreas, rocas de silicatos cálcicos y mármoles (WENCK, 1962) y la plagioclasa (An 50) de rocas anfíbolíticas es un valor frecuente (WENCK y KELLER, 1969).

Por otro lado, en las rocas metapelíticas de esta zona metamórfica se produce la progresiva desaparición de estauroлита, y existen condiciones metamórficas generales próximas al límite de fase sillimanita-distena, y localmente próximas al punto triple (GARCÍA CACHO, 1973, y LÓPEZ RUIZ et al, 1975). Estas circunstancias definen en el diagrama P-T un entorno en el que las presiones son próximas y superan los 5 kb y las temperaturas entre 600 y 650°C (ALTHAUS, 1967, 1969; RICHARDSON et al, 1968, 1969; WINKLER, 1974; HIETANEN, 1967; HOSCHECK, 1969, etc.).

Es obvio que no debe considerarse casual la gran coincidencia, en coordenadas P-T, entre los caracteres metamórficos relativos a la serie metapelítica (isogradas distena+, distena-, sillimanita+, estauroлита-, andalucita+, andalucita-, proximidad a niveles metamórficos donde se van a generalizar procesos de migmatización en rocas cuarzofeldespáticas, etc.) y los caracteres metamórficos deducibles de las intercalaciones de rocas calcáreas (isograda clinopiroxeno+, asociación clinopiroxeno+calcita, isograda anortita de un valor dado+calcita o anfíbol, etc.) reunidos todos ellos dentro de los estrechos límites que, sobre el terreno, tienen las rocas con distena estable (LÓPEZ RUIZ et al, 1975).

Los yacimientos números 5, 6, 7 y 8, 9, 10 están situados en las zonas de sillimanita con moscovita y sin moscovita estable, respectivamente (GARCÍA CACHO, 1973, y LÓPEZ RUIZ et al, 1975). Entre ambas zonas (isograda moscovita-) se produce el tránsito al área granitizada del Sistema Central (APARICIO y GARCÍA CACHO, 1982) con presencia mayoritaria de rocas cuarzofeldespáticas migmatíticas.

Con excepción del yacimiento número 10, todos los demás correspondientes a este segmento metamórfico presentan asociaciones paragenéticas poco determinativas a efectos de establecer el grado de metamorfismo. El yacimiento número 10 presenta una paragénesis global constituida por  $\pm$  tremolita  $\pm$  clinopiroxeno  $\pm$  granate  $\pm$  flogopita  $\pm$  calcita  $\pm$  dolomita  $\pm$  forsterita  $\pm$  clinohumita  $\pm$

wollastonita  $\pm$  vesubiana  $\pm$  cuarzo  $\pm$  esfena  $\pm$  opacos. Evidentemente este conjunto mineral es la suma de varios niveles representativos del yacimiento, constituidos normalmente por asociaciones de 2-3-4 minerales paragenéticos mayoritarios como máximo.

Las condiciones experimentales en que se desarrollan estas asociaciones (WINKLER, 1974) caen dentro de un entorno en el que la temperatura y presión pueden alcanzar valores iguales o ligeramente superiores a 650°C y 5,5 kb, dentro de un amplio margen de variabilidad para la presión parcial de CO<sub>2</sub>. Valores experimentales ligeramente inferiores o iguales a las citadas condiciones termodinámicas, son considerados suficientes para el comienzo de procesos anatécicos o de migmatización en un amplio espectro de composiciones cuarzofeldespáticas (WINKLER, 1974).

La coincidencia de valores experimentales en dos conjuntos litológicos diferentes tampoco parece casual, y encuentra un firme respaldo en la existencia real de rocas cuarzo-feldespáticas migmatíticas y anatécicas, sin moscovita, con presencia incluso de restitas (GARCÍA CACHO, 1973) en el encajante del yacimiento número 10, cuya paragénesis global estamos considerando.

Por último, los yacimientos números 11, 12, 13 y 14 se sitúan en el área más granitizada de este sector del Sistema Central, intercalados en rocas gneísicas cuarzofeldespáticas de carácter migmatítico y con cordierita estable (LÓPEZ RUIZ et al, 1975), generalmente asociadas a esquistos micáceos.

La paragénesis global de estos yacimientos 11, 12, 13 y 14, correspondientes al último de los segmentos metamórficos considerados, tiene un carácter poco determinativo a efectos de indicar con precisión el grado, igual que ocurre con la de los ya citados 5, 6, 7, 8 y 9 en el anterior segmento metamórfico.

La falta de precisión metamórfica de estas paragénesis es difícil de suplir, incluso tomando en consideración otros yacimientos adicionales, o tomando sólo los datos deducibles de la serie encajante. Por otra parte, además de imprecisas, estas paragénesis plantean incluso algún interrogante en sí mismas y cuando se contrastan con los caracteres metamórficos atribuibles a los gneises encajantes y esquistos asociados. Así, es evidente que, aunque en proporciones muy bajas, y

al margen de cualquier discusión sobre su abundancia y origen primario o secundario, persiste ocasionalmente epidota (números 6 y 12) en rocas donde la presencia generalizada de clinopiroxeno implica una superación del campo de estabilidad de aquélla.

Por otro lado, desde un enfoque metamórfico clásico, al desarrollo generalizado de fenómenos de migmatización, con anatexia parcial de un amplio conjunto de rocas cuarzofeldespáticas con contenidos variables de cordierita y granate, se le atribuyen valores experimentales de T=650—700°C y P=4—7 Kb (WINKLER, 1974; HUTCHESON et al, 1974). Estos hechos y cifras son compatibles con la fenomenología paragenética y migmatítica real, observable en rocas apropiadas de este segmento metamórfico. (El amplio rango de presiones indicado condiciona la presencia, ausencia, abundancia o escasez de cordierita y/o granate, en estos niveles de metamorfismo, próximos o coincidentes con la curva de fusión de materiales graníticos en el diagrama P—T.)

Sin embargo, otra forma de enfocar el problema se sitúa bajo la óptica del esquema metamórfico propuesto por APARICIO y GARCÍA CACHO (1982) en el que se cuestionaba la existencia de una zona de alto grado metamórfico, que era sustituida por un área fuertemente granitizada con relictos de rocas pelíticas afectadas por un metamorfismo de grado medio. La presencia de epidota ocasional en la paragénesis de rocas carbonatadas, y de moscovita estable en la paragénesis de los esquistos micáceos asociados a ello, se explica mejor con este último esquema.

## CONCLUSIONES

Las condiciones del metamorfismo que presentan las rocas calcáreas preordovícicas de la Sierra de Guadarrama reproducen las establecidas para las rocas metapelíticas que las incluyen.

La composición original de estas rocas carbonatadas es el factor condicionante fundamental tanto de la paragénesis metamórfica desarrollada como del quimismo de sus componentes minerales. Un buen ejemplo lo constituye el granate, con mayores contenidos en grossularia si se desarrolla en rocas de silicatos cálcicos o calizas cristalinas.

El aumento en el grado metamórfico determina la aparición regional de la isograda clinopiroxeno (+) y, a escala mineral, no introduce modificaciones en el quimismo de los minerales constituyentes salvo en los contenidos de TiO<sub>2</sub> en anfíbol y CaO en plagioclasa, que manifiestan una relación creciente directa con la intensidad del metamorfismo.

## AGRADECIMIENTOS

A J. L. Casaseca, T. Ruiz y J. Arroyo por los trabajos de mecanografía y delineación. Los análisis químicos fueron realizados por J. de la Puente.

## BIBLIOGRAFIA

- ALTHAUS, E.: *The triple point andalusite-sillimanite-kyanite*. Contr. Min. Petr., 16, 29-44 (1967).
- ALTHAUS, E.: *Das System Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. Experimentelle untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine*. N. Jb. Miner. Abh., 111, 74-161 (1969).
- APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia (Sistema Central Español)*. Est. Geol., 26, 297-315 (1970).
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; GARCÍA CACHO, L., y LÓPEZ RUIZ, J.: *Evolución química de las biotitas y moscovitas de las rocas graníticas de las Sierras de Guadarrama y Gredos (Sistema Central), durante los procesos de diferenciación magmática*. Est. Geol., 36, 307-317 (1980).
- APARICIO YAGÜE, A., y GARCÍA CACHO, L.: *Geotermómetros y geobarómetros en el área metamórfica del Sistema Central Español*. Bol. Geol. Min., 93, 426-435 (1982).
- BISCHOFF, L.; LENZ, H.; MULLER, P., y SCHMIDT, K.: *Geochemische und geochronologische Untersuchungen an metavulkaniten und orthogneisen der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 155, 275-299 (1978).
- CARANDELL, J.: *Las calizas cristalinas del Guadarrama*. Trabajos Museo Nac. Ciencias Naturales (Geol.), 8, 70 pp. (1914).
- GARCÍA CACHO, L.: *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral. Fac. de Ciencias Univ. Complutense Madrid, 318 pp. (1973).
- HEIM, R. C.: *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama*. Min. Geologisch. Inst. Rijks. Univ. Utrecht Holland, 66 pp. (1952).
- HIETANEN, A.: *On the facies series in various types of metamorphism*. Journal of Geology, 75, 187-214 (1967).
- HIRSCHBERG, A., y WINKLER, H. G. F.: *Stabilitätsbeziehungen*

- zwischen chlorit, cordierit und almandin bei der metamorphose. Contr. Min. Petr., 18, 17-42 (1968).
- HOSCHEK, G.: *The stability of staurolite and chloritoid*. Contr. Miner. Petrol., 22, 208-232 (1969).
- HUTCHEON, I.; FROESE, E., y GORDON, T. M.: *The assemblage Quartz-Sillimanite-Garnet-Cordierite as an indicator of metamorphic conditions in the Daly Bay Complex, N.W.T.* Contr. Min. Petrol., 44, 29-34 (1974).
- LEAKE, B. E.: *Nomenclature of amphiboles*. Can. Min., 16, 501-520 (1978).
- LÓPEZ RUIZ, J. L.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)*. Mem. Inst. Geol. Min., 86, 127 pp. (1975).
- LÓPEZ RUIZ, J. L.; APARICIO, A., y GARCÍA CACHO, L.: *Chemical variations in biotites during prograde metamorphism, Sierra de Guadarrama, Sistema Central, Spain*. Chem. Geol., 21, 113-129 (1978).
- LÓPEZ RUIZ, J. L.; APARICIO YAGÜE, A., y GARCÍA CACHO, L.: *Chemical variations of muscovites from the Sierra de Guadarrama metamorphic area, Sistema Central (Spain)*. Geol. Rundschau, 69, 94-106 (1980).
- RICHARDSON, S. W.; BELL, P. M., y GILBERT, M. C.: *Kyanite-sillimanite equilibrium between 700° and 1500°*. Amer. J. Sci., 266, 513-541 (1968).
- RICHARDSON, S. W.; GILBERT, M. C., y BELL, P. M.: *Experimental determination of Kyanite andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point*. Amer. J. Sci., 267, 259-272 (1969).
- SCHAFFER, G.: *Geologie und Petrographie in östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spain)*. Münster Forsch. Geol. Paläont. H., 10, 207 pp. (1969).
- WENCK, E.: *Plagioklas als indexmineral in der Zentralpen Schweiz*. Miner. Petrogr. Mitt., 42, 139-152 (1962).
- WENCK, E., y KELLER, F.: *Isograde in amphibolitserien der Zentralpen*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., 49, 147-198 (1969).
- WINKLER, H. G. F.: *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Ed. Springer Verlag, Berlin, 320 pp. (1974).

Recibido: Abril 1983

# INFORMACION

## Noticias

### PODRÍA ESTAR REDACTADA PARA FINALES DE AÑO:

#### UNA NUEVA LEY ESTABLECERÁ EL CONTROL ESTATAL DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

Una nueva ley de aguas, que probablemente esté redactada para antes de que finalice el año, establecerá que las aguas subterráneas sean también controladas por el Estado, al igual que ahora se hace con las superficiales, ha manifestado José Enrique Azcárate Martín, director del Instituto Geológico y Minero.

La mencionada fuente asegura que las aguas subterráneas están hasta ahora desaprovechadas «porque han sido consideradas como bien privado, lo que ha facilitado que por muchos estudios que hayamos realizado no tengamos ninguna capacidad de acción». «Se ha constatado —añadió— que las aguas subterráneas y superficiales están concentradas. Un pozo que se realice en las subterráneas repercute en el canal de superficie, y si quieres administrarlo tiene que ser conjuntamente. Por eso va a haber una nueva ley de aguas en la que por primera vez las aguas subterráneas se consideren un bien público, o por lo menos un bien privado pero con muchas limitaciones.»

La planificación de estas aguas se hará por cuencas hidrologicas, para lo que estarán presentes las comunidades autónomas, el poder central y los usuarios. Todas estas medidas tienden a «racionalizar la explotación» ya que hasta ahora no ha habido control estatal, lo que ha facilitado que como consecuencia de la sequía algunos particulares hayan considerado esta fuente como un negocio, extrayendo más agua de la debida.

#### EL GOBIERNO PROMULGARA ESTE AÑO CUATRO LEYES PARA LA DEFENSA DEL MEDIO AMBIENTE

El Gobierno tiene previsto promulgar este mismo año cuatro leyes para la defensa del medio ambiente, como paso previo para establecer la normativa que las desarrolle. Las cuatro leyes en cuestión son: Ley Básica del Medio Ambiente; Ley de Aguas; Ley de Gestión de Residuos y Ley del Medio Ambiente Atmosférico.

También en relación con este tema, durante el cuatrienio 1983-86, el Gobierno va a llevar a cabo los siguientes programas de corrección y protección del Medio Ambiente: demostración y promoción de depuradoras de afluentes industriales; promoción y desarrollo de redes de vigilancia y control; saneamiento atmosférico; actuaciones en zonas de atmósfera contaminada; actuaciones puntuales en el desarrollo de infraestructura y equipamiento; inventario y diagnóstico de residuos industriales; desarrollo experimental y aplicado de recuperación de residuos orgánicos; fomento de tecnologías nacionales para depuración de anhídrido sulfuroso en los humos de combustión, y fomento de nuevas tecnologías para la sustitución de procesos obsoletos de producción, con elevadas tasas de generación de residuos por otros de tecnologías limpias. En este sentido, el Ministerio de Industria y Energía participará en el desarrollo de los programas mencionados con unas inversiones próximas a los doscientos millones de pesetas.

Asimismo, el Gobierno tiene previsto desarrollar una política preventiva en este campo, que se ejecutará a partir de estudios que permitan conocer con exactitud los problemas ambientales que se padecen. Todas estas acciones están en la línea de las actuaciones emprendidas en organizaciones internacionales como la OCDE, CEPE y CEE, en las que España está representada.

Por otra parte, España tiene suscritos dos convenios internacionales sobre Medio Ambiente: convenio de Barcelona, sobre protección del Mediterráneo, y convenio sobre contaminación atmosférica transfronteras.

#### POSITIVA REUNION ENTRE EL DIRECTOR GENERAL DE MINAS Y LOS ALCALDES DE MUNICIPIOS MINEROS ASTURIANOS: UN NUEVO DECRETO-LEY REGULARA EL CANON DEL CARBON

Los alcaldes de las localidades asturianas de Mieres, Langreo, Aller, San Martín del Rey Aurelio y Pola de Laviana, se reunieron con el director general de Minas, Juan Manuel Kindelán, a fin de estudiar una nueva fórmula del canon del carbón, que estos municipios consideran

imprescindible para equilibrar sus presupuestos y hacer frente a los problemas que origina la extracción de dicho mineral.

Al parecer está ya redactado un nuevo decreto-ley que reforma el anterior que regulaba este tema. Dicho decreto será remitido al Consejo de Ministros en breve, al estar todas las partes de acuerdo con el mismo.

En el nuevo decreto se establece, por ejemplo, que en las explotaciones a cielo abierto, además de los permisos pertinentes será necesario, por parte de la empresa que efectúe la explotación, depositar cierta cantidad de dinero para recuperar, una vez terminados los trabajos, la zona en que éstos se hayan llevado a cabo. No obstante, y mientras el decreto entra en vigor, el Estado abonará a los ayuntamientos mineros con esta problemática la misma cantidad de dinero que se les abonó el pasado año.

Además del Ministerio de Industria y Energía, han participado también en la elaboración del citado texto los de Administración Territorial y Hacienda.

#### EN LOS POZOS DE HUNOSA:

#### TECNICOS SOVIETICOS REALIZAN ESTUDIOS PARA MEJORAR LA SEGURIDAD EN LAS MINAS DE CUARTA CATEGORIA

Técnicos soviéticos han realizado en Asturias una serie de estudios encaminados a la mejora de los métodos de seguridad y trabajo en las minas de cuarta categoría propiedad de HUNOSA. Dichas minas son aquéllas en las que se producen desprendimientos instantáneos con avalanchas imprevistas de carbón y gas. Las investigaciones realizadas, en las que han participado cuatro técnicos soviéticos apoyados por la dirección provincial del Ministerio de Industria y por Comisión del Grisú y Seguridad Minera, son fruto del acuerdo marco de colaboración técnico-económica firmado en 1979 entre HUNOSA y el Ministerio del Carbón de la URSS.

Los trabajos ahora efectuados, de tipo experimental, permitirán en un futuro diseñar unos medios de seguridad complementarios a los ahora existentes, así como poner en marcha métodos de explotación especiales para las características de estos yacimientos afectados por fenómenos gaseodinámicos.

En opinión de los técnicos soviéticos que han trabajado en estos estudios, las condiciones de seguridad en las minas asturianas son muy parecidas a las existentes en la Unión Soviética.

#### SIMPOSIO DE LAS NACIONES UNIDAS SOBRE EL CARBON COMO FUENTE DE GENERACION DE ENERGIA EN LOS PAISES EN VIAS DE DESARROLLO

Un reciente informe elaborado en torno al Simposio de las Naciones Unidas sobre el Carbón para Generación de Electricidad en los países en Vías de Desarrollo, prevé un fuerte crecimiento de la demanda de carbón, incluso si los precios del petróleo bajasen por debajo de los niveles de 1982.

La posible creación de un cartel de exportadores de carbón, señala el informe, tuvo una fuerte oposición por parte de los participantes en el simposio, que incluía representantes de las compañías suministradoras de combustible, firmas de consulting, representantes de la industria y del Gobierno de Australia, Dinamarca, Francia, Japón, Holanda, Gran Bretaña y Estados Unidos, de los 28 países en vías de desarrollo, y algunos organismos de las Naciones Unidas.

Los participantes pusieron de relieve las ventajas de las centrales eléctricas con capacidad para consumir carbón o petróleo indistintamente, de modo que se puede mantener la flexibilidad de la obtención de combustible. En este sentido apuntaba que es difícil cambiar el diseño de las centrales existentes, ya que las modificaciones de las calderas de petróleo para consumir carbón lleva consigo unos costos considerables.

El crecimiento de la demanda de carbón será probablemente más firme en los países en vías de desarrollo que en los países industrializados, debido a la inercia de los procesos de desarrollo. Aunque la inflación tendrá un impacto sobre los precios del carbón, comenta el informe, parece probable que los costes sean más estables que los de otros combustibles, debido a que los recursos son más abundantes y a que su comercialización es más restringida.

#### El carbón, mineral clave en los países en vías de desarrollo

El informe resume las ponencias presentadas y las discusiones que siguieron. Los temas principales incluyeron la combustión de carbón; diseño y operación de centrales eléctricas; conversión a petróleo de calderas de carbón; aspectos de emplazamiento y del medio ambiente, transporte y almacenamiento de carbón; generación de yacimientos; financiación; preparación comercial, y cooperación regional e internacional.

A pesar de que las conclusiones y descubrimientos del informe son diversos, ya que cubren una amplia diversidad de aspectos del uso de carbón para generación de electricidad en los países en vías de desarrollo, se señalaron los siguientes puntos importantes:

1. Debido a las ventajas de precio y suministros, el atractivo económico del carbón como combustible para las centrales eléctricas continuará a pesar de los movimientos mundiales de precios.
2. Uno de los principales problemas con implicaciones en el futuro comercio y obtención de carbón, es la existencia de diferentes definiciones de las diversas propiedades del carbón en los diferentes países. Una importante área de acción internacional sería el desarrollo de una definición más compatible y un sistema de clasificación internacional estandarizado.
3. Se debería prestar atención al uso de carbón en programas suplementarios, con el objetivo de proporcionar fuentes de combustibles alternativos propios —por ejemplo, briquetas—, como una alternativa a madera, particularmente en los países donde la deforestación es un problema.
4. Puede haber una «importante ventaja económica» en la sustitución de centrales eléctricas alimentadas por petróleo por centrales térmicas de carbón. Sin embargo,

ello representa inconvenientes, en particular el hecho de retirar la central de servicio durante el tiempo de conversión; la potencia alcanzable de la central una vez realizadas las modificaciones; los costes de conversión; los costes comparativos de petróleo y carbón; las características del carbón y el diseño de las calderas, que afecta tanto a los costes como a la potencia que se puede alcanzar.

5. La cooperación regional puede ser un gran valor para los países del interior, que pueden necesitar la cooperación de sus vecinos para obtener el acceso a los suministros de carbón o para encontrar mercados para la electricidad.
6. La explotación de yacimientos de carbón ofrece atractivos para los países del interior que tienen reservas de carbón, incluso si es de baja calidad, donde haya problemas de acceso a fuentes alternativas de suministro.
7. La transmisión de energía puede presentar problemas sociales y técnicos. Es inaceptable desde el punto de vista social tener una línea de transmisión de alto voltaje en áreas rurales que no tengan electricidad sin proporcionar un suministro local. Sin embargo, las tomas intermedias son costosas.
8. La financiación de proyectos no puede considerarse aisladamente. Es necesario estudiar conjuntamente los aspectos técnicos y financieros.
9. Se debería prestar atención a la provisión de asistencia de asesoramiento a los países en vías de desarrollo interesados sobre la revisión de su estrategia global para el desarrollo del sector energético, incluyendo asesoramiento sobre los medios para mejorar la posición financiera de las empresas, estructuras de los tipos de tarifas y su funcionamiento institucional.

La organización de este Simposio sobre el potencial de carbón es un ejemplo de los esfuerzos de desarrollo cooperativo que las Naciones Unidas están llevando a cabo en más de 150 países en vías de desarrollo en todo el mundo. El Departamento de Cooperación Técnica para el Desarrollo de las Naciones Unidas, que organizó el Simposio, en cooperación con el Programa de Desarrollo de las Naciones Unidas (UNDP) y el Gobierno de Australia, es el brazo operacional más importante del Secretariado de las Naciones Unidas para las actividades de cooperación técnica. El Departamento trabaja para asistir a los países en vías de desarrollo y acelerar el mismo, principalmente en las áreas de recursos naturales y energía; planificación de desarrollo; estadísticas; administración; población; desarrollo social, y transferencia de tecnología.

#### MEDIO AMBIENTE E INDUSTRIA

El problema de la contaminación del Medio Ambiente ha sido objeto de atención desde hace un par de décadas, y más concretamente a partir de la década de los setenta, a raíz de las conferencias celebradas en las Naciones Unidas sobre este tema, en las que se puso de manifiesto la correlación existente entre el estado del Medio Ambiente, la salud y el desarrollo económico y social. Fue a partir de entonces cuando los Estados, y en general la

comunidad internacional, empezaron a prestar una atención política a estos problemas y, consecuentemente, comenzaron a establecer objetivos y diseñar estrategias, a la vez que nacieron organismos estatales e internacionales que se ocupaban de esta problemática.

Este proceso de concienciación con el Medio Ambiente ha sido también fruto de una serie de graves y aparatosos incidentes, como derramamientos de petróleo, nieblas letales, envenenamientos por productos tóxicos, etc., que originaron un estado de continua sensibilización por el deterioro del medio que nos rodea. Así se ha llegado a la convicción de que hay que reordenar el uso del suelo y la forma de hacerlo producir; que hay que distribuir de forma ajustada el consumo de agua entre la agricultura, la industria y las urbes; que hay que cuidar de la calidad del aire; que hay que compatibilizar las ventajas de trasladarse con rapidez con la contaminación atmosférica y sonora de los nuevos ingenios volantes, o que hay que preservar espacios naturales para la vida salvaje, renunciando a otras actividades.

Estas nuevas alternativas medioambientales se han precipitado a lo largo de estos últimos años por dos circunstancias especiales: por un lado la nueva capacidad técnica de investigación y observación y, por otro, el gran desarrollo de los medios de comunicación y difusión, que con sus demandas ha exigido de los gobiernos el cambio de ciertas conductas.

Como ejemplo de este desarrollo, baste decir que mientras en 1970 sólo unos pocos países desarrollados disponían de administración ambiental nacional, en la actualidad el 20 por 100 del total —sin incluir los africanos— han creado ministerios o secretarías para que se ocupen de este campo. En algunos países, como es el caso de Canadá, Estados Unidos y la República Federal de Alemania, son obligatorios los informes anuales o bianuales sobre el estado del Medio Ambiente.

A continuación vamos a desarrollar sólo aquellos puntos de la problemática medioambiental relacionados con la industria y los residuos sólidos generados por la misma. A modo de introducción se puede apuntar que los residuos sólidos se clasifican, según su origen, en:

1. URBANOS (Basuras, Lodos de depuradoras, Escombros, Tierras de vaciados, etc.).
2. INDUSTRIALES (Cenizas volantes, Embalajes, etc.).
3. MINEROS (Escorias, Gangas, etc.).
4. AGRICOLAS (Orujos, Cebadillas, Ramos de olivo, Bagazos, Paja, etc.).
5. FORESTALES (Fitomasas de podas y aclareos, Serrión, etc.).
6. GANADEROS (Gallinazas, Estiércol, etc.).

Por su parte, los residuos líquidos pueden clasificarse asimismo por su origen en:

1. URBANOS (Aguas residuales, Lixiviados de vertederos, etc.).
2. INDUSTRIALES (Efluentes de procesos diversos, etc.).
3. MINEROS (Lixiviados mineros, Efluentes de lavaderas, etc.).
4. AGRICOLAS (Alpechines, Vinazas, Melazas, etc.).
5. FORESTALES (Licores negros de papeleras, Efluentes de tableros aglomerados, etc.).
6. GANADEROS (Purines, lisières, etc.).

### España, segundo país en generación de residuos sólidos

Salvo el caso del Reino Unido, las cifras actuales de generación de residuos sólidos demuestran que España es el país con más vertidos. A esta situación hay que añadir que debido a que en el resto de los países existen unas rigurosas normas medioambientales, las instalaciones de compostaje son muy superiores en calidad a la media de las instalaciones españolas, algunas de las cuales serían inaceptables en estos países.

La gestión medioambiental de los residuos sólidos contempla las siguientes fases:

- **Recogida.**—Evacuación de los residuos desde el punto de origen hasta el punto de tratamiento o transferencia.
- **Transporte.**—Traslado de los residuos en vehículos diferentes a los de recogida (mayor capacidad de carga) desde un punto de transferencia al lugar de tratamiento y/o eliminación.
- **Tratamiento.**—Proceso hecho seguir a los residuos hasta su disposición final.

Limitando la situación en España a los 1.052 municipios mayores de cinco mil habitantes, con una población de hecho de 3,12 millones de habitantes, se generan unos residuos estimados en 8,28 millones de toneladas.

En primer lugar, tanto los residuos industriales, procedentes del sector secundario —transformación— como los residuos urbanos, con origen en el sector consumo, son generados en lugares que no admiten, de forma general, una eliminación in situ, haciéndose necesaria la realización de operaciones de recogida, transporte y tratamiento o disposición final.

Este hecho, de forma generalizada, no es aplicable al resto de los otros tipos de residuos (agrícolas, ganaderos y forestales) los que, por otra parte, son absorbidos parcialmente por el sector generador sin problemas importantes.

El segundo factor relevante a considerar es que las características cualitativas de los residuos sólidos urbanos y los residuos industriales les hacen difícilmente asimilables por el medio ambiente, pudiendo ser focos contaminantes si no se emplean las técnicas adecuadas de tratamiento y eliminación final.

Atendiendo a los diversos tipos de residuos sólidos generados, la evaluación en España de los mismos es la siguiente:

	Mt.
Residuos sólidos urbanos ... ..	10
Residuos industriales ... ..	10
Residuos agrícolas ... ..	24
Residuos ganaderos ... ..	60
Residuos forestales ... ..	5
<b>TOTAL ... ..</b>	<b>109</b>

A esta cifra habría que añadirle la de los residuos generados por la actividad minera, que es importante por su cuantía, a pesar de lo cual en estos momentos es poco conocida su cuantificación.

A manera de resumen se puede decir que la cifra total

de residuos sólidos generados en España, limitándonos a los urbanos y los industriales suponen el 17 por 100 de los residuos generados en total, y que a pesar de ser una cifra poco importante es notable debido a los problemas que plantea su eliminación.

### Tratamiento de residuos sólidos en España y comparación con otros países

Para hacer frente a estos residuos, las instalaciones de tratamiento existentes en España son muy inferiores a las de otros países. Así, mientras el total de plantas con que cuenta nuestro país se eleva a 48 (4 de trituración; 37 de compostaje —únicamente 7 pueden considerarse válidas—; 5 de incineración, y 2 de reciclado), en otros países europeos las cifras son ostensiblemente más elevadas:

— Francia:	147 plantas incineradoras
	86 plantas compostaje
	58 plantas trituradoras
<b>TOTAL:</b>	<b>290</b>
— Italia:	148 plantas de incineración
	43 plantas de compostaje
	9 plantas de reciclado
<b>TOTAL:</b>	<b>200</b>
— R. F. A.:	39 plantas de incineración
	19 plantas de compostaje
	66 plantas de trituración
<b>TOTAL:</b>	<b>124</b>

Analizando la situación española, se observa que los sistemas de tratamiento utilizados no están a la altura de otros países europeos, ni en las tecnologías utilizadas ni en la calidad de las instalaciones existentes. En este sentido, es posible que en España se evolucione en un sentido semejante a lo ocurrido en otros países europeos: mejora de los sistemas existentes y eliminación del vertido incontrolado.

En cuanto a la cuantía económica que va asociada a cada fase de la gestión medioambiental, es la siguiente:

— Recogida:	3.500-4.500 ptas/t.
— Transporte:	700 ptas/t.
— Tratamiento:	
• Vertido incontrolado:	0- 300 ptas/t.
• Vertido controlado:	300- 450 ptas/t.
• Vertido con trituración:	500- 700 ptas/t.
• Incineración:	2.000-3.000 ptas/t.
• Compostaje:	500-1.200 ptas/t.
• Reciclado:	1.000-1.500 ptas/t.

### El papel de las Administraciones locales en la gestión ambiental

Las corporaciones locales son conocedoras de la problemática que plantea la eliminación de sus residuos y en todas ellas se encuentra la intención de, en unos casos, mejorar sus sistemas de tratamiento, y en otros, implantar

nuevos sistemas por tener agotada la capacidad de los existentes. El problema que le retrasa a dar este paso es básicamente el económico por dos factores:

- Inversión necesaria y su financiación.
- Nuevos costes operacionales generalmente superiores a los anteriores en vigor.

Una estimación de inversiones necesarias es la siguiente:

— Recogida:	0,5 MP por t. de capacidad/día.
— Tratamiento:	
• Vertido controlado:	0,4 MP por t. de capacidad/día
• Vertido trituración:	1 MP por t. de capacidad/día
• Incineración:	3 a 5 MP por t. de capacidad/día
• Compostaje:	1 a 1,5 MP por t. de capacidad/día
• Reciclado:	1,5 a 2 MP por t. de capacidad/día

Un Ayuntamiento difícilmente puede hacer frente a la financiación de estas inversiones por lo que se busca que esta financiación sea realizada por las empresas de servicios y que este coste de financiación, más el de amortización de la inversión, les sea repercutido en forma de un canon fijo por cada tonelada contratada. Para no encarecer fuertemente, tanto el tratamiento como la recogida, es habitual que los plazos en que se mueven estas contrataciones estén situados entre los 7 y los 10 años. En épocas pasadas estos tiempos eran más largos (hasta 15 años).

Por otra parte y para, igualmente, no encarecer la gestión, las corporaciones tratan de conseguir subvenciones por la mayor cuantía posible frente a los organismos principalmente involucrados en el Medio Ambiente.

Por otra parte, hay que considerar que las inversiones de los distintos sistemas son las que realmente gravan los costes finales resultantes para los municipios, ya que los costes operacionales, disminuidos de los ingresos por productos recuperados (incineración con recuperación de energía, compostaje, reciclado) presentan una cuantía económica a la que los propios municipios sí podrían, por lo general, hacerles frente.

En los países europeos está bastante regulado el sistema de financiación de las instalaciones de tratamiento de residuos. Seguidamente se exponen algunos casos en detalle.

**Bélgica:** El «Ministry of Public Health and Welfare» subvenciona el 60 por 100 de las instalaciones de tratamiento de residuos (Real Decreto de 12 de septiembre de 1969).

**Francia:** Varios ministerios están autorizados a subvencionar instalaciones (Ministère de l'Interieur para los ayuntamientos, Ministère d'Agriculture, Ministère d'Industrie, etc.). Esta subvención es variable entre el 10 y el 50 por 100, siendo usual el 20 por 100.

**Italia:** Subvenciones por parte del Ministerio del Interior y de los Organismos regionales hasta un tercio de la inversión total.

**Luxemburgo:** Subvención del Estado hasta el 50 por 100 de la inversión total.

**Reino Unido:** Intervención del «Department of the Environment», que estipula los créditos que las Corporaciones Locales pueden solicitar para financiar sus proyectos, además de que éstos cuenten con recursos propios.

**R. F. A.:** Inversiones financieras por los «Länder» (Estados Federales). Sin embargo, el Gobierno Federal, que no puede financiar en principio, plantas de tratamiento, sí puede prestar ayuda a proyectos interregionales, plantas piloto y proyectos de investigación y demostración.

Se hace, pues, necesario establecer un arreglo institucional que llegue a normalizar la situación en España para que, tanto los municipios como las empresas del sector conozcan con precisión la cuantía de las posibles subvenciones, tanto estatales como regionales.

### Métodos de aprovechamiento de residuos sólidos

El tratamiento y/o aprovechamiento de los residuos sólidos mencionados anteriormente puede hacerse mediante:

- a) Aislamiento en fase sólida.
- b) Integradamente, en fase sólida.
- c) Sinérgicamente, conjuntando residuos sólidos y líquidos.

En la primera alternativa se actúa sobre un residuo sólido aislado, orientándose el tratamiento hacia un fin determinado relacionado con las aptitudes del residuo al respecto. Cabe citar, como ejemplo de esta primera alternativa, los clásicos tratamientos de compostaje de las basuras urbanas, con fines de obtener enmiendas o fertilizantes agrícolas.

En la segunda alternativa, la actuación se produce integradamente sobre dos (o más) residuos sólidos orientándose el tratamiento en la misma forma que el caso anterior. Ejemplo de esta alternativa, es el tratamiento integrado de basuras urbanas y lodos de depuradoras con fines de obtención de fertilizantes enriquecidos: la basura de las ciudades, a medida que el desarrollo económico aumenta, tienen cada vez más capacidad calorífica y menos materia orgánica, lo que hace que el compost que puede obtenerse de ellas es de menor valor agrícola. Una forma de corregir esta tendencia histórica, es la integración del lodo de las depuradoras urbanas (rico en materia orgánica) con las basuras y realizar el compostaje conjunto de ambos residuos con evidentes ventajas en las características del producto final.

Finalmente, la tercera alternativa trasciende de las áreas de la fase sólida que configura el marco de la segunda y realiza el tratamiento y/o aprovechamiento de un colectivo de residuos sólidos y líquidos, beneficiándose de los efectos sinérgicos que así pueden alcanzarse en los aspectos técnicos y/o económicos. Vamos a centrarnos en esta tercera alternativa, porque evidentemente es la de mayor actualidad y futuro, además de constituir el campo indudable I+D (Investigación y Desarrollo) del mundo de los residuos. Ejemplos posibles de esta alternativa serían los siguientes:

- 1) Tratamiento Conjunto de Basuras y Aguas Residuales.
- 2) Tratamiento Conjunto de Orujos y Vinazas.
- 3) Tratamiento Conjunto de Alpechines, Fitomasas y Basuras.
- 4) Tratamiento Conjunto de Vinazas y Basuras.
- 5) Tratamiento Conjunto de Lixiviados y Basuras.

#### La gestión ambiental en la empresa

La preocupación por la protección ambiental ha incidido en la gestión empresarial en España con bastante retraso, aunque hoy es una realidad concreta. No obstante, todavía existe la idea de que las medidas que debe adoptar una empresa para reducir la emisión de contaminantes procedentes de su fábrica, o para respetar o mejorar el entorno en que está ubicada, son inversiones costosas y no directamente rentables. Sin embargo, también hay que apuntar que cada vez existe una mayor mentalización en el sector industrial sobre estos aspectos, circunstancia que tal vez se deba a la opinión pública.

Cuando una empresa se ocupa del tema ambiental debe considerar los dos grandes campos de esta problemática: el medio natural y el medio sociológico. Ello es así porque las industrias están localizadas en zonas concretas, y por lo tanto comparten la problemática física y sociológica de tales zonas. Comparten también, por el hecho de su situación, el estado en que se encuentra el medio ambiente o entorno de su planta.

Otro punto sobre el que hay que llamar la atención es el referente a la distinción que se suele realizar con respecto a los problemas ambientales que se presentan en el interior y/o exterior de las fábricas. En general, y este es el caso de España, todo lo que sucede dentro de la fábrica y que afecta al personal que trabaja en ella tiene la condición de problemas de Seguridad e Higiene en el Trabajo, y por tanto otro tratamiento. Lo que trasciende al exterior y puede afectar de cualquier forma a personas o elementos ajenos a la empresa, son problemas ambientales.

Una pregunta que puede plantearse es ¿cómo se diseña un sistema de gestión de la contaminación en una planta? De forma esquemática podría establecerse el siguiente cuadro de actuaciones:

1. En primer lugar es necesario realizar un estudio de la planta, con especial incidencia en la parte de proceso y servicios. En este estudio deberán identificarse los contaminantes. Es fundamental también, para seleccionar el equipo de control, tener un conocimiento lo más preciso posible del volumen del vertido.
2. Hay que analizar la localización de la planta en dos aspectos:
  - a) Condiciones micro y mesometeorológicas del lugar y topografía del mismo, recursos hídricos, vegetación, etc.
  - b) Estudio del entorno (núcleos de población próximos, tipo de agricultura y ganadería, tipos de industrias situadas en la zona de influencia).

3. Conocer las disposiciones legales que ha de cumplir la planta, tanto a nivel nacional como local.
4. En una segunda fase hay que proceder, una vez recogidos los datos, al estudio de los mismos.
5. A partir de aquí se pueden establecer los criterios de diseño del sistema o equipos de control, si es que son precisos.
6. A continuación se efectúa una evaluación del sistema diseñado, considerando las siguientes variables y aspectos:

- a) Posibles medidas correctoras del foco, es decir, posible regulación o modificación de las condiciones de proceso, que es un punto fundamental.
- b) Sistema de captación o depuración y dentro de él habrá que prever, quizá, un tratamiento previo (como puede ser la instalación de ciclones o multiciclones) y después del tratamiento final (como puede ser la dotación de lavadoras, filtros de mangas, etc.).
- c) Un tercer paso, y en ocasiones el fundamental, son los estudios de dispersión de emisiones. Para ello hay que calcular, en función del volumen de efluentes, condiciones de los gases de vertido y sobre todo de las condiciones meteorológicas de la zona, la altura adecuada de la chimenea y seguidamente efectuar unos cálculos de dispersión que permitan prever qué concentraciones ambiente de contaminantes pueden originar estas emisiones.
- d) El último punto será estudiar la colocación, tratamiento o eliminación de los residuos obtenidos en el sistema de control (como pueden ser los lodos procedentes de los lavadores, el azufre recuperado en las instalaciones de desulfuración, etcétera).

7. Al llegar a este punto hay que proceder a la evaluación económica. Deben considerarse no sólo los costos de inversión del sistema, sino también, los gastos de explotación y mantenimiento de estos equipos.
8. Con estos datos puede procederse ya a seleccionar el sistema de control, para pasar a continuación a la ingeniería de detalle, construcción, puesta en marcha, ensayos de rendimiento, ajuste y operación normal.

Hay que tener en cuenta que la actuación de una empresa en materia ambiental difiere, igual que la propia actuación, según se trate de plantas existentes o de fábricas nuevas. Por último, hay que añadir que sería ideal, al menos en los grandes proyectos, que se efectuaran estudios previos de evaluaciones de impacto ambiental, lo que sería ventajoso para la comunidad que aloja tal instalación y para la propia industria, que podría reducir sensiblemente su inversión buscando una adecuada localización o modificando parte de sus procesos. Estos estudios se están empezando a realizar en los países industrializados, aunque todavía de manera tímida y lenta.

## Notas bibliográficas

### GEOLOGIA GENERAL

20941. **Comunicaciones presentadas al primer Simposio nacional sobre la enseñanza de la Geología.** ANGUITA VIRELLA, F.

*Univ. Complutense. Fac. Cienc. Geol. Madrid* (1980), 1-482, ref. 175, esp., bibl. IGME.

\* Reunión, Enseñanza, Enseñanza secundaria, Enseñanza superior, Geología, España.

20922. **La vida atzarosa del geolog Barcelini Carles di Gimbernat.** SOLE SABARIS, L.

*Real Academia de Farmacia de Barcelona* (1982), 5-69, cat., res. esp., ing., bibl. IGME.

\* Geología, Bibliografía personal.

21006 **Tercer Congreso Colombiano de Geología. Resúmenes.**

*Ingeominas. Sociedad Colombiana de Geología. Universidad Nacional. Bogotá* (1981), 1-63, esp., bibl. IGME.

\* Reunión, Geología, Colombia.

21145. **Nuevos cálculos y compensaciones de la red Geodésica europea.** CATURLA SANCHEZ DE NEIRA, J. L.

*Bol. inf. Serv. Geogr. Ejército* (1982), núm. 52, 53-67, ref. 8, esp., bibl. IGME.

\* Red geodésica, Europa, España.

21146. **Primer seminario de fotointerpretación y teledetección.**

*Bol. inf. Serv. Geogr. Ejército* (1982), núm. 52, 71-77, esp., bibl. IGME.

\* Reunión, Teledetección, Fotografía aérea.

### ESTRATIGRAFIA

20865. **Relación entre las facies de abanico aluvial y facies carbonáticas del sector SE de la Cuenca del Duero.** ORDÓÑEZ, S.; GARCIA DEL CURA, M., y BRELL, J. M.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 463-482, ref. 11, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Litofacies, Abanicos fluviales, Sedimentación detrítica, Medio lacustre, Colada de barro, Colada clástica, Oncolito, Difracción RX, Conglomerado, Marga, Provincia Burgos, Cuenca Duero.

20866. **Características deposicionales y petrológicas de las secuencias evaporíticas continentales en las cuencas terciarias peninsulares.** ORTIZ CABO, F.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 485-506, ref. 23, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Evaporita, Sedimentación química, Medio continental, Medio lagunar, Depósito, Yeso, Anhidrita, Halita, Terciario, Litofacies, Diagénesis, Cuenca Duero.

20867. **Las facies conglomeráticas terciarias de la región de Covarrubias (Burgos).** POL, C., y CARBALLEIRA, J.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 509-525, ref. 8, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Conglomerado, Terciario, Colada, Colada clástica, Colada de barro, Discordancia angular, Abanicos fluviales, Evolución, Coluviión, Bloque, Provincia Burgos, Cuenca Duero.

20873. **Sedimentos carbonatados en el Mioceno Superior al oeste de Valladolid.** SANCHEZ DE LA TORRE, L.; MANJON RUBIO, M., y GONZALEZ LASTRA, J.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 623-637, ref. 2, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Estratigrafía, Unidad estratigráfica, Mioceno sup., Plioceno inf., Sedimento, Sedimento carbonatado, Fauna ostrácodos, Fauna foraminíferos, Provincia Valladolid, Cuenca Duero.

20876. **El Paleógeno del borde occidental de la cuenca del Duero (provincia de Zamora).** CORROCHANO, A.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 687-697, ref. 16, esp., bibl. IGME.

\* Síntesis bibliográfica, Paleógeno, Borde cuenca, Litofacies, Abanicos fluviales, Coluviión, Provincia Zamora, Cuenca Duero.

20877. **Características de la sedimentación miocena de la zona norte de la cuenca del Duero.** DPTO. DE ESTRATIGRAFIA. UNIV. OVIEDO.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 701-705, ref. 4, esp., bibl. IGME.

\* Mioceno, Conglomerado, Canto rodado, Sedimentación detrítica, Medio continental, Abanicos fluviales, Depósito fluvial, Plano inundable, Cuenca Duero, Provincia Palencia, Provincia León.

20880. **1.ª Reunión sobre la Geología de la cuenca del Duero. Salamanca. Excursión-Parada núm. 1.—Sucesión paleógena de Molino del Pico (Castrillo de Guareña).** CORROCHANO, A.; CORRALES, I., y ARMENTEROS, I.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 743-747, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Oligoceno, Arena, Arcilla, Estratificación cruzada, Bioturbación, Colada, Colada de barro, Colada clástica, Mineral pesado, Provincia Zamora, Cuenca Duero.

20881. **Excursión-Parada núm. 2.—Disconformidad Paleógeno-Mioceno en Castrejón.** CORROCHANO, A.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 747-748, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Límite estratigráfico, Mioceno inf., Paleógeno, Arenisca, Cuarcita, Estratificación cruzada, Provincia Valladolid, Cuenca Duero.

20882. **Excursión-Parada núm. 4.—Terraza del río Duero A+126 — 134 m. (TD2) en el perfil de Castronuño-Alaejos.** PEREZ GONZALEZ, A.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 748-751, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Terraza, Depósito fluvial, Arcosa, Arcilla, Sedimento, Sedimento carbonatado, Coluvión, Suelo pardo, Provincia Valladolid, Cuenca Duero.

20883. **Excursión-Parada núm. 5.—Terrazas bajas del río Duero y acción eólica reciente.** PEREZ GONZALEZ, A.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 752-753, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Terraza, Depósito fluvial, Aluvión, Erosión fluvial, Erosión eólica, Duna, Provincia Valladolid, Cuenca Duero.

20884. **Excursión-Parada núm. 6.—Sucesión de «facies de Cuestas» en Villavieja (Tordesillas).** SANCHEZ DE LA TORRE, L.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 754-758, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Litofacies, Arcilla, Depósito, Composición carbonatada, Ripple mark, Paleosol, Provincia Valladolid, Cuenca Duero.

20885. **Excursión-Parada núm. 7.—Tránsito de «facies Tierra de Campos» a «facies de Cuestas» y depósitos de Cienaga-Zaratón.** SANCHEZ DE LA TORRE, L.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 758-762, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Litofacies, Arcilla, Depósito, Composición carbonatada, Ripple mark, Paleosol, Provincia Valladolid, Cuenca Duero.

20886. **Excursión-Parada núm. 8.—Canales del techo de Tierra de Campos en Fuensaldaña.** ELIZAGA, E., y SANCHEZ DE LA TORRE, L.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 726-765, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Litofacies, Arcilla, Limo, Arena, Grava, Provincia Valladolid, Cuenca Duero.

20887. **Excursión-Parada núm. 9.—Terraza del río Duero A+126 — 134 m. (TD, 2), en el perfil de Tordesillas-Medina del Campo.** PEREZ GONZALEZ, A.; ELIZAGA, E., y PUIG DE FABREGAS, C.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 766-769, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Terraza, Pleistoceno inf., Depósito fluvial, Barra, Duna, Estratificación cruzada, Grava, Granulometría, Coluvión, Provincia Valladolid, Cuenca Duero.

20888. **Excursión-Parada núm. 10.—Facies Villalba de Adaja en la localidad del mismo nombre.** CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A., y POL, C.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 769-777, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Litofacies, Arena, Colada de barro, Compactación, Arenisca, Estratificación cruzada, Provincia Valladolid, Cuenca Duero.

20889. **Excursión-Parada núm. 11.—Terrazas abandonadas por el cambio de la primitiva red del sistema fluvial del río Eresma.** PEREZ GONZALEZ, A.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 777-780, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Terraza, Cuaternario, Red hidrográfica, Cuarcita, Arena, Provincia Valladolid, Cuenca Duero.

20890. **Excursión-Parada núm. 12.—Canales en la base del sistema fluvial de la facies Arévalo.** CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I., y POL, C.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 783-786, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Límite estratigráfico, Mioceno, Cuaternario, Plano inundable, Arena, Limo, Grava, Estratificación cruzada, Laminación, Provincia Avila, Cuenca Duero.

20891. **Excursión-Parada núm. 12'.—Secuencias fluviales al sur de Arévalo.** CARBALLEIRA, J., y POL, C.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 786-790, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Litofacies, Plano inundable, Arena, Grava, Estratificación cruzada, Laminación, Paleocorriente, Bioturbación, Madriguera, Provincia Avila, Cuenca Duero.

20892. **Excursión-Parada núm. 13.—Subfacies de llanura de inundación y canal de la facies Arévalo.** CARBALLEIRA, J., y ARMENTEROS, I.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 790-796, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Litofacies, Plano inundable, Arena, Grava, Limo, Bioturbación, Ripple mark, Provincia Avila, Cuenca Duero.

20893. **Excursión-Parada núm. 14.—Areniscas de Corrales en Fuente del Carnero.** CORROCHANO, A., y CARBALLEIRA, J.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 796-799, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Arenisca, Eoceno Medio, Luteciense, Colada de barro, Bioturbación, Mineral pesado, Provincia Zamora, Cuenca Duero.

20894. **Excursión-Parada núm. 15. Facies de Entrada en Corrales del Vino.** CORROCHANO, A., y CARBALLEIRA, J.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 799-802, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Litofacies, Paleógeno, Plano inundable, Arena, Arenisca, Estratificación cruzada, Ripple mark, Madriguera, Provincia Zamora, Cuenca Duero.

20895. **Excursión-Parada núm. 16.—Unidad basal del Paleógeno en Zamora.** CORROCHANO, A.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 802-804, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Litofacies, Paleógeno, Arenisca, Grava, Corteza ferruginosa, Estratificación cruzada, Mineral pesado, Silicificación, Provincia Zamora, Cuenca Duero.

20896. **Excursión-Parada núm. 17.—Costra ferralítica y unidad basal del Paleógeno en Montamarta.** CORROCHANO, A., y CORRALES, I.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 804-806, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Litofacies, Paleógeno, Arenisca, Bioturbación, Costra ferruginosa, Grava, Arena, Estratificación cruzada, Provincia Zamora, Cuenca Duero.

20897. **Excursión-Parada núm. 18.—Tránsito de la facies de Entrada a las margas de Valcabado, en Cubillos.** CORROCHANO, A.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 806-808, esp., bibl. IGME.

\* Excursión, Litofacies, Paleógeno, Marga, Arenisca, Limolita, Laminación, Ripple mark, Provincia Zamora, Cuenca Duero.

21179. **El cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central).** ALONSO, A.

*Semin. estratigr. Ser. monogr.* (1981), núm. 7, 1-271, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Tesis, Cenomaniense, Turoniense, Senoniense, Escala estratigráfica, Corte geológico, Litofacies, Ciclo sedimentario, Transgresión, Regresión, Sedimentación fluvial, Sedimentación recifal, Roca clástica, Roca carbonatada, Isopaca, Límite estratigráfico, Estructura sedimentaria, Paleogeografía, Fauna ammonites, Fauna ostrácodos, Fauna foraminíferos, Síntesis bibliográfica, Provincia Segovia, Cuenca Duero.

## GEOMORFOLOGIA

20871. **La morfología glaciar de la Sierra Cebollera.** SAENZ RIDRUEJO, C.; ARENILLAS PARRA, M.; BARBAZAN SAGASTI, J.; POZO RIVERA, E., y CALVO CALLEJA, J. A.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 589-604, ref. 13, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Morfología glaciar, Cuaternario, Lago glaciar, Valle glaciar, Nevero, Morrena, Depósito glaciar, Provincia Soria, Provincia Logroño, Cuenca Duero.

20872. **Estudio del poder erosivo de las precipitaciones en la cuenca de los ríos Tormes y Guareña.** SANCHEZ SAN ROMAN, J.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 607-619, ref. 8, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Cuenca representativa, Precipitación atmosférica, Altitud, Erosión suelo, Erosión fluvial, Climatología, Relieve, Vegetación, Degradación, Provincia Salamanca, Provincia Valladolid, Cuenca Duero.

## CUATERNARIO

20879. **El Cuaternario de la Región Central de la cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos.** PEREZ GONZALEZ, A.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 717-740, ref. 18, esp., bibl. IGME.

\* Cuaternario, Meseta, Superficie erosión, Depósito fluvial, Terraza, Meandro, Erosión eólica, Morfología geomorfológica, Provincia Valladolid, Cuenca Duero.

20902. **Las dunas eólicas costeras de la playa de Xago (Asturias).** FLOR, G.

*Trab. geol. Univ. Oviedo* (1981), núm. 11, 61-71, ref. 38, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Duna costera, Acción climática, Viento, Playa, Línea costa, Sedimentación eólica, Proporción material sedimentado, Morfología eólica, Granulometría, Método estadístico.

## GEOLOGIA MARINA

21159. **Resultados preliminares de la campaña de Geología Marina «GATIÑO-81», realizada en la plataforma continental de las provincias de Valencia, Alicante y Murcia.** ACOSTA, J.; REY, J.; DIAZ DEL RIO, V.; HERRANZ, P.; SAN GIL, C.; SANZ, J. L., y YOUNG, R.

*Inf. tec. Inst. Esp. Oceanogr.* (1982), núm. 3, 36 pp., ref. 15, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Plataforma continental, Levantamiento geofísico, Sonar, Sísmica de reflexión, Basamento, Grava, Arena, Holoceno, Duna submarina, Batimetría, Provincia Valencia, Provincia Alicante, Provincia Murcia, Mar Mediterráneo Oeste.

## GEOLOGIA DEL INGENIERO

21140. **Determinación de la meteorabilidad de las rocas.** DAPENA GARCIA, J. E., y URIEL ROMERO, S.

*Bol. inf. Lab. Carret. Geotec.* (1980), núm. 142, 3-34, ref. 70, esp., bibl. IGME.

\* Alteración meteórica, Roca, Influencia, Acción climática, Precipitación atmosférica, pH, Disolución, Cambio iónico, Hidrólisis, Oxidación, Reducción química.

21141. **Proyecto de muros cilíndricos circulares de suelo congelado.** MUZAS, F.

*Bol. inf. Lab. Carret. Geotec.* (1980), núm. 142, 35-39, esp., bibl. IGME.

\* Estabilización, Cimentación, Congelación, Temperatura, Elasticidad, Plasticidad, Método matemático.

21142. **Avances recientes en ingeniería sísmica de suelos.** BLAZQUEZ, R.; CUELLAR, V., y OLALLA, C.

*Bol. inf. Lab. Carret. Geotec.* (1980), núm. 142, 63-65, esp., bibl. IGME.

\* Reunión, Sísmica, Riesgo sísmico, Construcción antisísmica.



21143. **Ensayos de corte y penetración con sección controlada.** ESCARIO, V.

*Bol. inf. Lab. Carret y Geotec.* (1981), núm. 144, 3-13, esp., bibl. IGME.

\* Suelo, Propiedad geotécnica, Penetrometría, Cizallamiento, Compresión triaxial, Presión capilar, Ensayo in situ, Ensayo laboratorio.

21144. **Influencia de la aceleración máxima, duración y contenido de frecuencias en los daños producidos por los terremotos.** SARAGONI, R.

*Bol. inf. Lab. Carret. y Geotec.* (1981), núm. 144, 15-32, ref. 21, esp., bibl. IGME.

\* Sismo, Riesgo sísmico, Daño catástrofe natural, Acelerograma, Zona subducción, Acreción, Modelo matemático, Ecuación matemática, Mundo, Chile.

21150. **Planes y políticas de protección del medio físico y gestión de recursos naturales.** SANZ CANADA, E.; CAGIANO QUAGLINO, R., y DIAZ DE LIANO, C.

*Estudios Territoriales* (1982), núm. 5, 79-92, esp., bibl. IGME.

\* Planificación, Política Estado, Protección medio ambiente, España.

21158. **Recomendaciones para el proyecto y ejecución de escombreras en la minería del carbón.** AYALA CARCEDO, F. J., y RODRIGUEZ ORTIZ, J. M.

*Ind. min.* (1982), núm. 218, 71-86, ref. 16, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Vertedero, Residuo sólido, Mina, Elección de lugar, Estabilización, Estudio impacto medio.

21202. **Simposio sobre «uso industrial del subsuelo». Ponencias y Discusiones.** SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MECANICA DE SUELO Y CIMENTACIONES. SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MECANICA DE ROCAS. ASOCIACION ESPAÑOLA DE TUNELES.

*Soc. Esp. Mecánica de Rocas. Madrid* (1982), 1-310, esp., bibl. IGME.

\* Geotécnica, Mecánica de suelo, Túnel, Planificación urbana, Almacén subterráneo, Caverna, Mina.

## PALEONTOLOGIA DE LOS INVERTEBRADOS

20875. **Observaciones sobre los niveles fosilíferos del Mioceno de Castillo del Val (Burgos).** TRUYOLS, J., y DE PORTA, J.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 663-676, ref. 14, esp., res. ing., franc., bibl. IGME.

\* Fauna gasterópodo, Bivalva, Mioceno medio, Mioceno sup., Borde cuenca, Arcilla, Marga, Medio lacustre, Paleogeografía, Provincia Burgos, Cuenca Duero.

20907. **Conodontos del Bashkisiense Superior y Moscoviense Inferior en una sección de la Cordillera Cantábrica (NW de España).** MENDEZ, C. A., y MENENDEZ ALVAREZ, J. R.

*Trab. geol. Univ. Oviedo* (1981), núm. 11, 129-134, ref. 31, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Fauna conodontos, Fauna foraminíferos, Fauna específica, Bashkisiense, Moscoviense, Provincia Palencia.

## TECTONICA

20898. **La estructura del borde sudoeste de la cuenca carbonífera central (Zona Cantábrica, NW de España).** ALLER, U.

*Trab. geol. Univ. Oviedo* (1981), núm. 11, 3-14, ref. 33, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Devónico, Carbonífero, Litofacies, Dolomía, Caliza, Pizarra, Arenisca, Corte geológico, Falla, Cabalgamiento, Pliegue, Sinclinal, Anticlinal, Esquistosidad, Microtectónica, Arcilla mineral, Difracción RX, Metamorfismo epizonal, Asturias.

20899. **Medida de la deformación a partir de pliegues paralelos aplastados.** BASTIDA, F.

*Trab. geol. Univ. Oviedo* (1981), núm. 11, 15-33, ref. 59, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Pliegue, Geometría, Deformación, Metodología, Ecuación matemática, Método estadístico, Medida deformación, Asturias.

20900. **La esquistosidad primaria: Una síntesis sobre sus características y desarrollo.** BASTIDA, F.

*Trab. geol. Univ. Oviedo* (1981), núm. 11, 35-54, ref. 85, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Clivage tectónico, Esquistosidad, Deformación, Nomenclatura, Clasificación, Género, Disolución bajo presión, Orientación, Recristalización.

20906. **El paleozoico de la zona Cantábrica Oriental (Noroeste de España).** MARTINEZ GARCIA, E.

\* *Trab. geol. Univ. Oviedo* (1981), núm. 11, 95-127, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Primario, Carbonífero, Síntesis bibliográfica, Roca carbonatada, Turbidita, Roca ígnea, Corte geológico, Fauna, Discordancia, Falla, Cabalgamiento, Pliegue, Orogenia hercínica, Orogenia alpina, Orogenia astúrica, Asturias, Provincia Santander.

20909. **La disolución por presión y el desarrollo del bandeado tectónico meso y microscópico en rocas metapelíticas de bajo grado en el NW de España.** PULGAR, J. A.

*Trab. geol. Univ. Oviedo* (1981), núm. 11, 147-190, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Metapelita, Clivage tectónico, Esquistosidad, Micropliegue, Disolución bajo presión, Composición mineralógica, Pliegue, Difracción RX, Análisis químico, Termodinámica.

20921. **Microtectónica de los nelses del metamórfico de las Hojas 856 Maguilla (Córdoba) y 857 Valsequillo (Badajoz).** FEBREL MOLINERO, T.

*Instituto Geológico y Minero de España*, 1-16, ref. 8, esp., bibl. IGME.

\* Microtectónica, Gneis, Metamorfismo, Cuarzo, Biotita, Eje pliegue, Plano axial, Compresión tectónica, Provincia Córdoba, Provincia Badajoz.

21131. **Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibero-armoricain.** IGLESIAS PONCE DE LEON, M., y RIBEIRO, A.

*Comun. Serv. Geol. Port.* (1981), vol. 67, núm. 1, 85-87, ref. 11, franc., res. port., bibl. IGME.

\* Tectónica de placas, Acortamiento de placas, Cizallamiento, Falla horizontal, Granito, Península Ibérica.

21132. **La zone de cisaillement ductile de Juzbado, Salamanca-Penalva do Castelo, Viseu: Un lineament ancien réactivé pendant l'orogénèse hercynienne?** IGLESIAS PONCE DE LEON, M., y RIBEIRO, A.

*Comun. Serv. Geol. Port.* (1981), vol. 67, núm. 1, 89-93, ref. 14, franc., res. port., bibl. IGME.

\* Cizallamiento, Falla horizontal, Desplazamiento falla, Cinemática, Diapirismo, Lineamiento, Orogenia hercínica, España, Portugal.

21168. **El proyecto Geodinámico.** ROMANA, A.

*Publicaciones del Observatorio del Ebro* (1978), núm. 36, 5-26, esp., bibl. IGME.

\* Histórica, Proyecto, Cooperación técnica, Geodinámica, Tectónica placa, Epirogenesis, Corteza continental, Corteza oceánica.

## HIDROLOGIA

21151. **Aspectos generales de la contaminación de las aguas subterráneas. Situación en España.** LLAMAS MADURGA, M. R.

*Estudios Territoriales* (1982), núm. 5, 125-135, ref. 25, esp., bibl. IGME.

\* Agua subterránea, Contaminación, Contaminante, Acción preventiva, Estudio crítico, España.

## MINERALOGIA

21171. **Influencia de la naturaleza del disolvente en el crecimiento epitaxial de KI sobre moscovita e hidromoscovita.** GARCIA-MINA, M. C.; GONGALEZ, J. M.; FERNANDEZ-NIETO, C., y ARRESE, F.

*Rev. Acad. Cienc. Exactas, Fis.-Quím., Nat. Zaragoza* (1980), vol. 35, 133-137, ref. 14, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Crecimiento cristalino, Epitaxia, Disolución, Constante dieléctrica, Ioduro, Moscovita, Hidromoscovita.

21181. **Efecto del estado físico-químico sobre los espectros ópticos de emisión.** LOPEZ DE AZCONA, J. M., y ASENSI, F.

*Inst. Nac. Técnica Aeroespacial «Esteban Terradas»* (1980), 1-112, ref. 82, esp., bibl. IGME.

\* Espectrometría de emisión, Anión, Propiedad físico-química, Cristalografía, Estructura cristalina, Temperatura, Punto Curie, Aleación, Hierro, Carbono, Tungsteno, Aluminio, Cobre, Plomo, Antimonio.

## MINERALOGIA: NO SILICATOS

20901. **Los diagramas de difracción de polvo cristalino de los polimorfos del pentaborato amónico tetrahidrato.** DOMENECH, M. V., y SOLAN, J.

*Trab. geol. Univ. Oviedo* (1981), núm. 11, 55-60, ref. 8, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Borato, Polimorfismo, Síntesis, Ensayo laboratorio, Diagrama de polvo, Dato RX, Constante reticular, Parámetro cristalino.

20903. **La microdureza como indicador de la distorsión estructural en fluoritas naturales.**

*Trab. geol. Univ. Oviedo* (1981), núm. 11, 73-81, ref. 18, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Fluorita, Fluoruro, Microdureza, Dato, Estructura cristalina, Imperfección cristalina, Centro coloreado, Carga ión, Constante reticular, Parámetro cristalino. Análisis químico.

21307. **Determinación del contingente de hierro en mostres d'esfalerita mitjançant l'anàlisi per energia dispersiva; difraccio de raigs X.** RIUS PALLEIRO, J.; ALVAREZ PEREZ, A., y PLANA LLEVAT, F.

*Acta Geol. Hisp.* (1981), vol. 16, núm. 3, 115-117, ref. 7, cat., res. ing., bibl. IGME.

\* Metodología análisis, Difracción RX, Diagrama de equilibrio, Esfalerita, Sulfuro, Hierro, Análisis químico.

## PETROLOGIA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

20878. **El Mioceno al sur del río Duero (Sector Occidental).** CORRALES, J.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 709-713, ref. 7, esp., bibl. IGME.

\* Mioceno, Conglomerado, Arenisca, Estratificación cruzada, Abanicos fluviales, Colada, Colada clástica, Colada de barro, Corteza caliza, Provincia Salamanca, Cuenca Duero.

20904. **Estudio de areniscas en lámina delgada: Modelo para archivo de datos.** GARCIA RAMOS, J. C., y VALENZUELA, M.

*Trab. geol. Univ. Oviedo* (1981), núm. 11, 83-88, ref. 60, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Arenisca, Lámina delgada, Toma de datos, Almacenamiento datos, Bibliografía.

20905. **La estratigrafía de la Sierra de los Cabos en la zona de Vegadeo (Zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España).** MARCOS, A., y PEREZ ESTAUN, A.

*Trab. geol. Univ. Oviedo* (1981), núm. 11, 89-94, ref. 21, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Cámbrico medio, Cámbrico sup., Ordovícico inf., Corte geológico, Pizarra, Arenisca, Cuarzo, Fauna trilobites, Sedimentación agua poco profunda, Medio agua poco profunda, Provincia Lugo.

20908. **La formación Agüeira en el sinclinorio de Vega de Espinareda: Aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico Superior en la zona Asturoccidental-Leonesa (NW de España).** PEREZ ESTAUN, A., y MARCOS, A.

*Trab. geol. Univ. Oviedo* (1981), núm. 11, 135-145, ref. 14, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Roca clástica, Turbidita, Ordovícico sup., Sinclinorio, Paleocorriente, Corte geológico, Granoselección, Estructura sedimentaria, Ciclo sedimentario, Asturias, Provincia León.

20910. **Emplazamientos de deltas progradantes y facies asociadas en el Westphaliense del borde oriental de la cuenca carbonífera central (Asturias).** SANCHEZ DE LA TORRE, L.; AGUEDA VILLAR, J. A.; COLMENERO, J. R.; GONZALEZ LASTRA, J. A., y MARTIN LLANEZA, J.

*Trab. geol. Univ. Oviedo* (1981), núm. 11, 191-201, ref. 11, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Sedimentación deltaica, Sedimentación lagunar, Medio deltaico, Medio lagunar, Delta, Morfología, Ciclo sedimentario, Corte geológico, Caliza, Westphaliense, Asturias.

20911. **Estudio sedimentológico de los conglomerados del Jurásico de Asturias (Borde occidental).** SANCHEZ DE LA TORRE, L., y BARBA, F. J.

*Trab. geol. Univ. Oviedo* (1981), núm. 11, 203-212, ref. 19, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Sedimentación detrítica, Medio agua poco profunda, Abanicos fluviales, Conglomerado, Arena, Limo, Granulometría, Asturias.

21148. **Propiedades técnicas de las arcillas de un yacimiento de Hinojosa del Duque, Córdoba.** BELLINFANTE CROCCI, N.; TIRADO COELLO, J. L., y PANEQUE GUERRERO, G.

*Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidr.* (1982), vol. 21, núm. 2, 123-125, ref. 4, esp., res. ing., fran., alem., bibl. IGME.

\* Arcilla, Arcilla industrial, Fracción fina, Granulometría, Viscosidad, Tixotropía, Dilatación, Propiedad física, Cerámica, Provincia Córdoba.

21170. **Mineralogía de algunas costras ferruginosas del Albense de Utrillas.** FERNANDEZ-NIETO, C.; CERVERA, A., y GONZALEZ, J. M.

*Rev. Acad. Cienc. Exactas, Fis., Quím., Nat. Zaragoza* (1980), vol. 35, 127-131, ref. 7, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Costra ferruginosa, Albense, Arena, Estratificación cruzada, Granulometría, Difracción RX, Mineral pesado, Mineral ligero, Arcilla mineral, Utrillas, Provincia Teruel.

## PETROLOGIA DE ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS

20869. **Fenómenos de alcalinización y enrojecimiento en algunos granitos hercínicos tardíos y rocas básicas asociadas del Sistema Central (provincias de Avila y Salamanca). Posición en su medio geotectónico.** ARENILLAS PARRA, M., y SAAVEDRA ALONSO, J.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 539-563, ref. 25, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Granito alcalino, Metasomatosis, Rubefacción, Feldespatización, Dique, Análisis químico, Geocronología, Cronología, Génesis, Magma básico, Diferenciación magmática, Fusión parcial, Provincia Avila, Provincia Salamanca.

## YACIMIENTOLOGIA: GENERALIDADES

20870. **Concentraciones elementales en niveles premesozoicos de áreas de la provincia de Salamanca. Ensayo sobre la naturaleza de los procesos geológicos implicados en su génesis.** PELLITERO PASCUAL, E., y SAAVEDRA ALONSO, J.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 567-586, ref. 40, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Síntesis bibliográfica, Micaesquisto, Grauwaca, Sedimentación detrítica, Medio margen continental, Antecámbrico, Orogenia caledoniana, Geosinclinal, Miogeosinclinal, Magmatismo, Magma ácido, Paleomagnetismo, Aulacogen, Granito, Anatexia, Metal sustancia, Scheelita, Provincia Salamanca.

## YACIMIENTOLOGIA DE METALES

21227. **Metalogenia de los yacimientos de antimonio de la Península Ibérica.** GUMIEL MARTINEZ, P.

*Tesis Doctoral. Fac. Cien. Univ. Salamanca* (1982), 1-324, ref. 108, esp., bibl. IGME.

\* Tesis, Antimonio sustancia, Mineralogía, Yacimientoología, Génesis, Paragénesis, Morfología yacimiento, Utilización sustancia, Mina, Inventario, Síntesis bibliográfica, Mundo, España, Portugal.

## GEOQUIMICA

21191. **Curso internacional sobre nuevos métodos para el estudio de la geoquímica y de la contaminación de aguas subterráneas.**

*CEOTOMA. Ministerio de Obras Públicas y Urbanismo. Madrid* (1981), 275 pp., esp., bibl. IGME.

\* Agua subterránea, Hidroquímica, Contaminación, Enseñanza.

## GEOFISICA

20868. **Localización geofísica del dique Alentejo-Plasencia en la cuenca del Duero.** ROSALES CALVO, F., y UBANELL, A.

*Temas geológico-mineros* (1979), vol. 6, 529-536, ref. 6, esp., res. ing., bibl. IGME.

\* Dique, Falla, Localización, Perfil geofísico, Método gravimétrico, Método magnético, Anomalía, Provincia Segovia, Provincia Burgos, Cuenca Duero.

## ENERGIA

20920. **Ley de Conservación de Energía. Preguntas y respuestas.**

*Centro de Estudios de la Energía. Madrid* (1982), 1-32, esp., bibl. IGME.

\* Legislación, Energía, Economía de energía, Subvención, Préstamo, Ley 82/1980, España.

21104. **Sobre las potencialidades en geocalor de algunos polos geotérmicos do continente Portugués.** AIRES BARROS, L.

*Bol. minas* (1981), vol. 18, núm. 2, 51-58, ref. 7, port., res. ing., bibl. IGME.

\* Energía geotérmica, Agua termal, Caudal, Temperatura, Explotación, Estudio factibilidad, Portugal.

21153. **El carbón en España.** FERNANDEZ FELGUEIROSO, J. M.

*In. min.* (1982), núm. 218, 5-11, esp., bibl. IGME.

\* Energía, Carbón, Producción, Demanda, Importación, Política Estado, PEN, 1981-1990, España.

21154. **Perspectivas del mercado mundial del carbón.** HEVIA CANGAS, A.

*In. min.* (1982), núm. 218, 13-30, esp., bibl. IGME.

\* Carbón, Energía, Reserva, Producción, Consumo, Mercado, Mundo.

21155. **Recursos y reservas de carbón.** ARTIEDA BOSQUETS, J. I.

*In. min.* (1982), núm. 218, 31-42, esp., bibl. IGME.

\* Carbón, Reserva, Recurso natural, Consumo, Previsión, Producción, Mercado, Mundo, España.

21156. **La ingeniería geológica en la exploración y producción de carbón.** PENDAS FERNANDEZ, F.

*In. min.* (1982), núm. 218, 43-46, ref. 3, esp., bibl. IGME.

\* Carbón, Papel del geólogo, Investigación operacional.

21157. **Modernas técnicas de conversión del carbón para usos energéticos.** PANTOJA LOPEZ, A.

*In. min.* (1982), núm. 218, 47-70, esp., bibl. IGME.

\* Energía, Carbón, Utilización sustancia, Combustión, Gasificación, Coste, Rentabilidad.

## ECONOMIA

20925. **Comunicaciones presentadas al 5.º Congreso internacional de minerales industriales.**

*Madrid* (1982), 155 pp., 115 ref. ing, bibl. IGME.

\* Reunión, Sustancia útil, Utilización sustancia.

20926. **An overview of mineral resources development in the arab world.** KHAWLIE, M. R.

*5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid* (1982), 27 ref., ing., bibl. IGME.

\* Panorama minero, Metal sustancia, Sustancia no metálica, Reserva, Africa del Norte, Africa Este, Medio Oriente, Península Arábiga.

20927. **The natural-synthetic soda ash riselry intensifies. Fundamental cost structures for natural and synthetic soda ash operations.** AITALA, R., y HENRICKSON, F.

*5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid* (1982), ing., bibl. IGME.

\* Carbonato sódico, Material sintético, Utilización sustancia, Mercado, Producción, Coste.

20928. **Sepiolite in animal nutrition field.** ALVAREZ BERENGUER, A., y PEREZ CASTELLS, R.

*5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid* (1982), 61 ref., ing., bibl. IGME.

\* Arcilla, Arcilla industrial, Arcilla sepiolita, Zeolita sustancia, Bentonita sustancia, Utilización sustancia.

20929. **The industrial aluminio-silicate minerals of South Africa.** HECKROODT, R. O.

*5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid* (1982), ref. 17, ing., bibl. IGME.

\* Aluminosilicato, Andalucita sustancia, Sillimanita sustancia, Distena sustancia, Corindón sustancia, Caolín sustancia, Arcilla, Arcilla industrial, Feldespatio sustancia, Arena sustancia, Costra silícea, Análisis químico, Calidad mineral, Producción, Exportación, Valor importación, República Sudafricana.

20930. **Strategic risk analysis of raw materials in the glass industry.** EDWARDS, G. H., y ANDERSON, D. W.

*5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid* (1982), ref. 6, ing., bibl. IGME.

\* Materia prima, Industria del vidrio, Ciencia económica, Estudio caso.

20931. **Industrial minerals sales contracts from a banker's perspective.** TINSLEY, C. R.

*5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid* (1982), ref. 1, ing., bibl. IGME.

\* Financiación, Venta, Préstamo, Sociedad, Sustancia útil, Estudio caso.

20932. **When is a minerals a chemical?** FALLON, J. J.

*5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid* (1982), ing., bibl. IGME.

\* Sustancia útil, Mineralogía, Industria química, Utilización sustancia.

20933. **Energy and industrial minerals.** CAVANILLAS, M. A.

- 5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid (1982), ing., bibl. IGME.
- \* Energía, Economía de energía, Crisis energética, Sustancia útil, Sociedad, Política sociedad, Perspectiva, Investigación.
20934. **Rare earths from China, set to make an impact.** COUCH, J. A.
- 5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid (1982), ing., bibl. IGME.
- \* Tierra rara sustancia, Bastnesita, Monacita, Xenotime, Panorama minero, Mundo, China.
20935. **Deposits of quartz raw materials in SFR Yugoslavia and their utilisation in industry.** VASILJEVIC, R.; ENGELTHALER, K.; SKERLJ, J.; PRITATELJ, M., y PASKALET, V.
- 5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid (1982), ing., bibl. IGME.
- \* Cuarzo sustancia, Arena, Arenisca, Cuarcita, Pegmatita, Granulometría, Análisis químico, Calidad mineral, Yugoslavia.
20936. **Quartz and feldspar in Portugal.** NUNES DE ALMEIDA, P.; THOBE, K., y SIMOES CORTEZ, J. A.
- 5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid (1982), 3 ref., ing., IGME.
- \* Pegmatita, Cuarzo sustancia, Feldespato sustancia, Producción, Portugal.
20937. **The new Asahi (NA) process for synthetic soda ash production.** TSUNASHIMA, K., y NAKAYA, K.
- 5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid (1982), ing., bibl. IGME.
- \* Carbonato sódico, Sintético, Metodología, Material vidrio.
20938. **The canaan nepheline syenite venture.** DE FERRAN, A.
- 5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid (1982), ing., bibl. IGME.
- \* Sienita, Sienita nefelínica, Material vidrio, Análisis mayores, Calidad mineral, Reserva, Mineralurgia, Planta piloto, Duque de Caxias, Río de Janeiro.
20939. **The future for mineral sands in the foundry industry.** ASHBY, G.
- 5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid (1982), ing., bibl. IGME.
- \* Arena sustancia, Zircón, Cromita, Olivino, Utilización sustancia, Industria, Fundición, Perspectiva.
20940. **Industrial minerals and building materials developments in Saudi Arabia.** DELHAWI, M. R., y LAURENT, D.
- 5.º Congreso internacional de minerales industriales. Madrid (1982), ing., bibl. IGME.
- \* Panorama minero, Sustancia útil, Mapa sustancia útil, Desarrollo, Planificación, Política Estado, Arabia Saudita.
21102. **Sistemas de explotación con empleo de LHD en minas de hierro en la República Federal de Alemania.** STEPHAN, S.
- Boletín serie E Minería INGEMMET (1980), núm. 1, 93-97, esp., bibl. IGME.
- \* Mina, Hierro sustancia, Tecnología minera, Optimización, Productividad, Producción, Mina Haverlahwiese, Salzgitter, Baja Sajonia.

1 h 1904



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA  
Ríos Rosas, 23 - Madrid-3