

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

- 3 JUL 1995



boletín

geológico

y minero

VOLUMEN 106

Julio - Agosto 1995

NUMERO 4



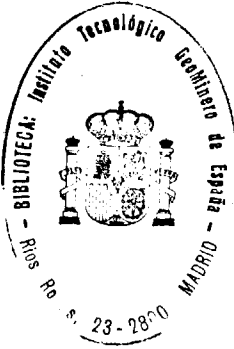
REVISTA BIMESTRAL DEL ITGE FUNDADA EN 1874

ISSN 0366 - 0176

Volumen 106
Número 4
Julio-Agosto 1995

boletín geológico y minero

- 3 ABR 1996



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

Sumario

| | | |
|-------------------------------------|--|----|
| Geología | J. ESCUDER VIRUETE, P. VILLAR, L. R. RODRIGUEZ FERNANDEZ, V. MONTE-SERIN y J. I. SANTISTEBAN: Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica O de España)... .. | 3 |
| Minería | P. GUMIEL, R. CAMPOS, D. J. SANDERSON y S. ROBERTS: Geometría y fractalidad de los sistemas filonianos de la mina de La Parrilla (Cáceres): Conectividad y percolación | 16 |
| | A. I. GARCIA LUIS, M. L. CEMBRANOS y M. PEDRAZA: Geoquímica y mineralizaciones de Cu (Ni), Zn y Pb en el macizo de Lumbrales. Oeste de la provincia de Salamanca | 38 |
| Aguas subterráneas | J. DIAZ CUIEL, D. MARTIN SANCHEZ, A. MALDONADO ZAMORA y M.ª GOMEZ MARTOS: Red de control σ/T para el estudio de intrusión marina en Almuñécar (Granada) | 58 |
| Ingeniería Geoambiental | A. ERASO, Y. TRZHTSINSKIY y A. CASTRILLO: Dolinas de colapso y karst en yeso en la plataforma cámbrica del este de Siberia | 73 |
| Estudio de minerales y rocas | J. L. GARCIA CASQUERO: Intrusión múltiple y cuerpos ígneos politípicos: El Complejo Igneo de Burguillos del Cerro, un "macizo diorítico zonado" en el Basamento Varisco de la Península Ibérica | 79 |
| Información | Libros | 99 |

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

**INSTITUTO TECNOLÓGICO
GEOMINERO DE ESPAÑA**

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

El Instituto Tecnológico Geominero de España
hace presente que las opiniones y hechos con-
signados en sus publicaciones son de la exclusi-
va responsabilidad de los autores de los trabajos.

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

EXPLICACION DE PORTADA

Chimeneas de Hadas y Cárcavas en Guadalajara,
cerca del Portón de la Oliva madrileña

Foto: F.J. Ayala Carcedo

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

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

Evolución tectonotérmica del área metamórfica del SO de Salamanca (Zona Centroibérica O de España).

Por J. ESCUDER VIRUETE (*) (**); P. VILLAR (*); L. R. RODRIGUEZ FERNANDEZ (*),
V. MONTERIN (*) y J. I. SANTISTEBAN (*)

RESUMEN

Los estudios realizados en el sector suroccidental de la provincia de Salamanca en el marco del Proyecto MAGNA, han permitido obtener nuevos datos sobre la estratigrafía, estructura y metamorfismo del potente y monótono conjunto de meta-sedimentos del Complejo Esquisto-grauváquico que afloran en el área. Estos materiales fueron sometidos a una deformación hercínica polifásica cuyas estructuras pueden agruparse en tres fases principales de deformación, además de otras tardías. La primera fase produce un tren de pliegues de longitud de onda kilométrica y de dirección NO-SE. Durante la segunda fase se desarrolla una zona de cizalla subhorizontal, de espesor kilométrico y con sentido de movimiento de bloque de techo hacia el Sureste, que tiene carácter extensional. La tercera fase produce un replegamiento de las estructuras previas, prácticamente coaxial con la primera fase. Esta deformación está acompañada de un metamorfismo inicial de presiones intermedias que evoluciona posteriormente a otro de baja presión. El conjunto de los datos permite ser integrado en un modelo de evolución tectonotermal en el que el engrosamiento cortical, al que va asociado el metamorfismo de presiones intermedias, se ve interrumpido por un colapso extensional controlado por la zona de cizalla de segunda fase, responsable del gradiente metamórfico de bajas presiones.

Palabras clave: Metamorfismo, colapso extensional, zona Centro-Ibérica, Macizo Ibérico.

ABSTRACT

A new set of data concerning the stratigraphy, structure and metamorphism of the monotonous Schist and Graywacke Complex, exposed in the southwestern Salamanca province, have been made available as an outgrowth of studies undertaken in the framework of the MAGNA Project. In structural terms, these allow characterization of the Hercynian orogeny as a polyphase event with three main phases of deformation and some late phases of less importance. The first phase was responsible for the formation of NW-SE striking folds with kilometric wavelengths. A kilometre scale thick, extensional shear zone with downthrown to the SE of the hangingwall characterizes the second phase. The third phase in turn, roughly coaxial with the first one, resulted in a refolding of the previously formed structures. This deformation sequence developed under initial metamorphic conditions of an intermediate pressure type and evolved subsequently to a low pressure regime. The tectonothermal evolution of this area is thus envisaged in response to an initial crustal thickening event, the one associated to the intermediate pressure metamorphic regimen, subsequently interrupted by an extensional collapse of the thickened crust, controlled by the second phase shear zone. This is held responsible for the shift to the lower pressure metamorphic conditions which dominated the second part of the evolution.

Key words: Metamorphism, extensional collapse, Central-Iberian Zone, Iberian Massif.

INTRODUCCION

El área estudiada (Fig. 1) se sitúa en la Zona Centro-Ibérica (ZCI) del Macizo Hercínico Ibérico

(JULIVERT et al., 1972; FARIAS et al., 1987); geográficamente se sitúa al SO de la ciudad de Salamanca, extendiéndose hasta la frontera entre España y Portugal. La ZCI es esencialmente un gran conjunto autóctono perteneciente a las partes más internas de la Cadena Hercínica, y una de sus características principales es la extensión

(*) Instituto Tecnológico Geominero de España. Area de Geología.

(**) Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza.

del metamorfismo y el gran desarrollo del plutonismo granítico. El rasgo estructural más característico del área estudiada es la Zona de Cizalla de Juzbado - Penalba do Castelo (ZCJP) (GARCIA DE FIGUEROLA Y PARGA, 1968; IGLESIAS Y RIBEIRO, 1981; VILLAR et al., 1992), que constituye el límite Norte del área considerada. Se trata de un cizallamiento dúctil transcurrente senestro que, con dirección ENE-OSO, puede seguirse casi ininterrumpidamente a lo largo de todo el sector hercínico de Salamanca y se prolonga más al Oeste, en Portugal, al menos otros 150 km.

Al Sur de la ZCJP aflora un conjunto de materiales preordovícicos del Complejo Esquisto-grauváquico (CEG) y algunos afloramientos del Ordovícico, generalmente en bajo grado meta-

mórfico. También se encuentran granitoides de dos micas deformados y una gran masa de granitoides biotíticos o de dos micas cordieríticos con escasa o nula deformación que constituyen la prolongación española del batolito de Guarda. Las rocas situadas al Norte de la ZCJP, forman un complejo plutonometamórfico de escala regional, caracterizado por una migmatización generalizada y una diferente naturaleza litológica, como ya señaló LOPEZ PLAZA (1982).

El objetivo del presente trabajo es dar a conocer una serie de nuevos datos geológicos del área estudiada al Sur de la ZCJP, referentes a la estructura y al metamorfismo, obtenidos durante la realización de las Hojas del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 del sector, en el marco del Proyecto MAGNA del ITGE.

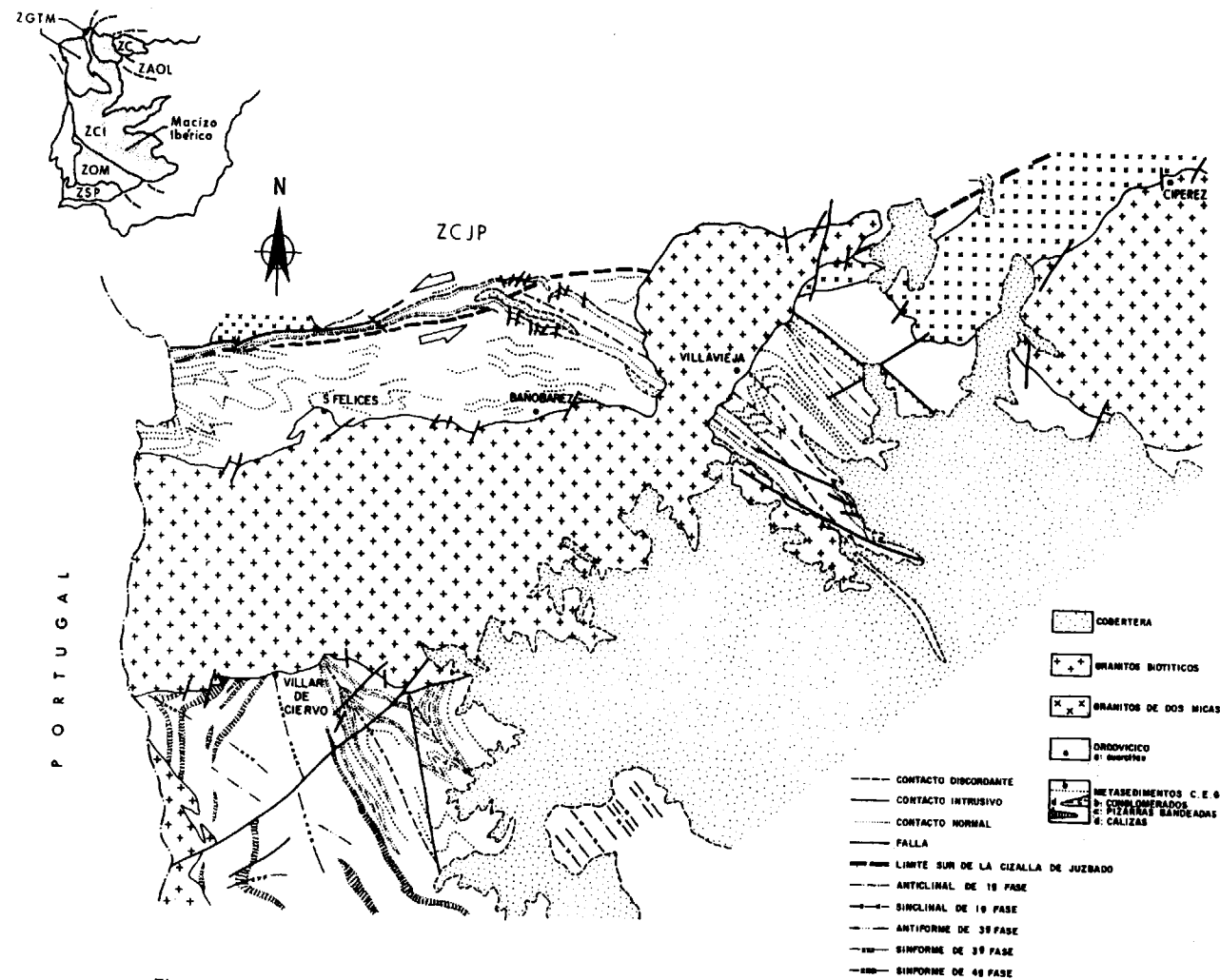


Figura 1. Mapa geológico del área estudiada dentro del sector O de la provincia de Salamanca.

ESTRATIGRAFIA

En la secuencia metasedimentaria que existe en el bloque meridional de la ZCJP pueden diferenciarse dos grupos litológicos. El grupo inferior, azoico, está constituido por una potente serie pizarrosa con intercalaciones de areniscas, conglomerados y calizas, que se corresponden con el denominado "Complejo esquisto-grauváquico" (CEG) de CARRINGTON DA COSTA, 1950; TEIXEIRA, 1955; RIBEIRO, 1974; y DE SOUSA, 1982. Estas rocas constituyen, aproximadamente, la prolongación occidental de las Formaciones Aldeatejada y Monterrubio (DIEZ BALDA, 1986) y pueden correlacionarse con los denominados Grupos Ibor y Valdelacasa (NOZAL et al., 1988; NOZAL y ROBLES, 1991). También deben ser equivalentes de las Series Intermedias y Superior de ROBLES CASAS Y ALVAREZ NAVA (1988). Su edad no está aún bien determinada, pero se situaría entre el Vendiano y el Cámbrico Inferior bajo.

El grupo superior, descansa discordante sobre el CEG (como puede observarse en el área de Villavieja de Yeltes, Fig. 1), debido a la fase de deformación Sárdica y agrupa materiales cuya edad va del Ordovícico Inferior al Silúrico. Este grupo, dentro del área de estudio, aflora en sinclinales de gran continuidad como los de Tamares (o Ahigal) y Villamayor (o Salamanca), y está compuesto por una secuencia siliciclástica que, localmente, comienza con niveles de conglomerados y se continúa con bancos de cuarcita (Arenig) que evolucionan a techo hacia materiales más finos, esencialmente pizarrosos (Llanvirn-Llandeilo).

La secuencia estratigráfica del grupo inferior, está constituida por una sucesión de más de 2.000 m de potencia, de difícil correlación debido a la falta de continuidad de los afloramientos por la intrusión de los granitos. En las áreas de Villavieja de Yeltes y San Felices de los Gallegos, la serie es perfectamente equivalente a la Formación Monterrubio (DIEZ BALDA, 1986) y está compuesta por una sucesión pelítico arenosa con abundantes intercalaciones conglomeráticas y microconglomeráticas porfiroides y algunos niveles decimétricos calcosilicatados. Los conglomerados con clastos de feldespato se encuentran en la parte inferior de la sucesión. En el área de Villar de Ciervo, la serie con conglome-

rados cuarcíticos se apoya discordantemente, sobre otras series con carbonatos (MARTIN HERRERO, 1989).

Una serie estratigráfica sintética general del CEG se ha establecido en el flanco inverso del Sinclinal de Serranillo (Fig. 2), completándose con otras columnas parciales de más detalle, cuya localización también queda expresada en la figura citada. Es necesario señalar que hacia los sectores estructurales y térmicos más profundos, es decir hacia donde la intensidad de la deformación y el grado de transformación metamórfica asociada aumentan, las estructuras sedimentarias originales han sufrido importantes modificaciones, llegando a menudo a una transposición total, relacionada con la intensa deformación y metamorfismo sufridos.

Las observaciones sedimentarias realizadas permiten deducir que el grupo inferior (CEG), corresponde a depósitos que evolucionan desde una plataforma somera anóxica (representada por las pelitas microbandeadas basales, con eventuales episodios de tormitas arenosas con ordenación en secuencias de BOUMA) a episodios de plataforma carbonatada. La existencia de ritmos turbidíticos en los carbonatos situados por encima y la presencia de numerosos pliegues sinsedimentarios (slumps) en los mismos, parecen indicar la presencia de condiciones de inestabilidad en la cuenca. La parte alta de la serie está constituida por pelitas verdes o grises con intercalaciones de areniscas y conglomerados. En los niveles más gruesos se encuentran evidencias de un depósito por corrientes densas ("debris flow") si bien, en la mayor parte de los casos, las características morfológicas de los cuerpos arenosos y la presencia de estructuras relacionados con la acción del oleaje (barras y bancos con estructuras "hummocky"), permiten atribuir estos depósitos a ambientes de plataforma externa.

ESTRUCTURA

El conjunto de los materiales anteriormente descritos se encuentra afectado por una deformación polifásica hercínica, acompañada de metamorfismo y magmatismo, en la que el análisis

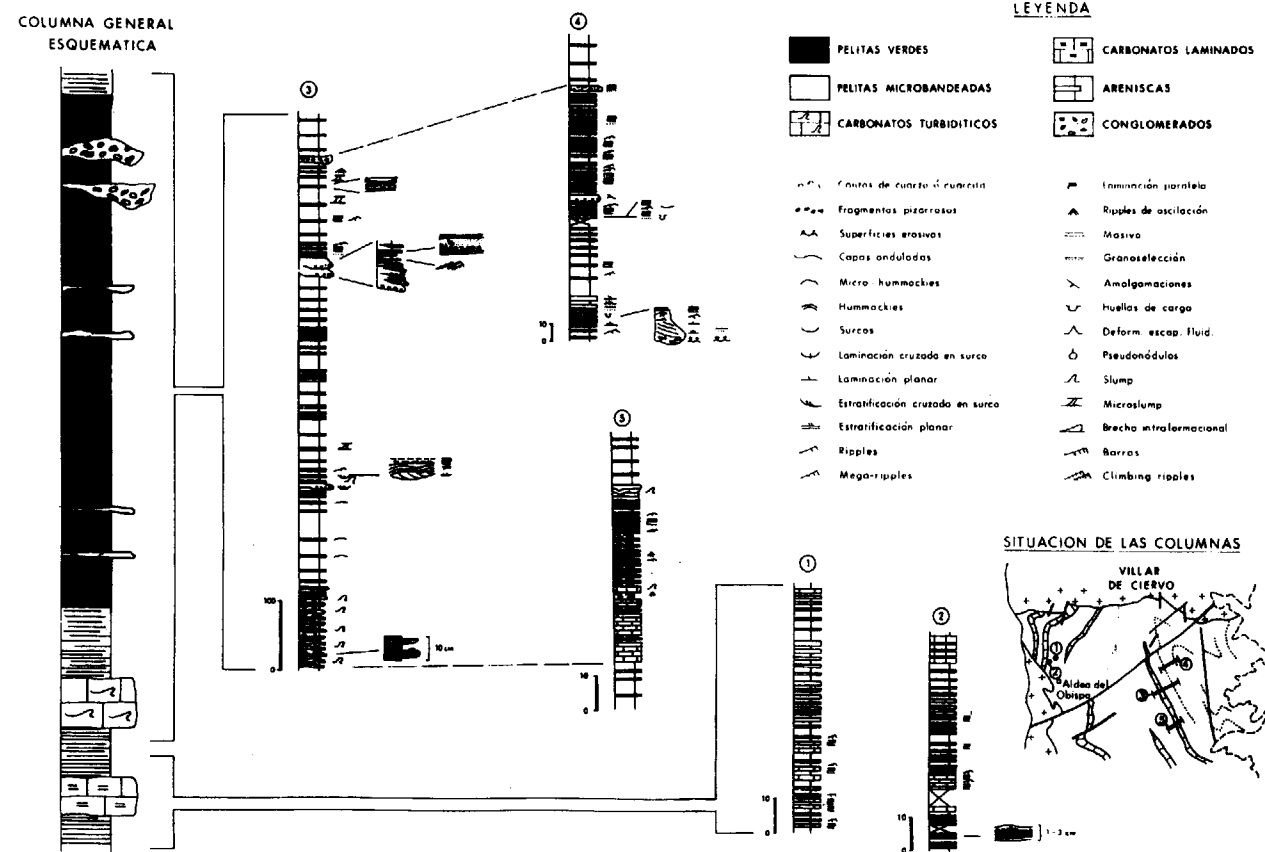


Figura 2. Columna estratigráfica general del CEG para el sector O de Salamanca y situación de los perfiles parciales sobre su situación geográfica. 1: Fuente de la Concepción; 2: Aldea del Obispo; 3: Río Agueda; 4: Fuente de la Pizarra y 5: Saelices el Chico.

estructural revela la existencia de varios elementos de fábrica, que constituyen el registro de tres fases de deformación principales, además de algunas otras estructuras tardías de desarrollo local o menor entidad. A continuación se pasará a describir separadamente la asociación de estructuras a todas las escalas atribuidas a cada una de las fases, poniéndose en evidencia su diferente penetratividad, al llevar asociadas distintas condiciones metamórficas, a través de la secuencia estructural.

La primera fase de deformación (F_1)

La macroestructura generada durante F_1 se encuentra bien preservada en los niveles altos de la secuencia estructural donde se observa un

tren de pliegues P_1 de escala kilométrica, de simétricos a moderadamente asimétricos y dirección general de sus superficies axiales NO-SE, que varía de ONO-ESE a NNO-SSE, con vergencias locales al NE y E. Esta macroestructura (Figs. 1 y 4) es la más evidente a escala cartográfica en las áreas epizonaes del SO de Salamanca.

En asociación con los pliegues P_1 se ha desarrollado una esquistosidad de plano axial (S_1) y una lineación de intersección (L_1) entre S_1 y la estratificación. Los pliegues menores son asimétricos, con superficies axiales subverticales o buzando ángulos mayores de 60° al SO y con ángulos de inmersión para sus ejes bastante variables desde subhorizontales a subverticales. Las diferencias en la orientación e inclinación de los ejes de los pliegues P_1 y de la L_1 medidos en

los materiales ordovícicos (subhorizontales) y preordovícicos (mayor dispersión y frecuentemente subverticales), dan cuenta de la existencia de una discordancia angular entre ambos conjuntos, producto de las deformaciones "sardas" (RIBEIRO, 1974). La esquistosidad S_1 asociada varía en función de la litología en la que se desarrolla, observándose un "slaty cleavage" definido por la orientación preferente de filosilicatos de grano fino, granos de cuarzo y minerales opacos, en las metapelitas, y una esquistosidad grosera ("rough cleavage") en las metasiltitas y metaareniscas. Sin embargo, en las zonas más profundas con metamorfismo más elevado, en las que el desarrollo de S_2 transpone a la S_1 , la esquistosidad primaria puede conservarse en microlitones de charnelas de segunda generación con las características de una "schistosity".

Las reacciones minerales que tuvieron lugar durante F_1 en las pizarras y cuarzo-esquistos de los niveles estructurales más altos, son características de las facies de los esquistos verdes y de la facies de las anfibolitas en su parte de menor T, a media P. Los minerales desarrollados durante este episodio metamórfico son: clorita, moscovita, biotita, granate almandínico, estaurólita y, ocasionalmente, cloritoide, como porfiro y poiquiloblastos sin y postcinemáticos en relación a S_1 . Todos estos minerales índice aparecen texturalmente como predeformativos con respecto a las fábricas de la segunda fase de deformación (F_2). Las condiciones metamórficas alcanzadas en los niveles estructuralmente más bajos durante F_1 son difícilmente reconstruibles dada la ausencia de asociaciones relictas, provocada por la fuerte recristalización y transposición inducida por F_2 . Sin embargo, la existencia en los niveles profundos de granates pre- S_2 con inclusiones groseramente alineadas de estaurólita, cuarzo, plagioclasa e ilmenita, da cuenta de una asociación sin- F_1 de la que probablemente también formó parte la sillimanita.

La segunda fase de deformación (F_2)

Los efectos de la segunda fase de deformación y del metamorfismo asociado, son distintos en los diferentes niveles de la secuencia estructural. La

intensidad de la deformación se incrementa progresiva, pero rápidamente, hacia los niveles termoestructurales más bajos, aproximadamente desde la parte basal de la zona de la biotita, habiéndose conservado todo un tránsito meso y microestructural que varía entre la perfecta preservación de la fábrica previa S_1 hasta su completa transposición por S_2 . La transposición queda registrada a través de diferentes estadios microtexturales de desarrollo de una foliación de crenulación (S_2), a partir de una previa (S_1), análogos a los descritos por BELL y RUBENACH (1983). En los niveles más bajos, como los aflorantes en el área centro-meridional de la ZCJP (Fig. 3-A y 4-A), la fábrica S_1 previa ha sido totalmente transpuesta y la estructura predominante que se ha desarrollado en todas las litologías y a todas las escalas es una foliación penetrativa subhorizontal (S_2) de características miloníticas y una lineación L_2 , mineral y de estiramiento.

Los pliegues atribuibles a esta fase de deformación (P_2), presentan diferentes características en cuanto a su desarrollo, geometría y grado metamórfico de la fábrica asociada, a lo largo de la secuencia estructural. En los niveles más altos son escasos, de escala centimétrica a métrica, asimétricos, vergentes al E, SE y S, con superficies axiales subhorizontales y formación asociada de una S_2 de crenulación en las zonas de charnela. Otras mesoestructuras desarrolladas en estos niveles son grietas de extensión "en echelon", rellenas de cuarzo, rotadas y boudinadas paralelamente a la S_2 y zonas de cizalla dúctiles que truncan a la S_1 . Todas estas estructuras son indicativas de una extensión no-coaxial durante la F_2 e implican una disposición subvertical para el eje menor del elipsoide de deformación y subhorizontal para el mayor, orientado NO-SE. Los indicadores cinemáticos en las fábricas no-coaxiales sugieren un sentido de movimiento general de bloque de techo hacia el SE, en el sector de Villavieja, y hacia el S, en el Villar del Ciervo (Fig. 4 A y B). En los niveles estructurales más bajos aflorantes, los pliegues P_2 son asimétricos e isoclinales, presentan tamaños centimétrico-decimétricos, y una cierta dispersión en la orientación de sus ejes, siempre subhorizontales, que tiende a paralelizarse en las zonas más deformadas con la lineación mineral L_2 . A la mesoescala, los P_2 son rómbicos y monoclinicos, habiéndose observado algún "she-

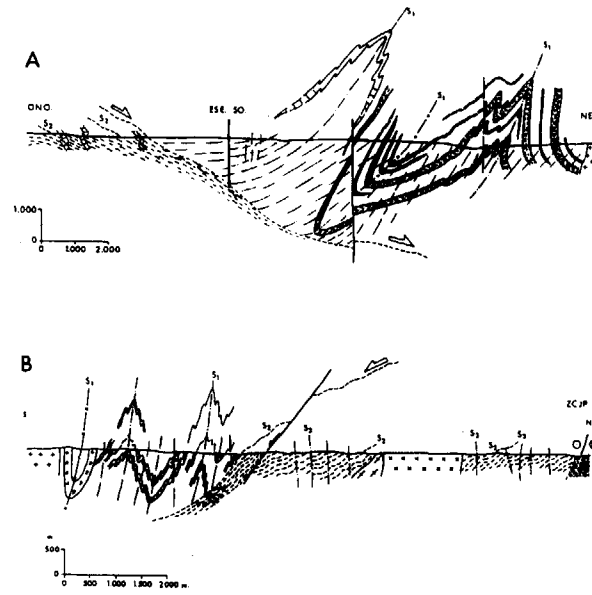


Figura 3. A: Esquema estructural del área de Villavieja de Yeltes. B: Esquema estructural del área S de Villar del Ciervo.

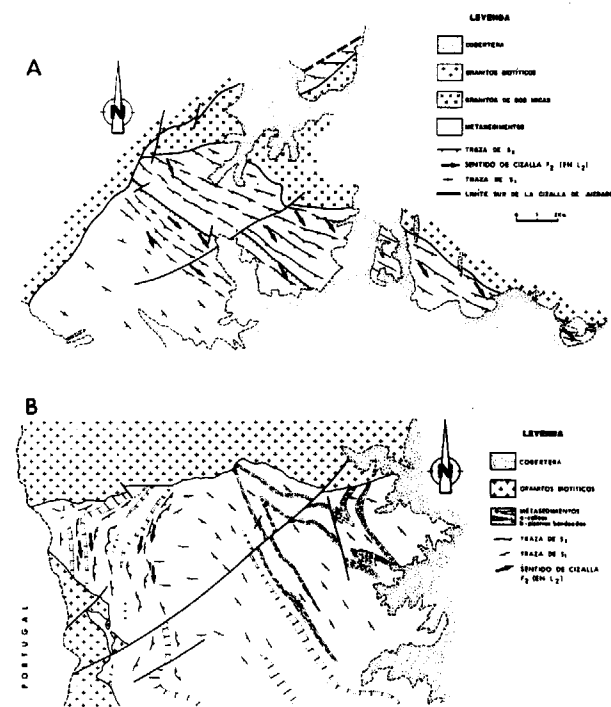


Figura 4. A: Corte geológico del área de Villavieja de Yeltes. B: Corte geológico del área S de Villar del Ciervo.

ath fold". Los flancos de los pliegues están invariablemente fuertemente boudinados, indicando la orientación y asimetría de los boudines un estiramiento en la dirección de los ejes de los pliegues y de la lineación L_2 .

Asociadamente a los P_2 y a la S_2 , se han desarrollado un grupo de estructuras de importancia y desarrollo espacial muy heterogéneo. Se incluyen: esquistosidad de crenulación extensional (ECC, PLATT, 1984), boudinage a todas las escalas, zonas de cizalla dúctil mesoscópicas normales y diques y "sills" de leucogranitos y pegmatoides sincinemáticos rotados y boudinados paralelamente a S_2 . Todos estos granitoides tienen un carácter anatéctico temprano e intruyen en los metasedimentos de los niveles inferiores de la secuencia y son transformados en tectonitas protomiloníticas y miloníticas de los tipos L o L-S. El sentido de cizalla definido por la rotación de los diques, el boudinage asimétrico y las fábricas miloníticas S-C (BERTHE et al., 1979; LISTER y SNOKE, 1984), es de deslizamiento del bloque de techo hacia el SE, en concordancia con los criterios en los metasedimentos adyacentes.

Otros criterios cinemáticos de sentidos de cizalla durante F_2 observables a escala de lámina delgada son fábricas S-C de tipo II (LISTER y SNOKE, 1984) en los paragneises, en las que la sillimanita fibrolítica es estable en las superficies S y C, con estiramiento de los nematoblastos según L_2 . En metaareniscas feldespáticas, las plagioclasas aparecen elongadas oblicuamente a la foliación milonítica, definiendo una simetría monoclínica en la fábrica, remarcada por colas de recristalización asimétricas, biotitas en "mica fish" y patrones en la orientación cristalográfica preferente de minerales como el cuarzo, sistemáticamente oblicuos con la orientación de S_2 .

El estilo y geometría de todas las estructuras descritas en su conjunto, indica que la fuerte deformación no-coaxial F_2 está asociada al funcionamiento de una zona de cizalla dúctil a escala cortical de bajo ángulo y carácter extensional, con un sentido de movimiento normal con desplazamiento del bloque de techo hacia el SE.

A lo largo de la secuencia estructural, las diferentes reacciones metamórficas que tienen lugar durante la F_2 , preservadas como texturas de reacción y relaciones pseudomórficas entre porfiroclastos, establecen diferencias en el carácter

ligeramente progrado o netamente retrógrado del metamorfismo asociado, que es siempre descompresivo. Los metasedimentos con desarrollo de S_2 en posición más alta de la banda de deformación asociada, muestran un reemplazamiento de porfiroclastos de biotita y granate, texturalmente sin y post- S_1 por asociaciones poiquiliticas con estaurolita, cordierita y en ocasiones andalucita, sin y post- S_2 , indicativos de un metamorfismo de altas temperaturas y bajas presiones (HT/LP). En algunas rocas sin clorita primaria, la estaurolita aparece en contacto con granates cataclastizados en cuyos fragmentos separados crece la biotita e incluye una esquistosidad interna (Si) recta y en continuidad con la esquistosidad externa (Se), o S_2 , que resulta ser una fábrica milonítica S-C de tipo II (LISTER y SNOKE, 1984). En otras, la estaurolita de pre a sin- S_2 aparece transformada en agregados de andalucita y biotita o incluida en poiquiloblastos de andalucita esencialmente post- S_2 . Algunos de estos poiquiloblastos han sufrido una rotación, deducible de la disposición sigmoide de una Si continua con la Se, desarrollando pequeñas sombras de presión asimétricas. En conjunto estas microestructuras de reacción implican que la deformación F_2 , tiene lugar entre la parte de temperaturas medias y bajas de la facies de las anfibolitas a progresivamente menores condiciones de presión.

En los paragneises pelíticos de los sectores estructuralmente más profundos, los porfiroclastos de granate han quedado preservados en microdominios cuarzo-feldespáticos sigmoidales, generados por diferenciación durante F_2 , y rodeados por una foliación biotítica rica en sillimanita fibrolítica e ilmenita. Esta foliación S_2 es una fábrica milonítica S-C de relativamente alta T, la cual aparece englobada por porfiroclastos elipsoidales de cordierita tari-post- S_2 . En estas rocas tiene lugar con posterioridad la formación retrógrada de Ms + Q desde asociaciones Sil + Ms o Sil+Kfs y la transformación de sillimanita en andalucita. En algunos casos se han observado transformaciones a menores presiones de And+Kfs en Ms+Q.

La tercera fase de deformación (F_3)

Las estructuras formadas durante la F_3 son pliegues (P_3) a todas las escalas, tanto simétricos

como asimétricos, muy abiertos, de ejes aproximadamente coaxiales con los P_1 (Fig. 1). Asimismo se atribuyen a esta fase de deformación un sistema de zonas de cizalla dúctil subverticales y conjugadas de dirección NNO-SSE con movimiento dextral y ONO-ESE senestral. Todas estas estructuras parecen indicar un acortamiento en dirección NE-SO, originado probablemente en un régimen transpresivo. Los P_3 son los responsables de la macroestructura perceptible a escala cartográfica, especialmente en los sectores termoestructurales más profundos, formando un tren de antiformas y sinformas abiertas, de escala regional, que pliegan a la zona de cizalla extensional descrita anteriormente, así como a las isograsas metamórficas y a las fábricas S_2 en los granitoides y pegmatoides sin- F_2 . A escala regional, la disposición de la foliación S_2 y de las isograsas metamórficas dibujan una charnela antiformal compleja en la zona situada al E de Villavieja, que representa probablemente la prolongación hacia el NO de la antiforma de Martinamor, y una amplia área sinformal entre este último sector y las zonas fuertemente deformadas por F_2 situadas al OSO de Villar del Ciervo (Figs. 1 y 5).

Las condiciones metamórficas asociadas a la formación de estructuras F_3 son bastante variables: en las áreas sinformales epizonales, la S_3 está definida por la asociación Qtz+Ms+Chl+óxidos Fe-Ti, indicativa de la parte de menor P y T de la facies de esquistos verdes; en las áreas an-

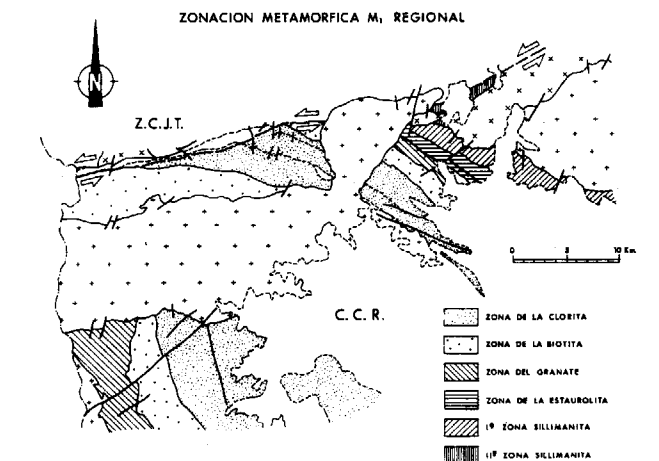


Figura 5. Mapa de la distribución de las distintas zonas del metamorfismo regional asociado a la etapa M_1 .

tiformales tienen lugar localmente procesos anatécnicos con generación de migmatitas HT/LP (Sil + CRD + Kfs) referibles a condiciones de la facies anfibolítica superior en su parte de menor P.

Asociadamente a las macroestructuras antiforales F_3 , aparecen en sus zonas periféricas un sistema de zonas de cizalla dúctil temporalmente de tardí a post- D_3 cuya dirección NO-SE es subparalela a la traza de estas estructuras aunque modifican el esquema zonal metamórfico, como se observa en el sector de Villavieja al cortar oblicuamente la isograda de la estaurolita. Presentan un movimiento fundamentalmente normal, aunque son frecuentes las componentes transtensivas senestras, llevando asociadas la formación de "drag folds", cascadas de pliegues y bandas de potencia métrica-decamétrica de intensa deformación retrógrada. En estas bandas la foliación S_2 está afectada por la superposición de una esquistosidad de crenulación extensional (ECC de PLATT, 1984), cuya fábrica presenta estable la asociación Qtz+Ms+Chl*óxidos Fe-Ti indicativa de la facies de esquistos verdes.

La deformación asociada a la Zona de Cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo (ZCJP)

El movimiento de carácter dúctil y sentido de desplazamiento transcurrente senestro de la ZCJP T(Figs. 1 y 5), determinan una yuxtaposición de la macroestructura F_3 así como de la zonación metamórfica desarrolladas en los dominios situados al N y S de la cizalla. Estos hechos parecen indicar que el último movimiento dúctil de la ZCJP es posterior a la F_3 y a la estructura termal inducida por el metamorfismo de HT/LP (VILLAR et al., 1992).

Asociados a este movimiento se generan un sistema de bandas de cizalla, coalescentes con la banda principal, en las que es característica la formación de una foliación milonítico-filonítica y una lineación de estiramiento. Las condiciones metamórficas asociadas al movimiento son fuertemente retrógradas, al estar favorecidas por la gran movilidad de fluidos en la zona deformada, que ocasionan reacciones que implican hidratación y/o fuertes cambios metasomá-

ticos. La asociación Qtz+Ms+Chl+Ab+Mc+óxidos de Fe-Ti+Bt, indica unas condiciones metamórficas de la parte de menor T de las facies de los esquistos verdes. La ZCJP es, cronológicamente, una estructura anterior a la intrusión de los granitos tardicinemáticos (macizos de Cipérez, Villavieja y Villar del Ciervo), ya que aparece truncada por ellos y éstos desarrollan corneanas en las filonitas del contacto (Fig. 1).

Deformaciones tardías: cuarta fase de deformación

Las deformaciones tardías atribuibles a esta fase no tienen un carácter penetrativo ni generalizado; en general son pliegues locales de gran longitud de onda con plano axial casi perpendicular a los de F_3 , lo que determina la aparición de figuras de interferencia a escala cartográfica como la observable al Sur de Villar del Ciervo (Fig. 1). A escala de afloramiento, estos pliegues tardíos presentan morfologías angulosas y ejes subverticales de orientación NNE-SSO generalmente y "kink bands" asociados. Cronológicamente se han generado con posterioridad a la ZCJP ya que se desarrollan muy frecuentemente en las filonitas, dada su favorable disposición casi E-O y subvertical y son probablemente contemporáneos con la intrusión de los granitoides tardicinemáticos.

EL METAMORFISMO

Las diferentes fábricas de las rocas estudiadas llevan asociadas una serie de relaciones microtexturales entre porfiroblastos y matriz, que indican una compleja historia tectonometamórfica monocíclica ligada al desarrollo de la deformación hercínica. En base al análisis del equilibrio de fases en sistemas termodinámicos heterogéneos, es posible determinar en las rocas condiciones metamórficas P-T y establecer para ellas trayectorias de evolución P-T. En una primera aproximación, y de acuerdo con las características que presenta el ciclo metamórfico, resulta apropiado subdividirlo en tres etapas de blastesis: M_1 , M_2 y M_3 , entendidas como estadios su-

cesivos dentro de un continuo evolutivo pero caracterizadas por procesos tectónicos propios a escala regional.

El metamorfismo inicial de MT/MP (M_1)

La etapa de metamorfismo progrado inicial, M_1 , es contemporánea con el desarrollo de la primera fase de deformación y con la etapa intercine-mática posterior (inter F_1 - F_2).

La aparición en metapelitas de minerales índice permite establecer la siguiente secuencia de isogradas durante el M_1 : clorita, biotita, granate, estaurolita, 1ª isograda de sillimanita (Sil+Ms) y, probablemente, una 2ª isograda de sillimanita (Sil+Kfs). Basándonos en la estabilidad relativa de las diferentes asociaciones minerales dentro del sistema pelítico simple KFSMASH, ha sido posible establecer, para muestras de metapelitas recolectadas en diferentes puntos del área, la distribución de zonas metamórficas del M_1 (Fig. 5).

El diagrama P-T de la Fig. 6 es parte del establecido por SPEAR y CHENEY (1989) para esquistos pelíticos en el sistema KFMASH para condiciones de saturación de H_2O . Aunque las rocas metamórficas reales son sistemas más complejos, en él se establece una estimación semicuantitativa de las condiciones P-T experimentadas para cada zona metamórfica durante el M_1 . Los diagramas AFM (THOMPSON, 1957), indican la asociación mineralógica M_1 estable encontrada y su situación en un sector del campo P-T. Se obtienen por lo tanto unas condiciones máximas para esta primera etapa prograda M_1 características del campo de T intermedias de las facies de las anfibolitas almandínicas, aunque la blastesis debió comenzar lógicamente a T menores. El régimen bórico es de presiones intermedias (MT/MP), algo menores al tipo barroviense (como se deduce del hecho petrográfico de que el primer Al_2SiO_5 , formado desde la desaparición de estaurolita es sillimanita), en el que las condiciones más extremas o "pico bórico" se alcanzaron con anterioridad a la fase deformativa F_2 . Los rangos termobóricos deducidos son, aproximadamente, para rocas con estaurolita entre 500-510°C y 5,0-5,2 Kbar inicialmente, que progradaron al final del M_1 siguiendo una evolución

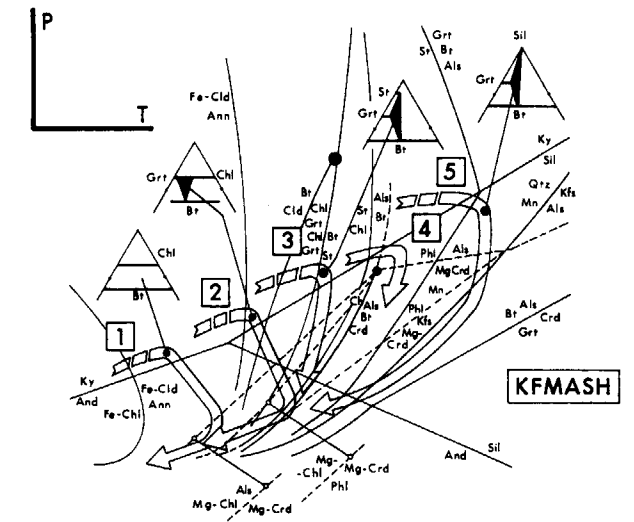


Figura 6. Diagrama petrogenético parcial para esquistos pelíticos en el sistema $SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-H_2O$ (KFMASH). Las líneas y puntos continuos son reacciones y puntos invariantes en el sistema KFMASH (excepto $Fe-Chl=Fe-Cld+Ann$ y $Grt+FeChl+Ann=Crt$, que lo son en el KFASH) y las líneas discontinuas en el KMASH (SPEAR y CHENEY, 1989). Los diagramas AFM (THOMPSON, 1957) indican topológicamente la asociación M_1 estable observada en cada campo P-T. Las trayectorias P-T (flechas) deducidas establecen la evolución para rocas de la zona de la biotita en su parte basal (1), del granate (2), de la estaurolita (3) y de la 1ª y 2ª zonas de la sillimanita (4 y 5). Abreviaciones minerales de KRETZ (1983).

lógica, a 660-680°C para presiones ligeramente superiores entre 5,8-6 Kbar. El gradiente P-T del M_1 puede establecerse en valores próximos a los 30-32°C/Km.

El metamorfismo de HT/LP (M_2)

Coincidiendo con el rápido incremento de la deformación F_2 en los niveles estructuralmente más bajos de la secuencia estructural, se observa la aparición de asociaciones minerales indicativas de un metamorfismo de bajas presiones y temperaturas medias y altas. En litologías metapelíticas, la desaparición de la clorita, gran parte de la moscovita, el granate y la estaurolita, viene acompañada por la aparición de más biotita, y de cordierita, andalucita, sillimanita y feldespato potásico. Los nuevos minerales índice establecen una nueva y estrecha secuencia de

isogradas durante el M_2 , superpuestas y ligeramente oblicuas a las del M_1 , ordenada de la forma siguiente: cordierita, andalucita, sillimanita+moscovita y sillimanita+feldespatos potásico. Estas isogradas son subparalelas a las fábricas S_2 regionales y concéntricas con los núcleos de los antiformes (domos) y sinformes (cubetas) de la F_3 , a la vez que son compatibles con un incremento general del grado metamórfico del M_2 hacia los niveles estructuralmente más bajos. Durante el M_2 y en estos niveles bajos, tienen lugar procesos migmatíticos regionalmente extensos y formación relacionada de granitoides anatócticos de tipo-S (CHAPELL y WHITE, 1974), como en el sector al NE de Villavieja y al O de Cipérez (Fig. 1).

Las relaciones texturales observadas permiten deducir que la recristalización correspondiente a M_2 , guarda relaciones de contemporaneidad, tardías o claramente posteriores respecto al desarrollo de la deformación F_2 . Esta aparente complejidad está relacionada con la propia geometría de la cizalla dúctil extensional que modifica las estructuras termal previa, de carácter progrado barroviense, aproximando niveles originalmente de distintas T y provocando que la secuencia termal barroviense aparezca discontinua y condensada, cuando no totalmente obliterada por el M_2 . Así, los horizontes estructurales y térmicos más calientes, situados por debajo de la banda de cizalla y que constituyen la parte basal de la secuencia actualmente aflorante, se encuentran en contacto con niveles superiores de rocas más frías, representados por los niveles estructurales más altos y donde se conserva mejor la estructuración termal compresional. El gradiente geotérmico asociado a M_2 en este tránsito es, por lo tanto, excepcionalmente elevado, alcanzando valores mínimos del orden de los 70°C/Km .

La situación estructural y térmica provocada por la cizalla extensional determina diferencias en el carácter progrado o retrógrado de M_2 , relacionados con el enfriamiento que experimentan los niveles estructuralmente más profundos (y más calientes) y el ligero calentamiento que experimenta la parte basal de los niveles situados por encima de la cizalla, durante la exhumación posterior al desarrollo de la misma. En las áreas de alto grado tiene lugar la formación de migmatitas metatexiticas de HT/LP, en las que es estable

la asociación divariante Crd+Bt+Sil+Kfs . La transformación posterior de Sil+Kfs en And+Kfs y la formación de Ms+Qtz+And , frecuentemente como agregados simplectíticos desde asociaciones con Sil+Kfs , es indicativa de un enfriamiento descompresivo para estas rocas. Esta trayectoria P-T retrógrada puede explicarse en el sistema KFMASH (ver Fig. 6) si pasa cerca de la intersección entre las reacciones Sil=And y Ms+Qtz=Als+Kfs , estableciendo unos rangos de condiciones P-T de $610\text{-}620^\circ\text{C}$ y de $2,5\text{-}2,6 \text{ Kbar}$. Para las rocas de menor grado (zonas M_1 de biotita, granate y estaurolita), en cambio, el carácter de M_2 es ligeramente progrado y descompresivo. La formación en rocas de la zona de la biotita de poiquiloblastos de cordierita y en las de la zona del granate y de la estaurolita de porfiroblastos de andalucita, indican un ligero calentamiento descompresivo. La formación de andalucita y cordierita desde estaurolita con desaparición de la clorita, supone cruzar las reacciones de pendiente positiva St+Chl=Als+Bt y Chl=Als+Bt+Crd , dentro del campo de estabilidad de la andalucita. En rocas de composición global más magnésiana tiene lugar formación de cordierita y la desaparición de la clorita primaria. Tal trayectoria P-T establece unas condiciones aproximadas para la zona de andalucita del M_2 de unos $560\text{-}570^\circ\text{C}$ y $2,0\text{-}2,2 \text{ Kbar}$, las cuales debieron ser las que experimentaron las rocas situadas en los niveles estructuralmente más altos con desarrollo penetrativo de S_2 .

El metaformismo retrógrado (M_3)

Aunque las altas temperaturas persistieron en los núcleos de las antiformas durante la etapa deformativa F_3 , tal como lo evidencia el emplazamiento sin a tardí F_3 de abundantes masas graníticas y el desarrollo de migmatitas HT/LP con leucosomas subparalelos a la S_3 en estas zonas, en los flancos y núcleos sinformales la crenulación de F_3 presenta ya un carácter netamente retrógrado que se generaliza durante la reorientación de estructuras y el desarrollo de bandas miloníticas relacionadas con la ZCJP.

Además de las reacciones de rehidratación-recristalización descritas anteriormente ($\text{Sil} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} = \text{Ms} + \text{Qtz}$), relacionadas con la S_3 en los ni-

veles intermedios y tardí F_3 en los niveles profundos, se reconocen reacciones de moscovitización y cloritización de biotitas y cordieritas, de moscovitización de andalucitas y sillimanitas, microclinización de ortosa y albitización de feldespatos primero en los niveles más someros y, posteriormente, generalizados a todas las áreas durante la actuación de las zonas de cizalla transcurrentes y el plegamiento más tardío indicativas de la parte de menor P y T de la facies de los esquistos verdes.

Localmente, las estructuras de F_3 y de las zonas de cizalla son fosilizadas por el emplazamiento posterior de las unidades graníticas tardí a post-cinemáticas, como en el caso de los macizos de Cipérez, Villavieja de Yeltes y Bañobarez-Villar de Ciervo, que generan estrechas aureolas térmicas (entre $0,1$ y $0,5 \text{ km}$ de anchura), bien visibles en el caso de contacto con encajante epizonal (zonas de clorita y biotita de M_1) y menos evidentes cuando el encajante es mesozonal o son granitos anteriores, que llegan a alcanzar condiciones metamórficas de la facies de las corneanas anfibólicas. Las deformaciones tardihercínicas actúan dentro del campo frágil y completan la parte final de la evolución PT del área estudiada.

MODELO DE EVOLUCION TECTONOTERMAL HERCINICA

La historia térmica seguida por las rocas de áreas metamórficas depende principalmente del aporte de calor, del ambiente tectónico en cada momento y de la duración del proceso orogénico. Dicha historia es respuesta a la perturbación térmica implantada a escala cortical como consecuencia de la tectónica colisional compresiva y su posterior relajación mediante procesos de erosión y/o extensión. Al quedar más o menos registrada en las rocas mediante sucesivas asociaciones metamórficas en equilibrio, puede ser considerada en términos de trayectorias P-T-t las cuales, a su vez, son características de la propia perturbación térmica y del tipo de exhumación.

Las trayectorias P-T-t deducidas para rocas pertenecientes a cada una de las zonas del M_1 , se expresan en la Fig. 7. El sentido horario de la tra-

vectoria prograda es característico de corteza continental sometida inicialmente a procesos de engrosamiento homogéneo con enterramiento y calentamiento progresivo (THOMPSON y ENGLAND, 1984; ENGLAND THOMPSON, 1986), siendo los responsables del régimen MT/MP metamórfico encontrado. El frente de deformación progresiva asociado a F_1 (cizalla simple cortical dirigida al NE), alcanza el área estudiada y desarrolla un tren de pliegues P_1 , la fábrica S_1 , y probablemente, zonas de cizalla dúctil compresionales en profundidad. El régimen MT/MP obtenido, puede explicar que en sectores corticales profundos tenga lugar una migmatización temprana y la generación de los primeros fundidos anatócticos.

El segmento P-T progrado es interrumpido por el evento F_2 relacionado con el colapso extensional de la corteza previamente engrosada (THOMPSON y RIDLEY, 1987). Como consecuencia de la extensión dúctil heterogénea y el adelgazamiento cortical asociado a F_2 , tiene lugar la destrucción de la estructuración termal barro-

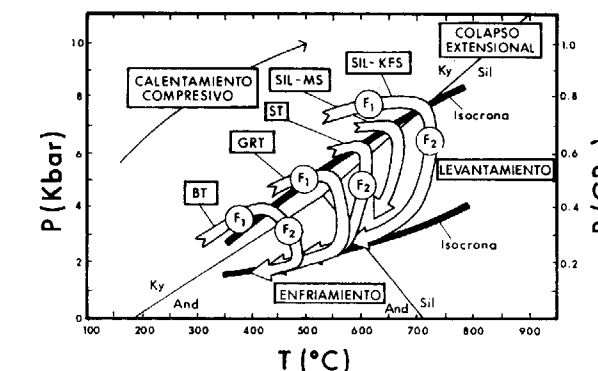


Figura 7. Modelo Tectonotermal y trayectorias P-T-t sugeridas para rocas de las zonas del M_1 sucesivas en el sector O de Salamanca. F_1 y F_2 son los eventos tectónicos principales. Las asociaciones minerales MT/MP (M_1) desarrolladas durante una evolución prograda compresiva experimentaron la superposición por asociaciones de series de facies HT/LP (M_2) durante su levantamiento, acompañado en casos por un ligero calentamiento. Las P-T-t derivadas semicuantitativamente ilustran trayectorias convergentes durante la descompresión hacia una región determinada del campo P-T y están relacionadas con la deformación extensional F_2 y su carácter sustractivo. Las líneas negras gruesas que conectan las trayectorias son isocronas correspondientes a la edad aproximada para los diferentes estados metamórficos. El diagrama de fases para los poliformos Al_2SiO_5 es el de POWELL y HOLLAND (1988).

viense (M_1), apareciendo ahora su secuencia zonal incompleta y condensada. Este tipo de deformación no-coaxial genera en los niveles estructuralmente medios y bajos, una fábrica subhorizontal planolinar dominante (S_2 y L_2), aunque sólo desarrolla una S_2 de crenulación en el tránsito a los niveles más altos. En relación a F_2 tiene lugar un metamorfismo HT/LP (M_2) y la formación de altos gradientes térmicos. Las trayectorias P-T son sensiblemente diferentes para los diferentes niveles de la secuencia estructural: los más profundos experimentan una rápida descompresión, inicialmente casi isoterma, durante la que tienen lugar procesos anatécicos y la formación de migmatitas HT/LP sin- F_2 ; los más superficiales (zonas de Bt y Gt) sufren una descompresión ligera progradada y los intermedios (zona de St) una neta descompresión, estableciéndose una relación genética entre el metamorfismo HT/LP, la migmatización-magmatismo granítico regional y los procesos de adelgazamiento cortical (THOMPSON y RIDLEY, 1987; WERNICKE et al., 1987; DE YOREO et al., 1989).

La deformación F_3 origina estructuras antiforales y sinforales de gran radio, que pliegan a la zona de cizalla extensional y a las isogradas del M_2 , y controlan el emplazamiento de algunas unidades graníticas. Con posterioridad, el área experimenta en conjunto, un enfriamiento con suave descompresión controlada por la erosión, ya en niveles corticales altos, caracterizando la etapa metamórfica retrógrada M_3 con asociaciones propias de la facies de los esquistos verdes.

CONCLUSIONES

La evolución tectonotermal hercínica del área situada al SO de Salamanca se caracteriza por la presencia de dos etapas. La etapa inicial de tectónica compresional es la responsable de un metamorfismo MT/MP progradado de P algo menor al tipo barroviense. La rápida vuelta al espesor cortical normal está controlada por la formación de una zona de cizalla dúctil subhorizontal extensional, que origina la exhumación de rocas profundas durante el adelgazamiento cortical y un metamorfismo HT/LP. El cizallamiento subhorizontal se relaciona al colapso extensional de la corteza hercínica previamente engrosada por la tectónica colisional.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los Dres. J. R. MARTINEZ CATALAN y M. A. DIEZ BALDA las sugerencias y aportaciones realizadas. Este trabajo fue realizado en el marco del Proyecto MAGNA del ITGE, al que agradecemos las facilidades prestadas.

REFERENCIAS

CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): Noticia sobre una carta geológica do Bucaco, de Nery Delgado. *Spec. Publ. Edit. Serv. Geol. Portugal*: 1-27.

CHAPPELL, B. W. y WHITE, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.

DE YOREO, J. J. LUX, D. R. y GUIDOTTI, C. V. (1989): The role of crustal anatexis and magma migration in regions of thickened continental crust. In: J. G. Daly, R. A. Cliff and B. W. D. Yardley (Editors), *Evolution of Metamorphic Belts. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 43: 187-202.

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

DIEZ BALDA, M. A.; AYARZA, P. y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1992): El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: engrosamiento y colapso extensional. *III Congr. Geol. España. Simp.* 2: 365-374.

DEWEY, J. F. (1988): Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.

ENGLAND, P. C. y THOMPSON, A. (1986): Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collisional zones. In: M. P. Coward & A.C. Ries (Editors), *Collisional Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publs.*, 19: 83-94.

ENGLAND, P. C. y THOMPSON, A. B. (1984): Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, 25: 894-928.

LOPEZ PLAZA, M. (1982): Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantino-zamorana. Tesis Doct. Univ. Salamanca. 333 p.

LOPEZ PLAZA, M. y CORRETGE, L. G. (1980): Cizallas en relación con movimientos ascensionales en el Domo del Tormes (Salamanca, España). *Publ. Museu Lab. Miner. Geol. Fac. Cienc. Porto, CXI*, 111-118.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. E. (1972): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E. 1:1.000.000. IGME, España, pp. 113.3.

KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68: 277-279.

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

MARTINEZ FERNANDEZ, F. J. (1974): Estudio del área metamórfica del NO de Salamanca (Cordillera Herciniana, España). *Trab. Geol.*, 7: 3-59.

NOZAL MARTIN, F. y ROBLES CASAS, R. J. (1988): Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el Sur de Salamanca. *II Cong. Geol. España (Granada). Comunicaciones*, V. 1: 139-143.

PLATT, J. P. (1984): Secondary cleavages in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.* 6, 439-442.

POWELL, R. y HOLLAND, T. J. B. (1988): An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. III. Application methods, worked examples and a computer program. *J. Metamorph. Geol.*, 6: 173-204.

RIBEIRO, A. (1974): Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal.* 24: 1-168.

SOUSA, M. B. de, (1982): Litoestratigrafía e estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico anteordovícico" Grupo do Douro (nordeste de Portugal). Univ. Coimbra, Portugal, pp. 222.

SPEAR, F. S. y CHENEY, J. T. (1989): A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $SiO_2-Al_2O_3-FeO-MgO-K_2O-H_2O$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101: 149-164.

TEXEIRA, C. (1955): Notas sobre a Geologia de Portugal. O Complexo Xisto-Grauváquico ante-Ordovícico. (Ed. Autor), Emprenta Lit. Fluminense, Lisboa: 1-50.

THOMPSON, L. B. Jr. (1957): The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am. Mineral.*, 42: 842-858.

THOMPSON, A. B. y ENGLAND, P. C. (1987): Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism of thickened continental crust. II. Some petrological constraints from mineral assemblages in metamorphic rocks. *Jour. Petrol.* 25: 929-955.

THOMPSON, A. B. y RIDLEY, M. R. (1987): Pressure-Temperature-Time (P-T-t) histories of orogenic belts. *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A-321*; 3-22.

VILLAR ALONSO, P., ESCUDER VIRUETE, J. y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1992): La zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo en el sector español. *III Congr. Geol. España Simp.* 2: 446-456.

WERNICKE, B. P., CHRISTIANSEN, R. L., ENGLAND, P. C. y SONDER, J. L. (1987): Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In: M.P. Coward, J. E. Dewey and P. L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publs.* 28: 203-221.

Original recibido: Mayo de 1995.

Original aceptado: Junio de 1995.

MINERIA

Geometría y fractalidad de los sistemas filonianos de la mina de La Parrilla (Cáceres): Conectividad y percolación.

Por P. GUMIEL (*); R. CAMPOS (**); D. J. SANDERSON (***) y S. ROBERTS (***)

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos sobre la caracterización geométrica de los sistemas filonianos de la mina de La Parrilla, Miajadas (Cáceres). Se ha seleccionado la Parrilla por tratarse de un ejemplo excepcional de filones con scheelita-casiterita en el Complejo Esquisto-Grauváquico, en posible relación espacial con una banda de cizalla (la Cizalla de Montánchez). Por otra parte, se comparan las características geométricas de estos filones con las de los grupos filonianos mineralizados en wolframita y casiterita de Arroyomolinos de Montánchez, cuyos indicios también se presentan en asociación espacial con la mencionada zona de cizalla.

Las características geométricas de los filones se han estudiado mediante el análisis sistemático de los grupos de venas intersectadas en dos Transversales en la corta. La fractalidad de los sistemas, a escala unidimensional, se ha establecido en base a las siguientes dimensiones fractales; *dimensión de distribución de potencias de venas* (D_t), *dimensión de espaciado* (D_s) y *dimensión de información* (D_i). A escala bidimensional y con objeto de completar y contrastar las anteriores dimensiones fractales, también se ha calculado la *dimensión de capacidad* (D_c), por el método de "Contaje de cajas" (Box-counting) y la *dimensión de masa* (D_m) por el método de Levy-Lee, lo que ha supuesto una validación del método de análisis de venas en Transversales.

La distribución de potencias de venas es fractal, con una relación exponencial $N_t = Ct^D$ donde N_t es el número de venas con potencias $> t$. Esto puede ser interpretado como un escalado invariante (fractal autoafin) de la geometría de las venas, lo que ha sido comprobado en este trabajo, en un rango de escala que varía de métrica a hectométrica. Los valores de D_t ($D_t=0.98$ en el Banco 1 y $D_t=0.77$ en el Banco 2), se corresponden bien con los elevados contenidos metálicos en W, Sn y As, e indicarían que se trata de sistemas de venas conectados, capaces de favorecer un fuerte drenaje de fluidos (alta permeabilidad) durante su desarrollo. El hecho de que estos grupos conectados de venas, de potencial interés metalogénico, puedan ser descubiertos por la dimensión fractal de distribución de potencias (valores de $D_t < 1$) supone un avance en la exploración de yacimientos filonianos. Las dimensiones de información son iguales en los dos bancos estudiados ($D_i=0.9$), y al ser $D_i < 1$, la distribución de los filones es en grupos. Hay que resaltar que la distribución de espaciados de los conjuntos filonianos es fractal, pero se le suma una cierta componente aleatoria (distribuciones exponenciales negativas), la cual puede ser debida a irregularidades de algunos conjuntos filonianos, a la posición relativa de las venas con respecto a estructuras mayores, o al carácter multifractal de estos sistemas.

Por último, y en base a los datos geométricos de los filones y a la cartografía de detalle de las trazas de fracturas, se ha realizado un ensayo de conectividad de los filones mediante simulaciones estocásticas en 3-D. Este análisis ha revelado que el grado de conectividad de los mismos es elevado, pues más del 60% de las fracturas están interconectadas, lo que favoreció la percolación de los fluidos que dieron lugar a los filones mineralizados de La Parrilla.

Palabras clave: Fractal, Geometría, Filones, Mineralización, Scheelita, Conectividad, Percolación, Cáceres, España.

(*) I.T.G.E., Madrid.

(**) CIEMAT, Madrid.

(***) Univ. de Southampton (Reino Unido).

ABSTRACT

Vein geometry of the La Parrilla mineralization, which is one of the largest scheelite-vein type deposit in Europe, is described in this paper. This mine has been selected because is an excellent example of scheelite-cassiterite veins hosted in metamorphic rocks of the CEG (locally name Complejo Esquisto Grauváquico) of Cambrian-Precambrian, and spatially related to a shear zone (The Montánchez Shear Zone). Vein geometry of this mineralization is compared with the wolframite/cassiterite vein sets of the Arroyomolinos prospect which is also spatially related to the same shear zone.

One-dimensional analysis of vein sets has been carried out in two Traverses in the open-pit. The position of the centre of each vein at its point of intersection along the Traverse, together with spacing and vein thickness was recorded. The fractal characteristics of the veins have been established with regard to the following fractal dimensions; *vein thickness distribution dimension* (D_t), *spacing dimension* (D_s) and *information dimension* (D_i). As a result of a two-dimensional analysis in maps from fracture trace mapping at a variety of scales, and from digitalization of veins sets in the Traverses, other fractal dimensions as *capacity dimension* (D_c) and *mass dimension* (D_m) were obtained using box-counting and Levy-Lee techniques. The later (D_c) and (D_m) values support the analysis of vein sets along Traverses in outcrops.

Vein thicknesses generally conform to a power law distribution of the form $N_t = Ct^D$, where N_t is the number of veins with a thickness $> t$. This may be interpreted in terms of scale-invariant (self-affine fractal scaling of vein geometry) which has been verified at a variety of scales ranging from metric to hectometric in this study. D_t values are in the range of 0.77 to 0.98, less than 1.0 and correspond to the higher metal (W, Sn, As) contents. This indicates systems of connected veins capable of supporting high fluid flux (high permeability) during their development. D_i values are < 1 ($D_i=0.9$) supporting clustering of veins in both Traverses. The fact that connected veins with high metallogenic potential may be revealed by the thickness distribution fractal dimension ($D_t < 1$) provides an important exploration tool in the prospectivity of vein type deposits. Vein spacing shows fractal behaviour with a significant superimposed random (negative-exponential) element, possibly due to the irregularity of some of the veins or this systems are multifractals.

Finally, data from veins in Traverses, fractal dimension ranges and fracture trace mapping have been utilized to assess connectivity in terms of fracture density. Discrete fracture simulations have been carried out, revealing that more than 60 % of veins in the La Parrilla mine are connected systems, supporting high mineralized fluid flux.

Key words: Fractal, Geometry, Veins, Mineralization, Scheelite, Connectivity, Percolation, Cáceres, España.

1. INTRODUCCION

¿Qué es un fractal?

Un fractal es un objeto o proceso que muestra similares características a diferentes escalas y por consiguiente es escala-invariante. Muchos fenómenos naturales son fractales y una consecuencia importante de dicha fractalidad es que se puede obtener información a una determinada escala que sea de interés para otra. Generalmente, tales propiedades siguen distribuciones exponenciales, donde la propiedad (P) está relacionada con el tamaño (t) mediante una ecuación $P = Ct^D$, y el exponente, D , es frecuentemente la dimensión fractal del sistema. Dimensión fractal (D), en sentido genérico, es un número que sirve para cuantificar el grado de irregularidad y fragmentación de un conjunto geométrico, o de un objeto u objetos naturales.

La naturaleza fractal de un gran número de fenómenos asociados con procesos de fracturación da como resultado distribuciones exponenciales de, por ejemplo, magnitud de terremotos

(GUTENBERG y RITCHER 1954, TURCOTTE 1989), fragmentación (SAMMIS et al. 1986, SAMMIS y BIEGEL 1989) y desplazamientos de fallas (KAKIMI 1980, SCHOLZ y COWIE 1990, WALSH et al. 1991). Igualmente, tonelaje y ley de algunos yacimientos minerales presentan relaciones fractales (TURCOTTE 1986, 1989). En la actualidad, el desarrollo de técnicas para medir la dimensión fractal ha dado lugar a nuevos campos de aplicación en la industria mineral, tanto en la exploración como en la producción.

¿Por qué los fractales son importantes en la exploración y producción de minerales?

Hay dos razones evidentes; En primer lugar, ley y tonelaje de muchos yacimientos minerales siguen distribuciones exponenciales, así como la localización de muchos yacimientos muestra un comportamiento fractal. En segundo lugar, muchas medidas de tamaño, geometría de venas y en general de sistemas filonianos son también fractales. Por ejemplo, las "venas ramificadas" son clásicos ejemplos de objetos fractales.

¿Por qué la geometría de los sistemas filonianos está relacionada con la ley mineral?

Las investigaciones preliminares realizadas en el área de La Codosera demostraron la posibilidad de relacionar la simple medida de espesores de las venas con la ley mineral. Obviamente, otros factores como la naturaleza de los fluidos, las interacciones con las rocas encajantes, las fluctuaciones locales de la Presión, etc. juegan un papel importante en la formación de los yacimientos filonianos, pero ¿por qué existe una relación entre la distribución de las potencias de los conjuntos filonianos y sus contenidos minerales?. Una hipótesis, desarrollada en este trabajo, para un grupo de yacimientos filonianos de Wolframio/Estaño (Minas de La Parrilla y Arroyomolinos de Montánchez), tiene en consideración como evoluciona un sistema filoniano. En una masa rocosa se desarrollan fracturas de extensión, a partir de microfisuras, las cuales crecen y se interconectan hasta formar un sistema filoniano. Algunos conjuntos de microfisuras permanecen como grupos locales "aislados" que quedan desconectados en la masa rocosa, mientras que otros se interconectan, proporcionando conductos idóneos para el flujo de fluidos.

En base a los estudios iniciales, sobre la aplicación de técnicas de análisis fractal a la ordenación irregular de los sistemas filonianos auríferos del área de La Codosera, Badajoz (GUMIEL et al. 1992, SANDERSON et al. 1994), y a los resultados preliminares obtenidos, durante la realización de este trabajo, en donde se aplicaron estas técnicas a algunos yacimientos filonianos de Wolframio y Estaño del Macizo Hespérico (GUMIEL y SANDERSON 1994), y otros de uranio y apatito (GUMIEL et al. in litt.), se ha comprobado que la potencia de las venas, generalmente sigue distribuciones exponenciales, que pueden ser interpretadas en términos de escalado fractal autoafín de la geometría de las venas. Conjuntos de venas con diferente potencial mineral difieren en sus parámetros escalares D y C , en la relación exponencial $N_{(t)} = C t^D$, donde $N_{(t)}$ es el número de venas con potencias mayores que t , y C es una constante de proporcionalidad que depende del número de venas. En general, aquellos conjuntos de venas con $D < 1$, y mayor C tienen mayores contenidos minerales.

Los filones y venas son fracturas rellenas por paleofluidos mineralizados que precipitaron su

contenido mineral en áreas favorables (por ejemplo, en zonas de dilatación) dentro de las fracturas, las cuales constituían redes de percolación donde se favorecía el drenaje de dichos paleofluidos. Las fracturas en la corteza terrestre son los conductos principales por donde circulan los fluidos, de aquí que el conocimiento detallado de su distribución y su caracterización geométrica sea muy importante para determinar su grado de conectividad.

En este artículo se presentan los resultados obtenidos sobre la caracterización geométrica de los sistemas filonianos de la mina de La Parrilla, Miajadas (Cáceres). Se ha seleccionado la Parrilla por tratarse de un ejemplo excepcional de filones con scheelita-casiterita en el Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG), en posible relación espacial con una banda de cizalla (la Cizalla de Montánchez).

Las características geométricas de los filones se han estudiado mediante el análisis sistemático de los grupos de venas intersectadas en dos Transversales; una se realizó en el Banco Superior (Banco 1), y otra en el Banco situado por debajo (Banco 2), a cota -30m. La fractalidad del sistema, a escala unidimensional, se ha establecido en base a las siguientes dimensiones fractales obtenidas; dimensión de distribución de potencias de venas (D_p), dimensión de espaciado (D_s) y dimensión de información (D_i) las cuales se han comparado con el contenido mineral de los diferentes grupos de filones analizados. A escala bidimensional y con objeto de completar y contrastar las anteriores dimensiones fractales, también se ha calculado la dimensión de capacidad (D_c), por el método de "Contaje de cajas" (Box-counting) y la dimensión de masa (D_m), por el método de Levy-Lee.

Por otra parte, se resalta la situación de este yacimiento en relación espacial con una banda de cizalla (la Cizalla de Montánchez), aportando criterios cinemáticos de las venas, y se comparan las características geométricas de los filones de La Parrilla, con las de los grupos filonianos mineralizados en wolframita y casiterita de Arroyomolinos de Montánchez, cuyos indicios también se presentan en asociación espacial con la mencionada zona de cizalla.

Por último, y debido a las condiciones especiales de afloramiento de los filones en la corta de

La Parrilla, se ha podido realizar una cartografía detallada de las trazas de las venas en una área determinada, que ha servido para el estudio de la conectividad de la red de fracturación, y para la modelización del sistema (Percolación).

2. ENCUADRE GEOLÓGICO Y ESTRUCTURAL DE LOS FILONES DE LA PARRILLA

La mina de La Parrilla está situada cerca de Miajadas, al Sur de la provincia de Cáceres, y es la mina de Wolframio más importante de España, aunque actualmente su explotación ha cesado temporalmente, debido a las condiciones de mercado del tungsteno. La producción era cercana a las 5000t de scheelita y las reservas estimadas se cifran en unos 40 millones de toneladas.

Según GUMIEL y PINEDA (1981) la explotación, a cielo abierto, se encuentra situada en un cierre periclinal, en las facies del CEG (Fig. 1). Estas rocas han sufrido dos fases de metamorfismo regional dinamo-térmico, sincrónico con la primera fase de deformación, que dió lugar a pliegues isoclinales de dirección próxima a E-O y al desarrollo de una esquistosidad de plano axial. Los filones mineralizados se presentan en haces de dirección principal NE-SO y buzamientos entre 45° y 60°SE, con potencias entre milimétricas y métricas. Son frecuentes las venas ramificadas (branching veins) y las estructuras en relevo, adoptando a veces, formas sigmoidales y sin gran continuidad lateral (Foto 1).

Las alteraciones hidrotermales de las rocas encajantes están en relación directa con la proximidad a los filones y son principalmente: turmalinización, greisenización, silicificación y arsenopiritización. La paragénesis está constituida por scheelita y arsenopirita como minerales principales (Foto 2), casiterita, algo de wolframita, esfalerita, pirita, calcopirita, pirrotina, y más accesorios, marcasita, bismuto y bismutina.

La mineralización de scheelita de La Parrilla genéticamente debe estar relacionada con una cúpula granítica en profundidad (GUMIEL 1984), pero a su vez, las soluciones mineralizadoras y la propia cúpula pueden estar espacialmente asociadas con una zona de cizalla. Su situación

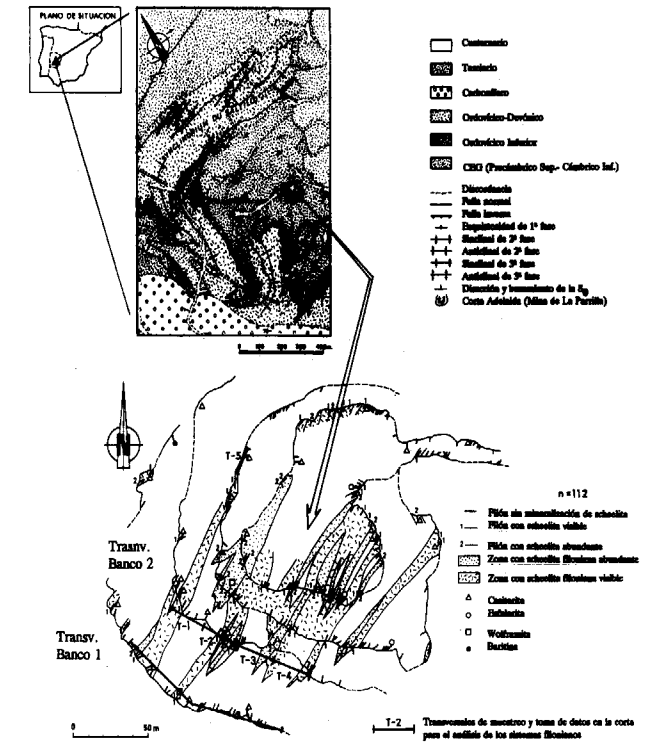


Figura 1. Esquema geológico del entorno de la mina de La Parrilla, Cáceres. Situación de los conjuntos filonianos mineralizados (según GUMIEL y PINEDA, 1981, modif.).

en el límite sur de una importante banda de deformación, de dirección aproximada N-S a NNO-SSE (la Zona de Cizalla dúctil-frágil de Montánchez, Fig. 2) es muy significativa. Con esta estructura, al menos espacialmente, se encuentran relacionados un numeroso conjunto de mineralizaciones; en el extremo norte de la misma se sitúan los, insuficientemente conocidos, grupos filonianos con mineralización de plata de las proximidades de Santa Marta de Magasca. La zona de cizalla se prolonga por el Oeste del stock de Plasenzuela, donde se encuentran los importantes conjuntos filonianos con mineralización de plata y plomo (La Serafina, la Sevillana etc.). La extensión sur de la banda de deformación está bien representada por la fábrica dúctil-frágil que presenta el granito de Montánchez, con desarrollo de planos S/C, que marcan un movimiento de sentido sinistral. Finalmente, en el extremo sur de la estructura se encuentran los filones de wolframita y/o casiterita de Arro-



Foto 1. Venas ramificadas (branching veins) en el Banco 2 de la Parrilla. Se aprecian dos conjuntos filonianos principales que intersectan a fuerte ángulo. Orientación de la foto SE-NO (Altura del Banco 3.5 m).



Foto 2. Scheelita, arsenopirita y casiterita como minerales principales en el filón. Banco 2, La Parrilla. Orientación SE-NO.

yomolinos de Montánchez y los conjuntos filonianos de El Sextil y La Parrilla, que ocuparían estructuras de segundo orden relacionadas con la zona de cizalla.

3. METODOLOGÍA DE ANÁLISIS DE CONJUNTOS FILONIANOS, A PARTIR DE TRANSVERSALES EN AFLORAMIENTOS

Se ha elegido la medida de espesores de venas para la obtención de la dimensión fractal de distribución de potencias, porque la potencia es una dimensión lineal que se puede medir fácil y directamente, y porque refleja el gradiente de desplazamiento de las fracturas (apertura), que han sido utilizadas por los fluidos mineralizadores para dar lugar a las venas.

El análisis de espesores de venas en afloramientos se empezó a utilizar como un método eficaz de discriminación de sistemas filonianos auríferos en algunas zonas del Sinclinal de La Codocera (GUMIEL et al. 1992), y ahora se ha utilizado para la caracterización geométrica de los filones de La Parrilla.

El método consiste en el registro de todos los centros geométricos de las venas, en su punto de intersección con la Transversal. Se miden sis-

temáticamente todas las potencias de las venas intersectadas en la línea transversal a los conjuntos filonianos, y al mismo tiempo, se anota la orientación espacial de cada vena, así como la longitud de espaciado entre venas, teniendo en cuenta cualquier característica geológica de interés, como litología, condiciones de fracturación etc., que pueda ser útil en el estudio geométrico. Todos los datos obtenidos son debidamente registrados en un estadillo de campo especialmente diseñado para este trabajo. Posteriormente, en la misma línea de toma de datos, se realiza un muestreo mediante "rozadas en canal" (channel sampling) para su posterior análisis químico, con objeto de conocer el contenido metálico de las venas intersectadas. Finalmente, todos los datos son informatizados en un programa especialmente diseñado para este tipo de análisis (escrito por SANDERSON).

Los métodos de análisis de potencia de venas en afloramientos son unidimensionales, puesto que se analiza una línea que se puede trazar en la Transversal, y de forma objetiva, se mide la potencia de todas las venas que se observen en dicha sección. En contraste con el método de análisis de venas en sondeos, la medida de espesores de venas en afloramientos tiene las siguientes ventajas; en primer lugar, se minimi-

zan los errores debidos a la orientación, puesto que en afloramientos se conoce la orientación real de las venas. En segundo lugar, dada las características del área de muestreo en afloramientos superficiales, no es tan importante el límite superior (censoring), el cual puede variar dependiendo de la longitud de la línea de muestreo. Por ejemplo, en afloramientos en los que se analizaron líneas transversales de más de 30 m de longitud, se midieron todas las venas que fueron intersectadas en dichas líneas de muestreo.

Esta metodología de investigación, de fácil y económica aplicación, puede tener una gran repercusión en la exploración futura de yacimientos minerales de tipo filoniano.

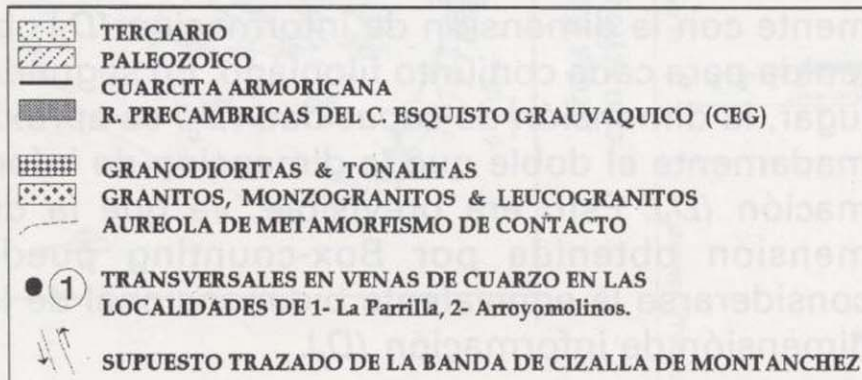
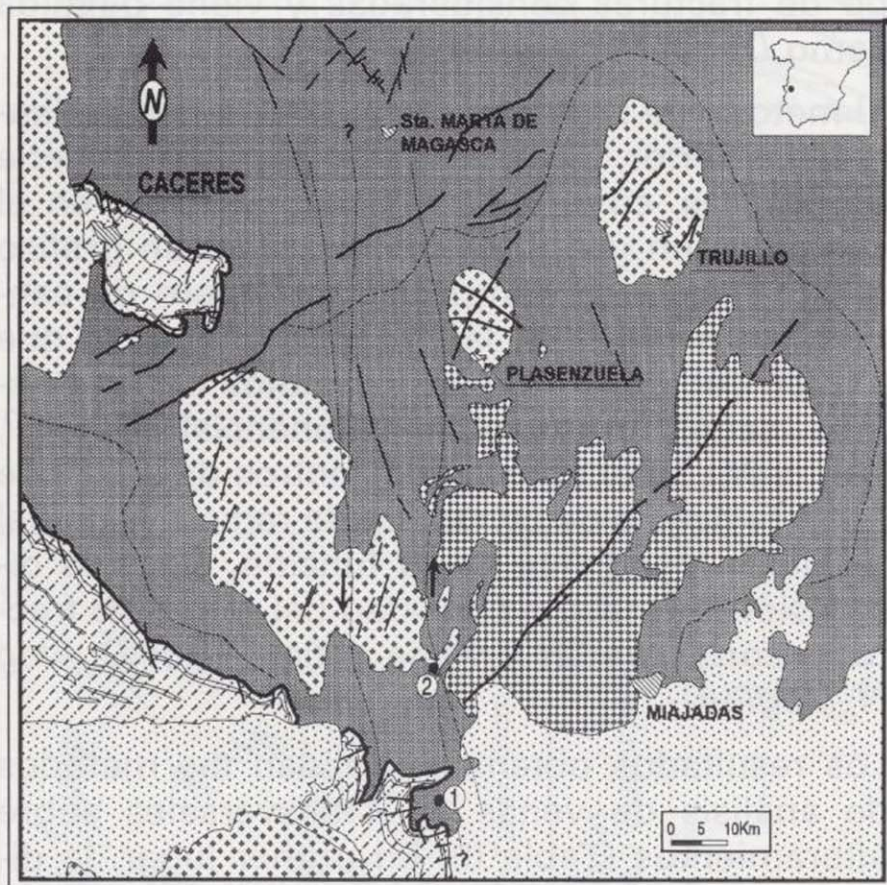


Figura 2. Encuadre geológico y estructural de las mineralizaciones de W/Sn estudiadas; su relación espacial con la Banda de Cizalla de Montánchez.

4. DIMENSIONES FRACTALES UTILIZADAS EN LA CARACTERIZACIÓN DE LOS CONJUNTOS FILONIANOS. DIMENSIÓN DE INFORMACIÓN (D_i)

Se ha podido constatar que la geometría de los sistemas filonianos estudiados tiene distribuciones fractales, de forma que los diferentes conjuntos quedan bien caracterizados por sus dimensiones fractales, en particular por la dimensión de información (D_i). Conviene tener en cuenta que no se utiliza el término dimensión en sentido topológico estricto, sino como índice o medida de un patrón geométrico en el espacio.

Se han utilizado diagramas combinados, en los que la información se presenta integrada (Figs. 3 y 4). En primer lugar, se muestra un esquema de la disposición geométrica de las venas intersectadas en cada Transversal. También se incluyen datos de orientación espacial de los filones (estereogramas y diagramas en rosa), así como histogramas de potencia, espaciado, relaciones potencia/espaciado y porcentaje de venas. Finalmente, mediante diagramas bilogarítmicos, se obtienen las tres dimensiones fractales de las distribuciones de potencias (D_t), de espaciado (D_s) y de información (D_i), siendo t la potencia de las venas, s el espaciado intervenas y N el número de venas, que se ha normalizado a número de venas por metro (N/m) para facilitar la comparación entre los diferentes conjuntos estudiados en cada Transversal.

Una relación fractal se manifiesta como una distribución de tipo exponencial, con una recta de ajuste (regresión) en los diagramas bilogarítmicos (Figs. 3 y 4). Este análisis está sujeto a restricciones de muestreo, con un efecto de límite inferior (truncación) de valores pequeños de potencia o espaciado. Generalmente, se traduce en la falta de datos de aquellas venillas muy finas y próximas, efecto que sucede entre 1 y 5 mm de potencia (desviación de la recta de regresión en los diagramas -Fig. 4-). La longitud finita de las Transversales (hasta un máximo de 90-100 m) introduce otro efecto de límite superior (censoring) de aquellos valores grandes (potencias o espaciados grandes), cuya probabilidad de muestreo es baja. Censoring y truncación han sido corregidos utilizando los métodos desarrollados por PICKERING et al. (inédito).

La dimensión de información (D_i) se considera que es la que proporciona una información más completa de la geometría de las venas en las Transversales, pues tiene en cuenta tanto las venas como los espaciados intervenas. Es una extensión del método de conteo de intervalos, y se obtiene una medida de la distribución del "material de las venas" en intervalos de distinta longitud, a lo largo de la Transversal considerada. Esta se divide en intervalos de longitud (∂), y la probabilidad $P_i(\partial)$, de que un punto escogido aleatoriamente en una vena pertenezca al intervalo i viene dado por la ecuación $P_i(\partial) = T_i/T_t$ donde T_i es la suma de las potencias de las venas que existen en el intervalo i considerado, y T_t es la suma total de potencias de venas en la Transversal.

La información $I(\partial)$ del intervalo se define como: $I(\partial) = -P_i(\partial) \cdot \log P_i(\partial)$, y tiene una relación exponencial de longitud (∂) de caracter multifractal.

La dimensión de Información (D_i) se obtiene de la ecuación $I(\partial) = C (\partial)^{-D_i}$ por logaritmos. En un gráfico bilogarítmico, que enfrente $P_i(\partial)$ frente a $\log(L/\partial)$, donde L es la longitud total de la Transversal, la pendiente de la recta de regresión es D_i (Figs. 3 y 4). Cuanto más uniforme es una distribución de venas en una Transversal, $D_i = 1$ y por el contrario, cuanto menor es D_i , la distribución de las venas tiende a un mayor grado de agrupamiento (clustering).

Las características geométricas de los filones se han estudiado mediante el análisis sistemático de los grupos de venas intersectadas en dos Transversales; la primera, de dirección N100°E y longitud 109m, se realizó en el Banco Superior, y la segunda, de dirección N110°E y longitud 93 m, en el Banco situado por debajo, a cota -30 m (Figs. 3 y 4). El resto de la corta, actualmente, no tiene accesibilidad por estar inundada.

La fractalidad de los sistemas filonianos estudiados, a escala unidimensional, se ha establecido en base a las dimensiones fractales obtenidas (Figs. 3 y 4); dimensión de distribución de potencias de venas (D_p), de espaciado (D_s) y de información (D_i), las cuales se han comparado con el contenido mineral de los diferentes grupos de filones analizados (Tablas I y II).

A escala bidimensional, y con objeto de completar y contrastar las anteriores dimensiones fractales, se han determinado: la dimensión de ca-

pacidad (D_c) por el método de "Contaje de Cajas" (Box-Counting), y la dimensión de masa (D_m), por el método de Levy-Lee, a partir de la digitalización de las venas intersectadas en las Transversales realizadas en los dos bancos (Tabla II). El método de "Contaje de Cajas" (Box-Counting) es especialmente útil para el cálculo de estructuras aleatorias, y el de Levy-Lee está indicado para fractales autoafines (tal es el caso de las fracturas). El método de "Contaje de Cajas" consiste en cubrir el área con las fracturas a medir, mediante sucesivas mallas de diferentes tamaños de cajas (1, 1/2, 1/2², 1/2³, 1/2⁴, 1/2⁵, 1/2⁶). En un gráfico bilogarítmico se comparan el Número de cajas $N(l)$ de tamaño l que son necesarias para contener los centros geométricos de las trazas de fracturas, con el tamaño de las cajas l , según la ecuación exponencial $N(l) = l^{-D}$. La pendiente de la función, D , es la dimensión de capacidad (Box dimension) del grupo de fracturas consideradas y viene definida como $D_c = \log N(l) / \log(1/l)$.

El método de Levy-Lee (de Masa) es una variante del anterior, y consiste en construir una serie de círculos, cuyo centro común se sitúa en el centro de un grupo de fracturas. En un gráfico bilogarítmico, se comparan el número de centros geométricos de las trazas de fracturas que hay en cada círculo, con los radios de los mismos, según la ecuación exponencial $N(r) = r^{-D}$, donde $N(r)$ es el número de centros de trazas de fractura dentro de un círculo de radio r . De igual forma, la pendiente de la función, D , es la dimensión de masa o densidad del grupo de fracturas consideradas y viene definida por $D_m = \log N(r) / \log(1/r)$.

Los resultados obtenidos validan los métodos de análisis de venas en Transversales sobre afloramientos (Tabla II). En primer lugar, la dimensión de masa (D_m) coincide aproximadamente con la dimensión de información (D_i) obtenida para cada conjunto filoniano. En segundo lugar, la dimensión de capacidad (D_c) es aproximadamente el doble que la dimensión de información (D_i). Esto era previsible, ya que la dimensión obtenida por Box-counting puede considerarse la equivalente bidimensional de la dimensión de información (D_i).

Los datos de caracterización geométrica de los conjuntos filonianos estudiados se presentan en la Tabla II, en la que de forma rápida, se pueden

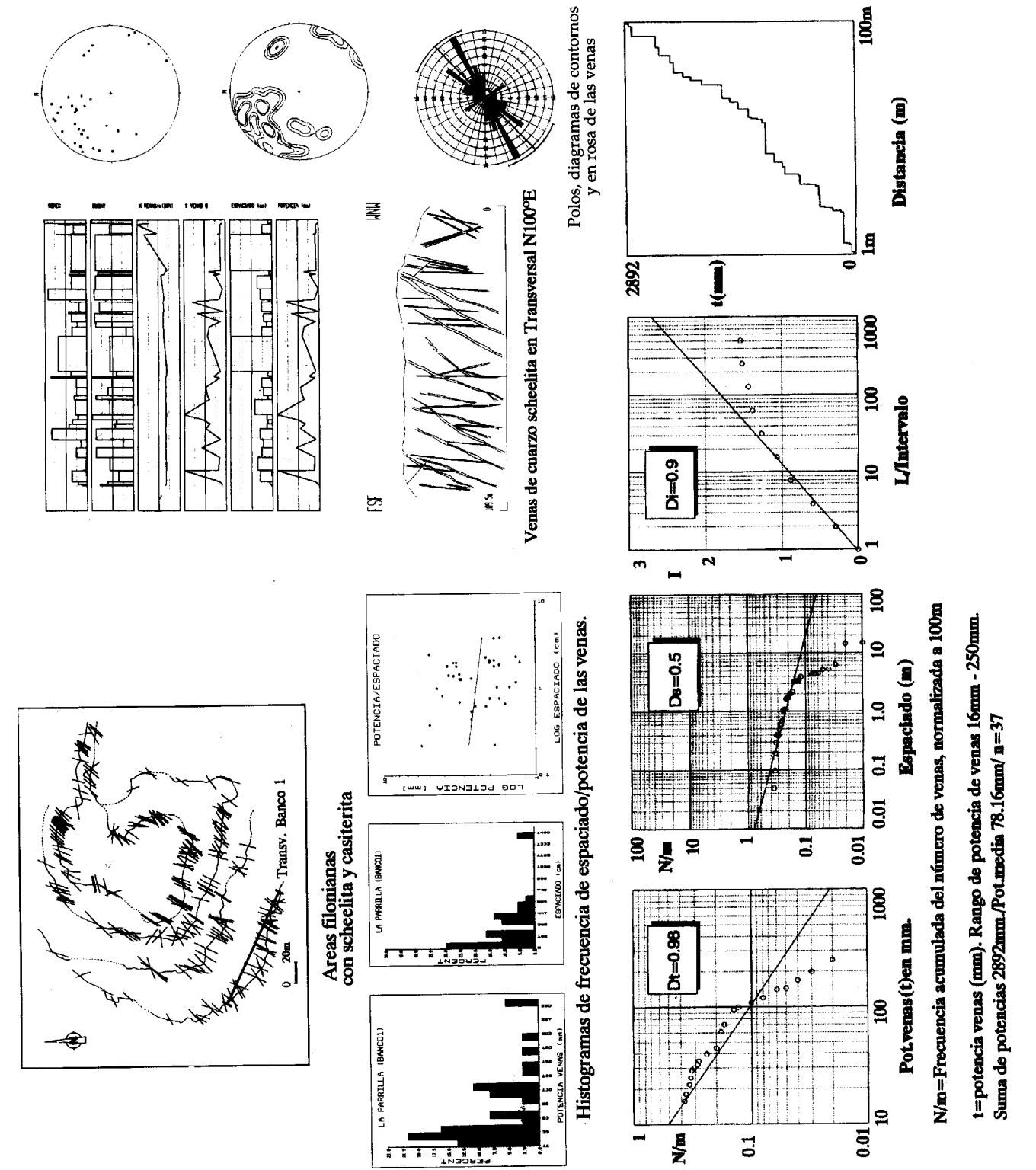


Figura 3. Análisis de sistemas filonianos mineralizados en scheelita del Banco 1, Mina de La Parrilla, Cáceres.

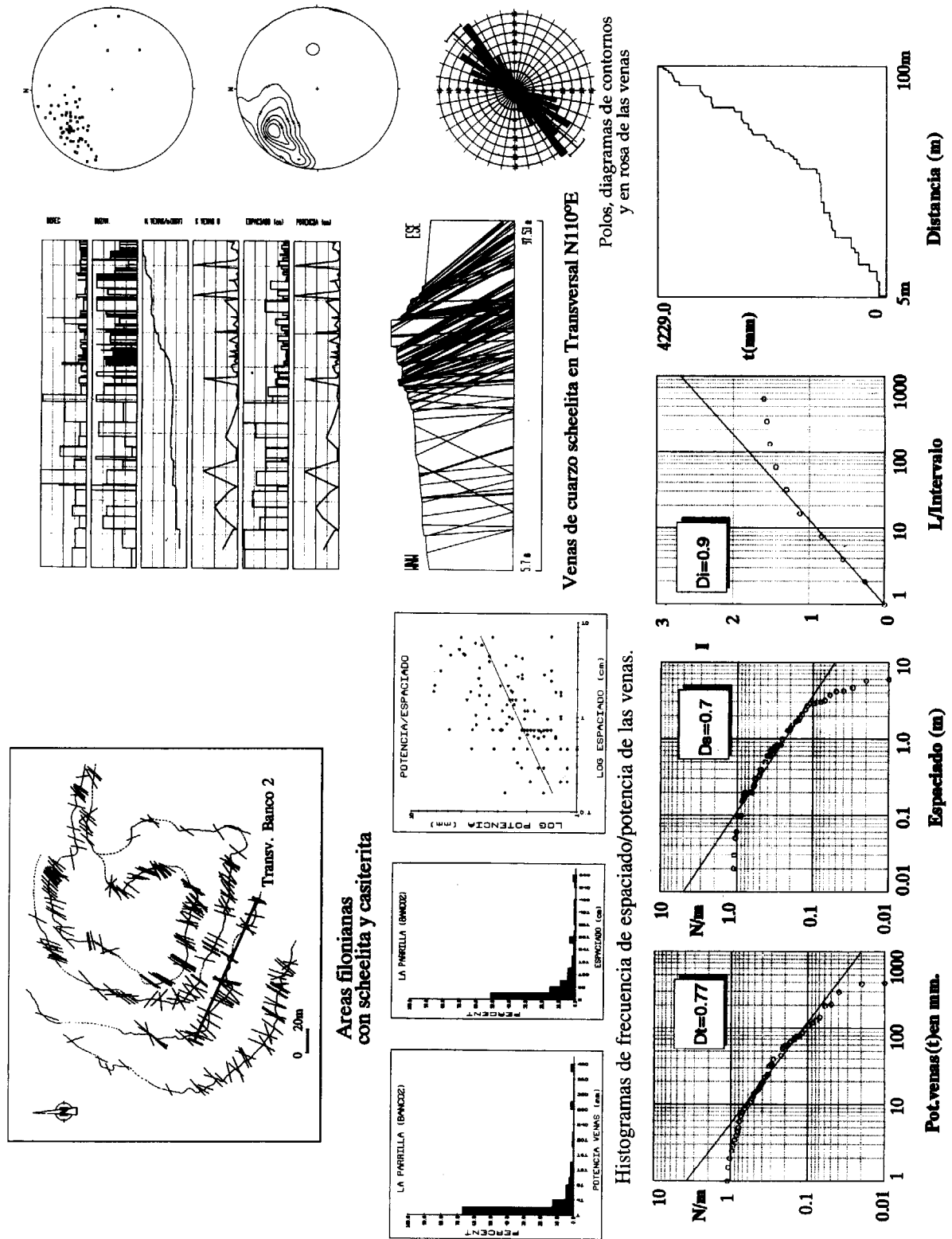


Figura 4. Análisis de sistemas filonianos mineralizados en scheelita del Banco 2, Mina de La Parrilla, Cáceres.

| Elementos | | As | Au | Sn | W |
|-------------------|-----|---------|------|------|-------|
| Tramos | T-1 | 6172 | 0.04 | 28 | 358 |
| | T-2 | 13004 | 0.04 | 2138 | 147 |
| | T-3 | 17440 | 0.04 | 790 | 283 |
| | T-4 | 7882 | 0.08 | 568 | 1458 |
| Contenidos Medios | | 11124.5 | 0.05 | 881 | 561.5 |

Tabla I. Contenidos metálicos, por tramos, de los conjuntos filonianos con mineralización de W y Sn de La Parrilla. Análisis químicos (en ppm) realizados en el ITGE.

| Estadística venas | (Banco-1) | (Banco-2) |
|-----------------------------------|-----------|-----------|
| Nº Venas | 37 | 112 |
| Longitud Transver. (m) | 109 | 93 |
| Orientación Transv. | N100°E | N110°E |
| Rango Potencias (mm) | 16-250 | 1-400 |
| Suma Potencias (mm) | 2892 | 4229 |
| Potencia Media (mm) | 78.16 | 37.75 |
| Densidad venas/m | 0.34 | 1.20 |
| % venas | 2.65 | 4.55 |
| Extensión | 0.027 | 0.048 |
| Contenidos medios minerales | | |
| Cont.medio W (ppm) | n.d. | 561.5 |
| Cont.medio Sn (ppm) | n.d. | 881 |
| Cont.medio As (ppm) | n.d. | 11124.5 |
| Dimensiones Fractales | | |
| D _t (distr.potencias) | 0.98 | 0.75 |
| D _s (distr.espaciados) | 0.5 | 0.7 |
| D _i (dim.información) | 0.9 | 0.9 |
| D _m (d.masa/Levy-Lee) | 0.92 | 0.97 |
| D _c (dim.capacidad) | 1.88 | 1.84 |

Tabla II. Características estadísticas, dimensiones fractales y contenidos metálicos medios de los conjuntos filonianos con W y Sn de La Parrilla. Análisis químicos realizados en el ITGE (n.d.= no hay datos).

observar y comparar parámetros estadísticos de las venas, como son; Número de venas, Longitud de cada Transversal, Rango de potencias, Suma de potencias, Potencia media, Densidad de venas, % de venas ($T_i/L \times 100$), extensión ($E=T_i/(L-T_i)$), junto con las dimensiones fractales obtenidas (D_t, D_s, D_i) a escala unidimensional, y los contenidos medios minerales de W, Sn y As. Además, se incluyen las dimensiones de masa (D_m) y de capacidad (D_c), que reflejan las características de las distribuciones de las venas a escala bidimensional.

Las distribuciones de espaciados, a veces, se pueden ajustar a distribuciones lognormales y exponenciales. Las estimaciones de D_s dependen del intervalo considerado; para un rango comprendido entre 0.1 y 1 m, varían entre 0.3 y 0.7, tal es el caso del Banco 1, con una $D_s=0.5$ y del Banco 2 con una $D_s=0.7$ (Figs. 3 y 4, Tabla II). En este caso, la distribución de espaciados es fractal, con un moderado grado de agrupamiento. Por encima de 3 m, en ambos Bancos, se observa una verticalización de las pendientes de las rectas de regresión (dimensión de espaciado D_s próxima a 1), así como una tendencia de distribución más uniforme. Esto quiere decir que intervalos de esa longitud o mayores siempre van a contener alguna vena.

Las dimensiones de información son iguales en los dos Bancos estudiados ($D_i=0.9$). Al ser $D_i < 1$, la distribución de los filones es en grupos, lo que se corrobora al observar las trazas de los filones en la corta cuando la mina estaba en explotación (Figs. 3 y 4).

5. DIMENSIÓN DE DISTRIBUCIÓN DE POTENCIAS (D_t), DENSIDAD DE VENAS Y MINERALIZACIÓN

Las distribuciones de potencias de los filones son algo diferentes; $D_t=0.98$ en el Banco 1 y $D_t=0.77$ en el Banco 2. Ambos valores de D_t se corresponden bien con los elevados contenidos metálicos en W, Sn y As (Tablas I y II), y están de acuerdo con los encontrados por GUMIEL et al. (1992), SANDERSON et al. (1994), y GUMIEL & SANDERSON (1994), que indicarían que se trata de sistemas de venas conectados, capaces de

favorecer un fuerte drenaje de fluidos (alta permeabilidad) durante su desarrollo.

En detalle, se realizaron medidas de porcentaje de venas, espaciados y potencias, por tramos o intervalos, junto con la orientación espacial de cada vena. Como se observa en las figuras 3 y 4, hay una mayor dispersión de orientaciones filonianas en el Banco superior, aunque se definen claramente dos grupos; uno de dirección media N20°E, y otro de dirección media N40°E, el cual se hace mayoritario en el Banco inferior (Vector Medio N42°E). Las relaciones de distribución de potencias y densidad de venas por tramos, junto con los contenidos metálicos de las venas existentes en cada intervalo pueden verse en la figura 5. Este análisis por tramos se realizó en el Banco inferior, ya que las condiciones de observación de los filones son mejores que en el Banco superior en donde están más oxidados. Se delimitaron tramos de 25 m, denominados T1, T2, T3 y T4 (Fig. 5) y se muestrearon todas las venas intersectadas en dichos intervalos. Las muestras de filones se analizaron para W, Sn, As y Au (Tabla I), y como se puede observar en la figura 5, la mayor densidad de venas y grado de apertura corresponde al tramo T4, en el que a su vez, aumenta el contenido en W (1458ppm) y en Au (0.08ppm) con respecto a los otros intervalos.

En los conjuntos filonianos analizados se confirma que, en general, los contenidos metálicos más elevados están asociados con mayor densidad de venas de cuarzo. Además, se ha constatado que la densidad de venas aumenta en profundidad; la densidad es 0.3 venas por metro en el Banco superior, y 1.2 venas por metro en el Banco 2. Igualmente, el número de venas aumenta en profundidad y consiguientemente el porcentaje de venas y la extensión. La suma de las potencias de las venas también es mayor en el Banco inferior, aunque la potencia media de los filones parece que se reduce en profundidad; 78.2mm en el Banco superior y 37.8mm en el Banco 2 (Tabla II). El rango de potencias de estos grupos de venas, en el que la distribución es fractal, se localiza entre 10 y 100 mm.

El contenido en W por tramos, así como las trazas de Au de los filones, son inversamente proporcionales a la dimensión fractal de distribución de potencias (D_t) de los conjuntos filonianos intersectados. El tramo con venas

más ricas en scheelita (tramo T4) tiene una $D_t=0.63$, y además, alta densidad y apertura (dilatación) de las mismas (Fig. 5 y Tabla I). Sin embargo, el tramo T2 tiene valores semejantes de D_t ($D_t=0.6$), pero hay menor densidad de venas, y el contenido en W es menor, aumentando por el contrario el contenido en Sn (2138 ppm).

La explicación de enriquecimientos locales en W o Sn en determinados grupos de filones, puede estar en relación con variaciones locales de la organización de dichos grupos, o bien con multiestados de relleno episódicos, enriquecidos en uno u otro metal. Esto sin duda está relacionado con los diferentes estados de conectividad de las fracturas, lo que debe reflejarse también en la variación de la distribución de potencias de las venas (D_t) y consiguientemente en la fractalidad de los grupos.

Llegados aquí, conviene hacer el siguiente planteamiento. En general, se observa que hay una relación entre el contenido metálico, la mayor densidad de venas y el grado de apertura de las mismas. Ahora bien, no todos los tramos o intervalos con alta densidad de venas, o con un importante grado de apertura ($D_t < 1$) tienen contenidos de interés. Por consiguiente, lo que puede deducirse es que: *alta densidad de venas parece una condición necesaria, pero no suficiente para que existan contenidos minerales de interés económico.*

Ahora surgen las siguientes cuestiones: ¿Dentro de aquellos intervalos o tramos con alta densidad de venas pero sin contenidos minerales, es posible identificar algún hecho que los diferencie de los que están fuertemente mineralizados? ¿Las dimensiones fractales, como medidas de la organización interna de cada conjunto de venas, pueden contribuir a esta discriminación?

En concreto, la dimensión de distribución de potencias (D_t), que es un parámetro específico de cada grupo filoniano, dentro de varios órdenes de magnitud, proporciona unos valores que dan idea del grado de organización geométrica de cada sistema. Dichos números varían en función de parámetros lineales, como son las potencias de las venas, pero lo más importante es que las potencias están en relación con el grado de apertura de las fracturas y consiguientemente con el flujo de fluidos del sistema de fracturas. Por lo tanto, puede ser un "indicador" del con-

tenido mineral del conjunto. De aquí que la densidad de venas, junto con la dimensión fractal de distribución de potencias (D_t) puedan ser claves para la discriminación entre grupos filonianos fértiles y estériles, lo que sin duda es una herramienta de gran valor en la exploración de yacimientos filonianos.

6. COMPARACIÓN DE LAS CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS DE LOS FILONES DE LA PARRILLA CON OTROS GRUPOS FILONIANOS ASOCIADOS A LA MISMA ESTRUCTURA, INDICIOS DE ARROYOMOLINOS DE MONTÁNCHÉZ, CÁCERES

Las mineralizaciones de wolframita, casiterita, apatito, junto con otras de uranio, baritina, galeña y esfalerita que caracterizan este sector del stock de Montánchez son todas filonianas (Fig. 6). En su mayoría, son filones de dirección principal NE-SO, que se presentan asociados generalmente a diques de aplitas y pegmatitas. En particular, los indicios de Arroyomolinos de Montánchez están constituidos por haces de filones de cuarzo con wolframita y/o casiterita, encajados en monzogranitos de dos micas (Fig. 6), y también asociados a diques de pórfidos, aplitas y pegmatitas, que son los representantes tardíos, más evolucionados (leucogranitos), de una serie de diferenciación magmática que comprende desde granodioritas y tonalitas, hasta monzogranitos, granitos y leucogranitos (GUMIEL Y CAMPOS 1993).

Los filones tienen orientaciones NE-SO (Fig. 6), que varían entre N30°E y N40°E (aproximadamente 35%), y existe otro conjunto filoniano de orientación cercana a la N-S, con direcciones comprendidas entre N160°E y N15°E (aproximadamente 12%). Los buzamientos son subverticales en ambos conjuntos, y presentan longitudes que no sobrepasan los 500 m. Los enriquecimientos en mineralización se producen en zonas de dilatación (bolsadas), originadas como consecuencia de la extensión que existe en dichas zonas, debida a movimientos en dirección entre solapes de segmentos de fallas (Foto 3). Los filones ocupan estructuras de segundo orden, cuya cinemática puede observarse esquemática-

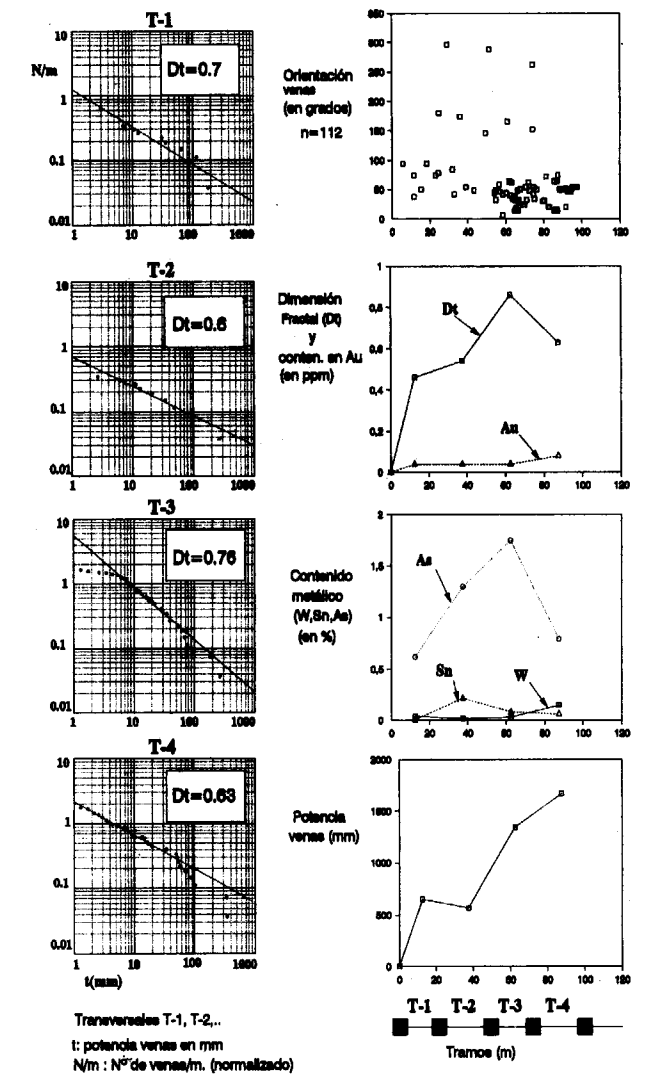


Figura 5. Análisis de venas en el Banco 2, mina de La Parrilla (Cáceres).

mente en la figura 6 y también en la Foto 3, y cuya situación espacial está probablemente relacionada con la Zona de Cizalla de Montánchez (Fig. 2).

La distribución de los filones mineralizados, los cuales representan una etapa tardía de tipo hidrotermal, probablemente ya fué condicionada por la deformación hercínica. Las discontinuidades observadas en los granitos, a partir de una fuerte fábrica (planos C/S en el granito de Montánchez), desarrollada como consecuencia de

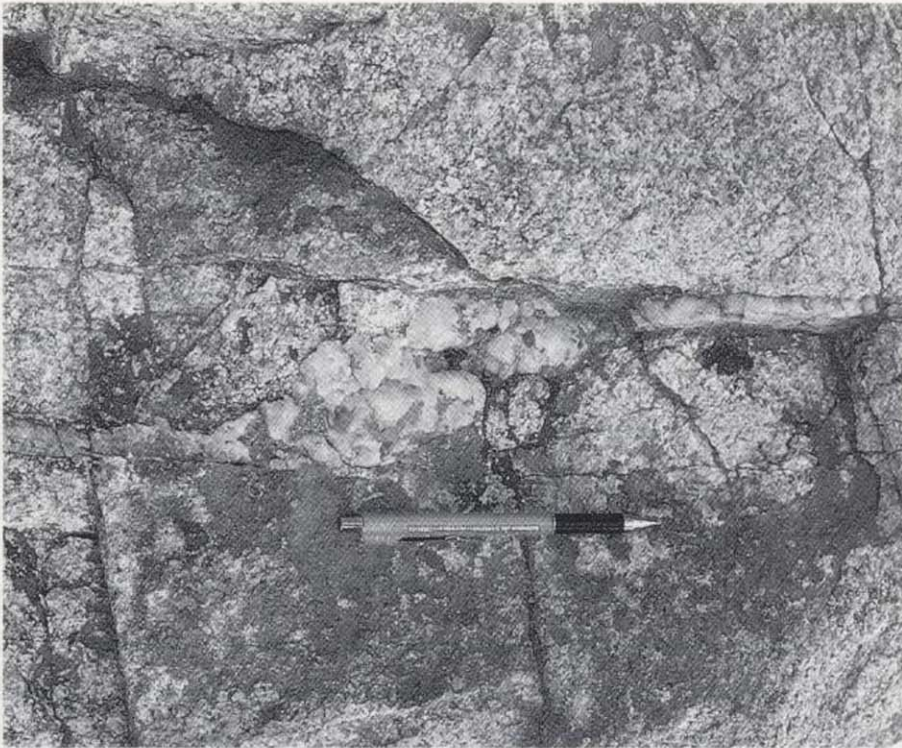


Foto 3. Zonas de dilatación originadas como consecuencia de la extensión que existe entre solapes de segmentos de venas. Dirección de movimiento sinistral. Orientación de la vena SO-NE.

los efectos de un cizallamiento dúctil hercínico, cuando la deformación se hace dúctil-frágil y frágil, se producen reactivaciones preferentemente en los planos de debilidad ya existentes. Estas fracturas abiertas, no muy tardías con respecto a la consolidación magmática, van a permitir el emplazamiento de los diques y la implantación de sistemas hidrotermales que van a dar lugar a los filones mineralizados, asociados con un régimen de deformación transpresivo que actuó en la zona de forma prolongada en el tiempo.

En Arroyomolinos de Montánchez, el estudio geométrico de los grupos de venas se ha llevado a cabo utilizando la misma metodología de trabajo que la desarrollada en La Parrilla. Se estudiaron los grupos de filones que fueron intersectados en cinco Transversales cortas y discontinuas, denominadas AM1, AM21, AM22 y AM31 y AM32, de orientación principal N100°E, y con una longitud total de 37 m. Las venas intersectadas fueron igualmente muestreadas y analizadas para Sn, W y As (Tabla III).

La fractalidad de los grupos de venas, puesta de manifiesto por las dimensiones fractales obtenidas, revela que en primer lugar, la dimensión de información ($D_I=0.9$) es igual a la de los grupos

filonianos de La Parrilla (Fig. 6 y Tabla IV), lo que implica una distribución de venas en grupos. Las distribuciones de espaciados se pueden ajustar a distribuciones lognormales y exponenciales. La dimensión de espaciado estimada ($D_S=0.61$) para el rango comprendido entre 0.1 y 1 m, es fractal, con un moderado grado de agrupamiento y del mismo orden de magnitud que la calculada en La Parrilla. Por encima de 1 m se observa una tendencia a verticalizarse la pendiente de la recta de regresión (Fig. 6), indicando un aumento de la dimensión de espaciado en el rango comprendido entre 1 y 10 m.

La dimensión de distribución de potencias ($D_P=1.0$) es del mismo orden de magnitud que la estimada para las venas del Banco superior de La Parrilla, y algo mayor que la del Banco inferior (Tablas II y IV), lo que estaría de acuerdo con la consideración de que los contenidos minerales en los filones de Arroyomolinos son menores que en los de La Parrilla.

En cualquier caso, las dimensiones fractales obtenidas para los conjuntos de venas de Arroyomolinos son del mismo orden de magnitud que las de La Parrilla, y probablemente reflejan que se trata también de sistemas de venas conectados, capaces de favorecer un drenaje de fluidos durante su desarrollo. No obstante, aunque se trata de soluciones mineralizadoras con similares metales (W, Sn), están menos enriquecidas que las que originaron los filones de La Parrilla.

7. ESCALADO INVARIANTE DE LOS GRUPOS FILONIANOS DE LA PARRILLA.

DIMENSIONES FRACTALES OBTENIDAS EN UN ÁREA SELECCIONADA, MUESTRA ALEATORIA DE LA RED DE FRACTURACIÓN

Con objeto de comprobar la invarianza de escala, es decir la fractalidad de los grupos filonianos de la mina y validar el método así como la representatividad de los datos, cuando se estudian los filones en una Transversal al azar, se ha realizado una cartografía de detalle sobre afloramiento en la pared del Banco 2, de las trazas de las fracturas (filones y fracturas) que cubren un

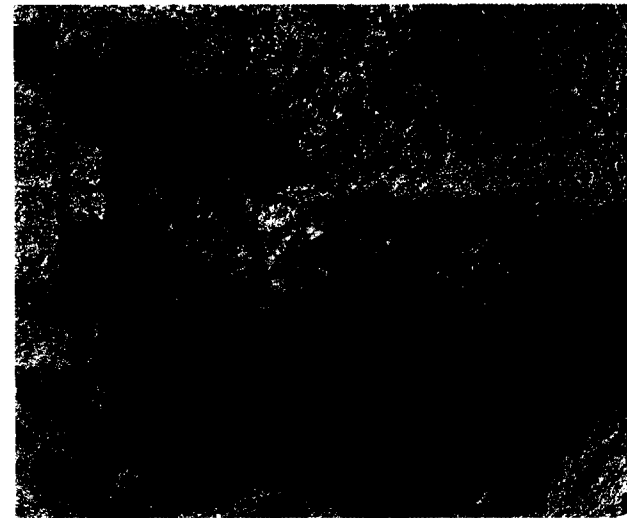


Foto 3. Zonas de dilatación originadas como consecuencia de la extensión que existe entre solapes de segmentos de venas. Dirección de movimiento sinistral. Orientación de la vena SO-NE.

los efectos de un cizallamiento dúctil hercínico, cuando la deformación se hace dúctil-frágil y frágil, se producen reactivaciones preferentemente en los planos de debilidad ya existentes. Estas fracturas abiertas, no muy tardías con respecto a la consolidación magmática, van a permitir el emplazamiento de los diques y la implantación de sistemas hidrotermales que van a dar lugar a los filones mineralizados, asociados con un régimen de deformación transpresivo que actuó en la zona de forma prolongada en el tiempo.

En Arroyomolinos de Montánchez, el estudio geométrico de los grupos de venas se ha llevado a cabo utilizando la misma metodología de trabajo que la desarrollada en La Parrilla. Se estudiaron los grupos de filones que fueron intersectados en cinco Transversales cortas y discontinuas, denominadas AM1, AM21, AM22 y AM31 y AM32, de orientación principal N100°E, y con una longitud total de 37 m. Las venas intersectadas fueron igualmente muestreadas y analizadas para Sn, W y As (Tabla III).

La fractalidad de los grupos de venas, puesta de manifiesto por las dimensiones fractales obtenidas, revela que en primer lugar, la dimensión de información ($D_i=0.9$) es igual a la de los grupos

filonianos de La Parrilla (Fig. 6 y Tabla IV), lo que implica una distribución de venas en grupos. Las distribuciones de espaciados se pueden ajustar a distribuciones lognormales y exponenciales. La dimensión de espaciado estimada ($D_s=0.61$) para el rango comprendido entre 0.1 y 1 m, es fractal, con un moderado grado de agrupamiento y del mismo orden de magnitud que la calculada en La Parrilla. Por encima de 1 m se observa una tendencia a verticalizarse la pendiente de la recta de regresión (Fig. 6), indicando un aumento de la dimensión de espaciado en el rango comprendido entre 1 y 10 m.

La dimensión de distribución de potencias ($D_p=1.0$) es del mismo orden de magnitud que la estimada para las venas del Banco superior de La Parrilla, y algo mayor que la del Banco inferior (Tablas II y IV), lo que estaría de acuerdo con la consideración de que los contenidos minerales en los filones de Arroyomolinos son menores que en los de La Parrilla.

En cualquier caso, las dimensiones fractales obtenidas para los conjuntos de venas de Arroyomolinos son del mismo orden de magnitud que las de La Parrilla, y probablemente reflejan que se trata también de sistemas de venas conectados, capaces de favorecer un drenaje de fluidos durante su desarrollo. No obstante, aunque se trata de soluciones mineralizadoras con similares metales (W, Sn), están menos enriquecidas que las que originaron los filones de La Parrilla.

7. ESCALADO INVARIANTE DE LOS GRUPOS FILONIANOS DE LA PARRILLA. DIMENSIONES FRACTALES OBTENIDAS EN UN ÁREA SELECCIONADA, MUESTRA ALEATORIA DE LA RED DE FRACTURACIÓN

Con objeto de comprobar la invarianza de escala, es decir la fractalidad de los grupos filonianos de la mina y validar el método así como la representatividad de los datos, cuando se estudian los filones en una Transversal al azar, se ha realizado una cartografía de detalle sobre afloramiento en la pared del Banco 2, de las trazas de las fracturas (filones y fracturas) que cubren un

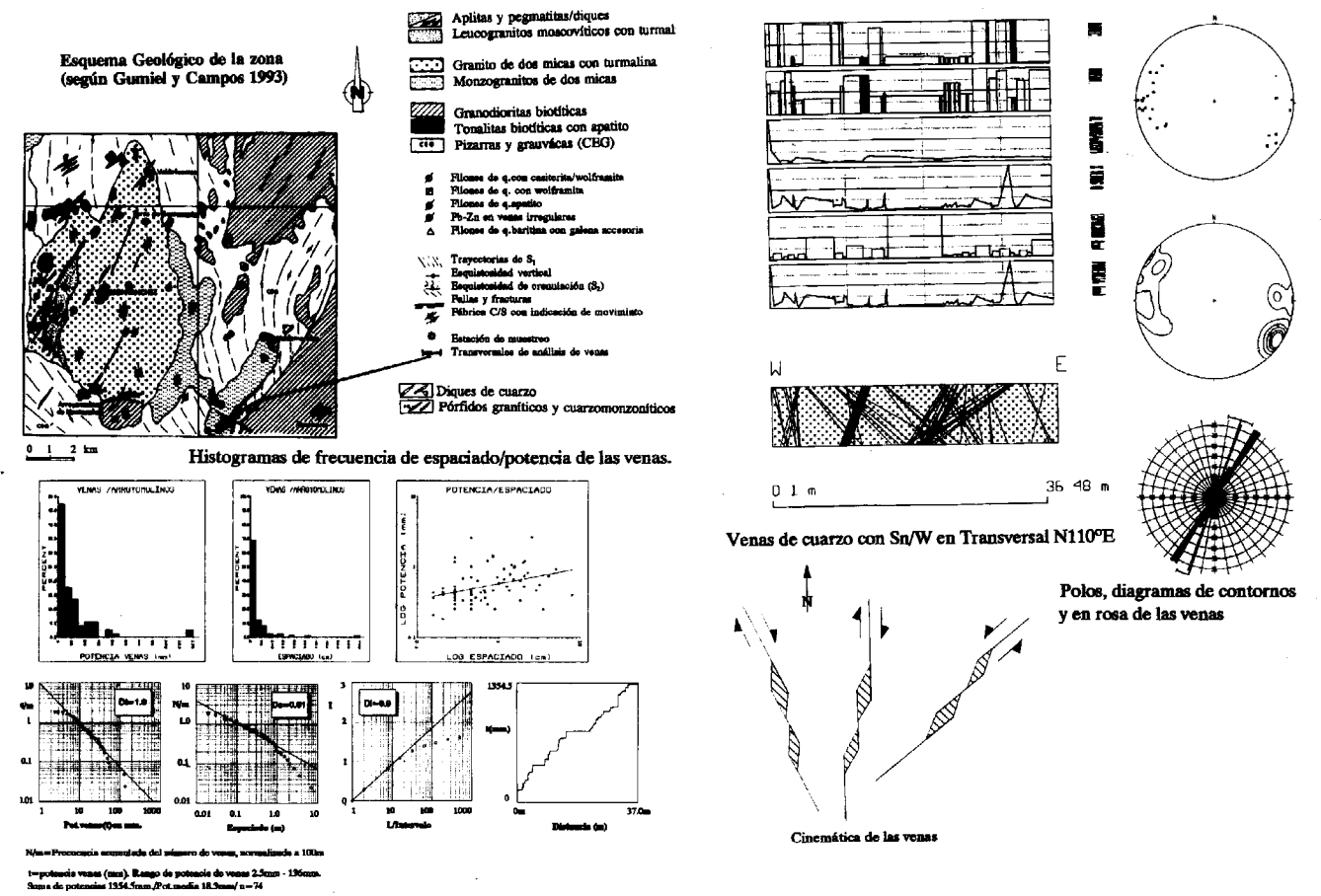


Figura 6. Análisis de grupos filonianos mineralizados en wolframita/casiterita en Arroyomolinos de Montánchez, Cáceres.

| Muestreo en Transversales en Arroyomolinos de Montánchez | | | | |
|--|-------|-------|-------|-------|
| Elementos | | As | Sn | W |
| Tramos | AM-1 | 3037 | 607 | 139 |
| | AM-21 | 2385 | 235 | 133 |
| | AM-22 | 11190 | 559 | 266 |
| | AM-31 | 2727 | 332 | 131 |
| | AM-32 | 766 | 165 | 47 |
| Contenidos Medios | | 4021 | 379.6 | 143.2 |

Tabla III. Contenidos metálicos de los conjuntos filonianos con mineralización de W y Sn de Arroyomolinos de Montánchez. Análisis químicos (en ppm) realizados en el ITGE.

área determinada, marco de dimensiones, 1.87 x 0.85m, según un plano de dirección N105°E buzando 76°N (Fig. 7 y Foto 4).

En este marco también se han realizado dos pequeñas Transversales, (T-1 y T-2, ortogonales y a fuerte ángulo con respecto a la orientación de los filones principales (Figs. 7 y 8), en las que se han medido todas las potencias de las venas intersectadas y los espaciados intervenas, para la obtención rutinaria de las dimensiones de distribución de potencias (D_p), de espaciados (D_s) y de Información (D_i). El objeto era comparar estas dimensiones con las obtenidas en el estudio de los filones en las Transversales realizadas en los dos Bancos.

| Estadística de venas en Arroyomolinos | |
|--|---------|
| N° Venas | 74 |
| Longitud Transver.(m) | 37 |
| Orientación Transv. | N100°E |
| Rango Potencias (mm) | 2.5-136 |
| Suma Potencias (mm) | 1354.5 |
| Potencia Media (mm) | 18.3 |
| Densidad venas/m | 2.00 |
| % venas | 3.66 |
| Extensión | 0.038 |
| Contenidos medios minerales | |
| Cont.medio W (ppm) | 143.2 |
| Cont.medio Sn (ppm) | 379.6 |
| Cont.medio As (ppm) | 4021 |
| Dimensiones Fractales | |
| D_t (distr.potencias) | 1.0 |
| D_s (distr.espaciados) | 0.61 |
| D_i (dim.información) | 0.9 |
| D_m (d.masa/Levy-Lee) | 0.92 |
| D_c (dim.capacidad) | 1.82 |

Tabla IV. Características estadísticas, dimensiones fractales y contenidos metálicos medios de los conjuntos filonianos de Arroyomolinos de Montánchez. Análisis químicos realizados en el ITGE.

Por otra parte, la cartografía detallada de todas las trazas de fracturas que se encuentran en el marco es una muestra aleatoria, reflejo a escala reducida, de lo que puede ser la red de fracturación de la mina a mayor escala y en dos dimensiones. Esto es básico para los estudios posteriores de conectividad de fracturas.

Las dimensiones (D_t), (D_s) y (D_i) obtenidas a partir de las Transversales realizadas en el marco,

revelan los siguientes datos; en primer lugar, las D_t obtenidas ($D_t=0.75$ en la T-1 y $D_t=0.69$ en la T-2, Fig. 8 y Tabla V), así como las D_i ($D_i=0.9$ en la T-1 y $D_i=0.83$ en la T-2, Fig. 8 y Tabla V) son equivalentes y del mismo orden de magnitud que las encontradas en las Transversales de los Bancos. Por consiguiente, se demuestra el escalado invariante, fractal autoafín, de los filones de La Parrilla a diferentes escalas (métrica y hectométrica). En segundo lugar, el intervalo de espaciados a escala métrica, está comprendido entre 0.01 y 0.1 m, que ocupa un orden de magnitud menor que el de las Transversales de los Bancos. La D_s varía entre 0.5 y 0.7, con distribuciones de tipo lognormal y un moderado grado de agrupamiento.

A escala bidimensional, igualmente se han obtenido la dimensión de capacidad ($D_c=1.8$) por el método de "Contaje de Cajas" (Box-Counting) y la dimensión de masa ($D_m=0.94$), por el método de Levy-Lee, a partir de la digitalización de la red de venas que cubre el marco seleccionado (Figs. 7 y 8). Al igual que sucedía anteriormente, los resultados obtenidos validan los métodos de análisis de venas en Transversales sobre afloramientos a cualquier escala.

En definitiva, en base a los resultados obtenidos, se puede interpretar que la distribución espacial de los conjuntos filonianos de la mina de



Foto 4. Filones y fracturas en un área seleccionada aleatoriamente, marco de dimensiones 1.87 x 0.85m, según un plano de dirección N105°E buzando 76°N, que es representativa de la geometría de la red de fracturas. Pared del Banco 2, La Parrilla.

| Estadística de venas en Arroyomolinos | |
|---------------------------------------|---------|
| Nº Venas | 74 |
| Longitud Transver. (m) | 37 |
| Orientación Transv. | N100°E |
| Rango Potencias (mm) | 2.5-136 |
| Suma Potencias (mm) | 1354.5 |
| Potencia Media (mm) | 18.3 |
| Densidad venas/m | 2.00 |
| % venas | 3.66 |
| Extensión | 0.038 |
| Contenidos medios minerales | |
| Cont.medio W (ppm) | 143.2 |
| Cont.medio Sn (ppm) | 379.6 |
| Cont.medio As (ppm) | 4021 |
| Dimensiones Fractales | |
| D_i (distr.potencias) | 1.0 |
| D_s (distr.espaciados) | 0.61 |
| D_i (dim.información) | 0.9 |
| D_m (d.masa/Levy-Lee) | 0.92 |
| D_c (dim.capacidad) | 1.82 |

Tabla IV. Características estadísticas, dimensiones fractales y contenidos metálicos medios de los conjuntos filonianos de Arroyomolinos de Montánchez. Análisis químicos realizados en el ITGE.

Por otra parte, la cartografía detallada de todas las trazas de fracturas que se encuentran en el marco es una muestra aleatoria, reflejo a escala reducida, de lo que puede ser la red de fracturación de la mina a mayor escala y en dos dimensiones. Esto es básico para los estudios posteriores de conectividad de fracturas.

Las dimensiones (D_i), (D_s) y (D_i) obtenidas a partir de las Transversales realizadas en el marco,

revelan los siguientes datos; en primer lugar, las D_r obtenidas ($D_r=0.75$ en la T-1 y $D_r=0.69$ en la T-2, Fig. 8 y Tabla V), así como las D_i ($D_i=0.9$ en la T-1 y $D_i=0.83$ en la T-2, Fig. 8 y Tabla V) son equivalentes y del mismo orden de magnitud que las encontradas en las Transversales de los Bancos. Por consiguiente, se demuestra el escalado invariante, fractal autoafín, de los filones de La Parrilla a diferentes escalas (métrica y hectométrica). En segundo lugar, el intervalo de espaciados a escala métrica, está comprendido entre 0.01 y 0.1 m, que ocupa un orden de magnitud menor que el de las Transversales de los Bancos. La D_s varía entre 0.5 y 0.7, con distribuciones de tipo lognormal y un moderado grado de agrupamiento.

A escala bidimensional, igualmente se han obtenido la dimensión de capacidad ($D_c=1.8$) por el método de "Contaje de Cajas" (Box-Counting) y la dimensión de masa ($D_m=0.94$), por el método de Levy-Lee, a partir de la digitalización de la red de venas que cubre el marco seleccionado (Figs. 7 y 8). Al igual que sucedía anteriormente, los resultados obtenidos validan los métodos de análisis de venas en Transversales sobre afloramientos a cualquier escala.

En definitiva, en base a los resultados obtenidos, se puede interpretar que la distribución espacial de los conjuntos filonianos de la mina de

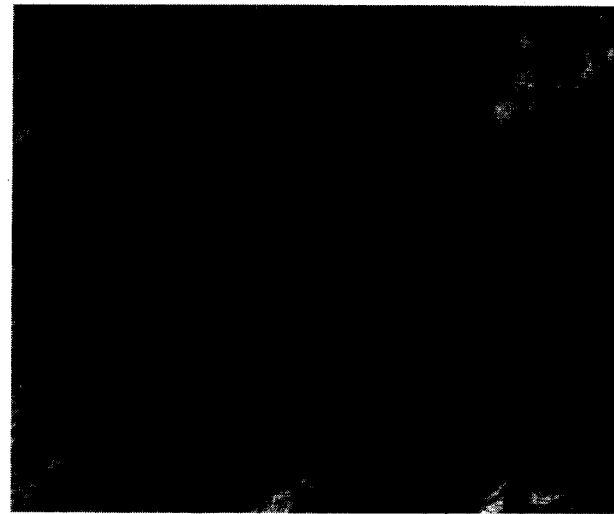


Foto 4. Filones y fracturas en un área seleccionada aleatoriamente, marco de dimensiones 1.87 x 0.85m, según un plano de dirección N105°E buzando 76°N, que es representativa de la geometría de la red de fracturas. Pared del Banco 2, La Parrilla.

| Venas en el marco de fracturación | | |
|-----------------------------------|--------|--------|
| Estadística venas | (T-1) | (T-2) |
| Nº Venas | 30 | 30 |
| Longitud Transver. (m) | 1.85 | 2.3 |
| Orientación Transv. | N105°E | N6°E |
| Rango Potencias (mm) | 0.5-58 | 0.5-57 |
| Suma Potencias (mm) | 136.4 | 142.8 |
| Potencia Media (mm) | 4.55 | 4.76 |
| Densidad venas/m | 16.22 | 13.04 |
| % venas | 7.37 | 6.21 |
| Extensión | 0.08 | 0.07 |
| Dimensiones Fractales | | |
| D_i (distr.potencias) | 0.75 | 0.69 |
| D_s (distr.espaciados) | 0.5 | 0.7 |
| D_i (dim.información) | 0.9 | 0.83 |
| D_m (d.masa/Levy-Lee) | 0.94 | |
| D_c (dim.capacidad) | 1.8 | |

Tabla V. Características estadísticas y dimensiones fractales de los filones que cubren un área determinada (marco de fracturación) en el Banco 2, La Parrilla.

La Parrilla es fractal, pero se le suma una cierta componente aleatoria en los espaciados (espaciados con distribuciones exponenciales negativas), lo que sugiere la intervención periódica de procesos aleatorios en la localización de las venas. Esto puede ser debido a irregularidades de algunos conjuntos filonianos, a la influencia de las rocas encajantes, o a la posición relativa de las venas con respecto a estructuras mayores (fallas, cizallas y pliegues). Por último, es posible que estos sistemas naturales sean multifractales, línea que se pretende desarrollar en un próximo trabajo de investigación. En particular, se constata que la D_r es un parámetro geométrico discriminador de sistemas filonianos fértiles y estériles.

En una primera aproximación, el flujo total de fluido en un filón es proporcional al cubo de la

apertura de la fractura (t^3). Por consiguiente, las venas que están conectadas a los filones más potentes y presumiblemente de mayor longitud, son las que tienen mayor probabilidad de ser receptoras de fluidos mineralizadores y precipitar en ellas un mayor contenido metálico. Los filones más potentes actuarían como "conductos principales" de los fluidos (backbone de las redes de fracturas), favoreciendo la percolación. El hecho de que estos grupos conectados de venas, de potencial interés metalogénico, puedan ser descubiertos por la dimensión fractal de distribución de potencias (valores de $D_i < 1$) supone un avance en la exploración de yacimientos filonianos. Los valores de $D_i < 1$ sugieren que en las venas más potentes (por encima de 10 mm) se producen predominantemente procesos de dilatación, y éstas pueden formar parte de una red de fracturas interconectada en donde se produce un alto flujo de fluidos (percolación). Por el contrario, valores de $D_i > 1$ sugieren que en la distribución de las venas dominan las menos potentes (<10 mm), lo que puede ser interpretado como que representan redes de fracturas poco conectadas, con escasa circulación de fluidos y sin potencial metalogénico.

8. INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO DE LA CONECTIVIDAD DE LA RED FILONIANA DE LA MINA DE LA PARRILLA

Los filones son fracturas rellenas por paleofluidos mineralizados que precipitaron su contenido mineral en áreas favorables (por ejemplo, zonas de dilatación) dentro de las fracturas, las cuales constituían redes de percolación donde se favorecía el drenaje de dichos fluidos. Las fracturas, a todas las escalas, ejercen un papel muy importante en la variación de las propiedades físicas (mecánicas, hidráulicas, térmicas y sísmicas) de las rocas de la corteza terrestre. Por ejemplo, la permeabilidad de las rocas fracturadas se incrementa de forma superlineal con el aumento de la densidad de fracturas (ENGLMAN et al. 1983, SHIMO & LONG 1987, RASMUSSEN 1987). Las fracturas además son los conductos principales por donde circulan los fluidos, de aquí que el conocimiento detallado de su distribución y su caracterización geométrica sea muy

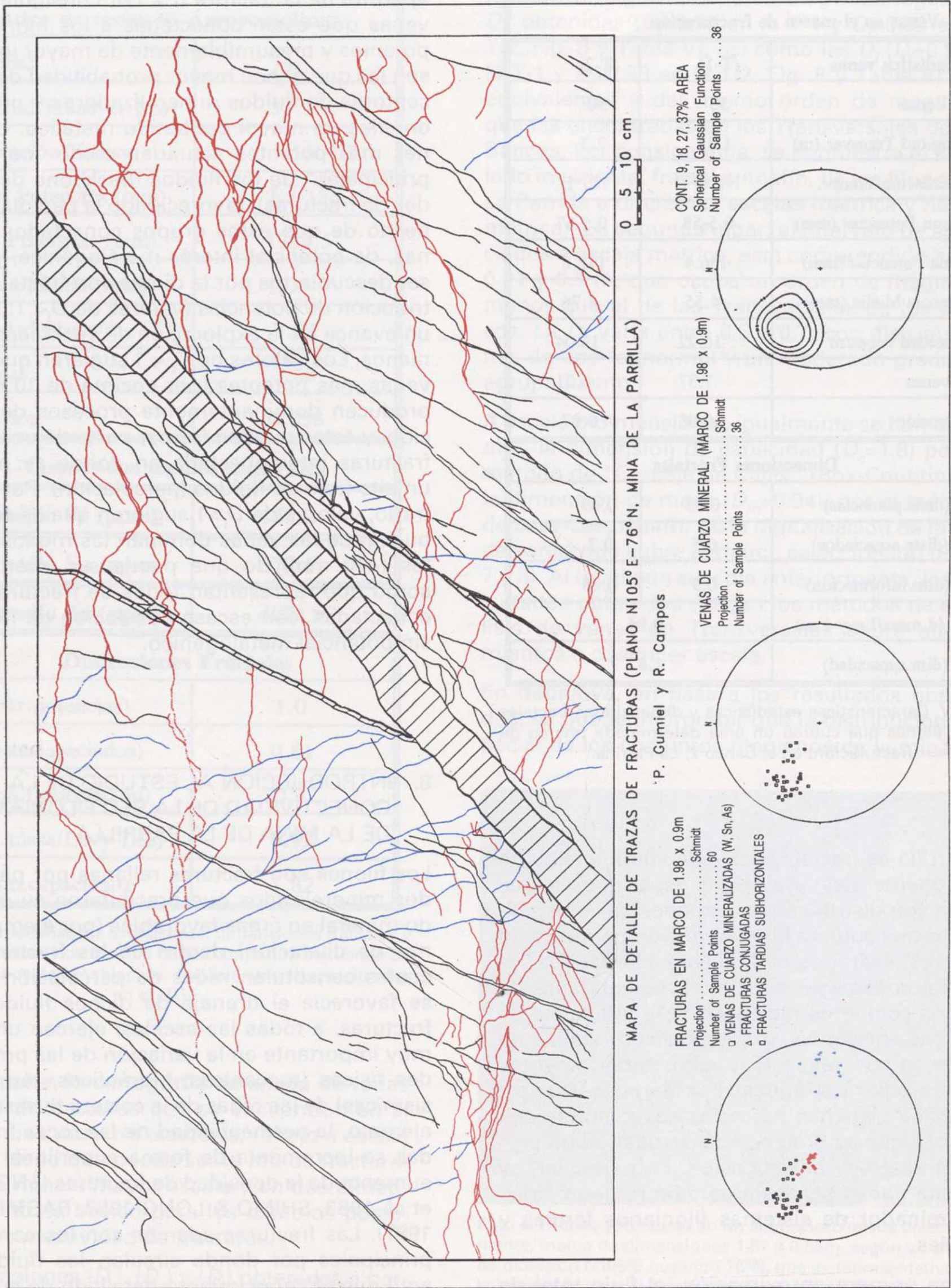


Figura 7

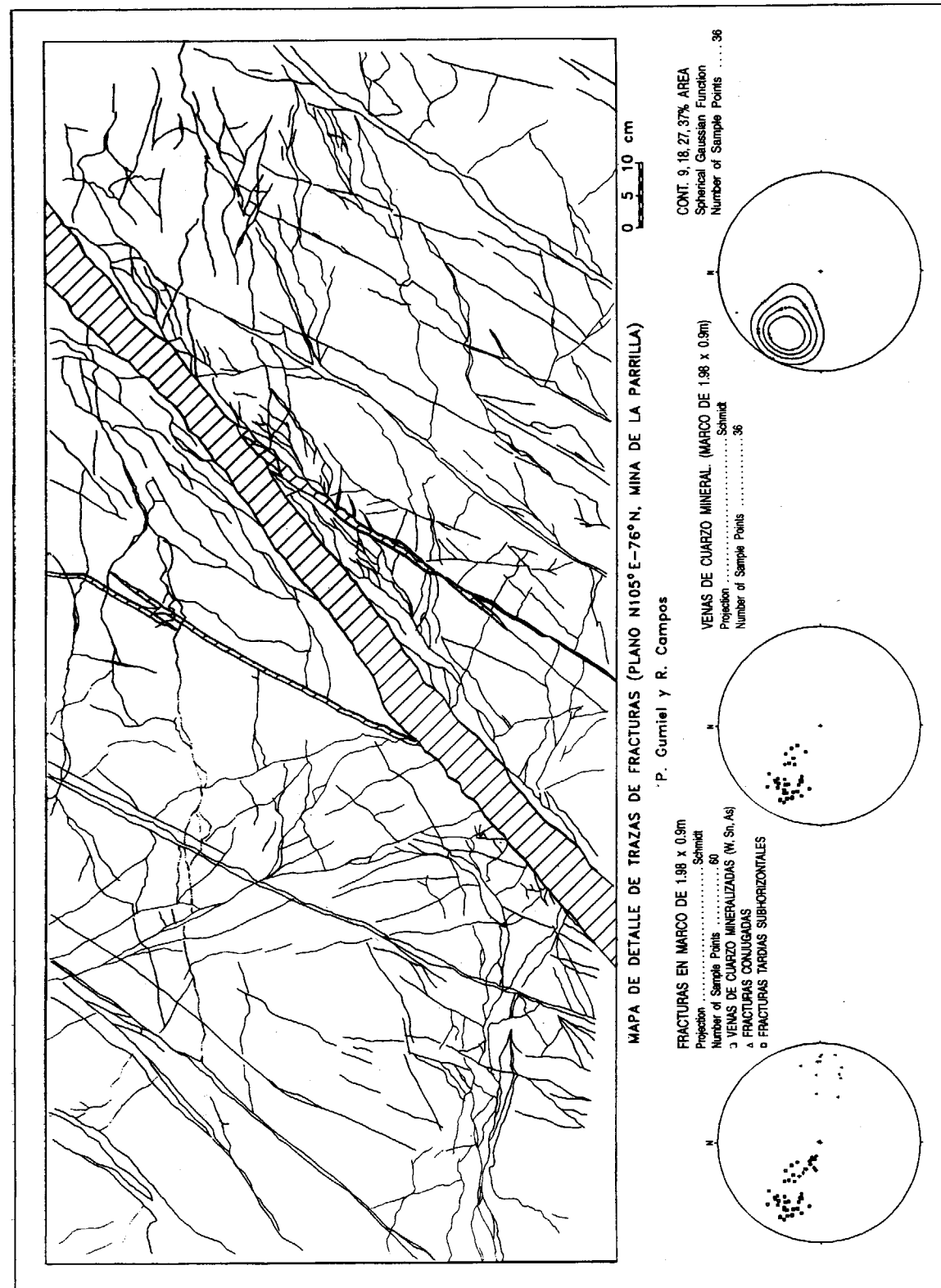


Figura 7

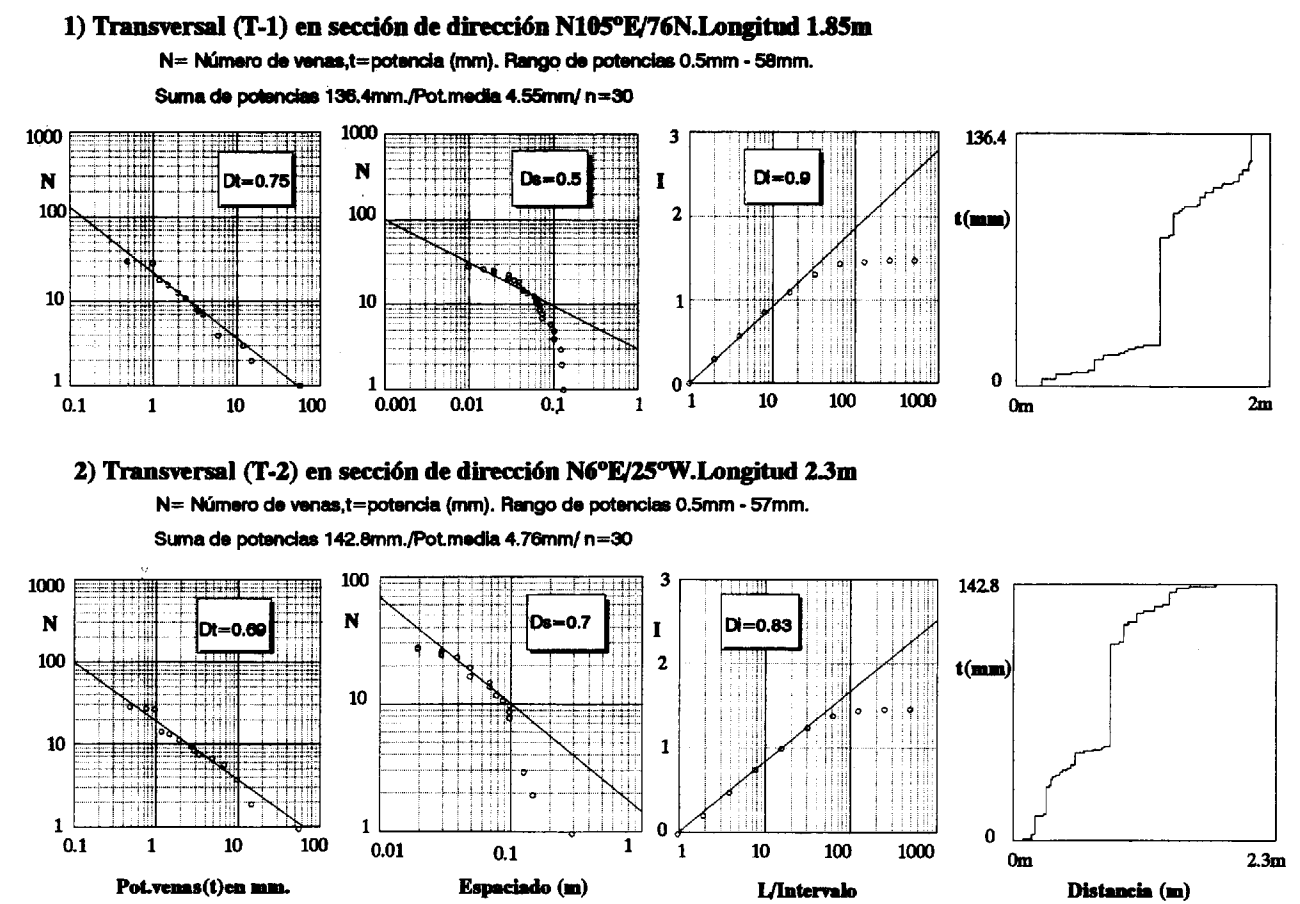
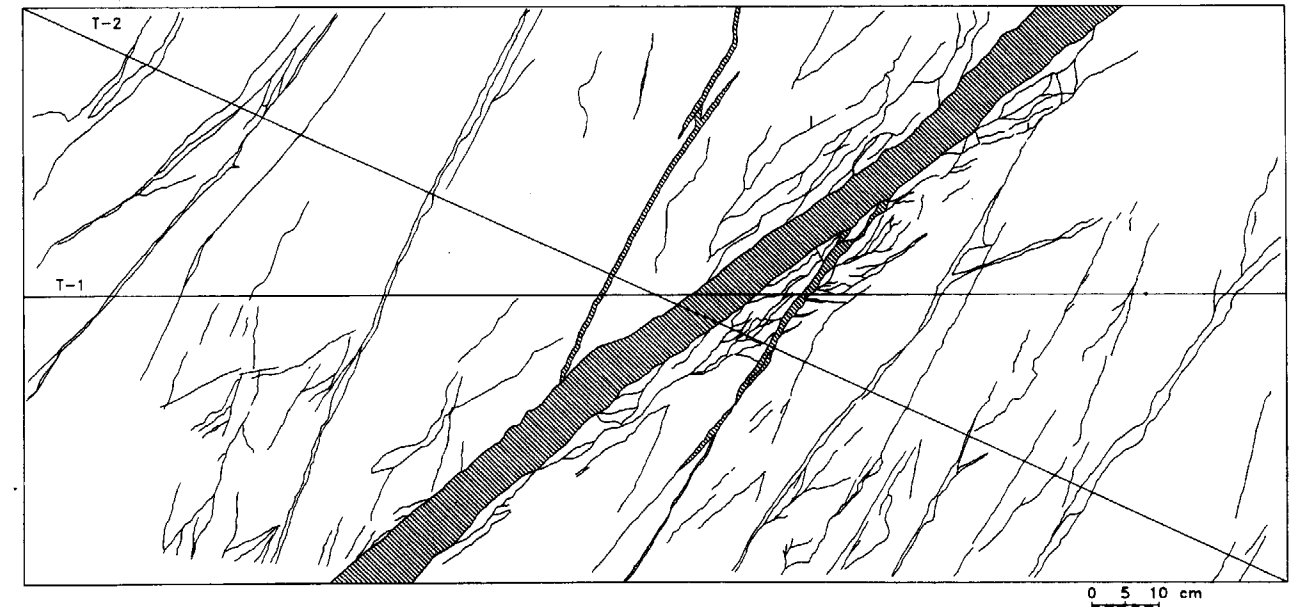


Figura 8. Dimensiones fractales en un área seleccionada de detalle, La Parrilla.

importante para determinar su grado de conectividad, la cual juega un papel fundamental en la deformabilidad y permeabilidad de una masa rocosa fracturada.

El estudio de la conectividad de fracturas es un problema complejo y de gran interés en varios campos de aplicación, desde el almacenamiento de residuos, de gran importancia medioambiental, al control estructural de yacimientos filoniosos, pasando por la búsqueda y localización de yacimientos de petróleo y gas, hasta la extracción de energía térmica. El conocimiento de la conectividad de fracturas es también muy importante en estudios sismológicos e hidrológicos.

La conectividad de fracturas, junto con los efectos escalares (escala-dependiente del tamaño del sistema de percolación) son básicos en la Teoría de Percolación (STAUFFER 1985, PYRAK-NOLTE et al. 1992). Las trayectorias de flujo en una fractura muestran un complejo problema geométrico con conexiones locales y amplia variación de conductividad o permeabilidad. Las propiedades geométricas de las trayectorias de flujo, incluyendo la propiedad escalar dependiente del tamaño del sistema, están íntimamente relacionadas con las propiedades hidráulicas. El análisis de tan complicadas estructuras geométricas es el fundamento de la Teoría de Percolación (STAUFFER 1985), que en definitiva es un formalismo probabilístico que trata sobre la probabilidad de que un sistema aleatorio pueda conducir flujo de un fluido de un lado a otro del sistema.

Los sistemas de percolación muestran un comportamiento crítico, de forma que por debajo de una determinada densidad crítica de fractura (Umbral Crítico de Percolación), los grupos de fracturas no están conectados y consiguientemente no hay flujo de fluidos. Además se sabe que los sistemas críticos obedecen leyes escalares, especialmente cuando el sistema está próximo al umbral crítico (STANLEY, 1971). En concreto, la probabilidad de que exista una trayectoria o "camino" conectado en un sistema de fracturas (Probabilidad de Percolación) es función del tamaño, y esta dependencia del tamaño puede utilizarse para identificar el comportamiento escalar de las propiedades hidráulicas del sistema.

El grado de conectividad puede predecirse a partir del número de fracturas, de su distribución, de la longitud de las trazas de las mismas y del espectro de dimensiones fractales. En una masa rocosa fracturada se pueden diferenciar dos dominios; uno no conectado y otro conectado, respectivamente por debajo y por encima del Umbral Crítico de Percolación (ZHANG y SANDERSON 1994, GUMIEL y HERNANDEZ in litt.). Se alcanza dicho Umbral de Percolación a una determinada densidad de fractura (densidad crítica) y con una configuración específica determinada por sus dimensiones fractales. El Umbral de Percolación representa un cambio crítico en la roca. ¿Cómo puede reconocerse este estado en la realidad?, la solución necesariamente está en un conocimiento lo más detallado posible de la red de fracturación, mediante una cartografía de detalle de las trazas de las fracturas en un área determinada, que sea representativa de dicha red, y que a su vez, permita una evaluación de la densidad de fractura y consiguientemente de la conectividad. Por lo tanto, la fractalidad de los grupos de fracturas, puesta de manifiesto por sus dimensiones, junto con la densidad de fractura, pueden ser utilizados como medida del estado de conectividad de una masa rocosa fracturada.

En la mina de La Parrilla, como se trata de investigar la paleoconectividad de la red de fracturas cuando se formaron los filones mineralizados, tan sólo hay que considerar las trazas de los mismos y las venas de segundo orden, es decir las venas ramificadas y pinnadas, conectadas con los filones principales (Fig. 8). Por otra parte, para llegar a establecer el grado de conectividad de los filones también se han utilizado los datos geométricos de los mismos, obtenidos en la Transversal realizada en el Banco 2 de la corta, y considerando las siguientes relaciones: 1.- *Densidad de Fractura* (ρ), que es la longitud total de las trazas de fracturas (L_{if}) en el área considerada (A); es por lo tanto la suma de las longitudes de todas las fracturas (L_{if}), en este caso los filones, que se encuentran en dicha área, $\rho = L_{if}/A$, es decir $\sum_{i=1}^n l_{if}/A$, y 2.- *Conectividad* (C_f), que se define como el Número de fracturas interconectadas (N_{if}), con respecto al Número total de fracturas (N_f) en el área considerada, es decir, $C_f = N_{if}/N_f$.

El ensayo de conectividad de los filones del Banco 2 de La Parrilla, se ha realizado en base a si-

mulaciones estocásticas en 3-Dimensiones, utilizando el módulo Fracworks del Programa FRACMAN. Los resultados de las simulaciones se han conseguido en base a un modelo geométrico conceptual Baecher, asumiendo que la forma de las fracturas pueda ser poligonal o rectangular (BAECHER et al 1977). Este modelo estocástico utiliza los datos de la geometría fractal de los filones, en base a las dimensiones fractales, y también considera las terminaciones (intersecciones) de las trazas de las fracturas. Por ejemplo, las terminaciones pueden ser en "X", en "Y", en "T" o "ramificadas".

El modelo conceptual Baecher asume que las fracturas son planares (4 lados) o poligonales (6 lados), lo que simplifica el problema geométrico y matemático. Por mecánica de fracturas se sabe que en una roca homogénea, la forma general de una fractura aislada sería elíptica, lo que también se asume en el modelo Baecher. Sin embargo, en la práctica y teniendo en cuenta que la roca es normalmente heterogénea, considerar una forma elíptica para una fractura es una simplificación del problema, siendo más correcto representar la fractura por un polígono de muchos lados y de área equivalente. DERSHOWITZ (1984) constata que, generalmente, las fracturas son poligonales debido a sus terminaciones en intersecciones con otras fracturas.

En la modelización de las fracturas ocupadas por los filones, se han realizado dos simulaciones (Figs. 9-1 y 10-1) que se basan en el mismo modelo conceptual, partiendo de dos supuestos, según se consideren dos tipos geométricos de fracturas; 1) poligonal (hexágonos), en el que las fracturas se representan por un "disco", en este caso hexágonos, con un "radio efectivo" que depende de la longitud de la traza, y cuya localización se basa en las terminaciones (intersecciones) de las fracturas. 2) rectangular (tipo Poisson), que es una simplificación del Modelo Baecher, en el que las fracturas se representan por rectángulos de longitud y anchura conocidos que dependen de la longitud de la traza.

Las dos simulaciones se han realizado con 100 fracturas (filones) seleccionadas aleatoriamente de las 118, y partiendo de un bloque cúbico de dimensiones reales 100 x 100 x 100 m. En ambas simulaciones, y por facilidades de cálculo, se ha seleccionado un bloque menor, de dimensiones reales 50 x 50 x 50 m (Figs 9-1 y 10-1). Las ca-

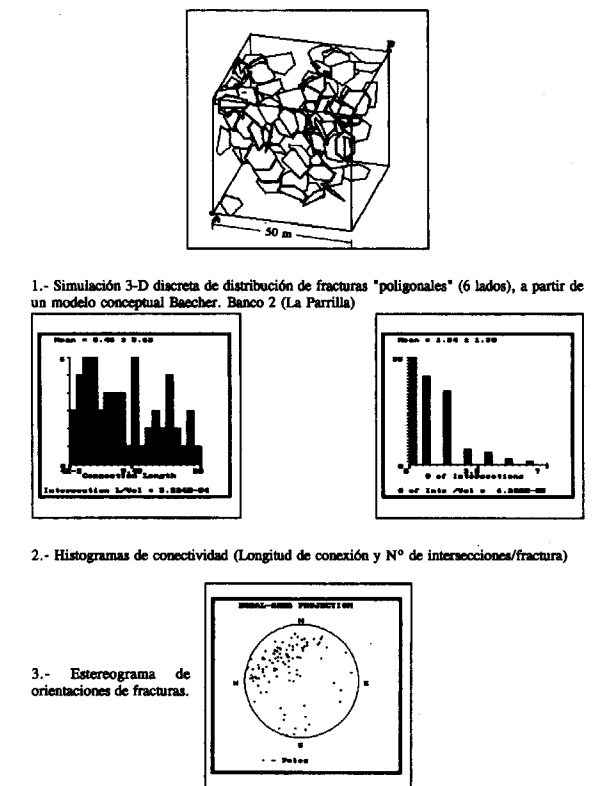


Figura 9. Ensayo de Conectividad de la red de filones de La Parrilla (Banco 2).

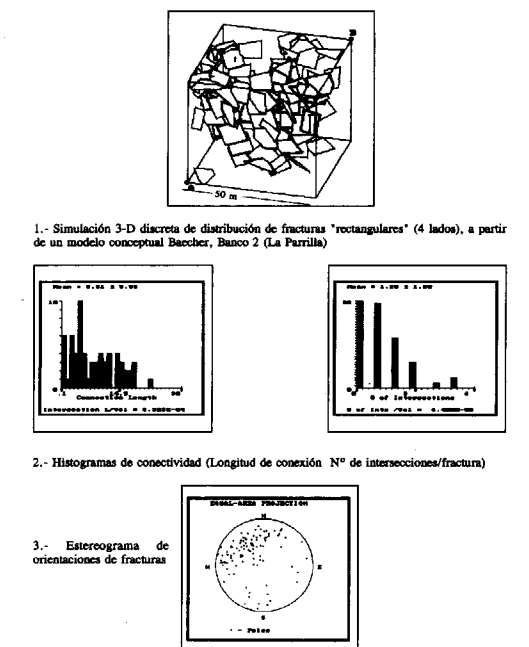


Figura 10. Ensayo de Conectividad de la red de filones de La Parrilla (Banco 2).

racterísticas geométricas consideradas en las simulaciones han sido; la distribución de orientaciones de los filones, potencias y espaciados, puestas de manifiesto por sus dimensiones fractales, y además, se ha considerado una transmisividad mínima (valor por defecto 0.0001). El modo de generación aleatoria de las fracturas es a partir de sus centros geométricos.

Como se puede observar, el número de filones a partir del cual se ha realizado la simulación es algo mayor -118- (Figs. 9-3 y 10-3) que los medidos originalmente en la Transversal del Banco 2-112-. Esto es debido a que al conjunto de filones se le ha aplicado la corrección de Terzaghi (1965), para solventar la falta de medidas de fracturas cuya orientación sea paralela a la dirección de la Transversal.

En base a los resultados obtenidos, se observa que el grado de conectividad de la red filoniana es del mismo orden de magnitud en ambos modelos. El número de filones interconectados es similar, 62 de 100 en el supuesto de fracturas hexagonales, y 64 de 100 en el de fracturas rectangulares (Tabla VI). La conectividad también viene expresada por histogramas de longitud de conexión y número de intersecciones por fractura, con respecto a la longitud total de intersecciones, dividido por el volumen del bloque considerado (Figs. 9-2, 10-2 y Tabla VI). Igualmente, los resultados son muy similares en ambas simulaciones, lo que refuerza el grado de confianza de la modelización utilizada.

En definitiva, en base a las simulaciones realizadas se puede estimar que el grado de conectividad de la red filoniana de La Parrilla es elevado, pues más del 60 por ciento de las fracturas están interconectadas. Este grado de conectividad es propio de sistemas que han sobrepasado el Umbral crítico de Percolación, permitiendo la circulación de los fluidos mineralizados. Por consiguiente, se constata que los filones mineralizados, a nivel de la corta, se formaron a favor de una red de fracturas bien conectada y permeable, lo que favoreció el drenaje de fluidos enriquecidos en W, Sn y As, que precipitaron su contenido mineral en dicha red de fracturas.

Un análisis posterior sería el establecimiento de redes de conexión y conductos con los que pudieran estar conectadas, lo que podría tener una importante aplicación en la evaluación del potencial minero del yacimiento.

| CONECTIVIDAD DE FILONES | | |
|------------------------------------|----------|----------------|
| Fracturas de geometría hexagonal | | |
| Estadística | Media(X) | Dev. típica(s) |
| Longitud Fracturas | 283.00 m | 52.8 |
| Nº intersecc./Nº total frac. | 62/100 | |
| Nº intersecc./Vol. | 0.000062 | |
| Long.intersecc./Vol. | 0.000522 | |
| Fracturas de geometría rectangular | | |
| Longitud Fracturas | 283.00 m | 51.9 |
| Nº intersecc./Nº total frac. | 64/100 | |
| Nº intersecc./Vol. | 0.000064 | |
| Long.intersecc./Vol. | 0.000532 | |

Tabla VI. Conectividad de la red filoniana de La Parrilla. Resultados de simulación a partir de un modelo conceptual Baecher de distribución de fracturas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la DGICYT la subvención del Proyecto PB92-0314 que ha supuesto la base de los trabajos que se presentan en este estudio, y que marcan una nueva línea de investigación en el conocimiento de la fractalidad de los yacimientos filonianos. Igualmente, al CIE-MAT las facilidades dadas para la utilización del Programa FRACMAN, y al NERC (Reino Unido) por la concesión de una beca de ayuda (GR9/1485) para el desarrollo de los trabajos, que ha facilitado la continuación de la cooperación científica establecida entre los equipos.

REFERENCIAS

- BAECHER, G. B.; LANNEY, N. A. y EINSTEIN, H. H. (1977): *Statistical Description of Rock Properties and Sampling*. Proceedings of the 18th U.S. Symposium on Rock Mechanics, American Institute of Mining Engineers, 5C1-8.
- DERSHOWITZ, W. S. (1984): *Rock Joint Systems*, Ph. D. Dissertation, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- ENGLMAN, R.; GUR Y. y JAEGER, Z. (1983): *Fluid flow through a crack network in rocks*. J. App. Mech. 50, 707-11.
- GUMIEL, P. (1984): *Tipología de los yacimientos de estaño y wolframio del Macizo Ibérico*. I cong. Español de Geol. Tomo V, 183-216.

GUMIEL, P. y PINEDA, A. (1981): *Estudio del yacimiento de scheelita de La Parrilla (Cáceres-Badajoz)*. Tecniterrae, 39, 16-38.

GUMIEL, P.; SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S. y CAMPOS, R. (1992): *El uso del análisis fractal como discriminación de sistemas filonianos auríferos en el área de La Codosera, Extremadura (España)*. Geogaceta, 12, 3-7.

GUMIEL, P. y CAMPOS, R. (1993): *Contribución al conocimiento geológico y geoquímico de los granitos de Albalá y Montánchez (Extremadura Central) y su relación con las mineralizaciones de estaño y wolframio*. Geogaceta, 13, 57-61.

GUMIEL, P. y SANDERSON, D. J. (1994): *Nota preliminar sobre la organización fractal de varios sistemas filonianos mineralizados en Au, W y Sn del Macizo Hespérico en Extremadura (España)*. Bol. Geol. Min., 105-3, 263-271.

GUMIEL, P. y HERNANDEZ, J. R. (in litt.): *Simulación de patrones de fracturación en rocas, distribución y características de su geometría fractal. Conectividad y percolación*. IV Congreso Geológico de España, Alcalá de Henares, 1996. (Aceptado para publicación).

GUMIEL, P.; CAMPOS, R.; HERNANDEZ, J. R. y PAREDES, C. (in litt.): *Características de la geometría fractal de varios sistemas filonianos mineralizados en Au, W, Sn, U y P del Macizo Hespérico. Su aplicación a la prospección*. IV Congreso Geológico de España, Alcalá de Henares, 1996. (Aceptado para publicación).

GUTENBERG, B. y RICHTER, C. F. (1954): *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, 2nd ed., Princeton University Press., 1-310.

KAKIMI, T. (1980): *Magnitude-frequency relation for displacement of minor faults and its significance in crustal deformation*. Geol. Soc. Japan. Bull. 31, 467-487.

PICKERING, G.; BULL, J. M. y SANDERSON, D. J. (inédito): *Sampling power-law distributions*. (Enviado para publicación a Tectonophysics).

PYRAK-NOLTE, L. J.; MYER, L. R. y NOLTE, D. D. (1992): *Fractures: Finite-size Scaling and Multifractals*. Pageoph., 138-4.

RASMUSSEN, T. C. (1987): *Computer simulation model of steady fluid flow and solute transport through three-dimensional networks of variably saturated, discrete fractu-*

res. in Evans D.D. & Nicholson T. J. (ed.) *Flow and transport through unsaturated rock*. American Geophysical Union Monogr. 42.

SAMMIS, C. G. y BIEGEL, R. L. (1989): *Fractals, fault-gauge, and friction*. Pure Appl. Geophys. 131, 255-271.

SAMMIS, C. G.; OSBORNE, R. H.; ANDERSON, J. L.; BANNERDT, M. y WHITE, P. (1986): *Self-similar cataclasis in the formation of fault gouge*. Pure Appl. Geophys. 123, 53-78.

SANDERSON, D. J.; ROBERTS, S. y GUMIEL, P. (1994): *A Fractal Relationship between Vein Thickness and Gold Grade in Drill-Core from La Codosera, Spain*. Econ. Geol. 89, 168-173.

SCHOLZ, C. W. y COWIE, P. A. (1990): *Determination of total strain from faulting using slip measurements*. Nature 346, 837-839.

SHIMO, M. y LONG, J. (1987): *A numerical study of transport parameters in fracture networks*. In Evans D.D. & Nicholson T.J. (ed.) *Flow and transport through unsaturated rock*. American Geophysical Union Monogr. 42.

STANLEY, H. E. (1971): *Introduction to Phase Transitions and Critical Phenomena*. Oxford University Press, (New York).

STAUFFER, D. (1985): *Introduction to Percolation Theory*. Taylor & Francis, (London).

TERZAGHI, R. (1965): *Sources of error in joint surveys*. Geotechnique 15, 287-304.

TURCOTTE, D. L. (1986): *A Fractal Approach to the Relationship between Ore Grade and Tonnage*. Econ. Geology. 81, 1528-1532.

TURCOTTE, D. L. (1989): *Fractals in Geology and Geophysics*. Pageoph. 131 1/2, 171-196.

WALSH, J.; WATTERSON, J. y YIELDING, G. (1991): *The importance of small-scale faulting in regional extension*. Nature 351, 391-393.

ZHANG, X. y SANDERSON, D. J. (1994): *Fractal Structure and Deformation of Fractured Rock Masses*. In Fractals and Dynamic Systems in Geoscience, Kruhl J. H. (ed.). Springer Verlag, 37-52.

Original recibido: Mayo de 1995.

Original aceptado: Junio de 1995.

MINERIA

Geoquímica y mineralizaciones de Cu (Ni), Zn y Pb en el Macizo de Lumbrales. Oeste de la provincia de Salamanca.

Por A. I. GARCIA LUIS, M. L. CEMBRANOS y M. PEDRAZA (*)

RESUMEN

El Macizo de Lumbrales (oeste de la provincia de Salamanca) forma un complejo anatóctico, sincinemático con la segunda fase de deformación hercínica, constituido por migmatitas y leucogranitos peraluminados de dos micas.

El estudio de los contenidos de Cu, Ni, Zn y Pb, su comportamiento geoquímico y distribución espacial en este macizo, pone de manifiesto el carácter residual de estos elementos, que aparecen asociados, por lo general, al grupo de minerales ferromagnesianos. Así, los dos primeros predominan en el paleosome migmatítico y enclaves sobremicáceos, y el Zn y Pb, en la biotita y óxi-hidróxidos de Fe y Ti de un granito milonitizado, que pertenece, con toda probabilidad, al grupo de las granodioritas precoces de la zona Centro Ibérica.

Las mineralizaciones de estos elementos aparecen acompañando a paragénesis estanníferas y en filones-brecha de cuarzo de edad tardihercínica. La sucesión mineralógica en estos últimos, comprendida entre la metalogénica estannífera y uranífera de la región, está formada esencialmente por calcopirita, esfalerita y galena, acompañados de una ganga de cuarzo. Para la interpretación metalogénica de las mismas es de destacar la presencia en el entorno geológico de subfacies ígneas (granitos biotíticos) o metasedimentarias (filitas ampelíticas) geoquímicamente fértiles en Cu (Ni), Zn y Pb.

Palabras clave: Granitoides, geoquímica; Cu, Zn y Pb; mineralizaciones, Salamanca (España).

ABSTRACT

The Lumbrales massif (west of the Salamanca province) is formed by an anatectic complex, sincinematic with the second phase of Hercinian deformation, and is constituted by migmatites and peraluminous leucogranites of two micas.

The study of the Cu, Ni, Zn and Pb contents, its geochemical behavior and spatial distribution in this massif, puts of manifiesto the residual character of these elements. They appear associated with the ferromagnesian minerals group, prevailing, the Cu and Ni, in the migmatitic paleosome and sobremicaceous enclaves, and the Zn and Pb, in the biotite and oxihydroxides of Fe and Ti of a milonitic granite, which belongs probably to the early granodiorites group from Zona Centro Ibérica.

The mineralization of these elements appear fundamentally accompanying stanniferous paragenetic sequences and in vein-breccias of quartz of age late hercynian. The mineralogical succession of these last elements, included between the stanniferous and uraniferous metallogeny of the region, is composed essentially by calcopirite, sphalerite and galena, accompanied by a gangue of quartz. As to the metallogenic interpretation, the presence in the geological proximities of igneous (biotitic granites) and metasedimentary (ampelitic filites) subfacies, geochemically fertiles in Cu (Ni), Zn and Pb, is to be highlighted.

Key words: Granitoids, geochemistry; Cu (Ni), Zn y Pb; mineralizations, Salamanca (Spain).

(*) Area de Cristalografía y Mineralogía, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias. Universidad de Salamanca. 37008 Salamanca.

INTRODUCCION Y GEOLOGIA REGIONAL

Las mineralizaciones de sulfuros de Cu, (Ni), Zn y Pb existentes en el Macizo de Lumbrales, NO de la provincia de Salamanca, aparecen acompañando yacimientos estanníferos y en filones-brecha de cuarzo tardihercínicos, relacionadas espacialmente con facies biotíticas peribatolíticas. En conjunto, estas asociaciones pueden representar al último fundido granítico, y en consecuencia el comportamiento magmático incompatible de estos elementos, de acuerdo con las ideas de URABE (1985); o, caso más probable, a la interacción y mezcla de fluidos hidrotermales graníticos con facies circundantes, geoquímicamente fértiles en Cu, Zn y Pb, como son las migmatitas, granitos biotíticos y esquistos encajantes.

En este trabajo se pone de manifiesto el carácter residual del Cu, Ni, Zn y Pb en el Complejo anatóctico de Lumbrales, y la asociación espacial de facies geoquímicamente fértiles con las mineralizaciones de estos elementos.

El basamento paleozoico de la zona occidental de la provincia de Salamanca está formado por metasedimentos del Precámbrico-Cámbrico inferior (C.E.G.) y del Ordovícico-Silúrico, y granitoides pertenecientes al grupo de los leucogranitos peraluminados y al de los granitos tardíos de feldespato calcoalcalino (fig. 1) (CORRETGE y LOPEZ PLAZA, 1976 y 1977; ARRIBAS et al., 1980 y 1983; CARNICERO, 1980; LOPEZ PLAZA, 1982; MARTIN IZARD, 1985; LOPEZ PLAZA y CARNICERO, 1987 y GARCIA LUIS, 1992).

Geológicamente es una región que presenta dos niveles metamórficos-estructurales, separados por la cizalla dúctil de Juzbado-Penalva do Castelo (JP en la fig.1) (IGLESIAS y RIBEIRO, 1981). El área de menor grado metamórfico está situada al S de dicho accidente y en ella afloran metasedimentos del Complejo esquisto-grauváquico (CEG) -filitas, rocas calcosilicatadas, anfibolitas, cuarzo-filitas, cuarcitas, areniscas y conglomerados-, cuarcitas y esquistos del Ordovícico-Silúrico, y granitoides tardíos de feldespato calcoalcalino. El metamorfismo regional en esta zona es de grado bajo-medio y las asociaciones mineralógicas en sedimentos pelíticos están formadas esencialmente por sericita, clorita, biotita, granate, cuarzo y feldespatos.

El nivel metamórfico-estructural inferior, situado al N de la cizalla de JP, está compuesto principalmente por migmatitas y leucogranitos peraluminados, autóctonos o subautóctonos, de dos micas, grano fino a medio ocasionalmente porfidicos. El metamorfismo regional en este nivel es de grado medio-alto y presiones intermedias, determinado por la isograda sillimanita-FK.

En conjunto, estas rocas fueron deformadas durante la Orogenia Hercínica por tres fases principales de plegamiento con importantes cizallamientos asociados, y una tardihercínica de fracturación.

Recubriendo estos materiales se encuentran sedimentos detríticos continentales, en su mayoría conglomerados, areniscas y limolitas, pertenecientes a la fosa terciaria de Ciudad Rodrigo.

COMPLEJO ANATECTICO DE LUMBRALES

Está constituido por migmatitas, granitos nebulíticos y leucogranitos peraluminados de dos micas, más o menos porfidicos, relacionados con el metamorfismo regional y afectados por la segunda fase de deformación hercínica (fig. 1).

Petrografía y geoquímica

Las principales subfacies que constituyen este complejo anatóctico son las siguientes (fig. 1).

-Cortejo de diques peribatolíticos (Complejo laminar de la Serie del Alamo). Representa el frente magmático del sistema ígneo en dominios meso-catazonales. Lo forman diques y sill intruidos en los metasedimentos, compuestos de una gran variedad de términos, función, por lo general, de la distancia al conjunto ígneo. Así, en las zonas más externas abundan las silexitas, que pasan a pegmoaplitas y leucogranitos albiticos ricos en moscovita, en la periferia del macizo granítico.

-Migmatitas y granito nebulítico (L-E). Es una facies que aparece de forma laminar sobre o incluida en los leucogranitos de dos micas (L-G). Presentan estructura estromática, definida por la

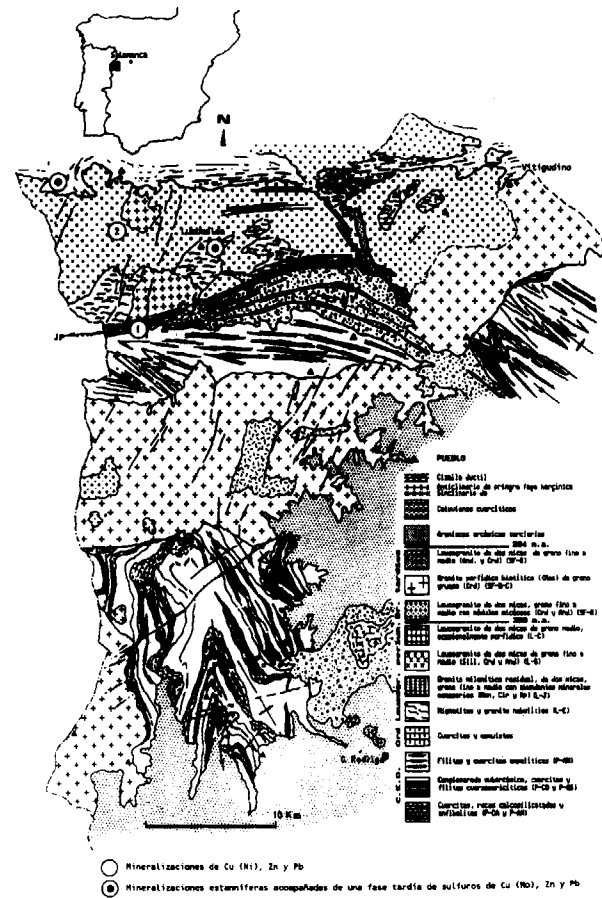


Figura 1. Esquema cartográfico del O de la provincia de Salamanca y situación de las mineralizaciones de Cu, Zn y Pb relacionadas con el Complejo anatético de Lumbrales.

orientación -por lo general según la segunda esquistosidad- del paleosome y neosome migmatítico. Asimismo, se incluye en esta subfacies un granito biotítico que tiene abundantes enclaves y nódulos sobremicáceos constituidos esencialmente por: biotita, sillimanita, cordierita, moscovita, andalucita, titanita y opacos.

En cuanto a los granitoides que forman propiamente el sistema ígneo, macroscópicamente son leucogranitos orientados, a veces miloníticos, de dos micas y de grano fino a medio ocasionalmente porfídicos. En general son facies heterogéneas, especialmente en lo que se refiere a la proporción de biotita y enclaves sobremicáceos, que cambian gradualmente a términos

porfídicos y diferenciaciones aplopegmatíticas. La orientación de los minerales constituyentes, fundamentalmente de la biotita, cuarzo y feldspatos, definen una fábrica planar subhorizontal, ligeramente alabeada por efecto de la tercera fase hercínica, que desaparece en facies groseras y en dominios profundos del complejo anatético. Las subfacies que se distinguen en este grupo, por variaciones principalmente texturales, son las siguientes (fig. 1):

-Granito milonítico residual, de dos micas, grano fino a medio, con abundantes minerales accesorios (L-J). Es una subfacies que aparece en bandas intensamente tectonizadas -como en el segmento central del borde S del macizo (fig. 1)- que por su caracterización química se diferencia del conjunto ígneo de la región. Presenta estructura foliar muy pronunciada y mayores cantidades de biotita, opacos, y especialmente minerales accesorios de tipo residual en magmas peralumínicos -circón y monacita (WATSON y HARRISON, 1983, y MONTEL, 1986)- que la facies común (L-G). Geoquímicamente esta subfacies se caracteriza por ser muy rica en K₂O, Rb y, especialmente en el sumatorio Zr+La+Ce+Th+Ur (R), muy superior al del resto de subfacies que constituyen los macizos graníticos en esta región (GARCIA LUIS, 1991).

Ultimamente se ha diferenciado en la subfacies porfídica del NO (L-C), un granito porfídico biotítico afín con esta subfacies, que tiene valores radiométricos altos y características petrológicas análogas a las de las granodioritas precoces (GARCIA LUIS, en preparación).

-Leucogranito de grano medio y dos micas (L-G): Es la subfacies más abundante (común) en este complejo anatético. Presenta enriquecimientos biotíticos planares de tipo "schlieren", debidos, más que a fenómenos de cristalización fraccionada, a una redistribución de este mineral de asimilación por el flujo magmático.

-Leucogranito de dos micas, de grano medio a grueso, con megacristales de microclina (L-C) (granito porfídico). Es una subfacies homogénea que aflora en dominios profundos del complejo anatético. Ocasionalmente aparece en transición con la subfacies común (L-G), al disminuir el tamaño de los megacristales de microclina que le dan un aspecto porfídico. Por su

caracterización química se diferencian dos subfacies: la que aflora al NO del macizo (L-C₁), de afinidad con el granito milonítico residual (L-J), y la que se localiza en el borde SO (L-C₂), de tendencia y evolución análoga, por cristalización fraccionada, a la facies común (L-G).

En cuanto a la caracterización química de este complejo anatético, se produce una disminución del contenido en Fe₂O₃, MgO, TiO₂, CaO y L.I., y aumento del de SiO₂ y Na₂O, desde las migmatitas (L-E) hasta los términos diferenciados de la facies común (L-G) (tabla 1). La secuencia general de facies según estos elementos, es: L-E -> L-J -> L-C -> L-G, con variaciones poco importantes en la concentración de MnO y Al₂O₃ de las rocas graníticas propiamente dichas. Si bien, en la pauta general de evolución química se diferencian dos líneas composicionales que convergen en los términos diferenciados de la facies común (L-G) (GARCIA LUIS, 1991):

-Una, denominada migmatítica-magmática (Mg), comprende desde las migmatitas o residuo migmatítico, hasta los leucogranitos evolucionados.

-La otra, o milonítica residual-magmática (MI), comienza en la subfacies milonítica residual (L-J), continúa en el granito porfídico del NO (L-C₁), y converge con la anterior, en los términos diferenciados de la facies común (L-G).

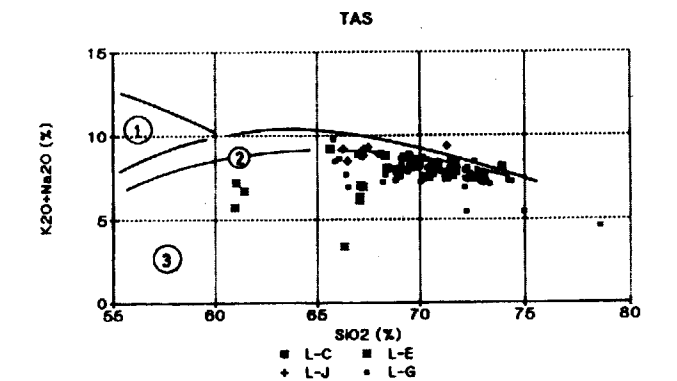
En conjunto, la totalidad de muestras analizadas se proyectan en el dominio transalcalino del sis-

| | L-E (N=9) | | L-J (N=10) | | L-G (N=87) | | L-C (N=10) | |
|--------------------------------|-----------|--------|------------|--------|------------|--------|------------|-------|
| | X | S | X | S | X | S | X | S |
| SiO ₂ | 65.64 | 3.84 | 67.44 | 1.86 | 70.75 | 2.08 | 69.14 | 2.24 |
| TiO ₂ | 0.52 | 0.16 | 0.51 | 0.06 | 0.20 | 0.12 | 0.25 | 0.06 |
| Al ₂ O ₃ | 17.75 | 2.42 | 15.95 | 1.66 | 15.72 | 1.24 | 16.01 | 1.01 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.40 | 1.58 | 2.65 | 0.16 | 1.95 | 0.45 | 2.16 | 0.30 |
| MgO | 1.56 | 0.63 | 0.98 | 0.09 | 0.60 | 0.30 | 0.77 | 0.28 |
| MnO | 0.08 | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| CaO | 1.04 | 0.20 | 1.15 | 0.11 | 0.83 | 0.24 | 1.03 | 0.33 |
| Na ₂ O | 2.00 | 0.36 | 2.28 | 0.22 | 2.61 | 0.43 | 2.55 | 0.20 |
| K ₂ O | 4.31 | 1.28 | 6.80 | 0.26 | 5.27 | 0.79 | 5.75 | 0.59 |
| Ba | 708.11 | 201.74 | 609.20 | 140.33 | 373.46 | 230.45 | 424.70 | 75.06 |
| Rb | 264.66 | 151.30 | 513.90 | 28.85 | 382.81 | 77.83 | 419.90 | 75.06 |
| Cu | 14.22 | 5.73 | 6.70 | 1.76 | 4.66 | 2.89 | 4.50 | 1.84 |
| Ni | 13.44 | 7.36 | 5.00 | 0.00 | 5.28 | 1.39 | 5.00 | 0.00 |
| Zn (NM=40) | 80.66 | 35.91 | 128.20 | 13.91 | 67.12 | 23.41 | 86.80 | 25.54 |
| Pb (NM=20) | 18.22 | 7.08 | 53.50 | 8.23 | 27.34 | 9.28 | 30.30 | 5.01 |

NM: Media mundial (LEVINSON, 1980)

Tabla 1. Composición media de las facies que constituyen el Complejo anatético de Lumbrales (C.A.L.). (fig. 1).

tema TAS, próximas a la serie monzonítica (LA-MEYRE, 1987), y en el campo aluminoso del diagrama de minerales característicos de DEBON y LE FORT (1983). En ambos diagramas, las migmatitas y el granito nebulítico (L-E) aparecen fuera de la secuencia general de evolución química, el granito milonítico residual (L-J) ligeramente divergente, intermedio entre éstos y el campo de los leucogranitos, y el granito porfídico (L-C) y la subfacies común (L-G) en transición y sin orientación definida hacia el campo de los leucogranitos diferenciados (fig. 2).



Tendencias de las series plutónicas en el sistema TAS

- (1): Dominio alcalino
- (2): " transalcalino (serie monzonítica)
- (3): " subalcalino

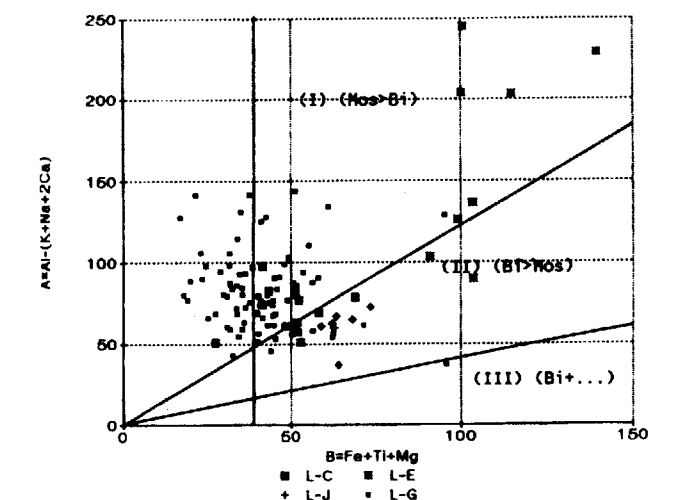
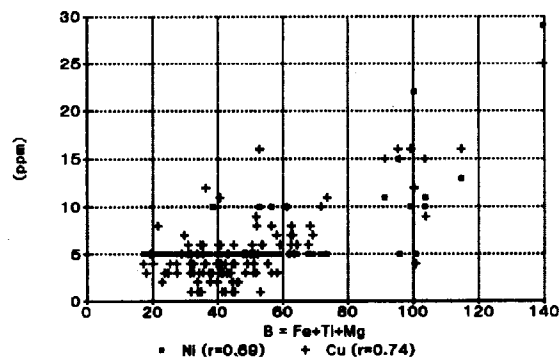


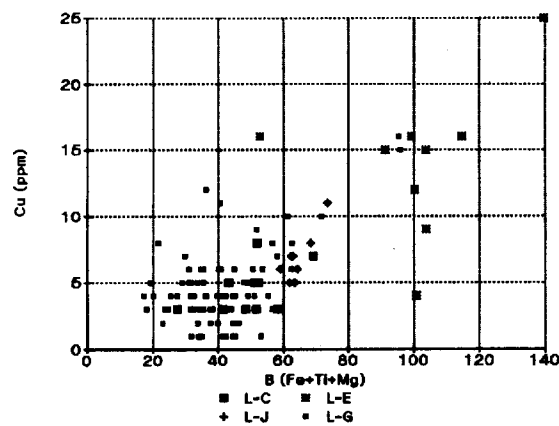
Figura 2. Diagrama TAS (Total Alkali Silica) y de minerales característico de DEBON y LE FORT (1983) aplicados al Complejo anatético de Lumbrales.

COMPORTAMIENTO GEOQUIMICO, DISTRIBUCION DE ISOCONTENIDOS Y PRINCIPALES MINERALIZACIONES DE Cu (Ni), Zn y Pb EN EL COMPLEJO ANATECTICO DE LUMBRALES

-Geoquímica, comportamiento magmático y distribución de isocontenidos del Cu y Ni. El Cu y Ni de este complejo anatóctico siguen un comportamiento geoquímico paralelo (fig 3), disminuyendo desde las migmatitas y granitos biotíticos (L-E) hasta los términos diferenciados de la facies común (L-G) (tabla 1).



(A)



(B)

Figura 3.- (A): El paralelismo entre los contenidos de Ni y Cu es total en las muestras anómalas, y, por lo tanto, es de suponer que igualmente en las facies diferenciadas que tienen concentraciones en Ni por debajo del mínimo de detección (MD). (B): Proyección Cu-parámetro B que indica que estos elementos se encuentran principalmente en el grupo de minerales ferromagnesianos, representados por biotita, ilmenita y óxi-hidróxidos de Fe y Ti.

Mayoritariamente son dos elementos asociados al grupo de minerales ferromagnesianos, especialmente con la biotita y óxi-hidróxidos de Fe y Ti productos de su alteración (fig. 3 y tabla 2), que forman parte del residuo magmático derivado de la fusión del encajante metamórfico.

| Cu | |
|--------|---|
| 0.72: | Ni-Fe2O3-MgO-TiO2-Ba: 0.60 |
| -0.51: | SiO2-Na2O-P2O5-Rb-Sr: -0.26 |
| (1) | Q B Or I.A. Mus Plg Ab I.P. |
| Cu | -0.07 0.73 -0.36 -0.34 0.34 0.01 -0.42 0.36 |

(1) $Q = Si_2 / (Na+K+2Ca/3)$; $B = Fe+Ti+Mg$; $Or = 3(Na+K+Al)+6Ca-2(Fe+Mg+Ti)$; $I.A. = 3(Na+Ca)/Or$; $Mus = 3(Al+Na+K+6Ca)$; $Plg = (Na+Ca)$; $Ab = (Na+Ca)$; $I.P. = Al/(Na+K+Ca)$. (SHIMO, 1951; LA ROCHE, 1964; KARAYEVA, 1966; SHAYEDMA et al., 1977).

Tabla 2. Coeficientes de correlación máximos que presenta el Cu en el conjunto de muestras tomadas del Complejo anatóctico de Lumbrales (C.A.L.) (N=112). El máximo valor se corresponde con la mineralogía esencial del paleosome migmatítico, muy rico en biotita y silicatos aluminicos (representados equivocadamente por los parámetros Mus y I.P.).

Esta característica también se pone de manifiesto en la distribución espacial de estos elementos (fig. 4 y 5), los cuales destacan zonas biotíticas, donde afloran esencialmente migmatitas (L-E), el granito milonítico residual (L-J) y leucogranitos de dos micas con abundantes bandeados biotíticos. Los mínimos corresponden a leucogranitos diferenciados y términos aplopegmatíticos de borde pertenecientes a la Serie del Alamo.

-Geoquímica, comportamiento magmático y distribución de isocontenidos del Zn y Pb. Estos elementos tienen, al igual que el Cu y Ni, un comportamiento geoquímico paralelo. La subfacies que presenta contenidos superiores al doble de la media mundial (tabla 1, MM), es el granito milonítico residual (L-J), seguida del granito porfídico del NO (L-C₁) y migmatitas y granito nebulítico (L-E). Los mínimos corresponden a los leucogranitos diferenciados y términos aplopegmatíticos.

Básicamente, también son dos elementos que se concentran en las subfacies residuales; si bien, en este caso, tienen mayor afinidad por el granito milonítico residual (L-J). Las tendencias

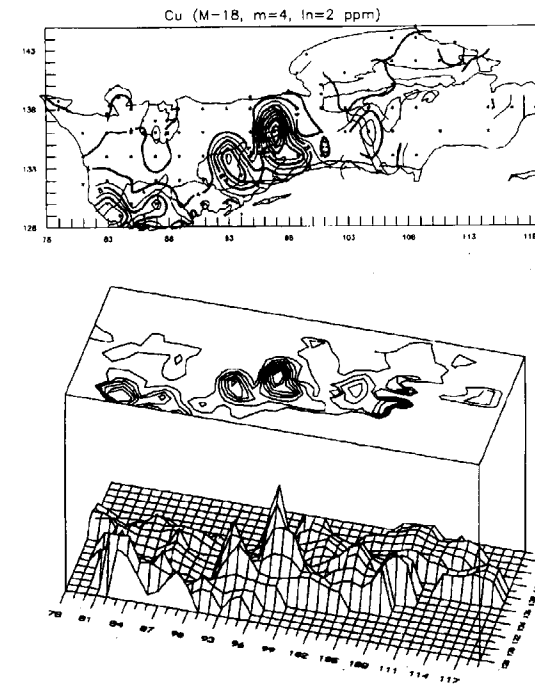


Figura 4. Distribución de isocontenidos de Cu en el Macizo de Lumbrales. Las muestras que destacan son las más biotíticas y ricas en enclaves sobremicáceos (M: máximo, m: mínimo e ln: intervalo).

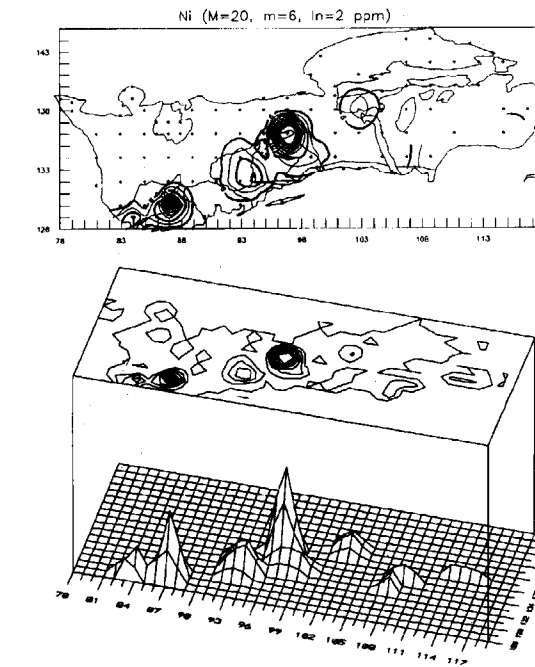


Figura 5. En la distribución de isocontenidos de Ni las únicas facies que superan los 5 ppm del mínimo de detección, son las migmatitas (L-E) ricas en paleosome biotítico (M: máximo, m: mínimo e ln: intervalo).

de evolución química que siguen, al aumentar el grado de diferenciación magmática, son las dos observadas; (fig. 6 y 7): migmatítica-magmática y milonítica residual-magmática. Si bien, en la primera la disminución es más suave o, como en el caso del Pb, ligeramente positiva.

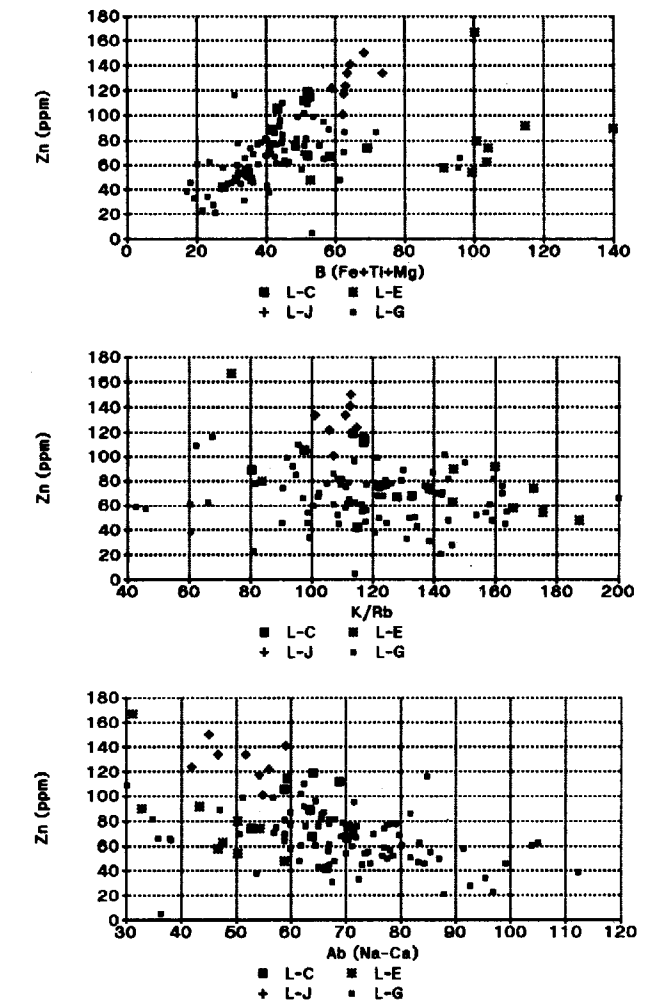


Figura 6. Proyección de los contenidos en Zn que presentan las subfacies del C.A.L. frente al parámetro B (ferromagnesianos), relación K/Rb (FK/Mos) y parámetro Ab.

Los coeficientes de partición global calculados para un proceso de fusión parcial y/o de cristalización fraccionada aplicados a la evolución de

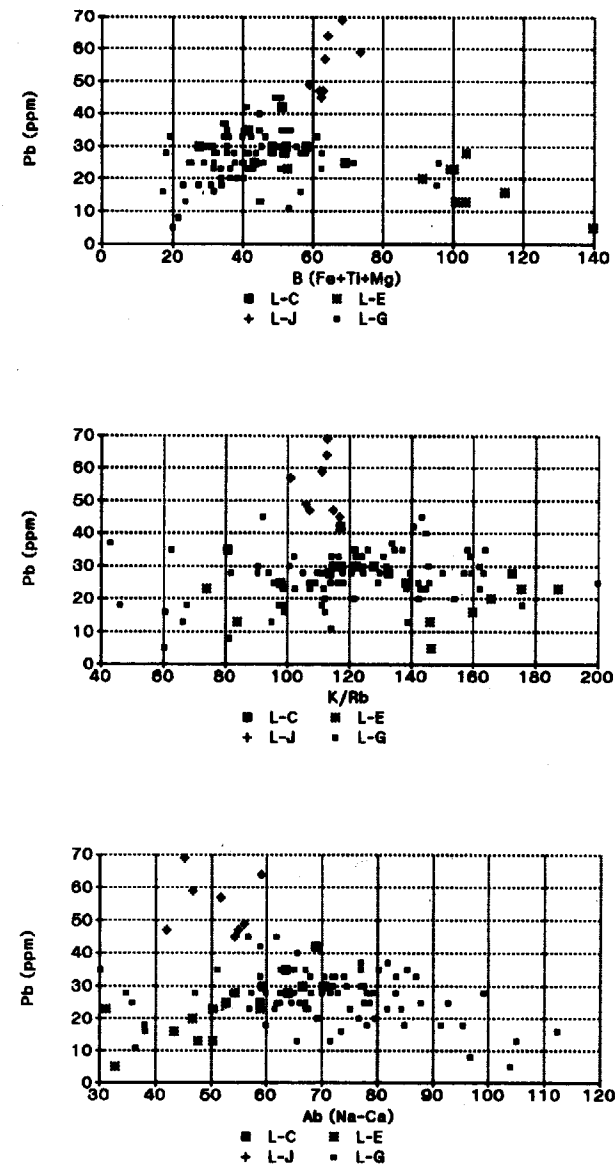


Figura 7. Proyección de los contenidos en Zn que presentan las subfacies del C.A.L. frente al parámetro B (ferromagnesianos), relación K/Rb (FK/Mos) y parámetro Ab.

los contenidos de estos elementos y del Ba, son de 1,20 para el Zn y ligeramente superior a la unidad (1,10), o muy desigual, para el Pb (figs. 8 y 9). La concentración inicial del magma, al 90 % de fundido, sería de 60 ppm para el primer caso, y de aproximadamente 24 ppm en el caso del Pb.

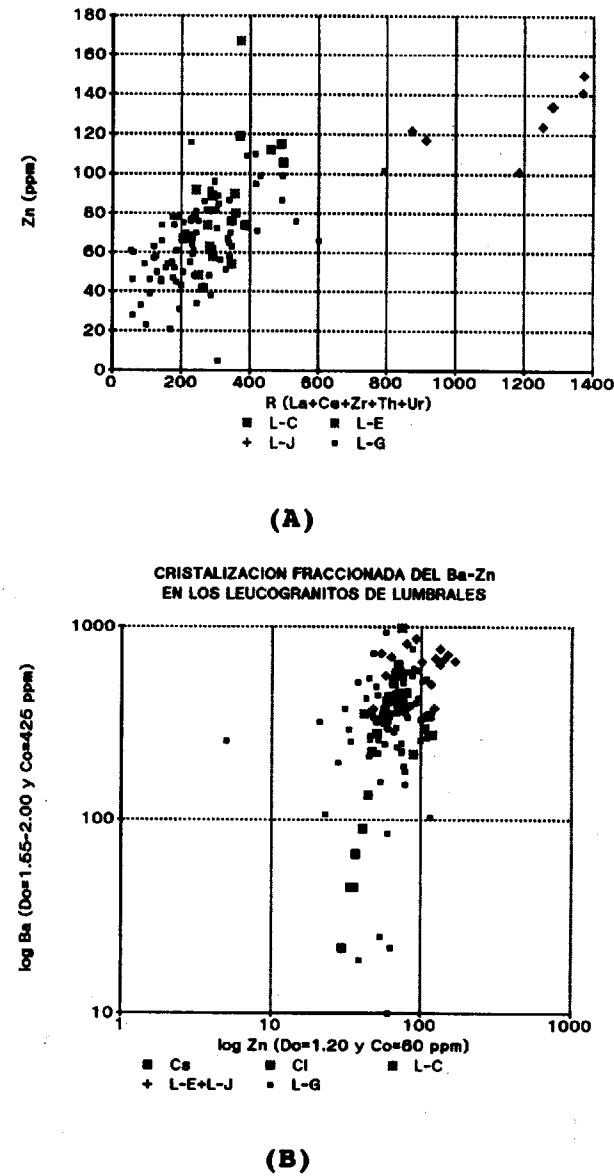


Figura 8. (A) Diagrama Zn-sumatorio R (característico de la subfacies milonítica residual), y variación del primero frente al Ba (B), según un proceso de cristalización fraccionada (Cl y Cs: concentración en el fundido y sólido residual).

Estos valores son diferentes a los calculados experimentalmente por URABE (1985) para magmas peraluminicos (tabla 3). Lo cual es debido probablemente, a la menor temperatura de for-

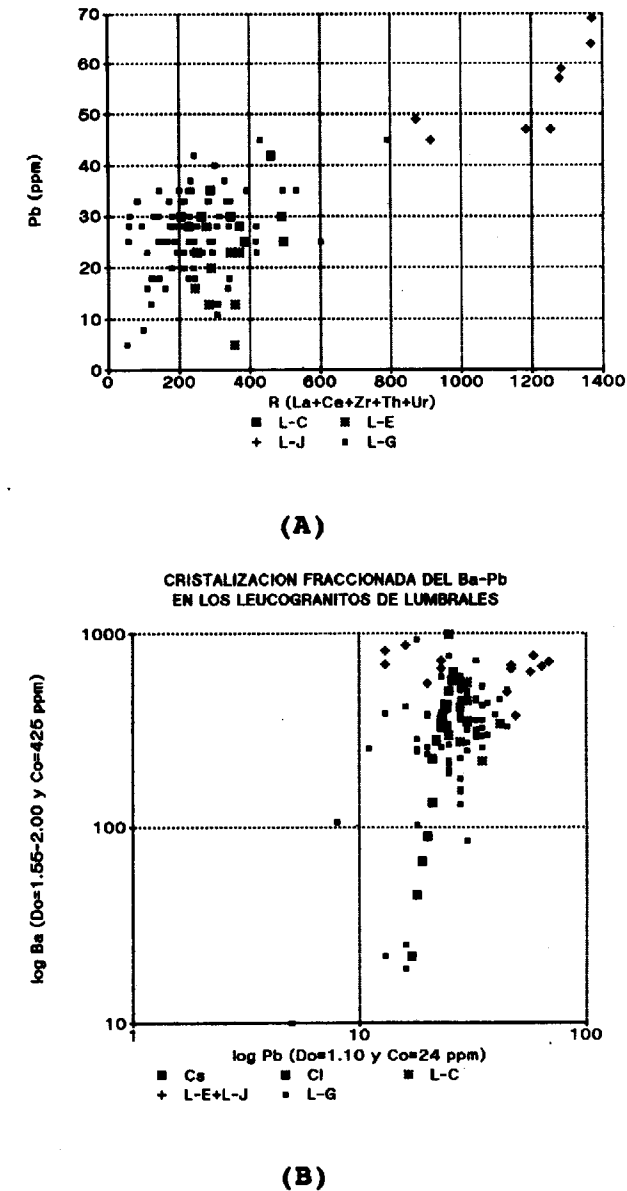


Figura 9. (A) Proyección Pb-sumatorio R (característico de la subfacies milonítica residual), y (B) variación de los contenidos de Ba-Pb según un proceso de cristalización fraccionada (Cl y Cs: concentración del líquido y sólido residual).

| Fundido granítico | K^2_{Zn} | K^2_{Pb} | Q | Ab | An | Corid |
|-------------------|------------------------------|-----------------------------|-------|-------|------|-------|
| Peraluminico | $9.40 \times (m_{Cl}^V)^2$ | $2.26 \times (m_{Cl}^V)^2$ | 32.17 | 56.33 | 9.08 | 2.42 |
| Alcalino | $0.0833 \times (m_{Cl}^V)^2$ | $0.047 \times (m_{Cl}^V)^2$ | 26.81 | 65.92 | 5.38 | 0.00 |

Tabla 3. Coeficientes de partición del Zn y Pb entre la fase acuosa clorurada y magmas graníticos peraluminicos y alcalinos (T=800° C y P=3,5 Kb) (URABE op. cit.).

mación de estos granitoides (650-700° C respecto a los 800° C del experimento). Asimismo, y en este supuesto, es probable que la composición y temperatura de cristalización de la subfacies milonítica residual (L-J) (¿granodioritas precoces?) represente el magma crítico donde se produce la inversión del coeficiente de partición.

El grupo de minerales con el cual aparecen relacionados, son los ferromagnesianos, en los que se incluyen la biotita (circón, monacita y apatito), ilmenita, y óxi-hidróxido de Fe y Ti (tabla 4). Sin embargo, el Pb tiene cierta afinidad por el grupo de elementos que forman la monacita (Ce, Th y La) por lo cual puede ser indicativo de la presencia de Pb radiogénico sustituyendo a estos elementos.

| Zn | | | | | | | |
|---|-------|------|------|------|-------|-------|-------------|
| 0,70: Zr-Ce-Th-TiO2-La-U(t)-Pb-Rb-Fe2O3-K2O: 0.40 | | | | | | | |
| -0.45: SiO2-Sn-Na2O: -0.41 | | | | | | | |
| (1) | Q | B | FK | I.A. | Mos | Plg | Ab I.P. |
| Zn | -0.34 | 0.46 | 0.14 | 0.07 | 0.01 | -0.33 | -0.44 0.04 |
| Pb | | | | | | | |
| 0.71: Ce-Th-La-Zr-Zn-K2O: 0.48 | | | | | | | |
| -0.45: Sn-Nb-Ni-MnO: -0.25 | | | | | | | |
| (1) | Q | B | FK | I.A. | Mos | Plg | Ab I.P. |
| Pb | -0.38 | 0.03 | 0.46 | 0.34 | -0.37 | -0.02 | -0.20 -0.35 |

Tabla 4. Coeficientes de correlación máximos que presentan el Zn y Pb en el Complejo anatóctico de Lumbrales (C.A.L.) (N=112).

En la distribución de isocontenidos de estos elementos (figs. 10 y 11) destaca especialmente, la zona centro-sur del macizo, donde aflora la subfacies milonítica residual (L-J), y algunas muestras pertenecientes al granito porfídico (L-C) y subfacies común (L-G) que contienen enclaves de un granito biotítico de grano medio. Los mínimos son característicos de los leucogranitos diferenciados y diques aplopegmatíticos de la mitad Norte y zonas peribatolíticas.

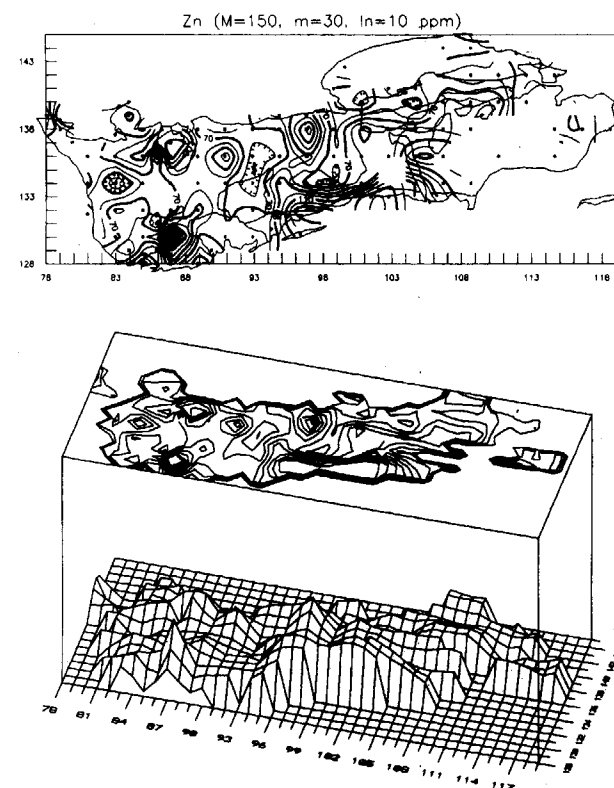


Figura 10. En la distribución de isocontenidos de Zn en el Macizo de Lumbrales destaca la zona centro-sur, donde aflora la subfacies milonítica residual (L-J), y algunas muestras de un granito porfídico biotítico (M: máximo, m: mínimo e ln: intervalo).

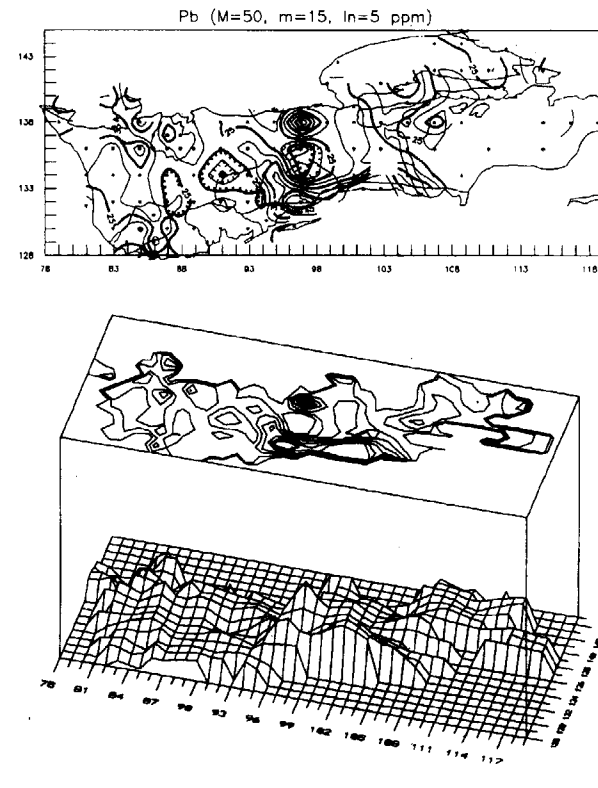


Figura 11. Distribución de isocontenidos de Pb en el Complejo anatéctico de Lumbrales. Los valores más altos pertenecen a la subfacies milonítica residual (L-J) y los mínimos a las migmatitas y granito nebulítico (L-E). (M: máximo, m: mínimo e ln: intervalo).

MINERALIZACIONES Zn Y Pb (Cu Y Ni)

Las principales mineralizaciones de la región que incluyen estos elementos como sulfuros, acompañen o no, a los yacimientos de Sn, W y U, corresponden a filones-brecha hidrotermales peribatolíticos, o próximos al encajante metamórfico. Los indicios relacionados con el Macizo de Lumbrales son los siguientes (fig. 12 y tabla 5):

-Filones BGPC con abundante arsenopirita de Ahigal de los Aceiteros y Ribera del Agueda (en contacto con los metasedimentos ordovícico-silúricos).

-Filones BGPC con U de Valdemascaño

Además, estos elementos aparecen en cantidades significativas en las mineralizaciones de Sn-

Cu-Mo (Zn) de mina Mari Tere, unos 2 Km al E de Lumbrales, y en la Mina Alabancos situada en el contacto NE del macizo. En general, los sulfuros de Cu, Zn y Pb de estas mineralizaciones aparecen en cantidades accesorias, atravesando y reemplazando a los minerales de Sn (Nb, Ta y Li) y W (ARRIBAS et al., 1987; MANGAS, 1987 y MURCIEGO, 1990).

FILONES BGPC CON ABUNDANTE ARSENOPIRITA DE AHIGAL DE LOS ACEITEROS

Al SO del Macizo de Lumbrales, en el término municipal de Ahigal de los Aceiteros, afloran numerosos indicios filonianos que contienen sulfu-

Corte estructural y localización de las mineralizaciones de Cu(Ni), Pb y Zn en el C.A.L.

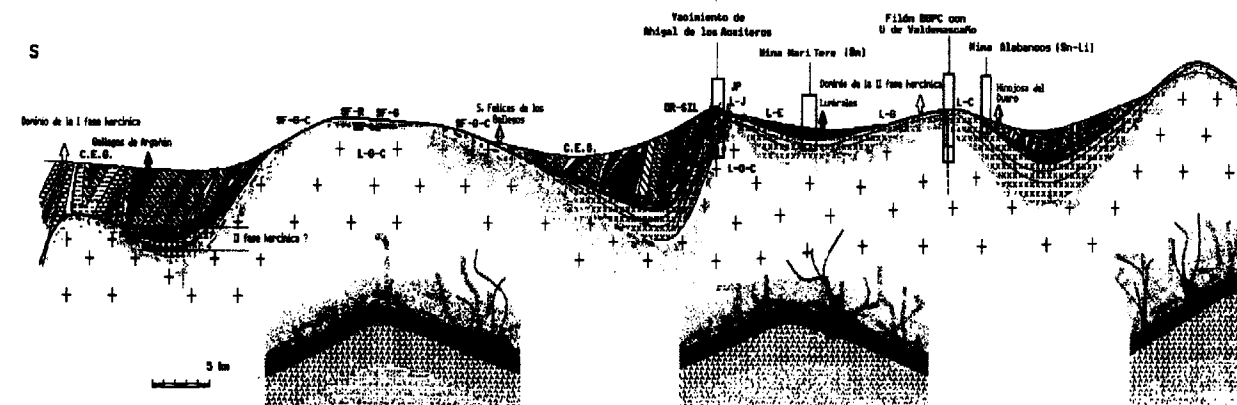


Figura 12. La presencia de sulfuros de Cu, Pb y Zn en filones-brecha tardihercínicos es aparentemente más importante cuando cortan facies biotíticas (L-E) y esquistos biotítico-carbonosos.

| COOR. UTM | TIPO | EMPLAZAMIENTO Y FACIES ENCAJANTES | ALTERACION Y TEXTURAS | DIR./BUZ. | PARAGENESIS Y SUCESION | EDAD RELATIVA | ELEMENTOS CARACTERISTICOS |
|-----------|--------|-----------------------------------|-----------------------|----------------|---|---------------|---------------------------|
| 86.4-27.8 | F(QB) | IntrPer(L-G, L-C) | FilArc (Rhcvc) | N75-85/90 | -Ahigal de los Aceiteros (1)- Ser-Cl-Q-ArFe P<=<Cu<=<Zn<=<Pb | TPF III-PH | Pb-Zn-Cu |
| 84.0-35.8 | F(QB) | Intr(L-C, L-G) | FilArc (Rhcvc) | N15-20/90 | -Valdemascaño (2)- Ser-Cl-Q-P-(N1) Cu<-Pb<-Zn-U | TPF III-PH | (N1)-Cu-Zn-Pb-U |
| 35.3-47.3 | F(QB) | Intr(L-E, L-G) | FilArc (Rhcvc) | NE/90 | -Villar de Peralonga (Al E del macizo, Hoja: 451)- Ser-Cl-Q-P-Cu (Zn)-F-(U) | TPF III-PH | U-F |
| 77.8-43.6 | F(QPg) | Per(CEG) | GreFil (Pacc-Rzshvc) | N10-20/40-90SE | -Mina Alabancos (La Fregeneda, al NO del macizo)- FK-Na-Q-Sn-Li (Nb-Ta-Sn-W-BGPCBiAg) | PSF II | Sn-Li |
| 94.2-34.4 | F(Q) | Intr(L-E, L-G) | Gre-Fil (Rzshvc) | N10/90 | -Mina Mari Tere (Lumbrales)- Ms->Q->Mo->Cu-> Sn-W-AsFe->FK->F | PSF III | Sn-(Mo-Cu) |

TIPOS:
-LeuAb y F(Ap, Pg, Pgm, Q, B): Leucogranito albitico y filoniano aplítico, pegmatítico, pegmoaplítico, de Q y brechoide.

EMPLAZAMIENTO Y FACIES ENCAJANTES:
-Ex y Per (CEG, Or): Extrabatolítico y peribatolítico en el Complejo esquistó grauváquico y Ordovícico-Silúrico
-Intr (L-E, S-A, L-J, L-G, L-C): Intragraníticos en EL Macizo de Lumbrales. L-E: migmatitas, S-A: Serie de Alamo, L-J: subfacies milonítica residual, L-G: leucogranito de dos micas y L-C: leucogranito de dos micas porfídico.

ALTERACION Y TEXTURAS:
-Gre, Fil y Arc (Pacc, Rza y Rhcvb). Gre: greisenización (moscovita, cuarzo, albita y topacio); Fil: filítica (sericita, clorita y cuarzo) y Arc: arcillítica (caolinita, minerales arcillosos y productos de meteorización). Textura de mineral primario accidental (Pacc), rellenos zonados (z) y secuenciales (Rza), rellenos aleatorios de huecos (Rh), cavidades (cv) y brechas (b).

PARAGENESIS Y SUCESION:
-Feldespato potásico (FK), biotita (Bi), moscovita (Ms), sericita (Ser), clorita (Cl), apatito (Apt), cuarzo (Q), carbonatos (Cc), casiterita-estannina (Sn), wolframita-scheelita (W), columbita-tantalita (Nb-Ta), lepidolita-espodumena-ambligonita (Li), arsenopirita-escorodita (AsFe), pirita (P)-pirrotina (Po)-mercasita-óxi-hidróxidos de Fe y Ti y sulfatos de Fe (Fe), níquelina (Ni), calcopirita-bornita-calcosina-covellina (Cu), esfalerita (Zn), galena (Pb), bismutinita (Bi), cobres grises (Ag ?), pechblenda-coffinita y minerales secundarios de U (U) y ilmenita-rutilo (Ti).
(->) Orden secuencial y (=>) reemplazamiento.

EDAD RELATIVA: PSF II, pre-sinfase II hercínica; PSF III, pre-sinfase III hercínica; TPF III, tardi-postfase III hercínica; PH, posthercínica; STA, sin-tardialpino; PA, postalpino y PC, plio-cuaternalio.

Tabla 5. Mineralizaciones de Cu (Ni), Zn y Pb asociadas al Complejo anatéctico de Lumbrales.

ros de Cu, Zn y Pb, acompañados de abundante arsenopirita (figs. 13, Tabla 5) (PEDRAZA DOMINGUEZ, 1990).

El área mineralizada tiene unos 70 m de longitud por 5 m de anchura y se localiza en el contacto entre los leucogranitos de dos micas (L-G y L-C) y las filitas y cuarcitas del Ordovicio-Silúrico. Las litologías que afloran en esta zona aparecen muy tectónizadas por la cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo (JP) y han sido sometidas a un intenso metamorfismo de contacto sin-postfase tres hercínica.

DEFORMACIONES Y CONTROL ESTRUCTURAL

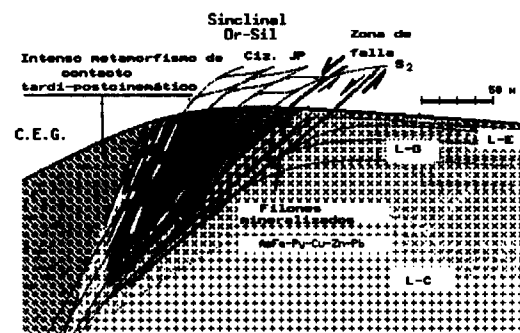
Como mineralización epigenética los factores que controlan su distribución espacial son fundamentalmente estructurales. Así, las estructuras que afloran en el área pueden dividirse en tres familias: estructuras premineralización, estructuras relacionadas con la mineralización y estructuras postmineralización.

-Estructuras premineralización. Son la primera, segunda y tercera fase de deformación hercínica. Sin embargo, durante esta última se producen fenómenos determinantes para el posterior control estructural de la mineralización. Al final de esta fase intruye un endogranito, no aflorante y ligeramente al norte del indicio minero, que crea un campo de esfuerzos favorable para la formación de fallas normales peribatolíticas. Estas zonas de fallas, aprovechando fracturas preexistentes, especialmente planos C de cizalla, y en rejuegos sucesivos, han desarrollado un campo filoniado subvertical y subparalelo al contacto granítico que es donde se instala posteriormente la mineralización (fig. 13).

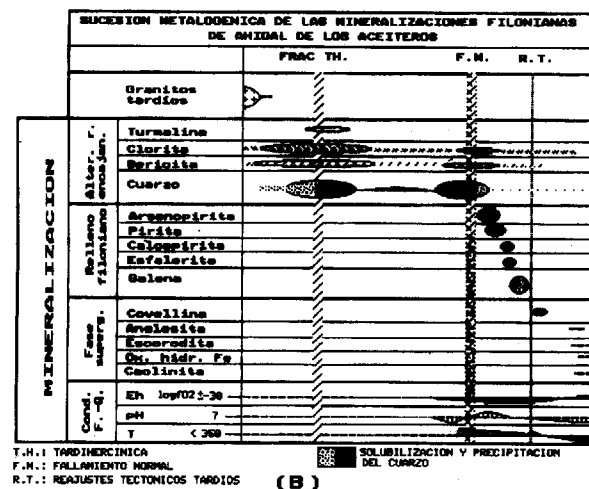
-Estructuras relacionadas con la mineralización. Nuevo periodo distensivo o culminación del anterior, con reajustes en la zona de falla. En esta etapa se produce una nueva fisuración de la roca encajante en presencia de fluidos hidrotermales. Al final de esta etapa, después de una solubilización importante del cuarzo de los filones, precipitan los sulfuros en poros y cavidades.

-Estructuras postmineralización. En etapas tardías (alpinas) todavía se producen reactivaciones y asentamientos por planos de fractura preexistentes

Mineralizaciones filonianas de Cu, Zn y Pb de Ahigal de los Aceiteros (1)



(A)



(B)

Figura 13. (A) Corte esquemático del borde Sur del Macizo de Lumbrales en la zona mineralizada. El contraste entre litologías y la presencia de zonas de debilidad estructural facilitan la formación de filones asociados a un campo de esfuerzos distensivo. (B) En esta mineralización antes de la precipitación de los sulfuros se produce una fuerte solubilización del cuarzo de los filones preexistentes.

tes que afectan a la roca encajante, pero que debido a las condiciones del afloramiento, no se han visto cortar a los filones mineralizados.

ROCA ENCAJANTE

La roca encajante de la mineralización es un leucogranito de dos micas, de grano fino a medio,

ocasionalmente porfídico (L-G y L-C), que presenta fábrica planar buzando ligeramente hacia el sur cortada por la cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo (fig. 1, JP). También afloran en esta zona esquistos y cuarcitas muy recrystalizadas, de grado medio metamórfico, que han servido de barrera impermeable a las soluciones hidrotermales (fig. 13).

Al microscopio, el granito encajante presenta textura hipidiomórfica subcataclástica con los siguientes minerales esenciales: cuarzo, microclina, plagioclasa (10-25% An), moscovita y biotita; y como accesorios: sillimanita, andalucita, cordierita, apatito, circón (monacita), turmalina, rutilo y opacos.

Estos granitoides han sufrido, en proximidad a los filones mineralizados, al menos cuatro etapas de alteración (fig. 13):

- 1) Anterior a la mineralización y por lo general de carácter regional.
- 2) Durante la etapa hidrotermal previa a la deposición mineral. Afecta sobre todo a la salbanda de los filones mayores y no suele sobrepasar los 4 ó 5 cm de potencia.
- 3) En el curso de la mineralización. Acentúan los efectos producidos por las etapas anteriores y solubilizan parte del cuarzo de los filones.
- 4) Finalmente se observa un recubrimiento arcilloso de las fisuras y afloramientos producto de la meteorización subsuperficial.

En general, las rocas encajantes han sido afectadas por las siguientes transformaciones:

-Cloritización. Afecta exclusivamente a la biotita y pueden distinguirse respecto a la mineralización tres generaciones: la primera, anterior y de ámbito regional, como consecuencia de un retrometamorfismo asociado a la meteorización y erosión del macizo, la segunda durante la deposición mineral debido a las soluciones hidrotermales y que afecta con mayor intensidad a las salbandas de los filones y, finalmente la tercera, que es debida a los procesos de alteración subsuperficial. Además, es frecuente observar junto a este mineral agregados irregulares de opacos, rutilo y ortoclasa.

-Moscovitización y sericitización. La primera no está en relación aparentemente con la minerali-

zación, ya que aparece en el granito en zonas relativamente alejadas de los filones. Sin embargo, la sericitización, más importante cuantitativamente, y también de carácter regional, afecta a la mayoría de minerales de la roca y transforma las salbandas de los filones en una matriz cuarzo-sericitica.

-Turmalinización. La turmalina aparece en prismas sin deformar, inferiores a 2 cm de longitud. Es anterior al proceso mineralizador y de carácter tardío respecto a los granitoides. Lo más probable es que esté relacionada con la intrusión que dio lugar al metamorfismo de contacto.

-Silicificación. Aparte de los procesos de silicificación que tuvieron lugar durante la Orogenia Hercínica, se encuentran en el área mineralizada unos filones de cuarzo de dirección E-O, subverticales y potencia menor a 20 cm, anteriores a la deposición de los sulfuros. Básicamente se distinguen las siguientes etapas de silicificación:

- 1) Relacionada con las fases principales de deformación y fenómenos plutono-metamórficos hercínicos.
- 2) Durante el desarrollo de grietas de tensión subverticales relacionadas con un fallamiento normal, tardío respecto al emplazamiento dómico de los leucogranitos y probablemente del plutonismo postcinemático, que aprovecha los planos de fractura de la cizalla de JP.

Estos filones, subverticales y de dirección aproximada E-O, presentan estructura bandeada, en la cual pueden apreciarse al menos cuatro generaciones de cuarzo dispuestos perpendicularmente a las paredes de la grieta.

3) Finalmente, y precediendo o simultáneo a la fase metálica principal, se deposita un cuarzo sacaroideo, de grano fino o microcristalino, que forma la ganga propiamente dicha.

-Arcillización. Este proceso es posterior a la mineralización y afecta principalmente a los feldspatos y micas. Los minerales que se forman son fundamentalmente caolinita e illita, acompañados de cantidades apreciables de cuarzo.

Esta alteración, difícil de relacionar directamente con el proceso mineralizador, se concentra por debajo de la cuarcita y esquistos ordovícicos dando lugar a una acumulación de forma

tabular y dirección E-O, de unos 30 centímetros de potencia.

En superficie, las salbandas de los filones y las zonas próximas a la mineralización aparecen teñidas de tonos amarillo-verdoso y pardos, consecuencia de la oxidación de los sulfuros y formación de minerales secundarios -arseniatos, sulfatos y óxi-hidróxidos de Fe-, finamente redistribuidos y fijados por la meteorización.

MINERALIZACIÓN

La mineralización aparece en forma de filones complejos, entrelazados e irregulares - "stock-works"- de dirección N75 a N85E y buzamiento variable, aunque los más numerosos son sub-verticales. Tienen potencias variables, entre unos milímetros y varios centímetros, y se localizan preferentemente por debajo de los materiales metamórficos, especialmente de los retazos de cuarcita del flanco N del sinclinal ordovícico, encajados en un leucogranito moscovítico.

Ocasionalmente estos filones se encuentran afectados por pequeñas fallas normales, también rellenas de cuarzo filoniano crustiforme.

El cuarzo que rellena los filones es blanco grisáceo y relativamente translúcido, cuando aparece masivo, y blanco lechoso, cuando es deleznable, microcristalino y en asociación con los sulfuros.

La mena metálica, compuesta en su mayoría por agregados policristalinos de sulfuros de menos de 1 cm de lado y parcialmente alterados a arseniatos y óxi-hidróxidos de Fe, se encuentra relleno de poros y cavidades de los filones de cuarzo de dirección E-O.

Al microscopio, los minerales de la mena se presentan en agregados policristalinos y textura hipidiomórfica inequigranular con bordes de reemplazamiento.

Los principales minerales que la forman son los siguientes:

-Minerales esenciales: arsenopirita, pirita y galena.

-Minerales accesorios: esfalerita y calcopirita.

-Minerales secundarios: covellina, escorodita, sulfatos y óxi-hidróxidos de Fe y anglesita.

Las características ópticas más importantes de cada uno de ellos son las siguientes:

-Arsenopirita. Es el mineral más abundante, y junto a la pirita, el primero en cristalizar. Unas veces aparece en masas irregulares, constituidas por un agregado de cristales subidiomórficos de distinta orientación óptica y con maclas de compenetración sin deformar, y otras, incluido en los otros sulfuros, manteniendo por lo general, caras cristalinas, a excepción de en la galena, que presenta bordes de reemplazamiento. En la zona de oxidación se encuentra parcialmente alterada a escorodita.

-Pirita: Casi siempre en asociación con arsenopirita, aparece en cristales cúbicos, blanco-amarillentos muy isótropos, incluidos en esfalerita y fuertemente reemplazada por galena.

-Galena: Relativamente abundante, es el último mineral en cristalizar, reemplazando a los sulfuros anteriores. Aparece en agregados policristalinos de hasta dos centímetros de diámetro. Pierde brillo por la meteorización y, ocasionalmente se recubre de una fina capa de anglesita. Este mineral -o a la presencia de cobres grises- puede ser el causante de las anomalías en Ag y Sb que presenta la mena metálica (tabla 6).

-Esfalerita. De formas irregulares, presenta numerosas reflexiones internas pardo-amarillentas. Este mineral, que incluye pirita y arsenopirita subidiomórfica y está atravesado por venillas de galena, contiene probablemente trazas de Ge (tabla 6).

-Calcopirita: Es un mineral accesorio que aparece en pequeños granos adaptados a los bordes idiomórficos de la arsenopirita o incluidos y parcialmente reemplazados, en galena. Ocasionalmente en los bordes y fracturas se encuentra sustituida por covellina.

En cuanto a la ganga, el único mineral encontrado es el cuarzo. Una generación es anterior a los sulfuros, y está formado por cristales subidiomórficos, inequigranulares, a veces zonados, que dan lugar a un bandeo simétrico. El otro

es sacaroideo y microcristalino y aparece en asociación con la mena metálica.

| | Ag | As | Au | Cu | Ga | Ge | In | Li | Pb | Sb | Sn | W | Zn |
|------|----|------|------|-----|----|----|----|-----|------|----|----|----|-------|
| AA-1 | 66 | 2280 | 0.02 | 84 | 4 | 14 | 3 | 91 | 3796 | 48 | 2 | 6 | 38716 |
| AA-2 | 4 | 200 | MD | 171 | 9 | 4 | 15 | 141 | 5000 | 15 | 8 | 14 | 130 |

MD: valores inferiores al mínimo de detección.

Tabla 6. Análisis químico multielemento (ppm) por F.R.X. de dos muestras de los filones mineralizados de Ahigal de los Aceiteros cedidos por la oficina de Exploración de ENUSA.

-Paragénesis y sucesión mineral. Como se ha indicado en apartados anteriores, los minerales característicos de la alteración en las salbandas de los filones, rellenos de distintas generaciones de cuarzo subidiomórfico, son sericita y clorita. La mena metálica es: arsenopirita, pirita, esfalerita, calcopirita y galena, acompañados de cuarzo microcristalino y probablemente parte de la caolinita. En consecuencia, estas mineralizaciones filonianas son hidrotermales, de media-baja temperatura, pertenecientes a la paragénesis BGPC con arsenopirita. En resumen, en ellas se pueden diferenciar las siguientes etapas:

- 1) Fase de fracturación, alteración de la roca encajante y relleno intermitente de las grietas de tensión de cuarzo.
- 2) Fase de disolución y degradación del cuarzo filoniano con formación de poros y cavidades.
- 3) Fase de sulfuros BGPC con arsenopirita. La sucesión mineralógica en esta fase es: arsenopirita, pirita, calcopirita y esfalerita, siendo reemplazados al final de dicha etapa, o en otra consecutiva, por galena.
- 4) Fase supergénica de oxidación. Comienza la alteración y sustitución, en condiciones más oxidantes, de los minerales de mena con formación de covellina, sulfatos (¿y carbonatos?) de Pb, arseniatos, óxi-hidróxido de Fe, movilización del Zn de la zona mineralizada y caolinización de los leucogranitos encajantes.

En general, el estudio microscópico de la mena permite deducir -por la falta de distintas generaciones de sulfuros y de microtexturas de defor-

mación- una disminución progresiva y uniforme de la temperatura y presión de las soluciones mineralizadoras.

FILONES BGPC CON U DE VALDEMASCANO

La mineralización filoniana de Valdemascaño está situada unos 8 Km al oeste de Lumbrales, en el término municipal de Sobradillo (fig. 1).

El principal trabajo de investigación sobre este yacimiento corresponde a ARRIBAS (1963), que realiza un estudio completo sobre la mineralogía y metalogenia, especialmente en lo que se refiere a la paragénesis uranífera. Básicamente es un filón tardi-posthercínico, de dirección N15-18E subvertical, que encaja en leucogranitos de dos micas (L-G), en el que se distinguen las siguientes etapas en su formación (fig. 14):

-Primera etapa. Deformación plástica intracrística de la roca encajante que da lugar a tectonitas foliadas, cuyo porcentaje en matriz varía, con la distancia al plano principal de cizalla, desde protomilonitas hasta milonitas. El mineral más estable en estas condiciones es la moscovita-sericita, y los que sufren los mayores procesos cataclásticos son los feldespatos.

-Segunda etapa. Los rejuegos tardíos de estas fracturas originan, por cataclasis de todo el conjunto, brechas de falla y cataclastitas que forman cavidades y espacios abiertos rellenos, posteriormente, de cuarzo y sulfuros. Los minerales característicos de esta etapa son sericita de grano fino y cuarzo crustiforme.

-Tercera etapa. Está determinada por la fracturación frágil en zonas de debilidad y anisotropía del filón-brecha y en ella se forman los espacios abiertos donde van a precipitar los minerales primarios de U, precedidos de unas condiciones oxidantes (hematización), acompañados de cuarzo jaseroide y minerales arcillosos.

Posteriormente, se producen pequeños asentamientos que dan lugar a microfallas en la zona de fractura, rellenas de minerales arcillosos teñidos por óxidos y sulfatos de Fe, y que sí afectan al conjunto de la mineralización.

Filón BGPC con U de Valdemascaño (2)

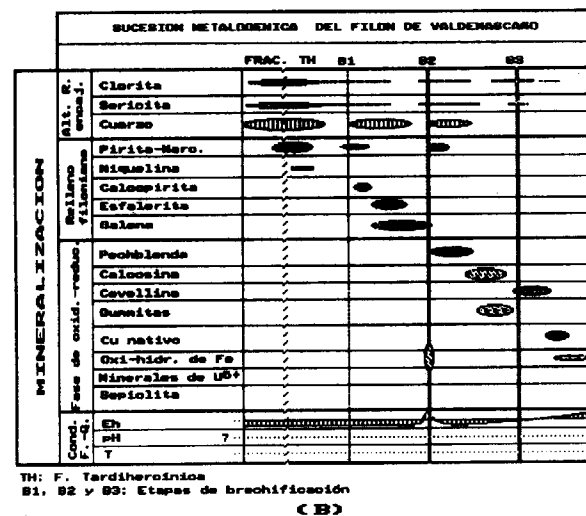
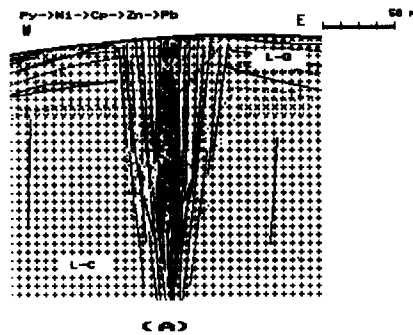


Figura 14. (A) Esquema de la fractura de tensión, de dirección N18E y fuerte milonitización en las salbandas, que da lugar a la mineralización de Valdemascaño. (B) Paragénesis y sucesión metalogénica de la mineralización. Antes de la fase uranífera se produce una fuerte hematización del yacimiento que indica un cambio importante en las condiciones físico-químicas respecto a la etapa de sulfuros.

Las rocas encajantes de la mineralización de Valdemascaño son leucogranitos de dos micas, de tamaño de grano variable, ocasionalmente porfídicos (L-G y L-C).

Los minerales fundamentales que constituyen estas facies son: cuarzo, microclina, plagioclasa

(<32% An), moscovita y biotita; y las transformaciones principales que han sufrido como consecuencia del proceso mineralizador, son: moscovitización-sericitización, cloritización, silicificación, hematización, jasperización y arcillización.

-Moscovitización. Afecta en general, al conjunto de facies que constituyen el Complejo anatéctico de Lumbrales, y es previa a la mineralización.

-Sericitización. La sericita es muy abundante regionalmente y en la matriz de las tectonitas. Aparece en la transformación de los feldespatos y de la biotita, y es el mineral característico de las salbandas de los filones.

-Cloritización. Afecta a los minerales ferromagnesianos, fundamentalmente biotita y anfíboles del paleosome migmatítico y granitoides. Es la transformación regional más extensa y duradera. Si bien, en las primeras etapas predomina la desferrificación-cloritización de la biotita, y en las últimas, más relacionadas con los procesos de fracturación y meteorización, la cloritización-arcillización.

-Silicificación. Aparte del cuarzo intersticial, producto de la última etapa de cristalización de las rocas ígneas, es frecuente que en zonas de fractura se produzca una movilización-precipitación química muy importante del SiO₂. Así, los procesos tectónicos y fenómenos asociados ocasionan, a la vez que una descuarcificación importante de la roca (ínea) (episienitización), un relleno secuencial de grietas y cavidades por numerosas generaciones de cuarzo crustiforme.

-Hematización-jasperización-arcillización. Los procesos cataclásticos tardíos y la meteorización van acompañados de hematización, por incremento de la fugacidad del O₂ y alteración de los minerales ferromagnesianos; jasperización, con precipitación de minerales de U, y arcillización general de los feldespatos y micas con formación de sepiolita alfa y notrolita.

MINERALIZACION

La mineralización rellena espacios abiertos -filonillos, huecos y cavidades- dejados entre los

fragmentos de una brecha de falla de dirección predominante N15-20E subvertical.

Los sulfuros de Ni, Cu, Pb y Zn se presentan incluidos en cuarzo, transparente y microcristalino, que rodea fragmentos del granito hematizado y de cuarzo lechoso anterior. Estos minerales suelen aparecer en agregados policristalinos angulosos de hasta varios centímetros de diámetro, especialmente la esfalerita, y formas subidiomórficas (galena) con bordes netos e irregulares.

Está constituida por los siguientes minerales (fig. 14):

-Minerales esenciales: esfalerita, galena, pirita-marcasita y calcopirita.

-Minerales accesorios: niquelina (ARRIBAS, 1963).

Además de estos minerales metálicos, se forman en una fase tardía, en condiciones más oxidantes (¿posteriormente reducida?): óxidos de Fe, pirita, pechblenda y minerales de transformación y reemplazamiento de la calcopirita: calcosina, covellina y cobre nativo; pechblenda: gummitas, óxidos negros, autunita, torbernita, parsonsita, uranotilo y renardita; y sulfuros de Fe y Cu: óxi-hidróxidos y sulfatos de Fe.

Como mineral de ganga asociado, en equilibrio con la primera generación de sulfuros, se encuentra cuarzo transparente y microcristalino, y, a partir de los minerales de U, jasperoideo y hematítico.

En general, la forma de la pirita-marcasita varía desde idiomórfica hasta granular en los intersticios y fisuras de la ganga. La calcopirita aparece incluida en la esfalerita, o entre ésta y la galena, con formas xenomórficas y bordes netos. En proximidad a la superficie se encuentra rodeada de una fina capa de calcosina-digenita y covellina. La esfalerita tiene formas angulosas, muy fracturadas, de bordes netos, o de reemplazamiento si aparece junto a galena, rellenando pequeñas drusas cubiertas por cuarzo idiomórfico.

Posterior a una etapa de hematización de la roca encajante se produce la fase uranífera, cuyo mineral primario fundamental es la pechblenda.

Este mineral, acompañado de cuarzo hematítico y jasperoideo, recubre en forma de bandás masivas y esferulítica, los fragmentos y fisuras producidas por reajustes tectónicos tardíos. Se encuentra muy alterada a gummitas, autunita, torbernita, parsonsita, renardita y uranotilo. Además, localmente en zonas subsuperficiales de condiciones reductoras, se han formado óxidos negros.

ESTUDIO METALOGENICO

Características generales de formación. Las características estructurales, macroscópicas y microscópicas de estos filones mineralizados implican un mecanismo de fracturación de la roca encajante favorecido por la presencia de fluidos intersticiales en un medio semiconfinado. Este es el caso, por ejemplo, de las mineralizaciones de Ahigal de los Aceiteros, donde los rejuegos producidos, como falla normal en condiciones frágiles, de la cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo, han originado un campo de esfuerzos favorable para la creación de un campo filoniano (fig. 13).

El modelo metalogénico que se propone para estas mineralizaciones, en tanto no se realicen estudios más amplios -geoquímicos, isotópicos, inclusiones fluidas, etc.-, consiste fundamentalmente en (fig. 15):

1) Infiltración de aguas meteóricas hasta alcanzar una determinada profundidad que, como consecuencia de la circulación lateral, quedarían atrapadas en un medio semiconfinado impregnando las rocas circundantes de la mineralización.

2) Calentamiento de estas soluciones vadasas por manifestaciones plutónicas tardías, fricciones tectónicas, gradiente geotérmico, etc., y lixiviación de la roca de caja de los elementos que constituyen y acompañan la paragénesis mineral, especialmente Si, S, As, Fe, Cu (Ni), Zn y Pb que darán lugar al cuarzo, arsenopirita, pirita, calcopirita, esfalerita y galena que rellenan los espacios abiertos de las zonas de fractura.

3) Rejuegos tectónicos que, junto al aumento de la presión hidrostática por acumulación de flui-

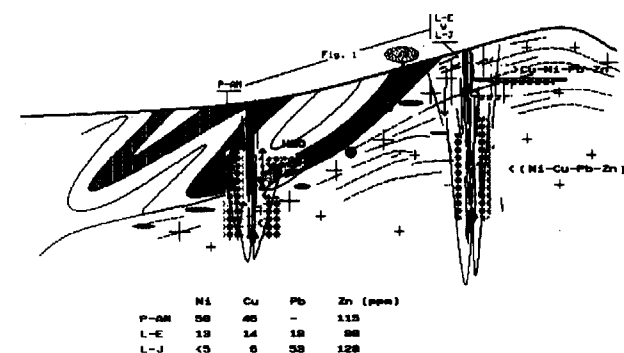


Figura 15. Esquema del sistema hidrotermal y de la circulación de las soluciones mineralizadoras. En la parte inferior aparecen las subfacies con representación cartográfica (fig. 1) que tienen contenidos máximos (X) en estos elementos (P-AM: filitas, L-E: migmatitas y granitos nebulíticos, y L-J: granito milonítico residual) (GARCIA LUIS, 1992).

dos en los poros y fisuras de la roca, hacen que ésta se fracture fácilmente con expulsión, por flujo hidrotermal, de las soluciones mineralizadoras.

4) Alteración y/o solubilización de la roca encajante y precipitación de forma secuencial de los minerales que forman la mena metálica y ganga, por cambios en las condiciones físico-químicas de las soluciones mineralizantes.

Este proceso puede ser cíclico e intermitente, aunque en los casos estudiados, sólo se ha observado una etapa principal de formación de sulfuros.

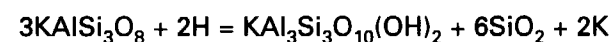
Las condiciones físico-químicas que han dado lugar a la mineralización, en base a datos experimentales y a la sucesión esquemática anterior, son las siguientes:

-La solubilización del cuarzo de la roca encajante es función principalmente de la temperatura y de la alcalinidad del medio (FOURNIER, 1985). No obstante, la presencia de sericita de grano fino y clorita en las salbandas de los filones y la falta de minerales de paragénesis pegmatítico-hipotermales (feld. K, albita, berilo, topacio, turmalina, etc.), apuntan a temperaturas menores de 350° C y condiciones neutras o ligeramente alcalinas (SMIRNOV, 1982, fig. 112).

El transporte de la sílice, probablemente en forma de $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (FOURNIER, op. cit.), se produ-

ce por el flujo de las soluciones hidrotermales, controlado éste, por el gradiente de presión debido a los contragolpes de las zonas de fracturas.

La formación de cuarzo es consecuencia de la disminución de la temperatura y alteración de los feldespatos de la roca encajante según la reacción (FOURNIER op. cit.):



Estos en su sericitización, por incremento de la acidez, debido, entre otros factores, a reacciones de oxidación, aportan SiO_2 y saturan las soluciones con precipitación normalmente de sílice amorfa. Así, la presencia en este mineral de caras cristalinas indican soluciones no saturadas en sílice y cambios suaves en las condiciones químico-físicas de formación. Mientras que, por el contrario, cuando aparece sílice amorfa, que posteriormente puede dar lugar a cuarzo anhedral y lechoso, los cambios en el sistema han sido bruscos existiendo sobresaturación en este elemento (FOURNIER op. cit.).

-A continuación se puede producir una importante solubilización del cuarzo de los filones, como consecuencia del incremento de la temperatura y, probablemente de la alcalinidad del sistema hidrotermal, como sucede en el caso de las mineralizaciones de Ahigal de los Aceiteros.

-Precipitación de los sulfuros en poros y cavidades.

Las consideraciones metalogénicas generales para la mena metálica son:

1) Ausencia total de óxidos en la paragénesis mineral, al menos durante la fase sulfurada, y por consiguiente, mínima fugacidad del oxígeno y máxima del azufre.

2) Falta de fluorita, fosfatos y carbonatos como minerales de ganga, con lo cual la puesta en disolución de los elementos metálicos excluye los compuestos complejos de fluor, fósforo y carbono, siendo los más probables los sulfurados o clorurados (BARNES, 1979).

En cuanto al origen y movilización de los elementos que constituyen esencialmente la mena -S, As, Fe, Cu, Zn y Pb- se parte de una hipótesis

principal, sin desestimar la geoquímica isotópica: interacción de soluciones hidrotermales con rocas geoquímicamente fértiles.

Este mecanismo, cuya idea se basa en la extracción de la roca encajante por sistemas hidrotermales de los elementos que forman la paragénesis filoniana, afectaría principalmente a las subfacies ricas en minerales ferromagnesianos (óxido-hidróxidos de Fe y Ti y biotita). En consecuencia, las subfacies de este complejo anatético que tienen los mayores contenidos de Cu, Zn, Pb y Fe son: el granito milonítico residual (L-J) y las migmatitas y granitos nebulíticos (L-E), a las que hay que añadir las alternancias filíticas (P-AM y P-QF en fig. 1) del Ordovícico-Silúrico y del C.E.G. (GARCIA LUIS, 1992). Las principales transformaciones mineralógicas que liberarían estos elementos serían la cloritización de la biotita y, al aumentar el grado de alteración, sericitización arcillización de la moscovita y clorita existentes (fig. 15).

En cualquier caso, estos elementos se movilizan en forma de complejos en las soluciones hidrotermales, cuyo flujo depende del gradiente de presión, que en este caso, y como es lógico, tiende a ser menor en proximidad a la superficie.

La cristalización de la mena mineral puede deberse a diversas causas, especialmente a cambios en la presión, temperatura -con separación o no de una fase vapor- y reacciones de intercambio -entre sustancias presentes en las soluciones, con la roca encajante, mezcla de soluciones, etc.- con las consiguientes variaciones en las concentraciones, pH, Eh, etc. No obstante, si se considera que los cambios más probables de las soluciones al aproximarse a la superficie son:

-Disminución de la P y T

-Disminución del pH. La ausencia de carbonatos en los metasedimentos, alteración en medio acuoso de la pirita -con formación de SO_4H_2 - de los esquistos carbonosos e intensa caolinización de los feldespatos y micas en la superficie ($2\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2 + 3\text{H}_2\text{O} + 2\text{H} = 3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 2\text{K}$, FOURNIER, op. cit.) apoyan esta hipótesis, y

-Disminución de la fugacidad del S (f_s) y aumento de la del O_2 (f_{O_2}).

Entonces, los complejos que mejor se desestabilizan, dando lugar a la precipitación mineral, son los sulfurados (BARNES, 1979):



CONCLUSIONES

De los datos químicos que se tienen del Complejo anatético de Lumbrals, se pueden establecer las siguientes conclusiones:

-Los máximos contenidos de Cu, Ni, Zn y Pb los tienen las subfacies esencialmente residuales. Los dos primeros las migmatitas y el granito nebulítico (L-E), y el Zn y Pb la subfacies milonítica residual (L-J).

-En consecuencia, estos elementos disminuyen, según dos tendencias denominadas migmatítica-magmática, -para el Cu y Ni- y milonítica residual-magmática -en el caso del Zn y Pb-, al aumentar el grado de diferenciación magmática en contraposición con los datos experimentales calculados por URABE (1985) para el Zn y Pb a 800°C. La causa más probable de esta desigualdad parece ser la menor temperatura de formación de los granitoides estudiados muy próxima al eutéctico (650-700° C).

-La mayor proporción de minerales ferromagnesianos en estas subfacies y una correlación significativa del Cu, Ni y Zn con el grupo de elementos que los forman, o en asociación paragenética (Zr, Th, Ce, La, etc), indica que acompañan fundamentalmente a la biotita y óxido-hidróxidos de Fe y Ti. El caso del Pb es más irregular, debido principalmente a un comportamiento doble: residual en la subfacies milonítica (L-J) y ligeramente compatible en los leucogranitos de dos micas (L-G).

En cuanto a las mineralizaciones que contienen cantidades apreciables de Ni, Cu, Zn y Pb, especialmente relacionadas con el Complejo anatético de Lumbrals, las principales características de este grupo de yacimientos son:

1) Todas las mineralizaciones estudiadas son epigenéticas y, a excepción de las relacionadas con algunos yacimientos estanníferos (La Fregeñeda, Lumbrals, etc.) tardi-posthercínicas. Re-

llenan cavidades y espacios abiertos generados por rejuegos de fracturas tardihercínicas de dirección NE, con escasos reemplazamientos de las rocas encajantes.

2) El orden general de cristalización de los sulfuros, basado en la inclusión de fragmentos irregulares, pequeñas venas y bordes cóncavos, como principales relaciones texturales, es el siguiente: (arsenopirita), pirita-marcasita, (niquelina), calcopirita, esfalerita y galena.

3) Los minerales principales en la zona de oxidación son: óxidos, hidróxidos, sulfatos y arseniados de Fe (hematites, goethita, jarosita y escorodita, respectivamente) y más raramente: cuprita y cobre nativo de la alteración de sulfuros de Cu, y anglesita y cerusita de la galena; y, en la de cementación: covellina y calcosina debido a la precipitación química y sustitución del Fe de los sulfuros por Cu.

4) En general, estos sulfuros parecen ser más abundantes cuando los filones atraviesan pizarras, más o menos carbonosas, y granitoides biotíticos.

En cualquier caso, y como conclusión final, la falta en esta región de rocas ígneas básicas e intermedias, -geoquímicamente fértiles en Ni, Cu, Pb y Zn-, apunta a que las mineralizaciones existentes sea consecuencia de la extracción de estos elementos, por sistemas hidrotermales, de facies esencialmente ferromagnesianas, en especial filitas y gneises biotíticos, localizadas en la aureola de metamorfismo de contacto.

REFERENCIAS

ARRIBAS, A. (1963): *Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Valdemascaño (Lumbrales, Salamanca)*. Not. y Com., I.G.M.E. 70, pp. 25-45.

ARRIBAS, A.; JIMENEZ, E.; MARTIN IZARD, A. & GARCIA LUIS, A. I. (1980): *Estudio geológico del área del proyecto "Quercus"*. ENUSA. Informe no publicado, 167 pp., 17 mapas.

ARRIBAS, A.; ARRIBAS ROSADO, A.; GUMIEL, P.; MARTIN IZARD, A. & REGUILON, R. (1987): *Caracteres metalogénicos de los yacimientos minerales asociados a los granitoides del Macizo Hespérico*. "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Libro Homenaje a L. C. GARCIA DE FIGUEROLA. Ed. Rueda. pp. 233-264.

BARNES, H. L. (1979): *Solubilities of ore minerals*; en BARNES, H. L. (Ed.), *Geoch. of Hydroth. Ore Deposit*. 2nd Ed.: John Wiley and Sons, New York. pp 404-460.

BEA, F.; SANCHEZ GONZALEZ DE HERRERO, J. G. & SERRANO PINTO, M. (1987): *Una compilación Geoquímica (elementos mayores) de los granitoides del Macizo Hespérico*. "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Libro Homenaje a L. C. GARCIA DE FIGUEROLA. Ed. Rueda. pp. 87-194.

CARNICERO, A. (1980): *Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (oeste de la provincia de Salamanca)*. Tesis Doct. Univ. Salamanca. 202 pp.

CORRETGE, L. G. & LOPEZ PLAZA, M. (1976): *Geología del área granítica y metamórfica al oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca)*. I: *El complejo esquisto-grauváquico: estratigrafía metamorfismo y deformación*. Stvd. Geol. Salmant., XI, pp. 121-149.

CORRETGE, L.G. & LOPEZ PLAZA, M. (1977): *Geología del área granítica y metamórfica al Oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca)*. II. *Las rocas graníticas*. Stvd. Geol. Salmant., XII, pp. 47-73.

DEBON, F. & LE FORT, P. (1983): *A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations*. Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Scien., 73, pp. 135-149.

FOURNIER, R. O. (1985): *The behaviour of silica in hydrothermal solutions*, en Berger y Behke (Ed.). *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems*. Soc. Of. Econ. Geol.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; FRANCO, M. P. & CASTRO, A. (1983): *Características petrológicas del complejo laminar pegmatóide ("Serie del Alamo") de las provincias de Salamanca y Avila*. Stvd. Geol. Salmant., XIX, pp. 33-77.

GARCIA LUIS, A. I. (1991): *Caracterización geoquímica de los leucogranitos de Lumbrales: influencia de la deformación en el modelo magmático. Definición de dos tendencias e implicación en los procesos petrogenéticos*. Estud. Geol., 47, pp. 13-31.

GARCIA LUIS, A. I. (1992): *Caracterización químico-mineralógica y potencial metalogénico del basamento paleozoico del oeste de la provincia de Salamanca*. Tesis Doct. Univ. Salamanca. 875 pp.

IGLESIAS, M. & RIBEIRO, A. (1981b): *La zone de cisaillement ductile de Juzgado (Salamanca)-Penalvo do Castelo (Viseu): un linéament ancien réactivé pendant l'orogénie hercynienne?*. Com. Serv. Geol. de Portugal, LXVII, pp. 89-93.

KARAYEVA, Z. G. (1968): *Geochemistry of mineralized granitoids*, *Doklady, Akad. Nank. SSR*, 179, pp. 164-166.

LAMEYRE, J. (1987): *Las rocas graníticas de la Cadena Hercínica en el sector francés*. "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Libro homenaje a L. C. GARCIA DE FIGUEROLA. Ed. Rueda pp. 1-12.

LA ROCHE, A. (1964): *Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition mi-*

néralogique quantitative des roches cristallines. Scien. de la Terre, (IX), 3, pp. 293-337.

LEVINSON, A. A. (1980): *Introduction to Exploration Geochemistry*. Applied Publishing Ltd., Ill., 924 pp.

LOPEZ PLAZA, M. (1982): *Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura salmantina-zamorana*. Tesis Doct. Univ. Salamanca. 333 pp.

LOPEZ PLAZA, M. & CARNICERO, A. (1987): *El plutonismo hercínico de la penillanura salmantino-zamorana (Centro Oeste de España). Visión en el contexto geológico regional*. "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Libro Homenaje a L. C. GARCIA DE FIGUEROLA. Ed. Rueda pp. 53-69.

LOPEZ, PLAZA, M.; CARNICERO, A. & MATA, F. In litt. *Estructura del área granítica y migmatítica de Lumbrales (Oeste de Salamanca)*. Homenaje Prof. A. San Miguel. Diputación de Barcelona. Barcelona.

MANGAS, J. (1987): *Estudio de las inclusiones fluidas en los yacimientos españoles de estaño asociados a granitos hercínicos*. Tesis Doct. Univ. Salamanca. 646 pp.

MARTIN IZARD, A. (1985): *El origen de los yacimientos de uranio en las pizarras del Complejo Esquisto Grauváquico*. Tesis Doct. Univ. Salamanca. 395 pp.

MONTEL, J. M. (1986): *Experimental determination of the solubility of Ce-monazite in $SiO_2-Al_2O_3-K_2O-Na_2O$ melts at*

800° C, 2 kbar, under H_2O -saturated conditions. Geol., 14, 659-662.

MURCIEGO, M. (1990): *Estudio Mineralógico y Cristalógico de la Casiterita. Relación con su génesis*. Tesis Doct. Univ. de Salamanca.

PEDRAZA DOMINGUEZ, M. (1990): *Geología y Metalogenia de las Mineralizaciones Filonianas de Cu, Zn y Pb de Ahigal de los Aceiteros (oeste de la provincia de Salamanca)*. Tesis de Licen. Univ. de Salamanca. 89 pp.

SAAVEDRA, J.; PELLITERO, E.; GARCIA, A. & MADRUGA, F. (1977): *Estudio del granito del Jálama, Salamanca-Cáceres, España*, Bol. Geol. Min., 88, IV, pp. 333-344.

SMIRNOV, V. I. (1982): *Geología de Yacimientos Minerales*. Ed. MIR: 655 p.

SHAND, S. J. (1951): *Eruptive rock*. New York, Jhon Wiley, 488 pp.

URABE, T. (1985): *Aluminous Granite as a Source Magma of Hydrothermal Ore Deposits: An Experimental Study*. Econ. Geol., 80, pp. 148-158.

WATSON, E. B. & HARRISON, T. M. (1983): *Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types*. Earth Planet. Sci. Lett., 64 pp. 295-304.

WHITE, A. J. R. & CHAPPEL, B. W. (1977): *Ultrametamorphism and granitoid genesis*. Tectonophysics, 42, pp. 7-22.

Original recibido: Junio de 1995.

Original aceptado: Julio de 1995.

AGUAS SUBTERRANEAS

Red de control σ/T para el estudio de intrusión marina en Almuñécar (Granada).

Por J. DIAZ CUIEL, D. MARTIN SANCHEZ, A. MALDONADO ZAMORA (*) y M.^a GOMEZ MARTOS (**)

RESUMEN

Intentar crear redes de detección con una distribución geométrica adecuada para determinar con anterioridad la interfase (agua dulce)/(agua salada) supone claras ventajas para controlar dicho avance. En ese sentido, la medida simultánea de conductividad y temperatura de forma continuada en un número suficientemente elevado de sondeos se plantea como la solución óptima.

En este trabajo se expone la experiencia llevada a cabo entre el Instituto Tecnológico Geominero de España (I.T.G.E.) y el Departamento de Ingeniería Geológica de la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid (Cátedra de Geofísica Aplicada) en el acuífero costero de Río Verde en Almuñécar (Granada), donde se diseñó, optimizó e instaló una red de control.

En el estudio analítico de los resultados se han buscado una serie de aproximaciones matemáticas que reflejaran de forma sencilla los posibles procesos de avance o regresión de la interfase marina.

Palabras clave: Conductividad eléctrica, Temperatura, Intrusión Marina, Acuífero Costero. España.

ABSTRACT

It has been considered that stationary and periodical monitoring networks of electrical conductivity and temperature are a suitable technique to determine beforehand the evolution of fresh/saline water interface applied to free coastal aquifer.

In this sense, this paper present the interpretation of results of a useful field application carried out by the Geological and Mining Survey of Spain and the Mining Engineering School of Madrid, in the alluvial quaternary coastal aquifer of River Verde located at the southeastern part of Spain (Almuñécar, Granada).

Diverse and varied mathematical approaches have been tested to reflect in a clear and uncomplicated way the advance and regression phenomena of sea water intrusion.

Key words: Electrical conductivity, Temperature Marine, Intrusion, Coastal aquifer. Spain.

INTRODUCCION

La determinación de la geometría de la interfase (agua dulce)/(agua salada) en áreas costeras, así como su evolución en el tiempo, representa un problema de importancia vital, sobre todo en zonas del litoral mediterráneo en las que, tanto por motivos de riego de cultivos como de superpoblación debida a la afluencia turística, se gene-

ran demandas de abastecimiento superiores en muchos casos a la capacidad de aporte hídrico de la zona.

En la actualidad el control del avance de dicho frente se ha venido realizando a posteriori, a través de muestras de agua de sondeos, pero las dificultades técnicas y el alto coste económico de dicho sistema, sugiere buscar una solución alternativa de este problema.

Entre las técnicas indirectas empleadas cabe señalar la medición de parámetros eléctricos des-

de superficie mediante S.E.V., S.P.I., S.E.D.T., C.E., etc., con buenos resultados en muchos casos. No obstante, estos métodos presentan algunos inconvenientes como son: el alto grado de indeterminación a que estos métodos están sometidos, el elevado coste económico que conlleva la repetición sistemática de este tipo de campañas y la dificultad que entraña el establecimiento de una red de control de estas características.

Con el fin de evitar estos inconvenientes, se ha creado una red experimental de medidas de conductividad y temperatura dentro de sondeos en el acuífero de Río Verde en Almuñécar, cuyos objetivos finales han sido:

1) La determinación y seguimiento de la interfase de intrusión marina mediante una red adecuada de control.

2) La evaluación de las ventajas de la medida de temperatura para la detección de dicha interfase, en cuanto a su posible antelación respecto a la conductividad.

Ambos objetivos exigen la necesidad de establecer una red con un número elevado de sensores distribuidos espacialmente sobre toda la zona de estudio:

Por lo que respecta al primer objetivo, este tipo de redes nos permiten obtener una información espacial del movimiento de la interfase en su conjunto, pudiendo obviar los efectos que producen los conos de eyección y permitiendo la cuantificación del avance e intensidad de la intrusión marina, y la evaluación de los fenómenos locales causantes de dicha intrusión.

En cuanto al segundo objetivo, las variaciones de temperatura no sólo se producen por fenómenos macroscópicos debidos al movimiento del frente marino, sino también por otros factores más locales tales como:

- Variaciones de transmisividad térmica en las proximidades de cada sondeo.

- Existencia de otros focos térmicos: Antrópicos, evapotranspiraciones, vegetación,...etc.

- Influencia del funcionamiento de la bomba en los sondeos explotados.

Los efectos térmicos que producen estos agentes son prácticamente imposibles de filtrar o eli-

minar, más aún si consideramos la no estacionariedad del estado hídrico. Por este motivo, y tal como se verá más adelante, el estudio de las medidas de temperatura debe hacerse de manera global a través de un conjunto estadístico de medidas que nos permitan eliminar dichos efectos.

1. HIDROGEOLOGIA DEL ACUIFERO

El acuífero de Almuñécar, denominado acuífero del Río Verde por el río que lo atraviesa, se encuentra situado en el sector costero del Suroeste de la provincia de Granada, abarca los términos municipales de Jete y Almuñécar y está limitado al Sur por el Mar Mediterráneo.

Este acuífero está constituido, fundamentalmente, por depósitos aluviales (gravas, arenas y limos) encajados con carácter postorogénico en un potente conjunto de materiales paleozoicos metapelíticos pertenecientes al conjunto Alpujárride. En concreto, los materiales del borde del acuífero son de naturaleza esquistosa y, por tanto, impermeables.

Su superficie es irregular debido a factores estructurales y litológicos, variando en anchura desde 100 metros en angosturas, 900 metros en el sector central y 350 metros en la desembocadura. Su espesor es también variable dentro de un aumento generalizado hacia la costa, llegando a alcanzar los 78 metros de profundidad.

Las precipitaciones sobre los 3.7 km² de afloramientos permeables suponen unas entradas medias de 0.3 hm³/año. El retorno de riegos oscila entre 1 y 2 hm³/año y el resto, hasta completar los 8 a 15 hm³/año de recursos totales, corresponde a la infiltración de las aguas superficiales (cuenca vertiente, Río Verde,...) con una descarga subterránea al mar que llega a alcanzar los 7 hm³/año en los años húmedos.

En varios trabajos realizados por BENAVENTE Y CALVECHE (1988) se estableció la distribución espacial y los rangos de variación de la porosidad eficaz (de 13% a 21%), la permeabilidad horizontal (de 0.67 a 153 m/día), la permeabilidad vertical (de 0.69 a 0.07 m/día) y la transmisividad

(*) Departamento de Ingeniería Geológica- E.T.S.I. de Minas de Madrid.

(**) Dirección de Aguas Subterráneas y Geotecnia - I.T.G.E.

(de 392 a 6250 m²/día). Estas diferencias se deben al incremento del espesor saturado y de las capas de limos entre el sector de cabecera y el sector de vega.

Estudios recientes de FERNANDEZ-RUBIO (1988) y de JALON (1988) configuran un comportamiento del acuífero de tipo "pistón", con salinizaciones y desalinizaciones casi totales, motivado por el balance entre las extracciones y la recarga y por las características hidrodinámicas del acuífero.

Una revisión de la evolución piezométrica desde 1974 a 1987, con más de 130 puntos inventariados, muestra una clara disminución de los niveles originados por el aumento de la demanda pasando de 6.3 hm³ en 1974 a 22 hm³ en 1987. Esto está suponiendo no sólo el agotamiento de los recursos, sino también de las reservas, lo que implica una degradación paulatina de la calidad del agua por el avance de la intrusión marina con períodos cada vez más cortos de recuperación parcial y un contenido cada vez mayor de sales.

2. DESCRIPCION DE LA RED

La red de medidas está compuesta por una serie de 14 sondas con sensores de conductividad y temperatura, instaladas de manera permanente en el interior de sondeos y piezómetros situados en la zona. De esta manera se consigue una mayor relación señal/ruido entre los efectos provocados por el movimiento del frente marino y los efectos térmicos superficiales.

La campaña de medidas se realizó entre los meses de Julio de 1992 y Junio de 1993. Las lecturas de los valores de conductividad y temperatura han sido realizadas con un instrumento móvil, diseñado por la Cátedra de Geofísica Aplicada (E.T.S.I.M.M.), y con la cadencia preestablecida en función del ritmo de avance esperado.

2.1. Medida de conductividad

De todos es conocida la relación entre conductividad y salinidad del fluido, de forma que el agua pura tiene una conductividad tendente a

cero, mientras que con una determinada concentración de sales, alcanza una conductividad función de la cantidad y el tipo de iones en disolución.

Para cuantificar esta relación debemos conocer, en primer lugar, la concentración equivalente de ClNa para una disolución determinada. Este proceso podemos realizarlo mediante curvas normalizadas (Ábaco Gen-8 de Schlumberger), pero no se puede realizar de forma inversa.

Para encontrar el contenido en ClNa (y por tanto en Cl⁻ multiplicando por 0.6035) debemos encontrar una relación específica para el tipo de disolución que tratemos.

Con este fin hemos desarrollado, en primer lugar, una relación entre la conductividad medida y la equivalente de ClNa para las aguas obtenidas en los sondeos de Almuñécar. Esta relación viene dada por la siguiente expresión:

$$\sigma_t = 0.18 \cdot \sigma_e^{1.165} \quad (1)$$

σ_t: Conductividad total - σ_e: Conductividad equivalente ClNa

A continuación, es necesario establecer una relación entre la conductividad del fluido y su concentración equivalente de ClNa. Esta relación, de la que existen múltiples ábacos, se ha obtenido experimentalmente y se ha aproximado a la siguiente expresión matemática:

$$c(\text{ClNa}) = \begin{cases} \frac{\sigma - 500}{1500} & \text{si } \sigma > 2000 \mu\Omega/\text{cm} \\ \left(\frac{\sigma}{2000}\right)^{4/3} & \text{si } \sigma < 2000 \mu\Omega/\text{cm} \end{cases} \quad (2)$$

σ: conductividad en μmho/cm - c(ClNa): concentración en gr/l

2.2. Medida de temperatura (T)

Este parámetro, no sólo es necesario para la corrección de la medida de conductividad cuya forma más conocida viene dada por la relación:

$$\sigma(25) = \sigma(T) \frac{(25 + 21.5)}{(T + 21.5)} \quad (3)$$

σ(25): Cond. a 25 °C - σ(T): Cond. a la temperatura de medida - T: Temperatura en °C

sino que puede representar una señal previa al avance de la intrusión marina si suponemos que la difusión de la onda térmica que genera el frente de agua de origen marino llega antes que el propio frente.

Para justificar esta hipótesis se ha realizado una modelización por elementos finitos de dicho proceso. En esta simulación teórica, además de los distintos orígenes del agua de la formación, la profundidad, el gradiente geotérmico y la proximidad de la interfase, se contemplan los ciclos térmicos diario y anual y una conductividad térmica constante. Los resultados obtenidos mediante esta modelización, muestran que las superficies de influencia térmica presentan formas distintas en los momentos de intrusión que en los de regresión marina, tal y como se refleja en los gráficos de la figura nº 1.

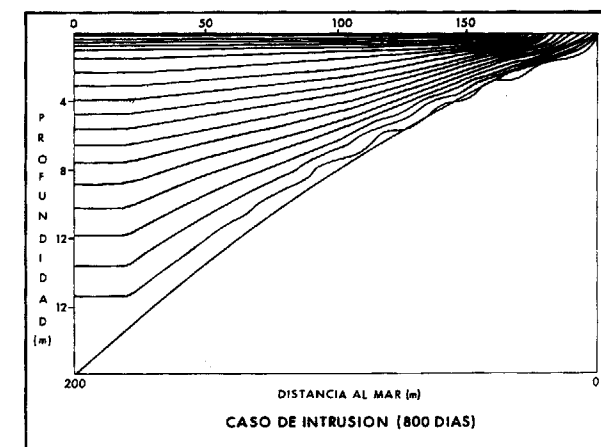
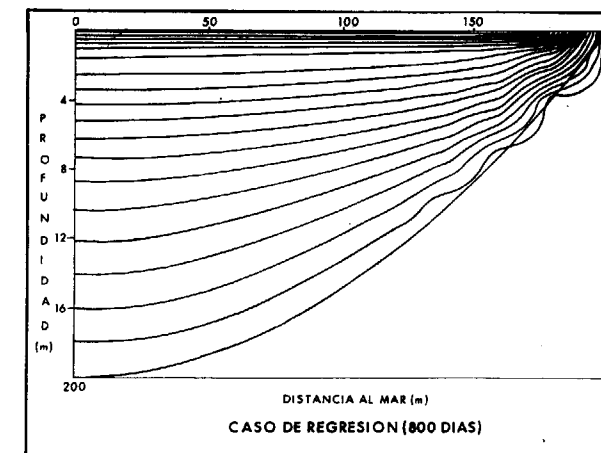


Figura 1.

Como puede verse, según esta modelización, la distribución de isotermas en el subsuelo puede indicarnos con anterioridad la forma y proximidad de la interfase (agua dulce)/(agua salada).

2.3. Descripción de las sondas

Las características iniciales bajo las que se realizó el diseño de las sondas eran:

- Accesibilidad al interior de sondeos explotados.
- Diámetro inferior a la semidiferencia entre la tubería y la bomba.
- Evitar turbulencias helicoidales debidas al funcionamiento del motor.
- Sistemas de sujeción resistentes y fácilmente extraíbles.
- Alta movilidad de fluido en la zona de medida de conductividad.
- Dispositivo de medida de conductividad de campo interior a la sonda.
- Baja inercia térmica.
- Elevada resistencia mecánica y aislamiento eléctrico.
- Bajo coste económico.

Teniendo en cuenta todas estas consideraciones, se llegó al diseño final de las sondas que aparece en la figura nº 2.

Las características de los componentes principales son: Cuerpo de P.V.C., electrodos para medida de conductividad de Inconel 625 (cuya composición esquemática es Ni (61%)-Cr (21.5%)-Mo (9%)-Nb (3.6%)-Fe (2.5%) y sensor de temperatura AD-590.

Además, se diseñó un lastre rígido que se acopla a las sondas para evitar el movimiento helicoidal sobre la tubería, aunque con ello no se eviten los enganches que se pueden producir con otros cables sin consistencia, como por ejemplo, los utilizados para controlar el nivel de agua.

El acceso a través de las planchas de sujeción de la bomba en la boca del sondeo, se realizó mediante perforación con corona de widia.

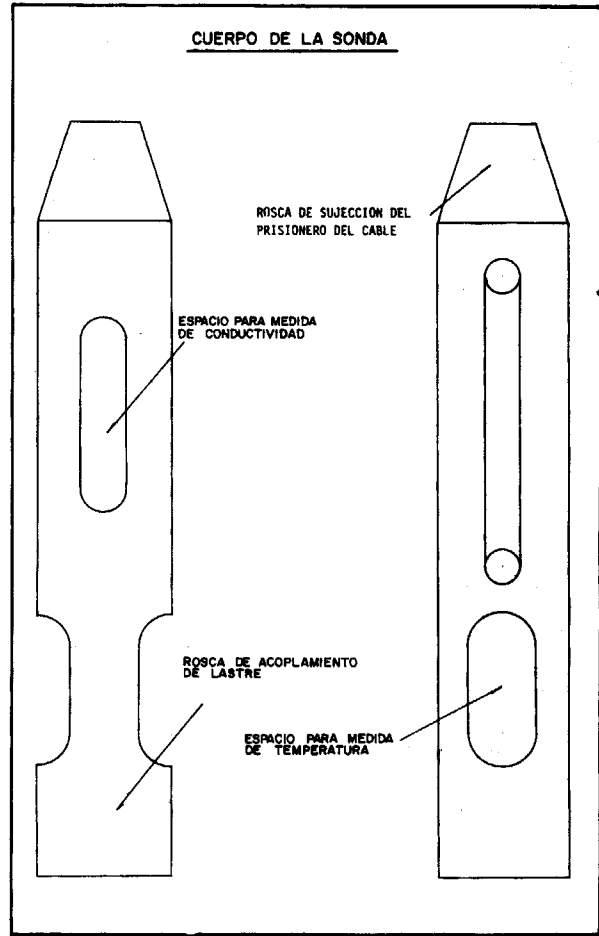


Figura 2. Detalle de las sondas.

2.4. Geometría de la red

Dado que la interfase (agua dulce)/(agua salada) se adentra en el interior adoptando una forma aproximadamente cóncava y dado que las profundidades de los tramos de tubería filtrante en los sondeos existentes son desconocidas en la mayoría de los casos, se consideró que la mejor manera de analizar este proceso dinámico sería colocar las sondas, siempre que fuera posible, adoptando las siguientes características:

- Distribución espacial equidistante alejándose de la costa.
- Elección de sondeos explotados junto a otros sin extracción.
- Situación de las sondas a una misma cota de profundidad.

Para optimizar esta distribución se realizaron dos campañas de SEV-SPI, cuyos resultados finales se encuentran resumidos en los gráficos de la figura nº 3:

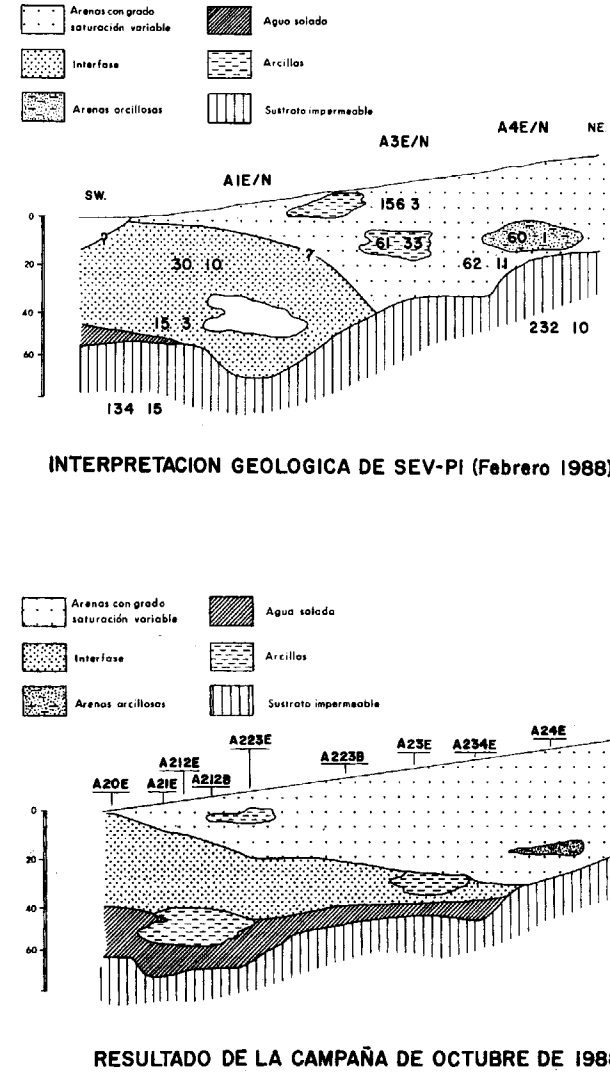


Figura 3. Sección interpretada de dos campañas de SEV-SIP.

De esta manera se seleccionaron sondeos y pozos con una distancia al mar entre 150 y 2500 metros y se ubicaron las sondas a una profundidad en torno a 20 metros. En la figura nº 4 aparece un croquis de situación de los puntos se-

leccionados, con las últimas cifras del número de registro del I.T.G.E.

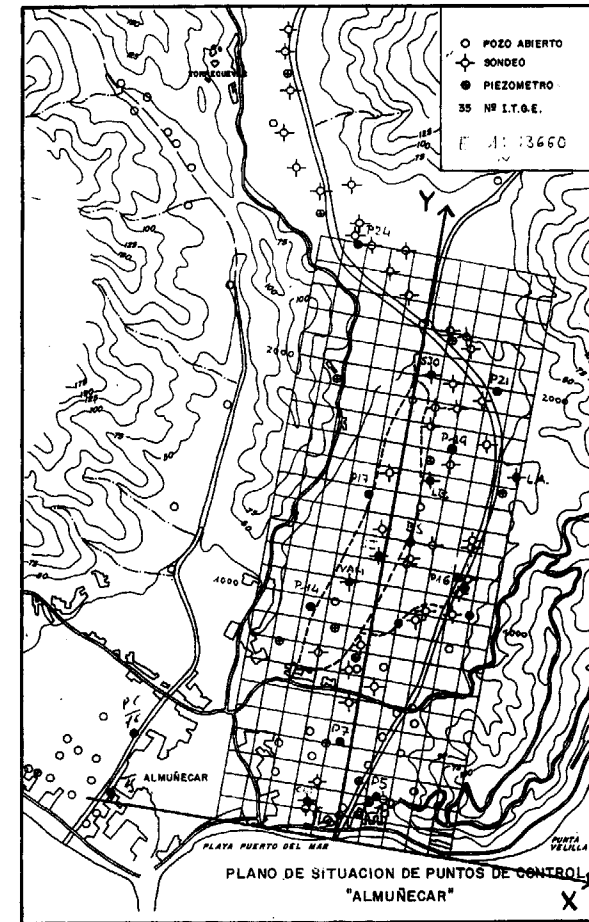


Figura 4. Croquis de situación.

2.5. Programa de medidas

La cadencia preestablecida se estimó en base a los estudios anteriores sobre el acuífero cuyos resultados se encuentran simplificados en el gráfico de la figura nº 5.

Analizando la velocidad de variación de los valores de salinidad de dicho gráfico, se decidió establecer un régimen de medidas semanal durante un período de un año, esto es, desde finales de Junio de 1992, fecha en que concluyó el montaje de las sondas, hasta Junio de 1993.

De esta forma no sólo abarcaríamos la estación otoñal, que es cuando, según los datos refleja-

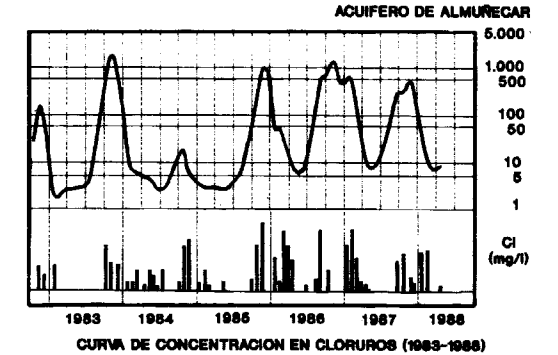


Figura 5. Evolución de los períodos de intrusión (FERNANDEZ-RUBIO).

dos en la figura nº 5, se produce el avance más profundo del frente de salinización, sino que se podría realizar un estudio detallado de la evolución anual de los parámetros de conductividad y temperatura.

Esta elección del intervalo semanal de medidas se ha realizado con un criterio más bien estricto, es decir, el menor posible dentro de las consideraciones económicas, con el fin de evaluar el período óptimo para la ejecución de futuras campañas.

Este intervalo no se ha cumplido de forma exacta cada siete días, por razones de disponibilidad del operador contratado para este servicio, lo cual no supone una alteración importante. Por esa razón el programa final de medidas realizadas quedó según aparece en la tabla 1:

| MEDIDAS DURANTE 1992 | | | | MEDIDAS DURANTE 1993 | | | |
|----------------------|---------------|----|--------------|----------------------|------------|----|----------|
| Nº | FECHA | Nº | FECHA | Nº | FECHA | Nº | FECHA |
| 1 | 2 Julio | 15 | 10 Octubre | 28 | 7 Enero | 42 | 16 Abril |
| 2 | 12 Julio | 16 | 17 Octubre | 29 | 15 Enero | 43 | 23 Abril |
| 3 | 19 Junio | 17 | 24 Octubre | 30 | 22 Enero | 44 | 1 Mayo |
| 4 | 26 Junio | 18 | 30 Octubre | 31 | 29 Enero | 45 | 9 Mayo |
| 5 | 1 Agosto | 19 | 6 Noviembre | 32 | 5 Febrero | 46 | 16 Mayo |
| 6 | 6 Agosto | 20 | 12 Noviembre | 33 | 12 Febrero | 47 | 22 Mayo |
| 7 | 13 Agosto | 21 | 19 Noviembre | 34 | 19 Febrero | 48 | 1 Junio |
| 8 | 20 Agosto | 22 | 26 Noviembre | 35 | 26 Febrero | 49 | 5 Junio |
| 9 | 27 Agosto | 23 | 4 Diciembre | 36 | 6 Marzo | | |
| 10 | 3 Septiembre | 24 | 11 Diciembre | 37 | 13 Marzo | | |
| 11 | 10 Septiembre | 25 | 18 Diciembre | 38 | 19 Marzo | | |
| 12 | 17 Septiembre | 26 | 24 Diciembre | 39 | 26 Marzo | | |
| 13 | 24 Septiembre | 27 | 31 Diciembre | 40 | 1 Abril | | |
| 14 | 1 Octubre | | | 41 | 8 Abril | | |

Tabla 1. Fechas de medida

No obstante, el programa de medidas no se ha completado en todos los sondeos debido, en parte, a que los sensores de temperatura han ido deteriorándose en bastantes de las sondas instaladas y, en otros casos, a que algunos de los sondeos presentaron, de forma aislada, problemas de acceso a los mismos.

Como computo final, al cabo de un año han resultado imperecederos sólo un 35% de los sensores de temperatura, mientras que los sensores de conductividad no parecen presentar problemas de importancia. No obstante, debemos señalar que se aprecia una ligera variación de las lecturas después de un período de salinización, como si los electrodos hubieran quedado recubiertos con una pequeña capa de sal, aumentando así las lecturas de conductividad.

3. RESULTADOS OBTENIDOS

Las lecturas de conductividad para cada sonda con el equipo diseñado mantienen una relación de tipo logarítmico con el valor de conductividad real del fluido. Esa relación viene dada por la expresión:

$$\text{Conductividad} = K\sigma_1 * (e^{K\sigma_2 * \text{Lectura}} - 1) \quad (4)$$

donde las constantes $K\sigma_1$ y $K\sigma_2$ son las que posteriormente habrá que introducir mediante dos selectores instalados en el instrumento de medida para obtener directamente el valor de conductividad real.

Para la obtención de los valores paramétricos de dichas curvas se ha partido de los datos de lectura del equipo diseñado frente a los valores de conductividad obtenidos con un conductímetro de laboratorio marca YSI para una serie de doce disoluciones con distinta salinidad. Los valores de concentración y conductividad utilizados se muestran en la tabla 2:

| MUESTRA | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---------|-----|------|---|---|----|------|----|------|----|----|----|------|
| CONCENT | 0.4 | 1.5 | 3 | 5 | 7 | 10 | 12 | 16 | 19 | 23 | 27 | 32 |
| CONDUCT | 1 | 2.75 | 5 | 8 | 11 | 15.5 | 19 | 24.5 | 29 | 36 | 41 | 48.5 |

Tabla 2. Concentración y conductividad de las disoluciones de calibración.

Las concentraciones aparecen expresadas en gr/litro y las conductividades en $\mu\text{mho/cm}$.

Los valores de lectura de conductividad del equipo para cada una de las sondas, en las disoluciones citadas, se han aproximado siguiendo un método de mínimos cuadrados, a una función del tipo (4). Aunque estas constantes se utilizan en gabinete, junto con el instrumento de medida se entregan los valores de dichos parámetros obtenidos para cada sonda.

Por otro lado, los sensores de temperatura de cada sonda se han calibrado con referencia a un termómetro normalizado, aunque en este caso sólo es necesario obtener los valores de calibración para una temperatura de 0°C y para un valor superior a los máximos esperados (en nuestro caso 40°C). Del mismo modo que para la conductividad, el equipo de medida dispone de dos selectores para introducir las constantes $KT1$ y $KT2$ obtenidas para cada sonda.

Las conductividades obtenidas para cada uno de los días de medida se han corregido a 25 grados centígrados. En la tabla 3, a modo de ejemplo, presentamos los valores obtenidos en uno de los días de medida. En dicha tabla aparecen además, los valores de la lectura directa de la sonda sin aplicación de las constantes de calibración.

| FECHA - 12/07/92 | | OPERADOR - A. J. Correa Paraguirre | | |
|------------------|---------------------|------------------------------------|--------|---------------------------------|
| SONDA | SONDEO | LECTURA | T (°C) | σ ($\mu\text{mho/cm}$) |
| 1 | Carmen del Pilar | 8800 | 18.9 | 6638 |
| 2 | Piezómetro 5 | 5490 | 18.1 | 5153 |
| 4 | Piezómetro 7 | 2500 | 20.4 | 2114 |
| 8 | Piezómetro 14 | 5500 | 16.5 | 6345 |
| 10 | Vahemosa (San José) | 1750 | 18.5 | 1283 |
| 11 | Piezómetro 16 | 1150 | 17.7 | 780 |
| 38 | Braulio Salas | 2980 | 19.4 | 3802 |
| 13 | Piezómetro 17 | 1200 | 19.3 | 1222 |
| 14 | La Barrosa | 900 | 22.9 | 965 |
| 15 | La Alvína | 1000 | 25.3 | 1026 |
| 16 | San José Obrero | 870 | 20.3 | 734 |
| 17 | Piezómetro 21 | 1330 | 16.7 | 814 |
| 20 | Piezómetro 24 | 910 | 17.7 | 808 |
| 21 | Piezómetro 19 | 1040 | 20.1 | 987 |

Tabla 3. Ejemplo de resultados obtenidos para cada fecha.

3.1. Evolución de los valores para sonda

Con el fin de mejorar la comprensión de los resultados se han representado las curvas de con-

ductividad y temperatura resultantes a lo largo del período de registro en cada uno de las sondas instaladas. En la figura nº 6 aparecen algunos ejemplos de dichas evoluciones.

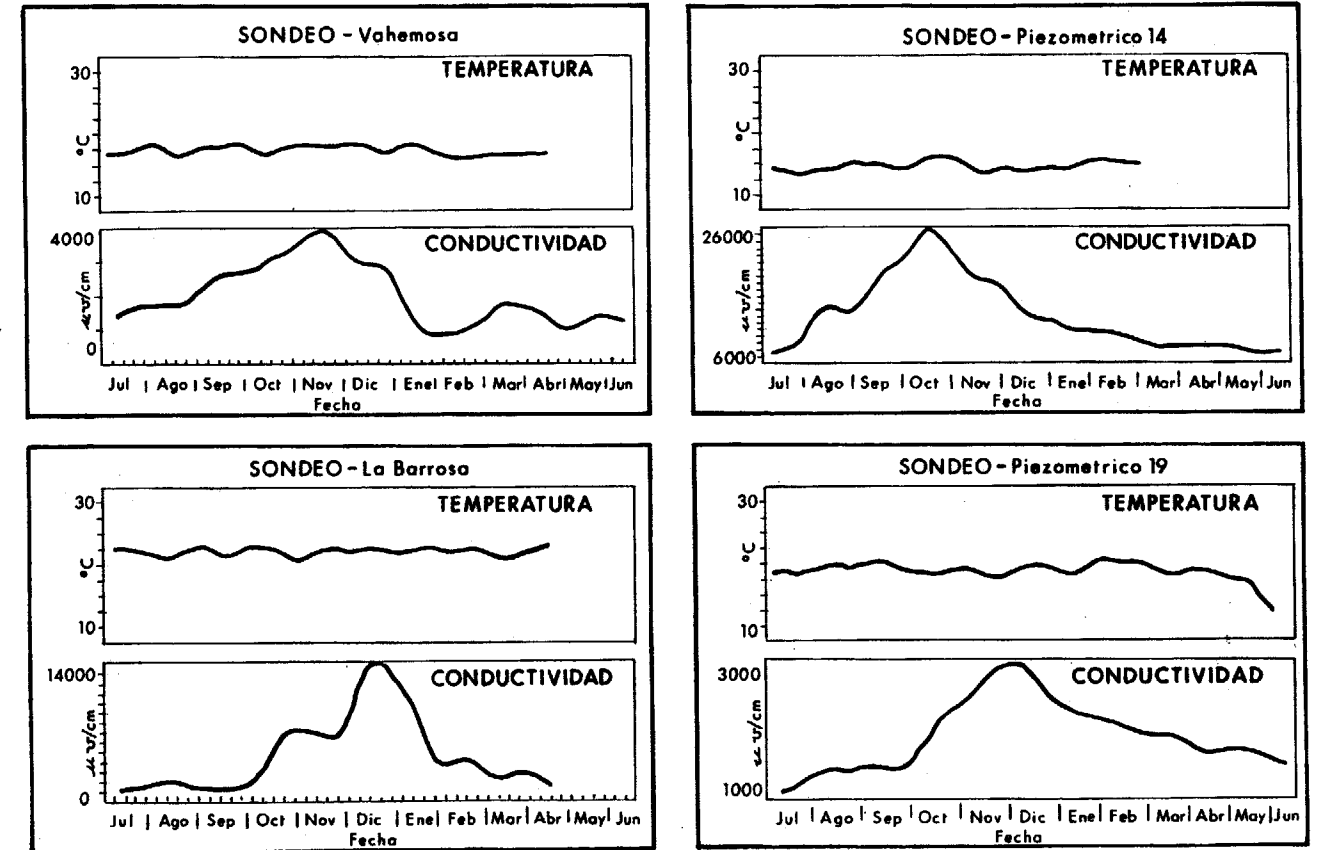


Figura 6. Ejemplos de curvas individuales.

En las curvas de temperatura debemos señalar que los valores medios para cada sonda son muy distintos, obteniéndose valores entre 16 y 25°C . Además, en todos los sondeos se aprecia una distribución de pequeños máximos y mínimos a lo largo del tiempo que no parecen presentar un criterio o ley determinados.

Por otro lado, en las curvas de conductividad debemos destacar las siguientes características:

1: Tanto los rangos de variación de las curvas como los períodos donde se producen los máximos valores de conductividad, no coinciden en todos los sondeos, lo que supone un primer indicio de que la evaluación del proceso de intru-

sión debe realizarse estudiando el conjunto de los sondeos.

2: En todas las sondas, excepto en el piezómetro 24 (el más alejado de la costa), se refleja un au-

mento característico de los valores obtenidos a lo largo del tiempo, los cuales representan los períodos de avance de la intrusión.

3: Los valores máximos oscilan entre 38000 $\mu\text{mho/cm}$ para el sondeo más próximo al mar (Carmen del Pilar) y 1000 $\mu\text{mho/cm}$ para el más distante (Piezómetro 24). Estos valores dependen muy directamente de la posición del sondeo dentro de la cuenca y del grado de explotación de la zona donde se encuentren. De esa forma, encontramos que los piezómetros 21 y 19 y el sondeo San José Obrero poseen máximos similares en torno a 3000 $\mu\text{mho/cm}$. El piezómetro 17 y el sondeo Vahemosa situados en la parte izquierda de la cuenca presentan máximos de

4000 $\mu\text{mho/cm}$, mientras que el sondeo la Alvina situado a la derecha del eje sólo alcanza valores máximos de 1500 $\mu\text{mho/cm}$.

4: Podemos diferenciar distintos intervalos de aparición de los máximos de intrusión. Así, en los piezómetros 5 y 14 es donde antes se detecta dicho fenómeno (entre Julio y Octubre de 1992). En los sondeos de Braulio Salas, La Barrosa y San José Obrero este máximo se produce entre Octubre de 1992 y Febrero de 1993. Y por último, en los Piezómetros 7, 17 y 21 es donde más tarde se manifiesta (entre Febrero y Junio de 1993).

5: La anchura de los intervalos de valores máximos, esto es, el período de tiempo durante el que se producen, también se muestra muy variable. En este sentido, los sondeos Braulio Salas, La Barrosa y San José Obrero, que son sondeos explotados de forma continua, tienen máximos muy anchos llegando a ocupar, como es el caso de Braulio Salas, un período de tiempo que va desde Septiembre de 1992 hasta Febrero de 1993. Este fenómeno también se aprecia en los piezómetros cercanos como el P-16.

Podemos concluir que, tanto la intensidad del fenómeno de intrusión, como el momento en el que se produce y la duración del mismo, resultan ser función directa de la situación en la cuenca y de las condiciones de explotación del sondeo donde se encuentra el sensor, así como de los que le rodean.

3.2. Representación tridimensional de resultados

Para tener una imagen global del proceso definido por las variaciones de conductividad y temperatura hemos representado dichos valores en tres dimensiones mediante un programa comercial. En la figura nº 7 presentamos algunos ejemplos de las superficies obtenidas.

En ellas podemos comprobar como los valores de conductividad reflejan claramente el movimiento de avance y regresión del frente marino. En menor medida, en los valores de temperatura también se aprecia la variación de la concavidad de las superficies de aproximación, tal y como se esperaba de la modelización realizada.

A grandes rasgos, en el conjunto de las superficies de aproximación, podemos diferenciar los siguientes aspectos morfológicos;

Conductividad:

-Se produce un cono de intrusión aproximadamente en el centro de la cuenca, situado entre 900 y 1000 metros desde el mar y un mínimo situado a 450 metros al Sur del eje de la cuenca. Estos fenómenos podrían deberse a datos aislados de dicha zona.

-La forma de la cuña de la interfase marina durante el período de intrusión no es del todo paralela a la línea de costa, sino que se encuentra ligeramente más elevada hacia el Sur. Los sondeos que se encuentran situados al sur del eje definido en la cuenca presentan valores más altos de conductividad.

-Los máximos y mínimos locales se acentúan según aumenta la intrusión y se suavizan a medida que el fenómeno de intrusión disminuye, lo que indica, de nuevo, un carácter local de los agentes responsables de la intrusión.

-En un análisis más detallado de estas superficies podemos diferenciar cuatro períodos de evolución:

1): Julio/Septiembre de 1992. Se caracteriza por una débil bajada de los valores de conductividad en Julio seguido de un aumento progresivo a lo largo de Agosto y Septiembre. Durante este período las superficies se muestran ligeramente convexas.

2) Octubre/Diciembre de 1992. Se distingue por una subida brusca, manteniéndose dicho valor durante los meses de Noviembre y Diciembre. La tendencia de estas superficies es a volverse más convexas a medida que aumenta la intrusión.

3) Enero/Abril de 1993. Caracterizado por una bajada progresiva de los valores. Pasamos gradualmente de curvas convexas a cóncavas.

4) Abril/Junio de 1993. Débil aumento de la conductividad. En este período se aprecia una estabilización de la concavidad.

Temperatura:

Existe un máximo al Norte del eje de la cuenca que desaparece en el mes de Marzo de 1993. Es-

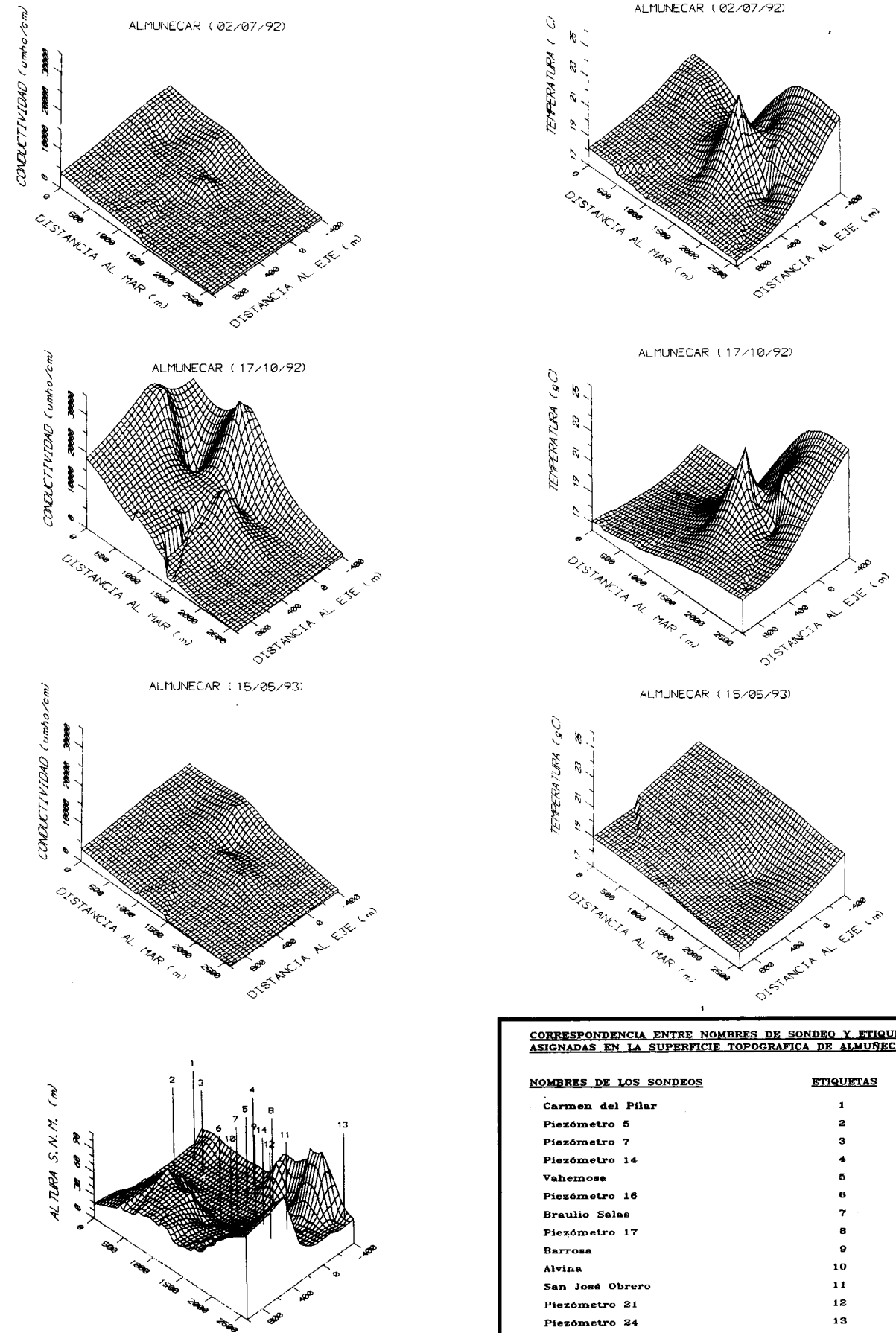
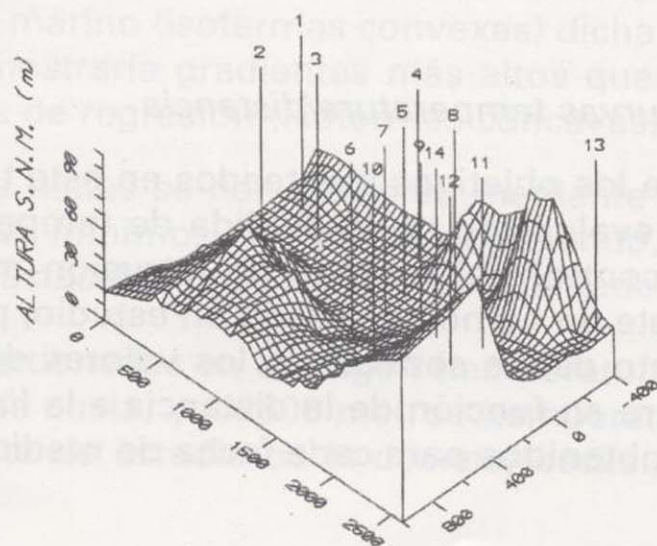
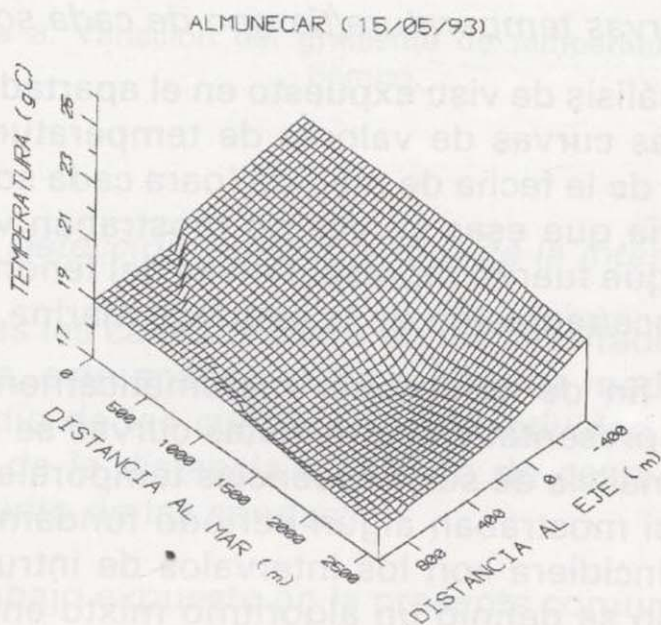
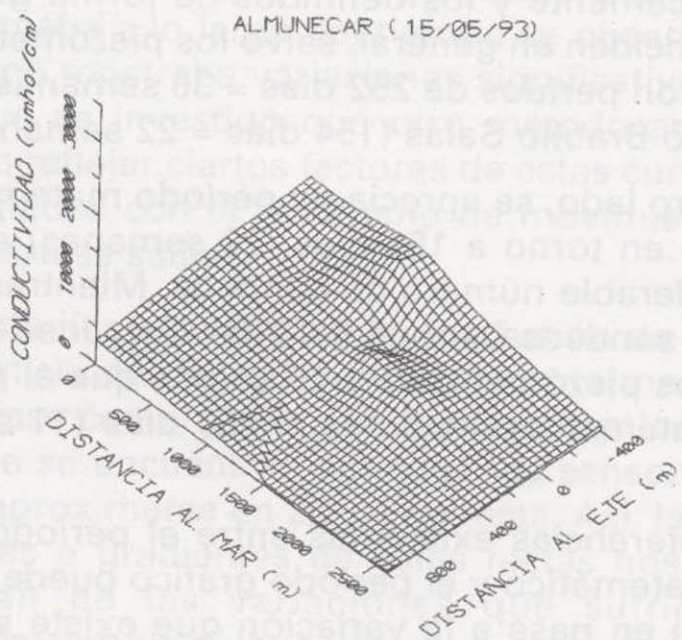
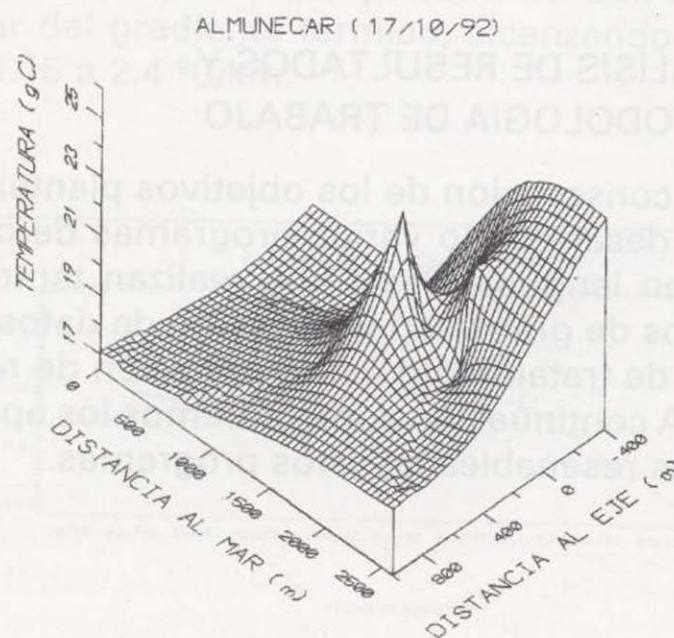
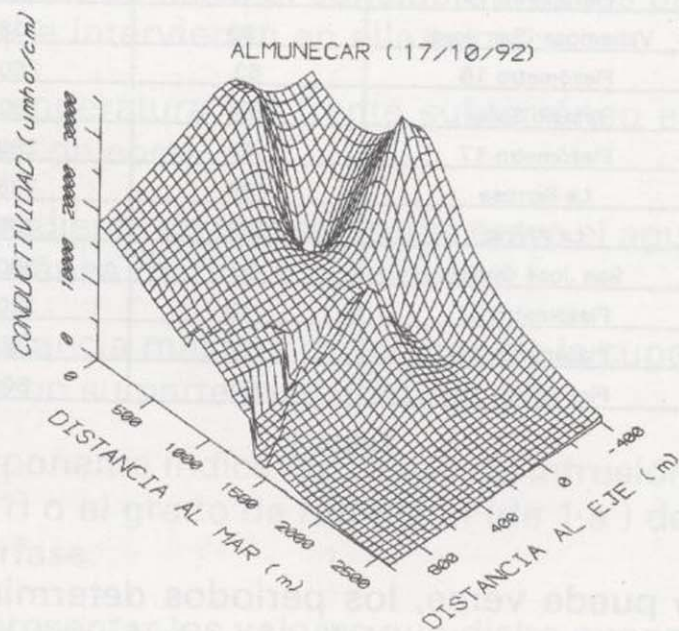
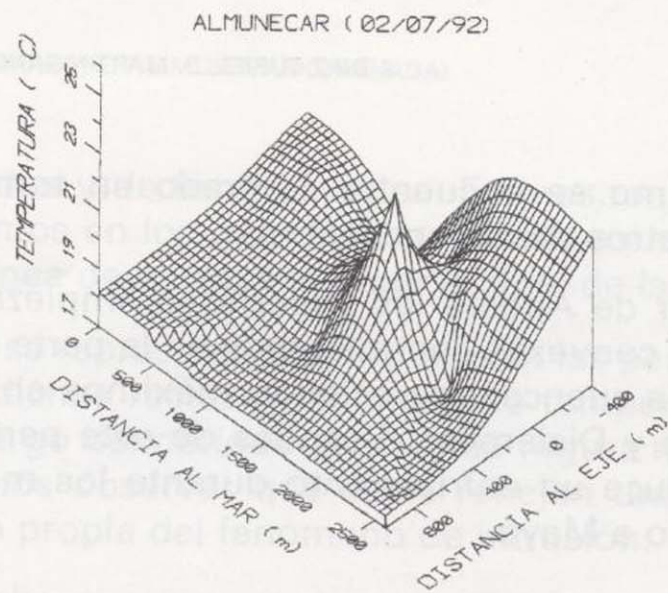
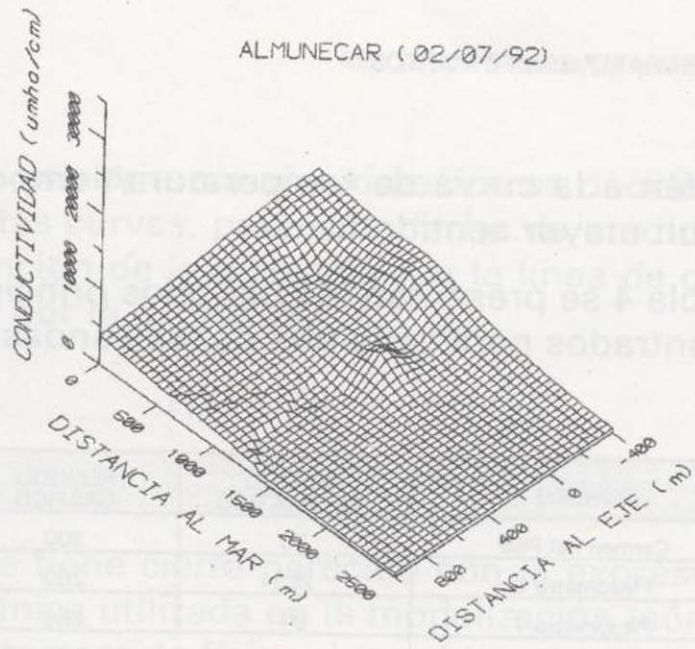


Figura 7. Superficies de isoconductividad e isotermas.



CORRESPONDENCIA ENTRE NOMBRES DE SONDEO Y ETIQUETAS ASIGNADAS EN LA SUPERFICIE TOPOGRAFICA DE ALMUNECAR.

| NOMBRES DE LOS SONDEOS | ETIQUETAS |
|------------------------|-----------|
| Carmen del Pilar | 1 |
| Piezómetro 5 | 2 |
| Piezómetro 7 | 3 |
| Piezómetro 14 | 4 |
| Vahemosa | 5 |
| Piezómetro 16 | 6 |
| Braulio Salas | 7 |
| Piezómetro 17 | 8 |
| Barrosa | 9 |
| Alvina | 10 |
| San José Obrero | 11 |
| Piezómetro 21 | 12 |
| Piezómetro 24 | 13 |
| Piezómetro 19 | 14 |

Figura 7. Superficies de isoconductividad e isotermas.

te máximo se encuentra centrado en torno a 1500 metros de distancia al mar.

-A partir de Agosto las superficies empiezan a hacerse convexas con máximos en la parte central de la cuenca, apareciendo máximos en Noviembre y Diciembre. Después de este período se produce un enfriamiento durante los meses de Enero a Mayo.

4. ANALISIS DE RESULTADOS Y METODOLOGIA DE TRABAJO

Para la consecución de los objetivos planteados se han desarrollado varios programas de ordenador en lenguaje Basic que realizan tanto los procesos de grabación y corrección de datos, como los de tratamiento e interpretación de resultados. A continuación comentaremos los apartados más reseñables de estos programas.

4.1. Curvas temperatura/tiempo de cada sonda

En el análisis de visu expuesto en el apartado 3.1 sobre las curvas de valores de temperatura en función de la fecha de medida (para cada sonda) se infería que esas curvas no mostraban variaciones que fueran representativas del fenómeno de avance/regresión de la interfase marina.

Con el fin de comprobar matemáticamente la poca representatividad de estas curvas se realizó un análisis de sus frecuencias temporales para ver si mostraban algún período fundamental que coincidiera con los intervalos de intrusión. Para ello se definió un algoritmo mixto entre el Teorema de Euler para coeficientes del desarrollo en armónicos y un proceso numérico iterativo.

Además, dado que la discontinuidad de las curvas podía suponer alteraciones sobre los resultados, se añadió la posibilidad de compararlos con períodos definidos por el usuario. Esto es, los períodos encontrados matemáticamente, al no tener criterios de peso estadístico sobre un intervalo determinado, pueden presentar diferencias con otros períodos obtenidos gráficamente y que, aún no siendo los de mínimo error,

se acoplen a la curva de temperatura/tiempo y tengan un mayor sentido físico.

En la tabla 4 se presentan los períodos principales encontrados para cada una de las sondas.

| Nº | SONDEO | PERÍODO MATEMÁTICO | PERÍODO GRÁFICO |
|----|---------------------|--------------------|-----------------|
| 1 | Carmen del Pilar | 70 | 300 |
| 2 | Piezómetro 5 | 259 | 260 |
| 4 | Piezómetro 7 | 91 | 250 |
| 8 | Piezómetro 14 | 245 | 240 |
| 10 | Vahemosa (San José) | 189 | 338 |
| 11 | Piezómetro 16 | 63 | 260 |
| 38 | Braulio Salas | 154 | 160 |
| 13 | Piezómetro 17 | 154 | 290 |
| 14 | La Barrosa | 154 | 338 |
| 15 | La Alvína | 168 | 300 |
| 18 | San José Obrero | 98 | 200 |
| 17 | Piezómetro 21 | 119 | 320 |
| 20 | Piezómetro 24 | 126 | 280 |
| 21 | Piezómetro 19 | 168 | 50 |

Tabla 4.

Como puede verse, los períodos determinados analíticamente y los definidos de forma gráfica no coinciden en general, salvo los piezómetros 5 y 14 (con períodos de 252 días = 36 semanas) y el sondeo Braulio Salas (154 días = 22 semanas).

Por otro lado, se aprecia un período matemático medio en torno a 154 días (22 semanas) en un considerable número de sondeos. Mientras que en los sondeos Carmen del Pilar, San José Obrero y los piezómetros 7 y 16 vemos que el período matemático medio es de 80 días (11 semanas).

Las diferencias existentes entre el período medio matemático y el período gráfico puede justificarse en base a la variación que existe en los intervalos de medida.

4.2. Curvas temperatura/distancia

Uno de los objetivos planteados en este trabajo era la evaluación de la medida de temperatura en el control del proceso de intrusión marina. Con este fin hemos realizado un estudio, para el conjunto de las sondas, de los valores de temperatura en función de la distancia a la línea de costa obtenidos para cada fecha de medida.

En una primera aproximación se decidió ajustar estas curvas, para cada fecha de medida, a una función de la distancia X a la línea de costa dada por la expresión:

$$T(X) = T_0 - \Delta T * \left(\frac{X}{\Delta X}\right)^n \quad (5)$$

que tiene cierto parecido con la expresión polinómica utilizada en la modelización teórica y un claro sentido físico si consideramos los parámetros que intervienen en ella como:

T_0 = Temperatura del frente subterráneo en la línea de costa.

T = Gradiente de temperaturas entre el agua subterránea marina y continental.

X = Distancia máxima de avance de la cupa marina en su parte más inferior.

n = Exponente índice del grado de intrusión (de 0 a 1) o el grado de regresión (de 1 a) de la interfase.

Al representar los valores que dicho exponente n tomaba a lo largo del tiempo se observó que éste no mostraba variaciones significativas, por lo que se investigó qué otro método analítico podía reflejar ciertos factores de estas curvas relacionados con el fenómeno de movimiento de la interfase salina.

En esta línea, se llegó a la conclusión de que la superficie de intersección de las isotermas de la interfase con el plano que representan las cotas donde se encuentran situados los sensores podría aproximarse en 2D a una recta. Así, las pendientes o gradientes de estas rectas nos informarían de las variaciones que sufriera la distribución de dichas isotermas.

De esta forma, en los momentos de avance del frente marino (isotermas convexas) dicha superficie mostraría gradientes más altos que en las etapas de regresión (isotermas cóncavas).

Dichas rectas se han obtenido mediante el método de mínimos cuadrados obteniendo, como más destacables, los siguientes resultados:

-Las ordenadas en el origen (temperatura en la línea de costa) y a 2500 metros (temperatura en el límite de estudio de la cuenca) oscilan 3 o 4

grados y de forma inversa. Esto es, en los momentos en los que dicha ordenada es mayor en la línea de costa, es menor al final de la cuenca.

-Si se representan los valores en las pendientes de dichas rectas (gradientes de temperatura) a lo largo del período de medida (figura nº 8), podemos observar que estas reflejan una oscilación propia del fenómeno de intrusión.

-Dicha curva muestra, entre Octubre y Diciembre de 1992, un claro período de aumento del valor del gradiente térmico, alcanzando valores de 1.15 a 2.4 °C/km.

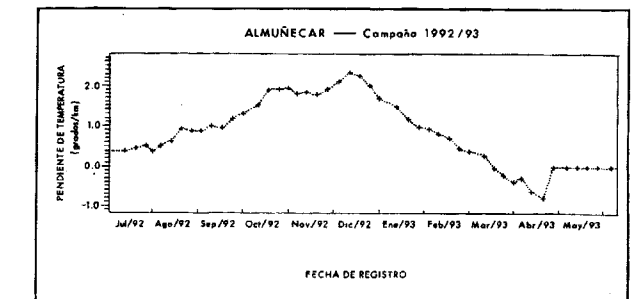


Figura 8. Variación del gradiente de temperatura con el tiempo.

4.3. Detección y seguimiento de la interfase

Dadas las características de los resultados obtenidos, este análisis debe realizarse mediante el estudio de las curvas de conductividad en función de la distancia a la línea de costa para el conjunto de las sondas.

El trabajo expuesto en la presente comunicación se centra en la elección de una distribución óptima de sensores junto con un análisis de los parámetros básicos en el control del fenómeno de la intrusión marina. En un primer esbozo, los factores que influyen principalmente en este proceso son la transmisividad del acuífero, el gradiente vertical de presiones (o concentraciones) del agua del mar y la recarga de agua dulce.

Si consideramos una recarga determinada y dos puntos del acuífero a la misma profundidad bajo el nivel del mar, uno cerca de la costa con al-

ta concentración salina C_A y otro alejado hacia el interior con una concentración menor C_B , la variación de concentración en función de la distancia x a la línea de costa, viene dada por la expresión:

$$dC = \mu (C_A - C_B) dx \quad (6)$$

siendo μ el coeficiente de transmisividad del acuífero. Esta ecuación tiene una solución general de la forma:

$$C(x) = C_A e^{-\mu x} \quad (7)$$

Del mismo modo, dada la proporcionalidad de la conductividad con la concentración de sales, tendremos una expresión similar para $\sigma(X)$ con un valor en el origen σ_0 y un coeficiente de atenuación μ_c . El cálculo de estos coeficientes se ha realizado mediante mínimos cuadrados.

En estas expresiones será el coeficiente σ_0 el que va a representar de forma numérica el estado de avance o regresión del frente salino. De esa forma, cuando el valor de σ_0 aumente, ello indicará un mayor grado de intrusión y viceversa.

Para contrastar esta hipótesis hemos representado en la figura nº 9 la variación de dicho coeficiente a lo largo del tiempo, observándose como queda perfectamente representado el fenómeno de intrusión dentro del período estudiado.

En términos generales, dentro de este acuífero, podemos hablar de un período de intrusión de aproximadamente CINCO meses de duración, abarcando prácticamente las estaciones de Otoño e Invierno.

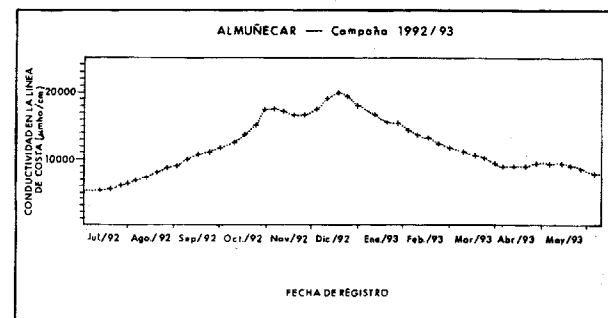


Figura 9. Variación de la conductividad origen con el tiempo.

Conviene resaltar una ligera distinción, dentro del intervalo de valores máximos, de dos máximos menores. El primero de 15 de Octubre a 15 de Noviembre de 1992 y el segundo durante el mes de Diciembre del mismo año.

Aunque la expresión utilizada no es más que una aproximación, para realizar una evaluación final del avance hemos representado en la tabla 5 la situación (distancia a la línea de costa) de varias interfases de conductividad durante los meses de medida.

| SITUACION DE LA INTERFASE - ALMUÑECAR 1992/93 | | | | |
|---|---------------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| FECHA | Conductividad en la costa | Distancia (Cd=5750) | Distancia (Cd=2875) | Distancia (Cd=1000) |
| 12/07/92 | 5291 | 0 | 569 | 1569 |
| 13/08/92 | 7258 | 219 | 869 | 1856 |
| 17/09/92 | 10558 | 589 | 1219 | 2219 |
| 17/10/92 | 13612 | 806 | 1456 | 2456 |
| 12/11/92 | 17127 | 1019 | 1681 | 2494 |
| 18/12/92 | 19821 | 1156 | 1819 | 2494 |
| 15/01/93 | 15512 | 931 | 1581 | 2494 |
| 19/02/93 | 12357 | 719 | 1369 | 2356 |
| 19/03/93 | 10032 | 519 | 1169 | 2169 |
| 16/04/93 | 8861 | 406 | 1056 | 2044 |
| 15/05/93 | 9003 | 419 | 1069 | 2069 |
| 05/06/93 | 7436 | 231 | 834 | 1881 |

Conductividades en µmho/cm y Distancias en m.

Tabla 5. Situación de la interfase en el período 1992/93.

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. Temperatura versus conductividad

Si representamos conjuntamente los gráficos finales de conductividad y temperatura (ver figura nº 10) observamos que con la red de medida empleada en este estudio (con un número suficiente de sensores) se puede obtener la determinación de la intrusión marina con cierta antelación.

En este caso, el intervalo de valores máximos marcado en la curva de temperatura muestra una antelación media de NUEVE días sobre el marcado en la curva de conductividad.

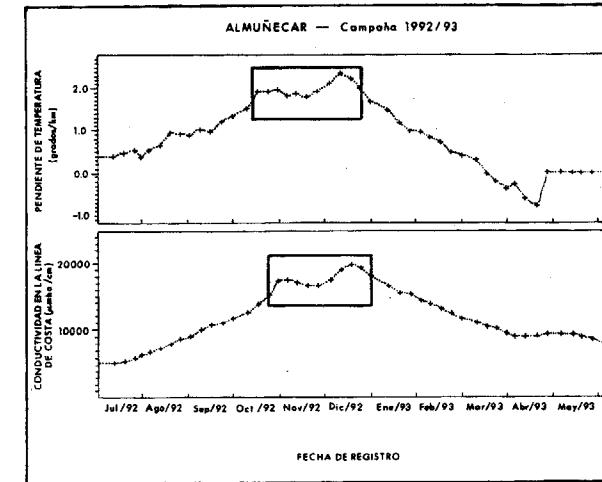


Figura 10. Curvas de gradiente térmico y conductividad origen.

Debemos señalar el fuerte parecido entre las dos curvas, mostrando ambas una suavidad similar a lo largo de todo el período de medida, salvo el tramo final de la curva de temperatura donde aparecen valores nulos de gradiente por tener menos de siete sensores operativos.

5.2. Optimización de la red

En base a lo expuesto en los apartados anteriores podemos concluir que el número de sondeos elegido para la red de control es próximo al mínimo necesario para poder llevar a cabo un análisis de detalle en una cuenca como la estudiada en la presente comunicación.

Esto es, aunque el límite encontrado para obtener aproximaciones matemáticas adecuadas ha sido de siete sondeos, las pérdidas de puntos de medida que puedan producirse y la obligada distribución de los sondeos, hacen prudente considerar siempre un número mayor.

El intervalo de tiempo entre medidas dependerá de las características del acuífero estudiado. Así, dado que el período de intrusión en este acuífero es bastante amplio, el proceso quedaría definido con un número menor de medidas. En nuestro caso, las curvas de la figura nº 10 quedarían igualmente definidas realizando medidas quincenales.

La pérdida de las medidas de temperatura debido, tal y como hemos comentado, a la posible falta de estanqueidad de los sensores, hace recomendable la sustitución de éstos por otros de la misma precisión pero con un aislamiento de mayor calidad, aunque ello conlleve un mayor coste económico.

5.3. Hidrogeológicas

** Si se quiere realizar un análisis de la variación de temperatura en acuíferos del mismo tipo que el aquí estudiado, es necesario el establecimiento de una red apropiada, puesto que las variaciones individuales en un sondeo no son representativas para un fenómeno de tan poca influencia térmica como el proceso de intrusión marina.

** Con una red bien definida de sensores de temperatura se puede predecir el avance de la intrusión marina con una antelación de aproximadamente dos semanas tal y como se aprecia en la figura nº 10.

** La variación media de la temperatura con la distancia (gradiente térmico) y la conductividad extrapolada en la línea de costa, para un conjunto de sensores, son parámetros definitorios en el análisis del movimiento de la interfase salina. De esa forma, en cualquier momento pueden evaluarse el sentido de avance o regresión de dicho fenómeno analizando los valores que alcanzan dichos parámetros en el conjunto de los sondeos, y por lo tanto, en la cuenca.

** Mediante una red adecuada de sensores de conductividad es posible la determinación de una interfase pseudo-estacionaria que defina la posición aproximada del frente de intrusión marina respecto a la línea de costa en profundidad.

** El método desarrollado en este estudio puede ser aplicado a otras cuencas donde las características hidrogeológicas y el entorno socioeconómico sea similar.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la colaboración a los siguientes organismos:

- Instituto Tecnológico Geominero de España.
- Excmo. Ayuntamiento de Almuñécar.
- Comisaria de Aguas del Sur de España.

REFERENCIAS

- ALDAYA, F. (1981): Mapa geológico de España (1056) Albuñol (Granada) - ITGE, 36 págs. Madrid.
- ALDAYA, F. (1986): *Los mantos Alpujarrides al Sur de Sierra Nevada*. Tesis Doct. Univ. de Granada (inédita), 527 pag. Granada.
- BENAVENTE HERRERA, J. et al. (1988): *Hidrogeología de los acuíferos del sector Oriental de la Costa de Granada*. TIAC'88, Almuñécar (Granada), Tomo II (171-208).
- BENAVENTE, J. y CALVECHE, A. (1981): *Aspectos hidrogeoquímicos de algunos acuíferos costeros de la provincia de Granada*. I. Simp. Agua Andalucía (731-754), Granada.
- BENAVENTE, J. y CALVECHE, A. (1988): *Estimación de la permeabilidad en el acuífero costero de Almuñécar*. TIAC'88, Almuñécar (Granada), Tomo III (385-393).
- CALVECHE QUESADA, A. et al. (1988): *Nuevos datos sobre la geometría del acuífero costero de Almuñécar. Aportación al conocimiento de la porosidad eficaz y de las reservas*. TIAC'88, Almuñécar (Granada), Tomo III (375-384).
- CASTILLO, E. et al. (1986): *Investigación sobre la cuantía y distribución de los déficits de agua para abastecimiento público en la comarca de la Contraviesa (Granada)*. I Simp. Agua Andalucía (471-482), Granada.
- DOMINGUEZ DE LA RASILLA, S. DIAZ CUIEL, J. et al. (1988): *El método de polarización inducida como técnica*

de apoyo al estudio de las intrusiones marinas. Aplicación a los acuíferos de Almuñécar y Castell de Ferro (Granada). TIAC'88, Almuñécar (Granada), Tomo III (361-373).

ESTEVEZ, A. et al (1985): *Los Alpujarrides al Sur de Sierra Nevada. Una revisión de su estructura*. Rev. Mediterránea. Serv. Geol. nº 4 (5-32).

FERNANDEZ-RUBIO R. (1988): *Almuñécar-Intrusión marina. Soluciones a un problema*. TIAC'88, Almuñécar (Granada), Tomo III (427-438).

I.T.G.E. (1985): *Estudio hidrogeológico de la Cuenca del Guadalfeo y sectores adyacentes*. Informe (inédito), Málaga.

I.T.G.E. (1987a): *Análisis de limnigramas en los acuíferos de Gualchos y Almuñécar*. Nota técnica nº 292 y 311, Málaga.

I.T.G.E. (1987b): *Análisis de las explotaciones en los acuíferos de Gualchos y Almuñécar*. Nota técnica nº 293, Málaga.

I.T.G.E. (1987c): *Análisis de las explotaciones en los acuíferos de Gualchos y Almuñécar*. Nota técnica nº 291, Málaga.

I.T.G.E. (1987d): *Control de la intrusión en los acuíferos de Gualchos y Almuñécar*. Nota técnica nº 291, Málaga.

JALON, M. (1988): *Nuevos datos sobre el proceso salinización/desalinización del acuífero aluvial de Río Verde (Almuñécar)*. TIAC'88, Almuñécar (Granada), Tomo III (413-438).

MOLINA COBOS, A. et al. (1988): *Datos referentes al control de la explotación del acuífero costero del Río Verde (Almuñécar)*. TIAC'88, Almuñécar (Granada), Tomo III (395-412).

TERRON, E. (1983): *Estudio hidrogeológico y hidrogeoquímico de las ramblas Ancha y de Gualchos (Granada)*. Tesis de Lic. Univ. de Granada (inédita), 237 pag. Granada.

Original recibido: Mayo de 1995.

Original aceptado: Junio de 1995.

Dolinas de colapso y karst en yeso en la plataforma cámbrica del este de Siberia.

Por A. ERASO (*); Y. TRZHTSINSKIY (**) y A. CASTRILLO (***)

RESUMEN

En la plataforma cámbrica del este de Siberia, en la margen izquierda del embalse de Bratsk, existen unos conjuntos de dolinas de colapso abiertas en argilitas, ya conocidas antaño. La construcción del citado embalse ha acelerado la inestabilidad de la región, al reactivar un karst en yesos que existe bajo la referida formación argilítica, y fundir localmente el permafrost existente, lo que ha incrementado fuertemente la probabilidad de riesgos geológicos en la región.

En el presente trabajo, se investiga la influencia del karst en yeso subyacente en la formación de dolinas de colapso, aprovechando la direccionabilidad de los referidos conjuntos de hundimientos existentes que superan el centenar.

Palabras clave: Siberia, plataforma cámbrica, embalse de Bratsk, karst en yesos, método de predicción, anisotropía direccional, dolinas de colapso, rift, sismotectónica y neotectónica.

ABSTRACT

In the cambrian platform of the East Siberia, on the left shore of Bratsk damlake, there are groups of collapse sinkholes open in argillites formerly known. The building of the mentioned dam has accelerated the instability of the region, reactivating a gypsum karst which lies under the referred argillite formation and melting one part of permafrost, strongly increasing the geological risk probability in the region.

In this work, we investigate the influence of underlying gypsum karst in the formation of collapse sinkholes making use of the directionability of the referred existing groups of collapse sinkholes, which are more than one hundred.

Key words: Siberia, cambrian platform, Bratsk damlake, gypsum karst, prediction method, directional anisotropy, collapse sinkholes, rift, seismic zone and neotectonics.

1. SITUACION GEOLOGICA

El lago Baikal está situado a 453 m sobre el nivel del mar, y sus dimensiones son: 636 km de largo, entre 26 y 79 km de ancho y una profundidad de 1.620 m.

Está alimentado por más de 400 ríos que desembocan en él, drenando sus aguas exclusivamente por el río Angara.

(*) Profesor Titular, E.T.S.I.M., Univ. Politécn. de Madrid, Past President UIS-UNESCO

(**) Institute of Earth Crust, Siberian Branch of the Russian Acad. Sci., Irkutsk.

(***) E.T.S.I.M., Universidad Politécnica de Madrid.

El caudal del río Angara, de régimen muy constante, es de 2.000 m³/s, y alimenta la cabecera del río Yenisei, uno de los cuatro grandes ríos siberianos.

650 km al norte de Irkutsk, el río Angara está regulado por la presa de Bratsk, de 100 m de altura, que constituye con sus más de 415 km³ de capacidad, uno de los embalses mayores del planeta.

Sobre la margen izquierda del embalse y en su parte central, en el distrito de Alarski, se emplaza la zona en estudio, a 54° de latitud Norte y 103° de longitud Este (Fig. 1).

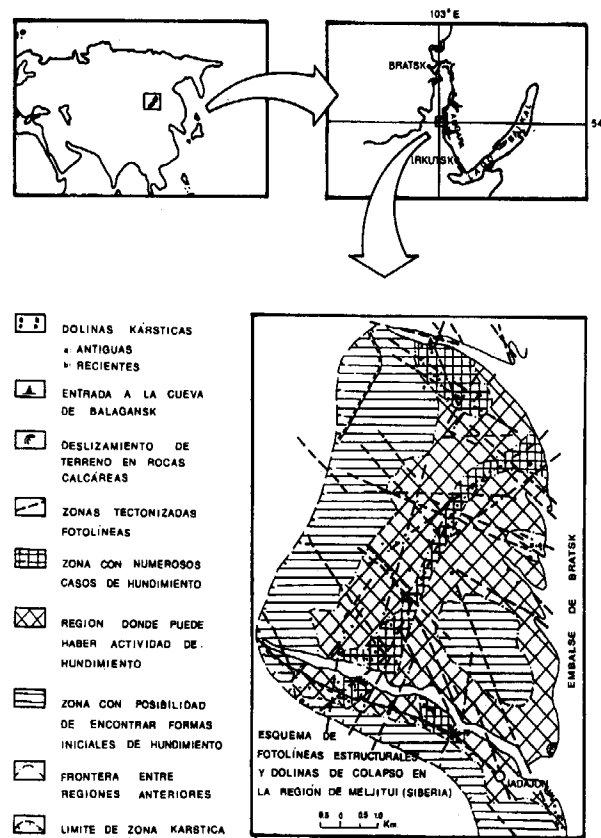


Figura 1. Plano de situación de las dolinas de colapso aparecidas en las márgenes del embalse de Bratsk.

Su emplazamiento geológico corresponde a la plataforma cámbrica del este siberiano, y más concretamente a la serie Verkholensk, del cámbrico medio y superior con litologías a base de areniscas rojas, aleurolitas, calizas, margas, yesos y argilitas cuya serie se describe a continuación:

2. DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA

En la zona de estudio, existen numerosas dolinas de colapso, que se agrupan en tres conjuntos:

-El mayor de ellos B, con una población de 80 dolinas,

-El conjunto A, con 25 dolinas, al norte del anterior,

-El conjunto menor C, con 7 dolinas, situado al sureste del conjunto principal, y separado de él.

Dichas dolinas son de dos tipos:

-Las Dolinas Antiguas, del tipo 1, formadas antes de la construcción del embalse,

-Las Dolinas Recientes, aparecidas en los últimos años, después de la construcción del embalse, que solamente aparecen en los conjuntos A y B.

Los terrenos geológicos en la zona de estudio, visibles en las márgenes del embalse son, de abajo hacia arriba:

-en la base una potente serie de yesos, parcialmente cubierta por las aguas del embalse con más de 50 m de espesor.

-argilitas, situadas sobre los yesos, donde se emplazan la mayor parte de las dolinas, de 20 a 80 m de espesor,

-en el techo, bancos de calizas, de espesor variables donde son frecuentes los deslizamientos de ladera sobre las argilitas.

En general, estos procesos de colapso y deslizamiento eran atribuidos a las especiales condiciones geológicas al entorno del lago Baikal (TRZHTSINSKIY, 1978; TRZHTSINSKIY, 1979; TRZHTSINSKIY et LAPERDIN, 1982).

-El lago Baikal constituye un "rift" cuya actividad ha generado alta sismicidad en el área Mongolia-Baikal.

-El movimiento actual de la corteza ha generado procesos neotectónicos muy frecuentes, cuya repercusión geodinámica constituye la causa de los procesos gravitacionales descritos.

Sin embargo existe una clara direccionalidad de las agrupaciones de dolinas, que creemos necesario analizar, ya que no están explicadas con suficiente detalle en las anteriores premisas:

-El llenado del embalse ha generado cierta sismicidad inducida que justifica la aparición de las dolinas recientes en unos pocos años.

-Al operar la presa de Bratsk, para producir energía, el nivel del embalse sube y baja rítmicamente en diez metros, su cota de llenado.

-Estas oscilaciones de nivel provocan el llenado y vaciado alternativo del karst en yesos, exacerbando fuertemente los procesos de disolución de los yesos, y la fusión de ciertas zonas del permafrost.

-Dicha disolución genera huecos, favoreciendo de esta manera los colapsos y, en consecuencia, la aparición rápida de dolinas.

-El carácter direccional del karst, y su disolución preferencial, según planos de debilidad, podría explicar la direccionalidad de los conjuntos de dolinas. Esta hipótesis de trabajo constituye el objeto de la presente investigación.

3. EL MÉTODO DE PREDICCIÓN DE LAS DIRECCIONES PREFERENTES DE DRENAJE EN EL KARST

El referido método cuantifica direccionalmente la anisotropía de un macizo rocoso y predice la probabilidad direccional del drenaje subterráneo (ERASO, 1986/87).

Se basa en el inventariado de tectoglifos y definición de planos extensionales, en los que se desarrollará el acuífero kárstico cuando la circulación subterránea del agua se establezca.

Los trabajos de campo, en nuestro caso, se basan en el inventariado de 77 tectoglifos correspondientes a sendos planos extensionales de venas de recristalización dentro de la formación de yesos citada.

El tratamiento e interpretación de dicha información se realiza mediante la aplicación de los programas informáticos específicos que posee dicho método (GEODRE y GEOPOL) y el programa general ROCKWARE.

Los resultados obtenidos (ver Fig. 2) son:

-Una moda principal, según N 45° a 60° con una probabilidad asociada del 33,7%.

-Dos modas accesorias, según N 105° a 120° y N 165° a 180° con una probabilidad asociada del 9,1%.

-Una moda menor, según N 135° a 150° con una probabilidad asociada del 7,8%

que representan la predicción direccional del drenaje endorréico establecido en el karst en yesos.

4. CONTRASTE ENTRE LA PREDICCIÓN DADA POR EL MÉTODO Y LA DIRECCIONALIDAD DE LOS CONJUNTOS DE DOLINAS EXISTENTES

Una vez conocida la dirección más probable de drenaje en el karst: N 45°-60°, queremos conocer si ésta condiciona de alguna manera la direccionalidad observada en los tres diferentes conjuntos de dolinas A, B y C, -de los que B es el principal- así como en la edad de las mismas, (1 para las antiguas y 2 para las recientes) generadas, de manera acelerada, por el embalse.

Para ello, hemos calculado las rectas de regresión de dichos conjuntos, agrupándolos con los siguientes criterios:

-Todos los conjuntos (A, B y C) y todas las dolinas (Antiguas 1 y Recientes 2). Ver Fig. 3-1.

-Conjuntos A y B y dolinas 1 y 2. Ver Fig. 3-4.

-Conjunto principal B y dolinas 1 y 2. Ver Fig. 3-6.

-Todos los conjuntos (A, B y C) y dolinas antiguas (1). Ver Fig. 3-2.

-Conjuntos A y B y dolinas 1. Ver Fig. 3-5.

-Conjunto principal B y dolinas 1. Ver Fig. 3-7.

-Todos los conjuntos A, B y C, y dolinas recientes (2). Ver Fig. 3-3.



-Estas oscilaciones de nivel provocan el llenado y vaciado alternativo del karst en yesos, exacerbando fuertemente los procesos de disolución de los yesos, y la fusión de ciertas zonas del permafrost.

-Dicha disolución genera huecos, favoreciendo de esta manera los colapsos y, en consecuencia, la aparición rápida de dolinas.

-El carácter direccional del karst, y su disolución preferencial, según planos de debilidad, podría explicar la direccionalidad de los conjuntos de dolinas. Esta hipótesis de trabajo constituye el objeto de la presente investigación.

3. EL METODO DE PREDICCIÓN DE LAS DIRECCIONES PREFERENTES DE DRENAJE EN EL KARST

El referido método cuantifica direccionalmente la anisotropía de un macizo rocoso y predice la probabilidad direccional del drenaje subterráneo (ERASO, 1986/87).

Se basa en el inventariado de tectoglifos y definición de planos extensionales, en los que se desarrollará el acuífero kárstico cuando la circulación subterránea del agua se establezca.

Los trabajos de campo, en nuestro caso, se basan en el inventariado de 77 tectoglifos correspondientes a sendos planos extensionales de venas de recristalización dentro de la formación de yesos citada.

El tratamiento e interpretación de dicha información se realiza mediante la aplicación de los programas informáticos específicos que posee dicho método (GEODRE y GEOPOL) y el programa general ROCKWARE.

Los resultados obtenidos (ver Fig. 2) son:

-Una moda principal, según $N 45^\circ$ a 60° con una probabilidad asociada del 33,7%.

-Dos modas accesorias, según $N 105^\circ$ a 120° y $N 165^\circ$ a 180° con una probabilidad asociada del 9,1%.

-Una moda menor, según $N 135^\circ$ a 150° con una probabilidad asociada del 7,8%

que representan la predicción direccional del drenaje endorréico establecido en el karst en yesos.

4. CONTRASTE ENTRE LA PREDICCIÓN DADA POR EL METODO Y LA DIRECCIONALIDAD DE LOS CONJUNTOS DE DOLINAS EXISTENTES

Una vez conocida la dirección más probable de drenaje en el karst: $N 45^\circ-60^\circ$, queremos conocer si ésta condiciona de alguna manera la direccionalidad observada en los tres diferentes conjuntos de dolinas A, B y C, -de los que B es el principal- así como en la edad de las mismas, (1 para las antiguas y 2 para las recientes) generadas, de manera acelerada, por el embalse.

Para ello, hemos calculado las rectas de regresión de dichos conjuntos, agrupándolos con los siguientes criterios:

-Todos los conjuntos (A, B y C) y todas las dolinas (Antiguas 1 y Recientes 2). Ver Fig. 3-1.

-Conjuntos A y B y dolinas 1 y 2. Ver Fig. 3-4.

-Conjunto principal B y dolinas 1 y 2. Ver Fig. 3-6.

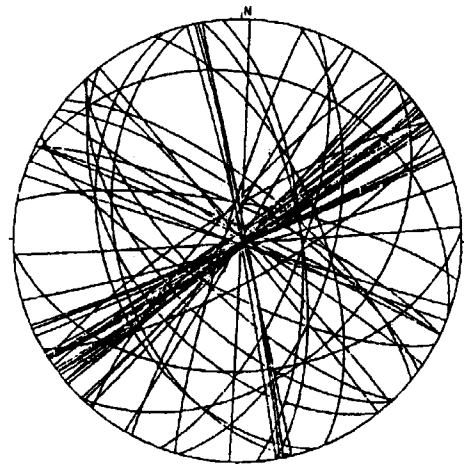
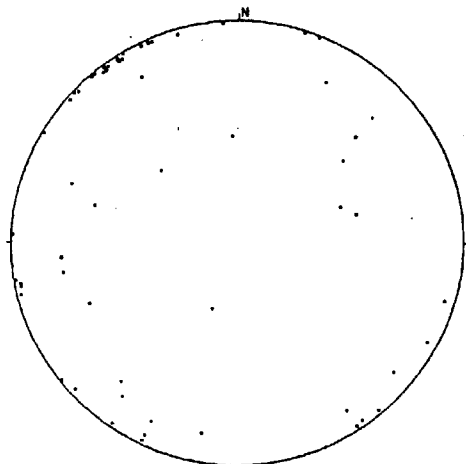
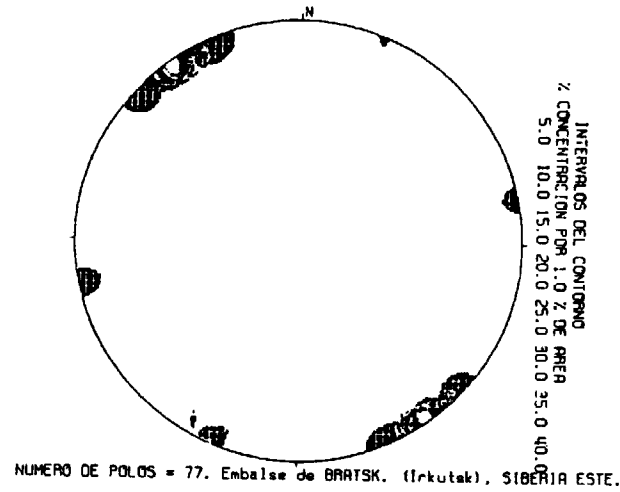
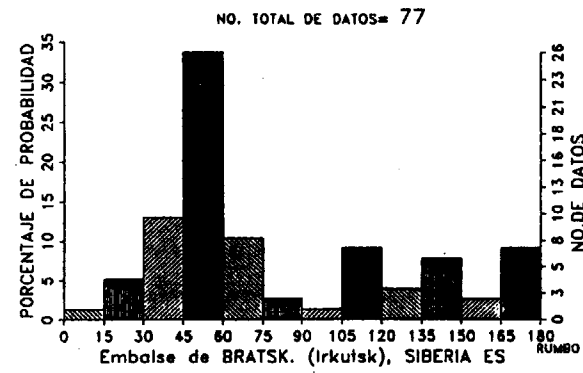
-Todos los conjuntos (A, B y C) y dolinas antiguas (1). Ver Fig. 3-2.

-Conjuntos A y B y dolinas 1. Ver Fig. 3-5.

-Conjunto principal B y dolinas 1. Ver Fig. 3-7.

-Todos los conjuntos A, B y C, y dolinas recientes (2). Ver Fig. 3-3.





NUMERO DE POLOS = 77. Embalse de BRATSK. (Irkutsk), SIBERIA ESTE. NUMERO DE POLOS = 77. Embalse de BRATSK. (Irkutsk), SIBERIA ESTE.

Figura 2. Predicciones dadas por el Método (probabilidad, direcciones y función gaussiana esférica).

y como el conjunto C no tiene dolinas recientes (2):

-Conjunto principal B y dolinas 2. Ver Fig. 3-8.

La orientación de las rectas de regresión, dentro de las 8 combinaciones existentes:

-cinco de ellas dentro de la moda principal N 45°-60°:

-Todos los casos dentro del conjunto principal B:

- B, (1+2); Fig. 3-6..... orientación N 51°
- B, 1; Fig. 3-7..... orientación B 49°
- B, 2; Fig. 3-8..... orientación N 56°

-Todos los casos de dolinas recientes, tipo 2:

- (A+B+C), 2; Fig. 3-3..... orientación N 56°
- B, 2; Fig. 3-8..... orientación N 56°

-Para la unión de los conjuntos A + B:

- (A+B), (1+2); Fig. 3-4.... orientación N 45°
- las tres restantes a ambos lados de la moda principal predicha, pero dentro del nivel de confianza estadístico:

-Para la unión de conjunto de todos los tipos de dolinas:

- (A+B+C), (1+2); Fig. 3-1.. orientación N 71°

DISTRIBUCION Y REGRESION DE LAS DOLINAS DE COLAPSO DE BRATSK. IRKUTSK

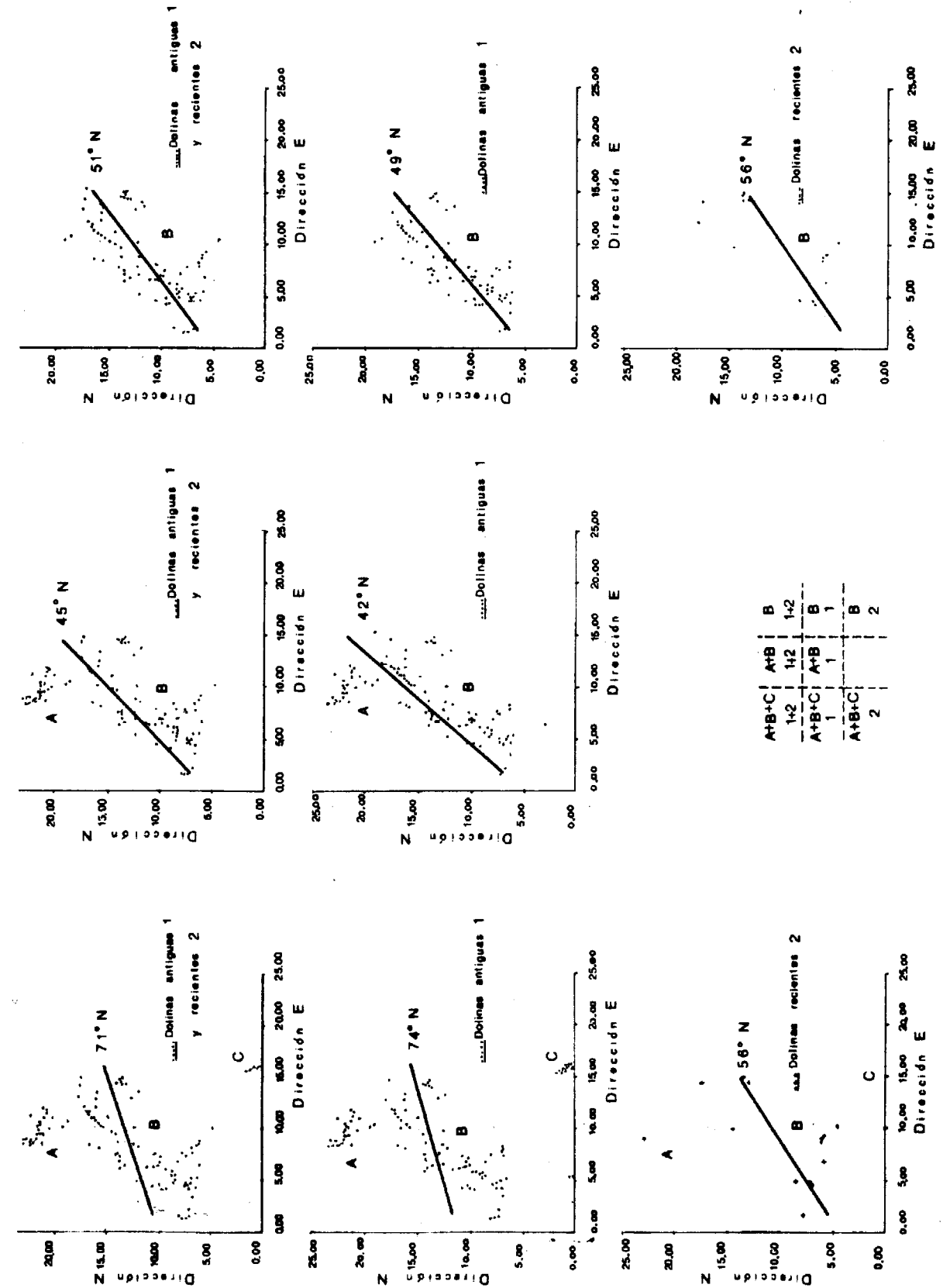


Figura 3. Regresión lineal de las diferentes agrupaciones de dolinas de colapso (observaciones de campo).

-Para la unión de conjuntos de dolinas antiguas:

-(A+B+C), 1; Fig. 3-2..... orientación N 74°

-(A+B), 1; Fig. 3-5..... orientación N 42°,

lo que demuestra que la direccionalidad de las agrupaciones de las dolinas de colapso estudiada está influenciada por el carácter anisotrópico del karst en yesos subyacente, y concretamente por la orientación de los planos extensionales de la referida formación yesífera.

CONCLUSIONES

Si, hasta el presente, se admite que las dolinas de colapso estudiadas en la margen izquierda del embalse de Bratsk están generadas por la actividad sismo-tectónica de la región, debemos añadir que: "la direccionalidad observada en los diferentes conjuntos de dolinas, está condicionada por el karst en yesos subyacente".

A su vez, el riesgo de colapso asociado se ha acelerado con la construcción del embalse, de dos maneras: por sismicidad inducida y por ace-

leración de la disolución en el karst en yesos al operar el embalse, que ha condicionado, a su vez, la fusión parcial del permafrost.

REFERENCIAS

ERASO, A. (1985/86): *Método de predicción de las direcciones principales de drenaje en el karst*. KOBIE (Serie Ciencias Naturales) n° XV, pp. 15-165, Bilbao.

ERASO, A.; FERNANDEZ RUBIO, R. (1990): *Predicción de las direcciones de drenaje subterráneo en macizos rocosos. Estado actual de la cuestión*. Livro de Homenagem a Carlos Romariz. pp. 1-20, Secção de Geologia Economica e Aplicada. Lisboa.

TRZHTSINSKIY, Yu. B. (1978): *Landslides along the Angara reservoirs*. Bull. Int. Assoc. of Engineering Geology n° 17, pp. 42-43. Krefeld.

TRZHTSINSKIY, Yu. B. (1979): *Gravitations prozesse in Ostibirien*. Zeits. für Angewandte Geologie. Heft 11, Band 25, pp. 539-543. Berlin.

TRZHTSINSKIY, Yu. B., LAPERDIN, V. K. (1982): *Seismogenic phenomena in the Baikal zone*. Proc. IV Cong. Int. Ass. of Engin. Geology. Vol. VIII, Th. 6-7, pp. 67-75. New Delhi.

Original recibido: Abril de 1995.

Original aceptado: Junio de 1995.

ESTUDIO DE MINERALES Y ROCAS

Intrusión múltiple y cuerpos ígneos politípicos: El Complejo Igneo de Burguillos del Cerro, un "macizo diorítico zonado" en el Basamento Varisco de la Península Ibérica.

Por J. L. GARCIA CASQUERO (*)

RESUMEN

Las diferentes rocas que constituyen el Complejo Igneo de Burguillos del Cerro se investigan a través de sus variaciones geoquímicas, equilibrios minerales y comportamiento de sistemas isotópicos. El análisis multivariado de sus rasgos geoquímicos muestra la falta de conexiones genéticas entre las diferentes unidades definidas en el macizo. La naturaleza de sus paragénesis minerales es muy diversa, pero todas ellas están equilibradas a una temperatura coincidente de 800°C. Los sistemas isotópicos de δO^{18} , Rb-Sr y Ar están homogeneizados. En consecuencia, se propone un origen poliintrusivo, apoyado también en consideraciones regionales. La comparación entre los requisitos necesarios para un proceso de diferenciación magmática y el modelo propuesto revela la complejidad de la evolución del Complejo Igneo de Burguillos del Cerro, y es, en general un buen ejemplo de la dificultad de explicar comprensivamente cuerpos ígneos compuestos en terrenos poliorogénicos.

Palabras clave: Intrusión múltiple, Cuerpo diorítico zonado, Burguillos del Cerro, Zona Ossa-Morena.

ABSTRACT

The very different rocks which make out the Burguillos del Cerro Igneous Complex are investigated through their geochemical variations, mineral equilibria and isotopic systems behaviours. The multivariate analysis of the geochemical features shows a lack of linkages among the different units defined in the complex. The nature of their respective mineral assemblages and also mineral phases is greatly diverse, but them all are equilibrated to a coincident temperature around 800°C. δO^{18} , Rb-Sr and Ar isotopic systems are then homogenized. In consequence, a polyintrusive origin is proposed for this massif, also in accordance to regional considerations. A comparison between the needs for a magmatic differentiation process and the suggested model reveals the complexity of the evolution of the Burguillos del Cerro Igneous Complex and is, in general, a good illustration of the difficulty to fully explain composite igneous bodies in polyorogenic terranes.

Key words: Intrusive rocks, zoned dioritic pluton, Burguillos del Cerro, Ossa-Morena Zone.

INTRODUCCION

Los macizos dioríticos zonados se cuentan entre los cuerpos cuyo estudio ha generado una mayor controversia en petrología ígnea. En ocasio-

nes, se ha sugerido un origen poliintrusivo (p.e. KELEMEN y GHIORSO, 1986). Pero para alcanzar esta conclusión, tendría que ser posible singularizar los diferentes magmas (o cuerpos) presentes, y determinar sus diferentes edades. Habría que estudiar, también, todos los probables procesos de mezcla de magmas y fraccionación cristalina que tuvieran lugar durante las sucesi-

(*) Dirección de correspondencia I.F.P. Rodríguez Fabrés, Cordel de Merinos s/n 37008 Salamanca.

vas secuencias de intrusión, y tratar de diferenciarlos de aquellos procesos que hubieran tenido lugar en relación con los procesos de fraccionación asociados a la evolución de un magma único. Para cubrir estos objetivos, son requisitos de primer orden una observación detallada de las características de las diferentes rocas, y un conocimiento profundo del contexto geológico de los macizos. Además, seguramente se requieran técnicas útiles en la discriminación estadística, relativa a la composición geoquímica de las rocas que componen las diferentes "suites" o "asociaciones magmáticas".

En este trabajo se presenta un "macizo diorítico zonado". Se describen resumidamente las diferentes tipologías ígneas, y a través de sus relaciones intrusivas, características geoquímicas; y de consideraciones regionales, se sugiere una hipótesis genética que, además, se ve confirmada con el estudio estadístico de la composición geoquímica de las rocas. Posteriormente, se discute qué resultados podrían esperarse de los modelos genéticos disponibles. Finalmente, se resumen brevemente los resultados principales de la investigación.

CONTEXTO GEOLOGICO

El Complejo Igneo de Burguillos del Cerro (de aquí en adelante BCIC) intruye en el sector central de la Antiforma de Olivenza-Monesterio (ALIA, 1963), una de las principales estructuras definidas dentro de la Zona de Ossa-Morena (LOTZE, 1945) del Macizo Hespérico (HERNANDEZ PACHECO, 1922) -el sector más occidental y más extenso de la Cadena Varisca europea (Fig. 1).

Los principales constituyentes del Macizo Hespérico son (p.e.: DALLMEYER y MARTINEZ, 1990): 1) un basamento precámbrico (o basamentos) variablemente reactivado durante la Orogenia Varisca, constituido por formaciones metasedimentarias e intrusiones ígneas (BELLON et al., 1979; CUETO et al., 1983, ANDRADE et al., 1983; GALINDO et al., 1987) relacionadas con elementos panafricanos; 2) una cobertera sedimentaria de edades entre el Vendense superior y el Pérmico inferior, y 3) numerosos cuerpos intrusivos paleozoicos (citados más

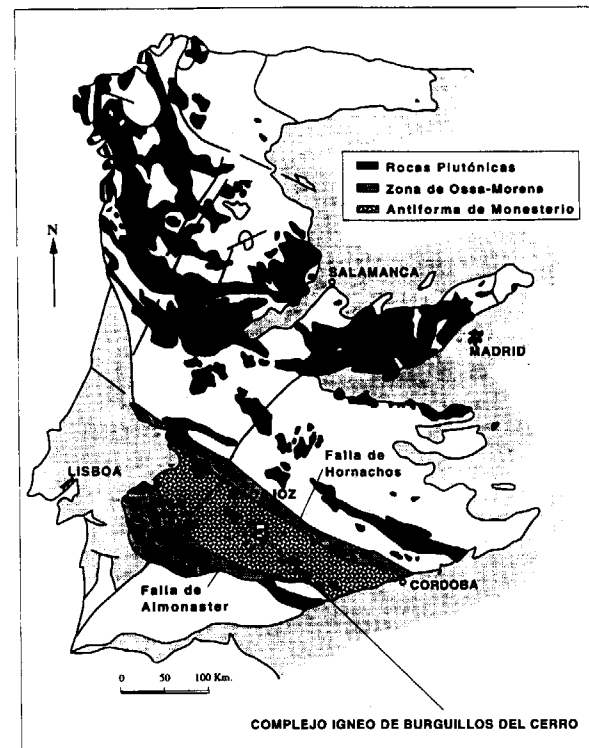


Figura 1.

adelante), que pueden relacionarse a su vez con a) procesos de extensión cortical que afectaron al macizo en edades paleozoicas tempranas, y b) procesos de convergencia tectónica durante la Orogenia Varisca (s.s.).

En las áreas meridionales del Macizo Hespérico, se observa un contraste importante entre las características geológicas al norte y al sur de la Falla Ficalho-Almonaster (Fig. 1). Se ha considerado que esta falla representa un límite importante dentro del Macizo Hespérico, entre las Zonas Sudportuguesa y de Ossa-Morena de LOTZE (1945) (JULIVERT et al., 1974; PARGA PONDAL et al., 1982; APALATEGUI et al., 1990). Más aún, este límite tectónico está parcialmente representado por una unidad metaofiolítica. Diversos autores (MUNHA et al., 1986) han interpretado esta ofiolita como indicativa de una sutura varisca entre dos bloques continentales, uno de ellos representado por la zona Sudportuguesa, y el otro por la mayor parte de los que es ahora el resto del Macizo Hespérico (denominado por ellos Terreno Ibérico).

La cobertera sedimentaria al norte del cabalgamiento de Ficalho-Almonaster puede dividirse en tres unidades principales (p.e.: QUESADA, 1991): 1) una primera unidad de sedimentos someros y depósitos volcánicos asociados a fases de rifting (de edades Vendense superior-Cámbrico medio), 2) una segunda unidad correspondiente al desarrollo de un margen pasivo (Ordovícico inferior-Devónico inferior), y 3) una tercera unidad consistente en el relleno de múltiples cuencas sinorogénicas (Devónico medio-Pérmico inferior).

La Falla de Hornachos (límite norte del Eje Badajoz-Córdoba -Fig. 1), es a su vez el límite meridional de los depósitos ordovícico-devónicos de los que se conoce como sucesiones de tipo armoricano (CHACON, 1982). Aunque el significado geológico de este cinturón es objeto de controversia -como una paleosutura panafricana retrabajada por movimientos de cizalla variscos (p.e.: RIBEIRO et al., 1991), o como una propia sutura varisca (GARCIA CASQUERO, 1985)- su importancia dentro del Macizo Hespérico es incuestionable: por ejemplo, ROBARDET (1976) situó aquí el límite septentrional de la Zona de Ossa-Morena. Más recientemente, RIBEIRO et al. (1987) -congruentemente con la interpretación del Eje Badajoz-Córdoba como sutura precámbrica reactivada- definieron este área entre La Falla de Hornachos y el Cabalgamiento de Ficalho-Almonaster como "Miogeoclinal Imbricado del Terreno Ibérico".

En asociación con el rifting continental paleozoico arriba mencionado, se registra un magmatismo bimodal bien preservado, representado por formaciones del Cámbrico medio volcánicas y vulcanoclásticas (MUELAS PEÑA et al., 1977; FERNANDEZ CARRASCO et al., 1981); y también por cuerpos intrusivos alcalinos de edad Ordovícico inferior, que afloran principalmente en áreas próximas al Eje Badajoz-Córdoba (PRIEM et al., 1970; GARCIA CASQUERO et al., 1985; GALINDO et al., 1987; GALINDO et al., 1990). Es todavía controvertida (ver más arriba) la adscripción al desarrollo del rifting y al subsiguiente cierre orogénico de otras rocas de afinidad oceánica pertenecientes al Eje -metaeclogitas, anfíbolitas, series tonalítico-trondhjemiticas (GARCIA CASQUERO, 1991).

Finalmente, el magmatismo orogénico varisco (compilado en SERRANO PINTO et al., 1987) es-

tá ampliamente representado a lo largo de todo el Macizo Hespérico. Comprende rocas ácidas, intermedias y básicas. Las rocas intermedias y básicas abarcan -grosso modo- desde series toleíticas en el sur, a calcoalcalinas en el centro y shoshoníticas en el norte (BEA et al., 1987). Hay un enorme desarrollo de rocas ácidas, que presentan principalmente características I al sur del Eje Badajoz-Córdoba y características S al norte del mismo.

Se pueden establecer, por lo tanto tres periodos de actividad magmática diferente:

- 1.- un magmatismo panafricano en periodos precámbricos tardíos (BELLON et al., 1979; CUETO et al., 1983, ANDRADE et al., 1983; GALINDO et al., 1987).
- 2.- un magmatismo anorogénico bimodal de edades Cámbrico medio-Ordovícico inferior (MUELAS PEÑA et al., 1977; FERNANDEZ CARRASCO et al., 1981; PRIEM et al., 1970; GARCIA CASQUERO et al., 1985; GALINDO et al., 1987; GALINDO et al., 1990).
- 3.- un magmatismo "orogénico varisco" de edades Devónico medio-Pérmico inferior (compilado por SERRANO PINTO et al., 1987).

EL COMPLEJO IGNEO DE BURGUILLOS DEL CERRO

El BCIC (Fig. 2), a pesar de su relativamente pequeño tamaño (aproximadamente 10 Km de diámetro), está constituido por una amplia variedad de rocas magmáticas: diversas clases de peridotitas, gabros, dioritas, cuarzodioritas y monzonitas, granitoides alcalinos y granitoides peraluminosos.

En una investigación previa, PONS (1982) relacionó todas estas rocas (excepto los para él no identificados granitoides alcalinos) en una única serie de diferenciación magmática. Este autor (PONS, 1982, op. cit.) definió un "Complejo Bandedo" (constituido por diferentes tipos de peridotitas, gabros y dioritas), un "Complejo No-Bandedo" (principalmente cuarzodioritas y granodioritas); y un conjunto final de "Diques Graníticos Tardíos". Para explicar como un mag-

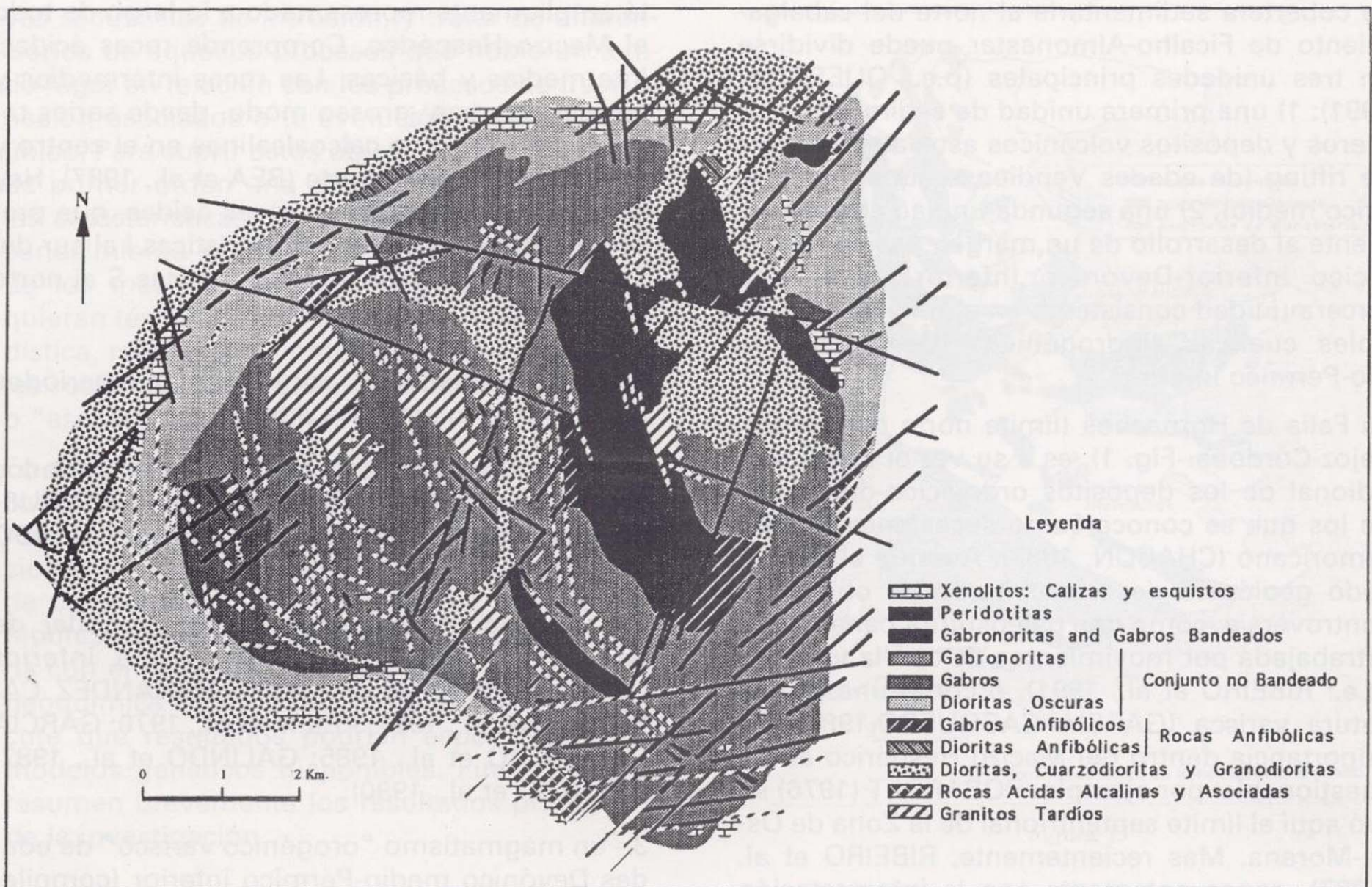


Figura 2.

ma toleítico definido -representado por las rocas más máficas- evolucionaba hacia las dioritas, cuarzodioritas y granitos calcoalcalinos, estableció tres tipos de "cumulados", que en un ciclo iterativo producían toda la gama de rocas del BCIC. Denominó al primer tipo "cumulados ferromagnesianos", al segundo "cumulados feldespáticos"; y al tercero "cumulados totales". Brevemente, un magma inicial, rico pero subsaturado en H_2O , sufriría los siguientes procesos:

- 1) Cristalización de minerales máficos anhidros, con subsiguiente enriquecimiento en Na_2O y H_2O , y cristalización de un anfíbol "precoz".
- 2) El enriquecimiento resultante en CaO , y el empobrecimiento en H_2O , induciría la cristalización de plagioclasa y algunos minerales máficos anhidros.
- 3) Finalmente, el reequilibramiento de MgO , FeO , H_2O y otros elementos higromagmatófilos

produciría una cristalización en equilibrio de abundantes fases intergranulares, principalmente ortopiroxeno, anfíbol y biotita.

Sin embargo, en la presente investigación, no se ha observado ni la presencia del "anfíbol precoz", ni la existencia de una secuencia única e incuestionable en los afloramientos. Más aún, este modelo no parece plausible más allá de los primeros "estadios gabroicos", en otras palabras: es difícil entender cómo pueden producirse cumulados precoces ferromagnesianos en las propias dioritas.

Respecto a la edad, PONS (1982, op. cit.) cita dos edades K-Ar en biotitas, una en una "monzonita" con una edad de 423 Ma, y otra en un dique granítico de 328 Ma, aunque el propio autor considera estas dos edades como geológicamente no significativas. Basándose en las relaciones estructurales entre diversas texturas planares exhibidas por las diferentes unidades del BCIC

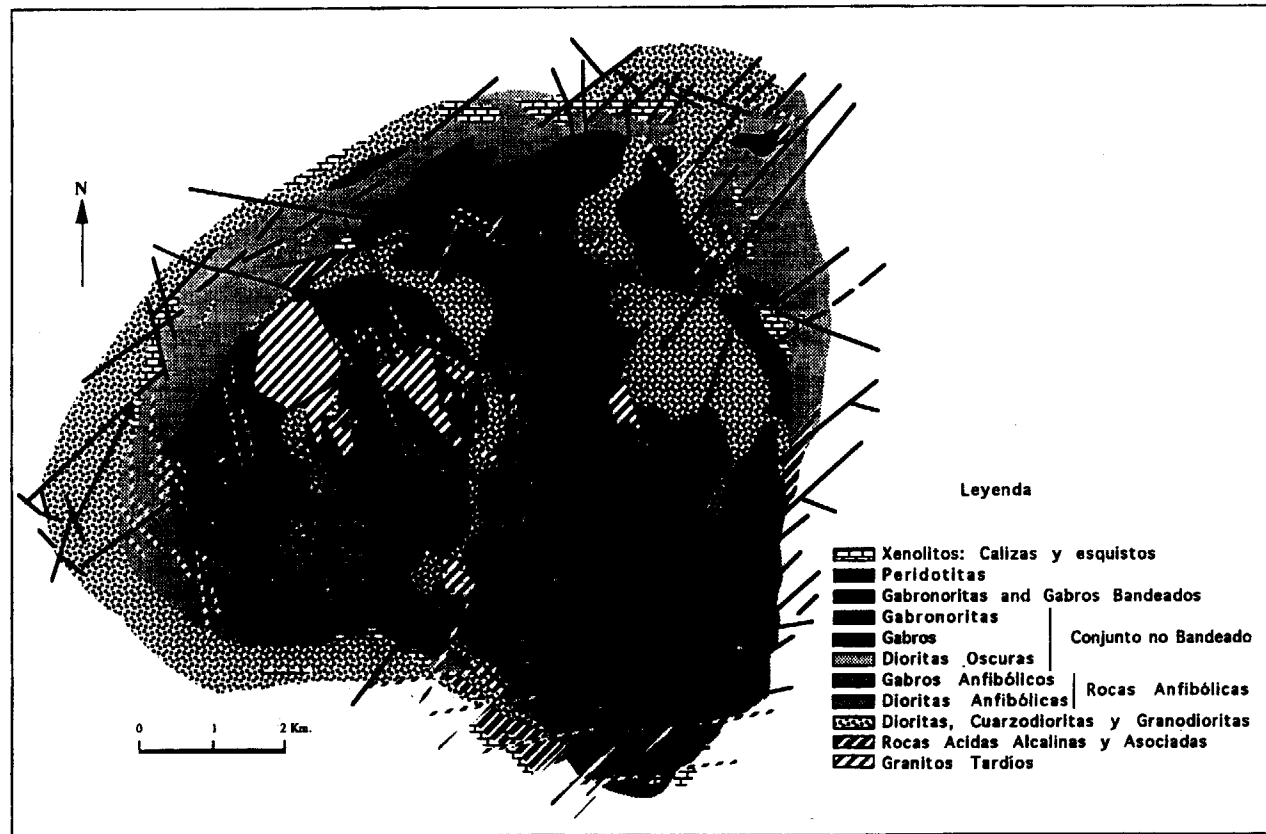


Figura 2.

ma toleítico definido -representado por las rocas más máficas- evolucionaba hacia las dioritas, cuarzodioritas y granitos calcoalcalinos, estableció tres tipos de "cumulados", que en un ciclo iterativo producían toda la gama de rocas del BCIC. Denominó al primer tipo "cumulados ferromagnesianos", al segundo "cumulados feldespáticos"; y al tercero "cumulados totales". Brevemente, un magma inicial, rico pero subsaturado en H_2O , sufriría los siguientes procesos:

- 1) Cristalización de minerales máficos anhidros, con subsiguiente enriquecimiento en Na_2O y H_2O , y cristalización de un anfíbol "precoz".
- 2) El enriquecimiento resultante en CaO , y el empobrecimiento en H_2O , induciría la cristalización de plagioclasa y algunos minerales máficos anhidros.
- 3) Finalmente, el reequilibramiento de MgO , FeO , H_2O y otros elementos higromagmátófilos

produciría una cristalización en equilibrio de abundantes fases intergranulares, principalmente ortopiroxeno, anfíbol y biotita.

Sin embargo, en la presente investigación, no se ha observado ni la presencia del "anfíbol precoz", ni la existencia de una secuencia única e incuestionable en los afloramientos. Más aún, este modelo no parece plausible más allá de los primeros "estadios gabroicos", en otras palabras: es difícil entender cómo pueden producirse cumulados precoces ferromagnesianos en las propias dioritas.

Respecto a la edad, PONS (1982, op. cit.) cita dos edades K-Ar en biotitas, una en una "monzonita" con una edad de 423 Ma, y otra en un dique granítico de 328 Ma, aunque el propio autor considera estas dos edades como geológicamente no significativas. Basándose en las relaciones estructurales entre diversas texturas planares exhibidas por las diferentes unidades del BCIC

(incluidas fábricas minerales y bandeado), y la foliación regional de los metasedimentos encajantes, definió al BCIC como una intrusión sinorogénica, contemporánea con la fase 2 de deformación varisca regional.

Actualmente, se asume que la estructura regional no se debe únicamente a dos fases de deformación varisca (ver más arriba). De hecho, el macizo intruye en rocas cámbricas y precámbricas que han sufrido una historia deformacional compleja y diferente.

Ya que no sólo la existencia de la secuencia magmática era dudosa (comenzando con su propia cartografía), sino que también la edad de las diferentes rocas era desconocida, se llevó a cabo una completa investigación del BCIC. En el estudio presente, todas las rocas que constituyen el BCIC se han asignado a partir de sus características geoquímicas, mineralógicas y texturales, y a la cronología relativa de intrusión en cuatro asociaciones diferentes. De más antigua a más reciente, son:

- 1.- Una asociación peralcalina de rocas ácidas (principalmente granitos).
- 2.- Una asociación gabroica de afinidades alcalinas -incluyendo xenolitos mantélicos.
- 3.- Una asociación diorítica intrusiva en ambas asociaciones gabroica y alcalina.
- 4.- Una asociación de rocas graníticas tardías, con características intermedias S e I.

En este trabajo, se investigan las relaciones entre todas estas asociaciones magmáticas, que componen en conjunto el BCIC. La generación del macizo se considera resultado de la intrusión sucesiva de estas asociaciones en un proceso largo y complejo de sucesos magmáticos no relacionados de una manera simple y directa. El BCIC se interpreta como un buen ejemplo de cuerpos politípicos poliintrusivos originados en terrenos poliorogénicos.

METODOS ANALITICOS

Los análisis químicos de Elementos Mayores, Traza y de Tierras Raras se realizaron en el La-

boratorio de Análisis Químico Aplicado de la Universidad de Salamanca.

Para determinación de Elementos Mayores, las muestras de roca se atacaron con HNO_3+HF bajo presión en un digestor microondas Mileston MLS-1200. La solución obtenida se tamponó con ácido bórico. El Si, Al, Mg, Mn, Ca, P, Ti y Fe se midieron por ICP en un Perkin-Elmer Mark II. En otra alícuota, Na y K se midieron por espectrometría de absorción atómica en un Hitachi Z-8000.

La determinación de Elementos Traza seleccionados se realizó a partir de una gran cantidad de muestra (1 gr) atacada con HNO_3+HF , llevada a desecación, tratada con HNO_3+HClO_4 , y medida posteriormente en HCl 1M por ICP (Perkin-Elmer Mark II).

Finalmente, se pasaron 50 ml. de esa solución por resina de cambio iónico para la concentración y extracción de Tierras Raras, que se determinaron también por ICP.

Para estudios isotópicos, los separados minerales se concentraron magnéticamente, se flotaron en líquidos densos y se purificaron manualmente.

Las determinaciones isotópicas Sr se realizaron en el Rb-Sr Laboratory de The University of Georgia en Athens (U.S.A.). Todos los datos se normalizaron a $^{86}Sr/^{88}Sr=1.194$. Las medidas de NBS-987 dieron excelentes resultados con una media de $.710180 \pm 26$ (error 2 S.D.). La línea de mejor ajuste¹ ha sido calculada por iteración, ponderando cada muestra por su error analítico. La tolerancia admitida es menor de 1/100.000.

Las determinaciones isotópicas de oxígeno se realizaron en el Laboratory of Light Isotopes también en The University of Georgia (U.S.A.). Los separados minerales y de roca total se atacaron con fluor en recipientes de níquel. El oxígeno liberado fue reducido con carbono y el CO_2 producido fue medido con un Variant Spectrometer. Los resultados obtenidos fueron controlados con el estándar US. RQ, y sólo se consideraron aquellos cuya reproductividad de análisis era mayor del 1%.

(¹) La línea de mejor ajuste y todo el tratamiento estadístico de los datos disponibles se ha realizado utilizando SYSTAT[®] (WILKINSON, 1989).

Los análisis isotópicos de Argón se realizaron en el ^{40}Ar - ^{39}Ar Laboratory en The University of Georgia (U.S.A.) Las técnicas utilizadas fueron, en general, las descritas en detalle por DALLMEYER y KEPPIE (1987). En este trabajo, sólo se hará una breve referencia a estos resultados, ya publicadas (DALLMEYER et al., 1995).

ASOCIACION GRANITICA TARDIA²

Consiste fundamentalmente de diques de granitos y adamellitas que intruyen en el resto de rocas del macizo. Su mineralogía se compone de cuarzo+microclina+albita+biotita±moscovita. Son minerales accesorios cordierita, silimanita, titanita, apatito, zircón y turmalina, pero a veces están presentes orto o clinopiroxenos, aunque nunca conjuntamente ambos.

Si bien todas estas rocas son granitos monzoníticos, por sus caracteres geoquímicos, se pueden establecer tres grupos:

- 1) granitos peraluminosos con $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 1$.
- 2) granitos de subsaturados a moderadamente aluminosos con $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 1$.
- 3) granitos peraluminosos con $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$.

En general, los contenidos en TiO_2 y P_2O_5 se relacionan inversamente con la acidez y el contenido en K_2O de las rocas. El ΣREE en dos muestras analizadas que pertenecen al grupo 3 es muy bajo; una de ellas muestra una fuerte anomalía negativa en Eu. En el diagrama de Debon & Le Fort (1983, Fig. 3), se proyectan con pendiente positiva.

Parte de estos rasgos distintivos pueden corresponderse con variaciones composicionales del protolito; pero, en general, sus características geoquímicas parecen indicar algún tipo de diferenciación magmática, quizá mediante la fraccionación de fases peraluminosas en condicio-

⁽²⁾ Todos los análisis, tanto de Elementos Mayores como Traza, en roca rotal o minerales, se pueden obtener directamente del autor. En el apéndice I, se muestran los valores medios de Elementos Mayores y Traza de las diversas unidades del BCIC aquí definidas.

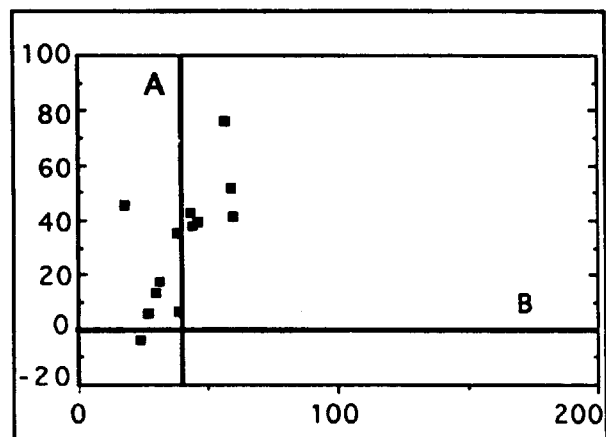


Figura 3. Proyección de los Diques Graníticos Tardíos en el Diagrama de DEBON y LE FORT (1983).

nes de baja viscosidad y alto contenido en volátiles, descargando material restítico, tal como ZEN propone (1986).

ASOCIACION DIORITICA

Esta asociación comprende dioritas, cuarzdioritas, monzocuarzdioritas y granodioritas, compuestas principalmente de plagioclasa (andesina básica-oligoclasa)+augita rica en Ca+biotita±cuarzo±feldespato potásico (en las rocas más ácidas). Son relativamente frecuentes apatito, titanita y magnetita, pero no ilmenita. En las granodioritas más evolucionadas es también frecuente zircón. Raramente se observan enclaves con orto y clinopiroxeno.

Todas estas rocas intruyen y provocan una fuerte transformación de las rocas tanto gabroicas como ácidas alcalinas. A menudo muestran contaminaciones locales.

Químicamente presentan composiciones intermedias, moderadamente alcalinas, que siguen un trend calcoalcalino, ligeramente enmascarado por evidentes procesos de asimilación y contaminación. El Análisis de Componentes Principales sobre sus contenidos en Elementos Mayores (Lámina I) muestra un primer vector caracterizado por el incremento en sílice y álca-

lis y el empobrecimiento en FeO , CaO y MgO . El segundo vector relaciona SiO_2 , FeO , MgO y CaO inversamente a Al_2O_3 , Na_2O y K_2O , una relación esperable en rocas intermedias, explicando tal vez las variaciones en los contenidos de fases máficas hidratadas/anhidras. Finalmente, el tercer, y aún representativo, vector muestra FeO , TiO_2 y K_2O en oposición a Al_2O_3 y CaO . Es interesante resaltar que las rocas más evolucionadas son las más ricas en Fe, Ti and K, lo que quizá refleje los procesos de asimilación de rocas gabroicas (ver más adelante).

Respecto de los Elementos Traza (Tabla I), se pueden observar tres tendencias principales:

- 1) La relación directa entre S, Cu y Zn y los Elementos Higromagmatófilos,
- 2) la relación inversa de Ba y Sr respecto de Co, Ni y Cr; y
- 3) la relación inversa de Ba y Sr respecto de Be, Li y Rb.

En general la Asociación Diorítica presenta altos contenidos de Ba y Sr, y más bien bajos contenidos de Tierras Raras y Elementos Higromagmatófilos, lo que podría representar en su génesis una fuente diferenciada e importantes procesos de fraccionación de plagioclasa y biotita.

En conclusión, estas rocas han sufrido una fuerte diferenciación, pero también en su evolución han sido importantes los procesos de contaminación y asimilación, como puede determinarse, entre otras evidencias, por la nula relación $\text{Ti}/\text{Zr}/\text{V}$ (BRIQUEU et al., 1984; SKERVAIS, 1982) (Fig. 4) y la existencia del Tercer Componente Principal, con una considerable varianza asociada.

ASOCIACION GABROICA

La Asociación Gabroica comprende rocas heterogéneas que pueden ser agrupadas en cuatro unidades principales:

- 1) Peridotitas,
- 2) Unidad Bandeada.
- 3) Unidad No Bandeada, y
- 4) Rocas Anfibólicas Transformadas.

| Asociación Diorítica | | | Unidad Bandeada | | | | |
|---------------------------------|----------|----------|--|------|----------|----------|----------|
| | Vector 1 | Vector 2 | Vector 3 ¹ | | Vector 1 | Vector 2 | Vector 3 |
| Co | 0.004 | -0.858 | 0.033 | Co | 0.690 | -0.160 | 0.465 |
| Ni | -0.084 | -0.868 | -0.007 | Ni | -0.558 | 0.188 | 0.457 |
| Rb | 0.142 | 0.464 | -0.557 | Rb | 0.438 | 0.466 | -0.629 |
| S | 0.932 | -0.045 | 0.219 | S | 0.838 | 0.016 | 0.255 |
| Li | 0.028 | -0.153 | -0.699 | Li | 0.318 | 0.472 | -0.651 |
| Sr | -0.187 | 0.404 | 0.629 | Sr | -0.341 | 0.822 | -0.119 |
| Ba | -0.224 | 0.506 | 0.329 | Ba | 0.728 | 0.177 | -0.501 |
| Be | 0.021 | 0.156 | -0.893 | Be | -0.564 | 0.685 | -0.367 |
| Sc | 0.509 | 0.136 | -0.150 | Sc | -0.506 | 0.709 | 0.088 |
| V | 0.784 | -0.089 | 0.226 | V | 0.783 | 0.334 | 0.498 |
| Cr | 0.018 | -0.911 | 0.055 | Cr | -0.688 | 0.470 | 0.227 |
| Cu | 0.987 | -0.034 | 0.003 | Cu | 0.411 | 0.514 | 0.627 |
| Zn | 0.969 | -0.001 | -0.037 | Zn | 0.842 | 0.027 | 0.153 |
| Y | 0.976 | 0.044 | -0.052 | Y | 0.009 | 0.720 | 0.115 |
| Zr | 0.966 | 0.019 | -0.018 | Zr | 0.146 | 0.870 | 0.160 |
| Nb | 0.777 | -0.089 | 0.077 | Nb | -0.741 | -0.236 | 0.233 |
| Ta | 0.970 | 0.076 | 0.014 | Ta | 0.086 | 0.544 | 0.636 |
| G | 0.964 | 0.085 | 0.032 | Ga | -0.479 | -0.454 | 0.337 |
| %Var | 45.166 | 16.970 | 12.439 | %Var | 32.075 | 25.625 | 16.910 |
| Gabros y Gabronoritas de U.N.B. | | | Dioritas Oscuras de la Unidad No Bandeada. | | | | |
| Co | -0.903 | 0.217 | 0.114 | Co | 0.594 | -0.403 | -0.221 |
| Ni | -0.807 | 0.201 | -0.231 | Ni | 0.194 | 0.031 | -0.789 |
| Rb | 0.316 | 0.638 | 0.208 | Rb | -0.531 | -0.020 | 0.608 |
| S | -0.888 | 0.219 | 0.179 | S | 0.552 | -0.718 | -0.143 |
| Li | 0.210 | 0.709 | -0.401 | Li | 0.391 | 0.441 | 0.143 |
| Sr | 0.236 | -0.073 | 0.676 | Sr | 0.614 | 0.422 | 0.009 |
| Ba | 0.373 | -0.208 | 0.495 | Ba | 0.197 | -0.860 | 0.169 |
| Be | 0.463 | 0.797 | -0.136 | Be | -0.305 | 0.623 | -0.075 |
| Sc | -0.824 | 0.054 | 0.151 | Sc | 0.516 | 0.557 | 0.449 |
| V | -0.497 | 0.120 | 0.574 | V | 0.875 | -0.342 | 0.218 |
| Cr | -0.852 | 0.323 | 0.012 | Cr | 0.332 | 0.450 | -0.403 |
| Cu | -0.862 | 0.206 | 0.034 | Cu | 0.764 | -0.507 | -0.041 |
| Zn | -0.179 | 0.053 | 0.065 | Zn | 0.710 | 0.159 | 0.430 |
| Y | 0.220 | 0.937 | -0.187 | Y | 0.716 | 0.555 | 0.172 |
| Zr | 0.013 | 0.913 | 0.131 | Zr | 0.633 | 0.319 | -0.472 |
| Nb | 0.405 | 0.708 | 0.209 | Nb | 0.557 | 0.341 | -0.383 |
| Ta | 0.376 | 0.003 | 0.719 | Ta | 0.696 | -0.321 | 0.018 |
| Ga | -0.048 | 0.238 | 0.879 | Ga | 0.758 | 0.155 | 0.503 |
| %Var | 31.063 | 23.131 | 15.361 | %Var | 34.181 | 20.807 | 13.140 |

Tabla I. Coeficientes de los tres primeros vectores del Análisis de Componentes Principales de la matriz de correlación en contenidos de estos elementos traza para la Asociación Diorítica, la Unidad Bandeada y los Gabros y Gabronoritas y las Dioritas Oscuras de la Unidad No Bandeada, respectivamente.

Peridotitas: Las peridotitas y las rocas ultramáficas del BCIC constituyen enclaves en la Unidad Bandeada. Son harzburgitas, lherzolitas y olivinogabronoritas, caracterizadas por la abundancia de flogopita y Cr-pargasita, y la relativa escasez de clinopiroxeno.

La variación química de estas rocas, en cuanto a sus abundancias en Elementos Mayores, depende del contenido relativo en plagioclasa (Lámina I). Todas las "peridotitas" analizadas presentan contenidos más bajos en TiO_2 y una relación

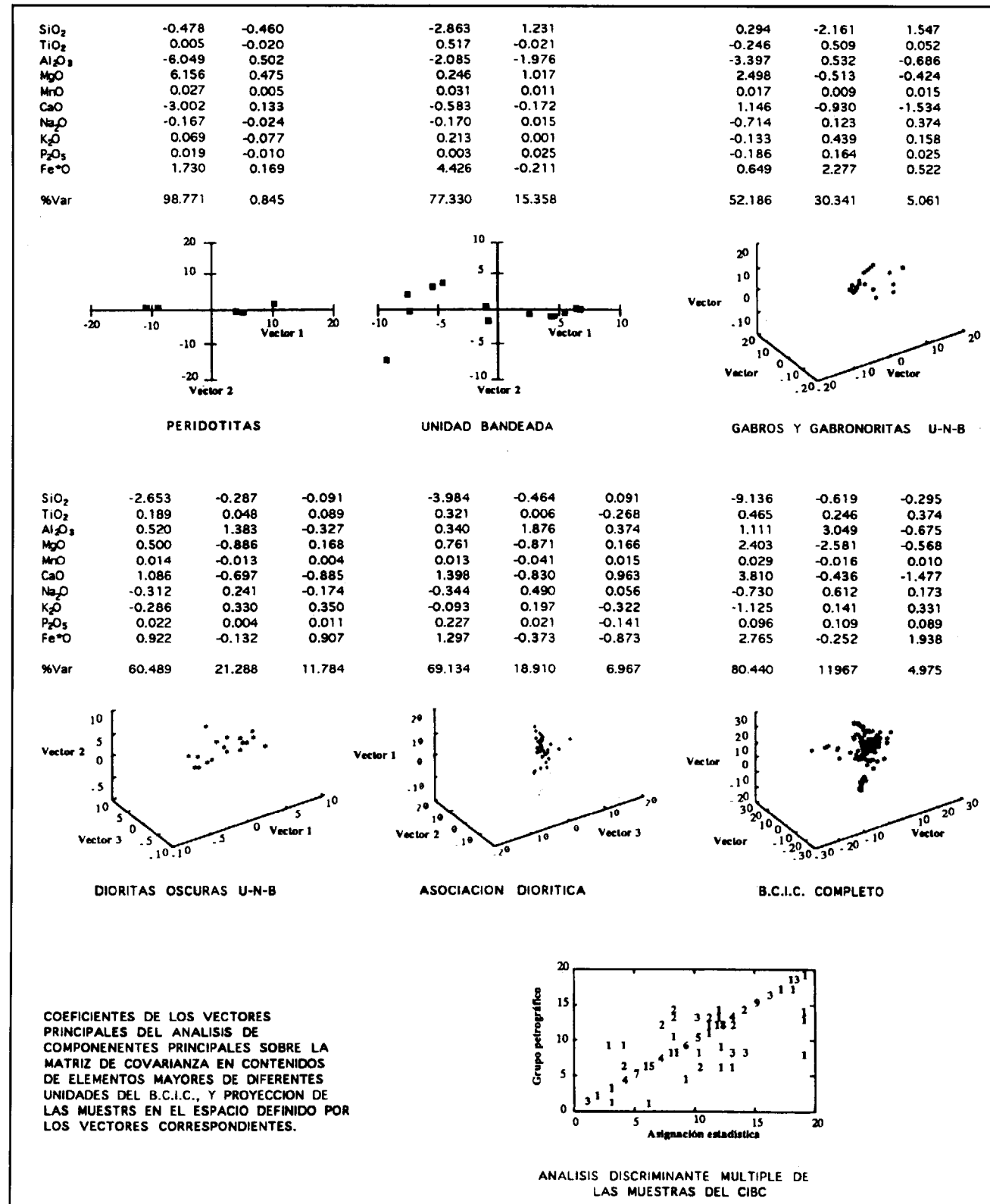


Lámina I

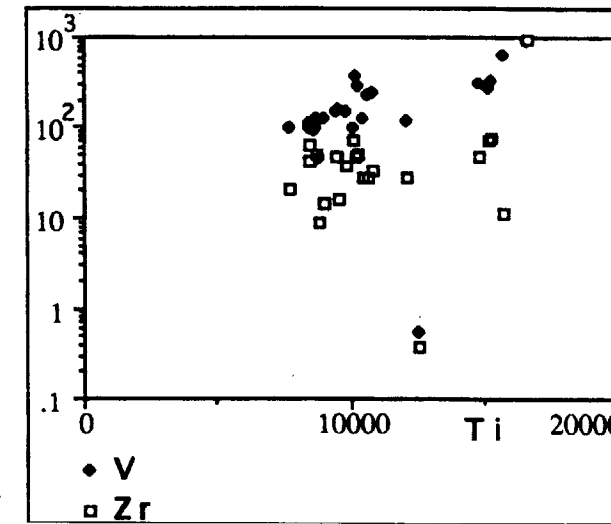


Figura 4. Proyección de las relaciones V-Zr/Ti en las muestras de la Asociación Diorítica.

menor K₂O/Na₂O+K₂O que las de los gabros bandeados. Sus contenidos en S son relativamente altos (≈0.1%) y tienden a correlacionar positivamente con Sr y Elementos Higromagmátófilos, y negativamente con los Elementos de la Primera Serie de Transición (Tabla I). Correlacionan positivamente Rb, Ba y Li.

Todas estas características llevan a interpretar estas ultramafitas como xenolitos mantélicos arrastrados y metasomatizados por magmas gabroicos alcalinos, xenolitos que están siendo transformados en un proceso simultáneo a la generación de plagioclasa (cfr. FRANCIS, 1976; RODEN et al., 1984; WILKINSON y LE MAITRE, 1987).

Unidad Bandeada: Compuesta de rocas heterogéneas, generalmente gabros y gabronoritas con o sin olivino, aunque no se puede establecer una sucesión incuestionable. Su rasgo más característico es la presencia de oikocristales de una pargasita tardía (ver Lámina III) -según la clasificación de LEAKE (1978), y raramente también de biotita, y de dos generaciones distintas de la paragénesis ortopiroxeno+clinopiroxeno+plagioclasa. El espesor del bandeo varía considerablemente de centimétrico a decimétrico. A veces, el bandeo se debe únicamente al contenido en oikocristales. Pero estos oikocris-

tales ni están regularmente distribuidos en el interior de la Unidad Bandeada, ni ocupan una posición regular en la serie. A menudo, incluso, cruzan el contacto entre lechos de composición diferente (basaltos troctolíticos, gabronoritas olivínicas).

Su composición química corresponde a la de basanitas, tefritas y basaltos alcalinos con muy bajos contenidos en SiO₂ (Fig. 5). Su Primer Componente Principal relativo a Elementos Mayores (Lámina I), presenta FeO, TiO₂ y K₂O en oposición a SiO₂, Al₂O₃, CaO y Na₂O. El Segundo Componente relaciona la SiO₂ y MgO inversamente con Al₂O₃.

Con respecto a Elementos Traza (Tabla I), el azufre es muy abundante (de media ≈3%). Tiende a correlacionar con Fe, Ti y K (Fig. 6). Los contenidos en Elementos Litófilos e Higromagmátófilos son también relativamente altos. Finalmente, presentan fuertes anomalías en Ta y altas relaciones V/Ti. Todo esto, junto con los altos contenidos en TiO₂, K₂O y volátiles, sugiere una génesis a partir de una fuente mantélica "anómala" (SUN, 1982, BRIQUEU, 1984).

En consecuencia, la Unidad Bandeada presenta una naturaleza alcalina, y una evolución química dominada por las variaciones en los contenidos de Fe-Ti-K-S. Pero esta secuencia petrológica ha sido alterada (por la intrusión de la Asociación Diorítica), y muestra ahora una heterogeneidad textural importante, y una mineralogía en la que

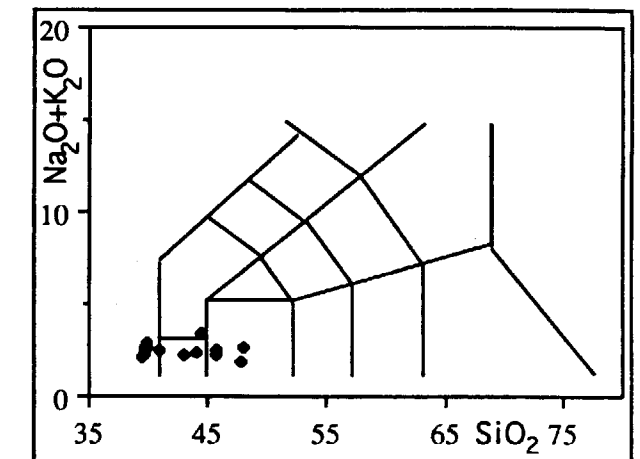


Figura 5. Proyección de las muestras de la Unidad Bandeada en el diagrama de LE BAS et al. (1989).

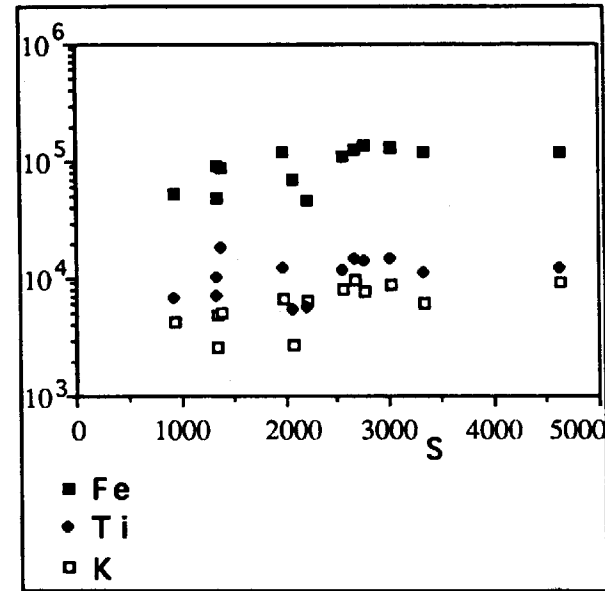


Figura 6. Relaciones Fe-Ti-K respecto de S en las muestras de la Unidad Bandeda del BCIC.

los rasgos más destacables son la presencia de los oicocristales de anfíbol y las varias generaciones de la paragénesis principal Opx+Cpx+Plag.

Unidad No Bandeda: Está compuesta de diferentes tipos de gabronoritas, gabros, dioritas y cuarzdioritas, que pueden agruparse en un conjunto de "gabros" -s.l.- y otro conjunto de "dioritas oscuras". El bandedo en estas rocas es raro, pero se destaca, a veces, un tipo de bandedo "reomórfico" (esto es: re-fusión y re-movilización de lechos apropiados a causa de otra intrusión; NASLUND, 1986).

Los "gabros" se componen de plagioclasa+clinopiroxeno±ortopiroxeno+biotita±hornblenda parda y una gran cantidad de fases accesorias, de las que apatito, titanita, magnetita, ilmenita y piritita son las más importantes. También es frecuente en estas rocas observar dos generaciones de Opx+Cpx+Plag. Las plagioclasas están a menudo semi-fundidas y soldadas, "empastando" en ocasiones el resto de fases de las rocas.

En las "dioritas oscuras" los piroxenos son raros. Los minerales más abundantes son andesina básica, hornblenda verde, biotita y cuarzo,

pero las fases accesorias son también frecuentes. El aspecto más común es el de una matriz plagioclásica que engloba al resto de minerales presentes en la roca.

La composición química de los "gabros" es la de basaltos altos en alúmina moderadamente ricos en álcalis. El Análisis de Componentes Principales sobre sus concentraciones en Elementos Mayores muestra una dispersión importante de la varianza asociada a los diferentes vectores (Lámina I). El primer vector relaciona Al₂O₃ y Na₂O inversamente a MgO, FeO y CaO. Este es, de nuevo, un trend esperable en rocas intermedias, en las cuales las variaciones más importantes son las de alúmina y álcalis, sin diferencias en los contenidos en sílice. Pero el segundo vector refleja el trend principal de la Unidad Bandeda, consistente en variaciones Fe-Ti-K.

El azufre es también relativamente abundante (>.1%), y correlaciona groseramente con Fe-Ti-K, y con los Elementos de la Primera Serie de Transición (Tabla I). También están correlacionados los Elementos Higromagmatófilos con Rb-Li-Be.

Sin embargo, las "dioritas oscuras" no presentan ninguna de estas características, salvo la pobre definición de los Componentes Principales (Lámina I). El primer componente se relaciona con un enriquecimiento en sílice y álcalis. El segundo componente muestra variaciones en álcalis y alúmina inversamente a MgO y CaO (la evolución usual de las rocas intermedias que han sufrido una fuerte transformación en el BCIC, quizás indicativa de la diferente proporción de minerales anhidros/hidratados). Finalmente, el tercer vector muestra una relación inversa entre FeO y CaO.

El azufre es menos abundante que en los "gabros" y en la Unidad Bandeda. La conducta de los Elementos Traza no puede explicarse fácilmente ni a través de la diferenciación de sulfuros ni mediante tendencias sustitutorias con la diferenciación de silicatos (Tabla I).

En general, la Unidad No Bandeda denota en conjunto una transformación progresiva de sus características originales, que corresponderían con toda seguridad a la de las rocas más diferenciadas en una "intrusión básica alcalina" -cuyo mejor representante de los componentes menos diferenciados es la Unidad Bandeda. Pero, mientras en los "gabros" los rasgos principales

de esa intrusión son todavía reconocibles, las "dioritas oscuras" están completamente transformadas, al punto de constituir un enlace entre las Asociaciones Gabroica y Diorítica.

Rocas Anfibólicas Transformadas: Estas rocas se restringen a los límites de las intrusiones de la Asociación Diorítica y de Diques Graníticos Tardíos, o incluso a estrechas zonas de cizalla que afectan a la Asociación Gabroica. Su rasgo más característico es la presencia de un anfíbol muy tardío, euhédrico, a veces acicular. Si la roca afectada es un gabro, la roca originada es un gabro anfibólico, pero si la roca afectada es diorítica, la roca resultante es una diorita anfibólica o una monzodiorita.

Este anfíbol, normalmente zonado, puede ser simultáneo con la generación de feldespato potásico y cuarzo en la roca. Frecuentemente incluye plagioclasa corroída, restos de clinopiroxeno, y fases accesorias abundantes, sobre todo apatito y titanita.

Las Rocas Anfibólicas Transformadas no pueden ser caracterizadas químicamente, puesto que la composición de cada roca es diferente y similar a la de las rocas adyacentes no afectadas por las transformaciones mineralógicas y texturales. Parece, por lo tanto, que la recristalización de este anfíbol euhédrico es, grosso modo, un proceso isoquímico, en contraste con los procesos más generalizados de fusión y recristalización que acaecieron en las "dioritas oscuras" de la Unidad No Bandeda.

ASOCIACION ACIDA ALCALINA

Se compone de sienitas, monzosienitas, granitos y otras "rocas relacionadas". Son una sucesión de pequeños cuerpos dispuestos con un diseño anular, aunque intruidos por todo el resto de asociaciones definidas en el BCIC.

Su textura tiende a presentar un único feldespato des-solvus, aunque generalmente existe tanto albita como feldespato potásico. Otros minerales típicos en estas rocas son aenigmatita, hornblenda ferro-edenítica y biotita. Se encuentran también restos de clinopiroxeno diopsídico, junto a diversas fases accesorias.

La composición química es la de traquitas y riolitas con alto contenido en álcalis y altos valores en las relaciones FeO/FeO+MgO y K₂O/K₂O+Na₂O (Fig. 7).

Las "rocas relacionadas" con "naturaleza gabroica", están casi exclusivamente compuestas de plagioclasa y clinopiroxeno, a veces con una gran cantidad de fases accesorias (titanita, allanita, apatito) y biotita. En relación con estas rocas, se han explotado históricamente diversos depósitos minerales (magnetita + vonsenita +allanita) (ARRIBAS, 1962; I.G.M.E., 1968). De hecho, la magnetita es un componente abundante y común de las formaciones detríticas del Cámbrico inferior, intruidas por elementos del BCIC (MUELAS PEÑA et al., 1977; FERNANDEZ CARRASCO et al., 1981).

SECUENCIA DE INTRUSION

La disposición geométrica de las diferentes asociaciones de rocas no presenta un patrón regular. La Asociación Diorítica intruye tanto en la Asociación Gabroica como en la Acida Alcalina, y la Asociación de Granitoides Tardíos se compone de diques que intruyen en el resto de asociaciones. La disposición original de las Asociaciones Gabroica y Acida Alcalina está profundamente modificada. Sin embargo, se

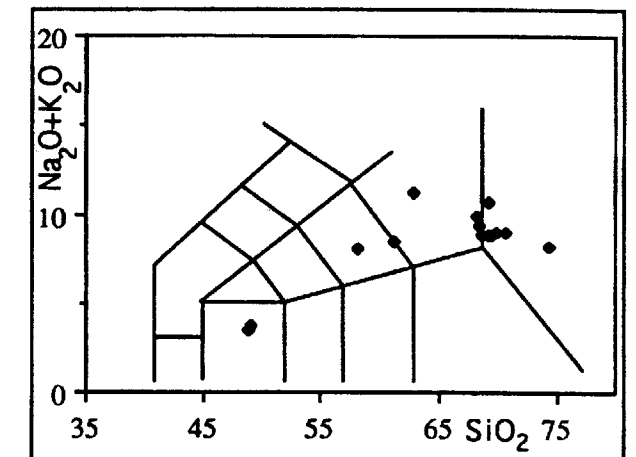


Figura 7. Proyección de las muestras de la Asociación Alcalina en el diagrama de LE BAS et al. (1989).

puede representar una reconstrucción grosera (Fig. 8). En este esquema, la Asociación Gabroica intruye en los metasedimentos del Precámbrico superior y en la cobertera discordante del Cámbrico inferior. La Unidad Bandeada forma un semicírculo rodeada por la Unidad No Bandeada. Las "Peridotitas" aparecen como enclaves dentro de la Unidad Bandeada. La Asociación Gabroica intruye mediante "subsistencia de caldera". Dos series de "segmentos clásticos"³ circunvalan el conjunto gabroico. La Asociación

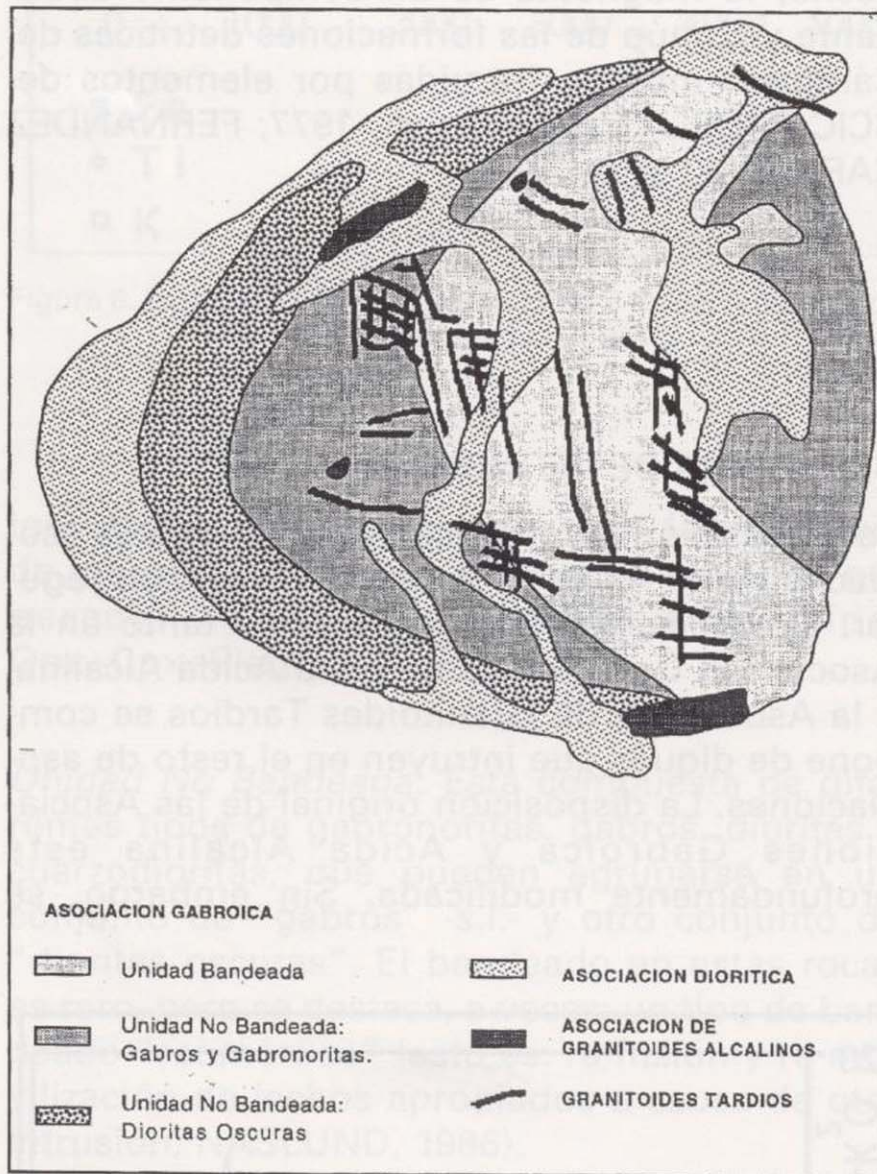


Figura 8.

Acida Alcalina presenta también una disposición anular alrededor de la Asociación Gabroica, más próxima al "segmento clástico" externo. Pero toda esta construcción está basculada hacia el

(³) "Roof pendant"

Este, por el plegamiento tardi-varisco, y sólo puede observarse la mitad de la propia intrusión anular.

La Asociación Diorítica presenta, sin embargo, una cierta disposición de la biotita paralela a los contactos intrusivos, lo que sugiere la cristalización de estas rocas bajo los efectos de un régimen compresivo. Se propone, por lo tanto, un emplazamiento sinorogénico. A menudo las rocas intruidas (metasedimentarias y magmáticas) se muestran como "septos" que flotan, pero a la vez reaccionan, en la masa diorítica.

Finalmente, los diques graníticos son congruentes con direcciones de cizalla tardi-variscas bien conocidas en el Macizo Hespérico, mostrando generalmente una textura blastomilonítica.

GEOQUIMICA

Las rocas del BCIC no muestran, consideradas globalmente, un sentido claro de evolución geoquímica. La Asociación Gabroica presenta un trend alcalino moderadamente potásico, similar al de la Asociación Alcalina, mientras que la Asociación Diorítica presenta un trend calcoalcalino, que puede relacionarse, a su vez, con el de los Diques Graníticos Tardíos.

¿Podrían los gabros alcalinos evolucionar hasta granitos peraluminosos a través de dioritas calcoalcalinas moderadamente ricas en álcalis?

CAWTHORN (1976) proponía un modelo en el que grandes cantidades de álcalis, hierro y magnesio podían ser removidas mediante la cristalización precoz de anfíbol, en condiciones de alto contenido en volátiles. PONS (1982) aplicó este modelo al BCIC, resaltando el papel del sodio. Aunque, como se indicaba anteriormente, estos "cumulados" no son reconocibles en afloramiento, este modelo refleja las principales incertidumbres que hay que afrontar para explicar la evolución de este tipo de rocas.

En este trabajo se ha realizado un Análisis de Componentes Principales sobre la composición en Elementos Mayores de todas las rocas analizadas en el BCIC (lámina I). El Primer Componente es trivial, ya que la mayor variabilidad en un conjunto de rocas que abarca de peridotitas a granitos tiene lugar en los contenidos de síli-

puede representar una reconstrucción grosera (Fig. 8). En este esquema, la Asociación Gabroica intruye en los metasedimentos del Precámbrico superior y en la cobertera discordante del Cámbrico inferior. La Unidad Bandeada forma un semicírculo rodeada por la Unidad No Bandeada. Las "Peridotitas" aparecen como enclaves dentro de la Unidad Bandeada. La Asociación Gabroica intruye mediante "subsistencia de caldera". Dos series de "segmentos clásticos"³ circunvalan el conjunto gabroico. La Asociación

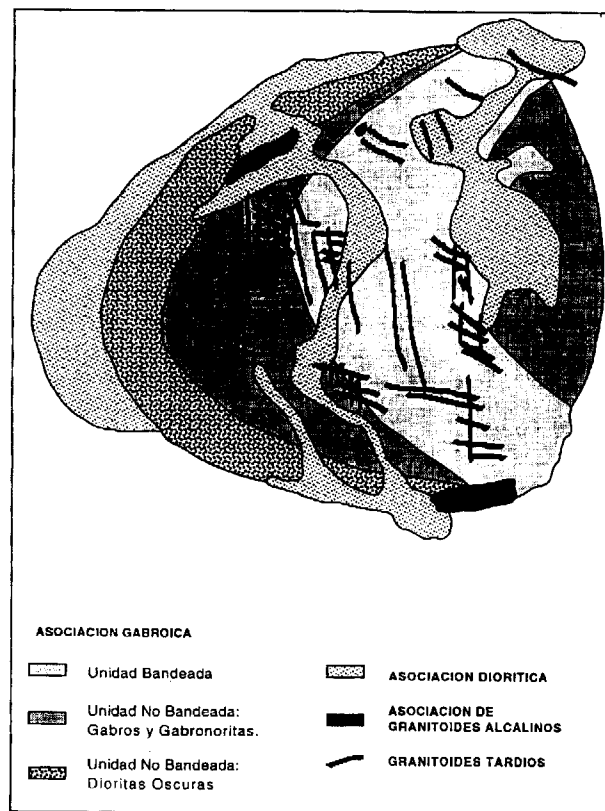


Figura 8.

Acida Alcalina presenta también una disposición anular alrededor de la Asociación Gabroica, más próxima al "segmento clástico" externo. Pero toda esta construcción está basculada hacia el

⁽³⁾ "Roof pendant"

Este, por el plegamiento tardi-varisco, y sólo puede observarse la mitad de la propia intrusión anular.

La Asociación Diorítica presenta, sin embargo, una cierta disposición de la biotita paralela a los contactos intrusivos, lo que sugiere la cristalización de estas rocas bajo los efectos de un régimen compresivo. Se propone, por lo tanto, un emplazamiento sinorogénico. A menudo las rocas intruidas (metasedimentarias y magmáticas) se muestran como "septos" que flotan, pero a la vez reaccionan, en la masa diorítica.

Finalmente, los diques graníticos son congruentes con direcciones de cizalla tardi-variscas bien conocidas en el Macizo Hespérico, mostrando generalmente una textura blastomilonítica.

GEOQUIMICA

Las rocas del BCIC no muestran, consideradas globalmente, un sentido claro de evolución geoquímica. La Asociación Gabroica presenta un trend alcalino moderadamente potásico, similar al de la Asociación Alcalina, mientras que la Asociación Diorítica presenta un trend calcoalcalino, que puede relacionarse, a su vez, con el de los Diques Graníticos Tardíos.

¿Podrían los gabros alcalinos evolucionar hasta granitos peraluminosos a través de dioritas calcoalcalinas moderadamente ricas en álcalis?

CAWTHORN (1976) proponía un modelo en el que grandes cantidades de álcalis, hierro y magnesio podían ser removidas mediante la cristalización precoz de anfíbol, en condiciones de alto contenido en volátiles. PONS (1982) aplicó este modelo al BCIC, resaltando el papel del sodio. Aunque, como se indicaba anteriormente, estos "cumulados" no son reconocibles en afloramiento, este modelo refleja las principales incertidumbres que hay que afrontar para explicar la evolución de este tipo de rocas.

En este trabajo se ha realizado un Análisis de Componentes Principales sobre la composición en Elementos Mayores de todas las rocas analizadas en el BCIC (lámina I). El Primer Componente es trivial, ya que la mayor variabilidad en un conjunto de rocas que abarca de peridotitas a granitos tiene lugar en los contenidos de síli-

ce y álcalis. En el segundo vector, sin embargo, SiO₂, CaO, MgO y FeO varían inversamente con Al₂O₃, Na₂O (y en menor proporción con TiO₂, K₂O y P₂O₅). Este vector es bastante similar al obtenido en las rocas más alteradas -por ejemplo, en la Unidad No Bandeada. La relación inversa Al/Mg puede corresponder a una segunda dirección de evolución caracterizada por una sustitución extensiva de minerales máficos anhidros por otros hidratados, y reflejar por tanto:

1) Fraccionación de minerales máficos anhidros en etapas precoces de cristalización.

2) Evolución química de un magma rico en volátiles en condiciones pobres en sílice.

3) Variaciones químicas mediante fusión parcial, y procesos de infiltración y mezcla, que han tenido lugar principalmente en la Asociación Gabroica como consecuencia de la Intrusión Diorítica.

El Tercer Componente (con casi un 5% de la varianza asociada) presente FeO, TiO₂ y K₂O inversamente relacionados con CaO, Al₂O₃, MgO y SiO₂. Un vector Fe-Ti-K es típico de la Asociación Gabroica. Más aún, estos elementos son constituyentes esenciales de minerales máficos hidratados anfíbol pargasítico y biotita.

Con todo, el rasgo más característico es la ausencia de un trend bien definido: las 140 muestras analizadas se dispersan entre los tres Componentes, y permanece aún inexplicada el 2.5% de la varianza asociada. Sin embargo, a pesar de esta dispersión, hay una buena correspondencia entre los diecisiete grupos petrográficos definidos (no todos descritos en este artículo) y la asignación geoquímica estadística, realizada mediante un Análisis Discriminante Múltiple (Lámina I). Considerando lo altamente significativo que resulta el Análisis Discriminante, y la dispersión de las muestras en el Análisis de Componentes Principales, se propone, por tanto que:

1) cada grupo petrográfico presenta su propia caracterización geoquímica.

2) los grupos petrográficos definidos no están geoquímicamente relacionados, en otras palabras: no hay un único trend de variación (evolución) geoquímica para todas las rocas del BCIC.

ESTUDIO ISOTOPICO

Se ha realizado investigaciones ⁴⁰Ar-³⁹Ar, Rb-Sr y ^δ18O en muestras de roca total y diversos piroxenos, anfíboles y micas (Tabla II). El objetivo era obtener información sobre las afinidades magmáticas y las edades de las Asociaciones Gabroica y Diorítica, ya que representan los cuerpos intrusivos más característicos.

El estudio ⁴⁰Ar-³⁹Ar se realizó sobre cinco anfíboles (Tabla II) (DALLMEYER et al., 1995): dos pargasitas de gabros pertenecientes a las Rocas Anfibólicas Transformadas, dos hornblendas

DATOS ISOTOPICOS

⁴⁰Ar-³⁹Ar :

| Muestra | | Edad Aparente |
|-----------|---------|---------------|
| SP-8-88 | Anfíbol | 337.7±1.3Ma |
| BC-123-GC | Anfíbol | 342.2±1.3Ma |
| SP-7-88 | Anfíbol | 336.6±1.6Ma |
| SP-10A-88 | Anfíbol | 335.7±1.8Ma |
| SP-10B-88 | Anfíbol | 329.1±0.7Ma |

Rb-Sr:

| Muestra | [Rb]ppm | [Sr]ppm | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr |
|------------|---------|---------|------------------------------------|------------------------------------|
| BC-35-GC | 17.2 | 157.597 | 0.70961±7* | 0.31577 |
| BC-130-GC | 6.9 | 564.909 | 0.70667±16 | 0.03533 |
| BC-66-GC | 44.9 | 509.113 | 0.70872±11 | 0.25514 |
| BC-123-GC | 3.4 | 941.960 | 0.70692±10 | 0.01044 |
| CPX-130-GC | | | 0.70691±15 | |
| CPX-123-GC | | | 0.70649±10 | |

*Error 2 D.E.

^δ18:

| Muestra | Roca Total | Opx | Cpx | Anfíbol | Biotita |
|-----------|------------|------|------|---------|---------|
| BC-35-GC | | 6.78 | | 6.79 | 6.7 |
| BC-130-GC | | 6.31 | 6.05 | 6.25 | |
| BC-66-GC | | 6.87 | 6.27 | | 5.6 |
| BC-123-GC | 6.1 | | | 6.0 | |
| BC-27-GC | 7.0 | | | | |
| BC-70-GC | 6.9 | | | 5.95 | 4.4 |
| BC-71-GC | 6.8 | | | 5.83 | |
| BC-76-GC | 7.8 | | | 6.51 | |
| BC-77-GC | 7.6 | | 6.58 | | 5.1 |
| Sp-7-88 | | | 6.56 | 6.76 | |
| Sp-8-88 | | | 6.32 | 6.41 | 5.5 |

Referencia:

| Muestra | Unidad | Muestra | Unidad |
|-----------|---------------------------|----------|----------------------|
| BC-35-GC | Peridotita | BC-70-GC | Diorita Oscura U-N-B |
| BC-130-GC | Unidad Bandeada | BC-71-GC | Diorita Oscura U-N-B |
| BC-66-GC | Gabronorita U-N-B | BC-76-GC | Asociación Diorítica |
| BC-123-GC | Gabro Anfibólico Trans. | BC-77-GC | Asociación Diorítica |
| Sp-8-88 | Gabro Anfibólico Trans. | Sp-7-88 | Asociación Diorítica |
| BC-27-GC | Diorita Anfibólica Trans. | | |

Tabla II.

pardas de cuarzdioritas pertenecientes a la Unidad No Bandeada, y la quinta una hornblenda deutérica de una diorita perteneciente a la Asociación Diorítica. Todos los datos obtenidos son coincidentes a una edad aproximada de 340 Ma, que debe ser considerada como la de la Intrusión Diorítica, ya que en áreas vecinas no afectadas termalmente por el BCIC se obtiene edades 30 Ma más antiguas para el enfriamiento post-metamórfico de los metasedimentos encajantes (QUESADA & DALLMEYER, 1994).

La investigación Rb-Sr se realizó en cuatro muestras de roca total (una harzburgita, dos gabronoritas de la Unidad Bandeada y un gabro de las Rocas Anfibólicas Transformadas) y un clinopiroxeno (de una de las gabronoritas anteriores). Las cuatro muestras de roca total definen una línea (Fig. 9) geológicamente no significativa (La Asociación Gabroica intruye en metasedimentos del Cámbrico inferior), pero cuya intercepción con el eje de ordenadas corresponde con una admisible relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7063 para el sistema supuestamente homogeneizado de Peridotitas y Gabros, ya que la línea ajustada supone un límite de pendiente máxima y no es probable una pérdida de Rb suficientemente alta como para modificar sustancialmente la distancia al eje.

Las determinaciones $\delta^{18}\text{O}$ se realizaron en varios piroxenos, anfíboles, micas y muestras de roca total. Los resultados obtenidos y la naturaleza de las muestras se presentan en la Tabla II. En ge-

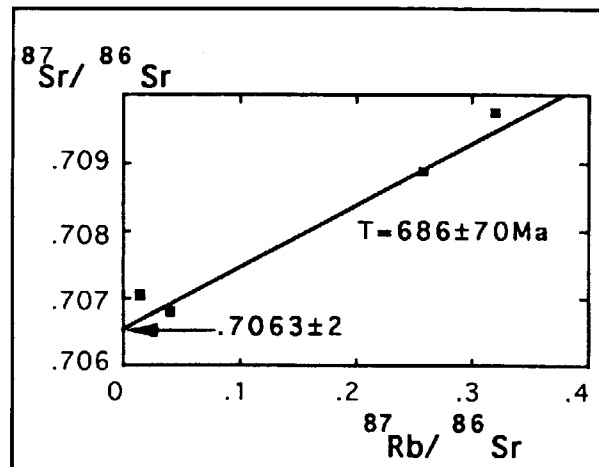


Figura 9. Línea mejor ajustada con los datos Rb-Sr en roca total de la Tabla II

neral, todos los resultados $\delta^{18}\text{O}$ son bastante similares, aunque los valores de roca total ($\delta^{18}\text{O} \approx 6.8$) y clinopiroxeno ($\delta^{18}\text{O} \approx 6.2$) de la Asociación Gabroica son algo menores que los correspondientes en la Asociación Diorítica ($\delta^{18}\text{O} \approx 7.7$ y 6.6 respectivamente).

Los valores más bajos corresponden a anfíboles y micas que han sufrido los procesos más intensos de transformación o contaminación (las cuarzdioritas de la Asociación Diorítica o de la Unidad No Bandeada). Justamente, los valores más altos corresponden a las muestras de roca total de las cuarzdioritas de la Asociación Diorítica. No hay fraccionación isotópica ($\delta^{18}\text{O} \approx 6.8$) en la flogopita, cromopargasita y ortopiroxeno de la Peridotita analizada, explicable en una cristalización en equilibrio sobre 800°C .

A partir de todos estos datos, se pueden extraer tres conclusiones más importantes: primero, que la Asociación Diorítica intruyó hace 340 Ma.; segundo, que este proceso termal reequilibró los sistemas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en los anfíboles de la Asociación Gabroica, y que esa edad debe corresponder a la cristalización o recristalización de los anfíboles pargasíticos, ya que no hay variación en las relaciones aparentes K/Ca con los sucesivos calentamientos incrementales (DALLMEYER et al., op. cit.); y tercero, que a pesar de las modificaciones sufridas en los sistemas isotópicos de la Asociación Gabroica inducidas por la Intrusión Diorítica, sus relativamente bajos valores $\delta^{18}\text{O}$ (≈ 6.8) y alta relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (≈ 0.7063) son similares a los de otros basaltos intracontinentales con trend potásico, quizá como consecuencia de algún tipo de contaminación cortical (FAURE, 1982; TAYLOR et al., 1984; NELSON, 1986).

MODELO GENETICO

El modelo propuesto para la generación del BCIC se esquematiza en la Lámina II.

El punto de partida es una cuenca postpanafricana del Cámbrico inferior desarrollada sobre un basamento continental en la que se deposita una sucesión de agua somera, que comienza con sedimentos detríticos y evoluciona a depósitos carbonatados.

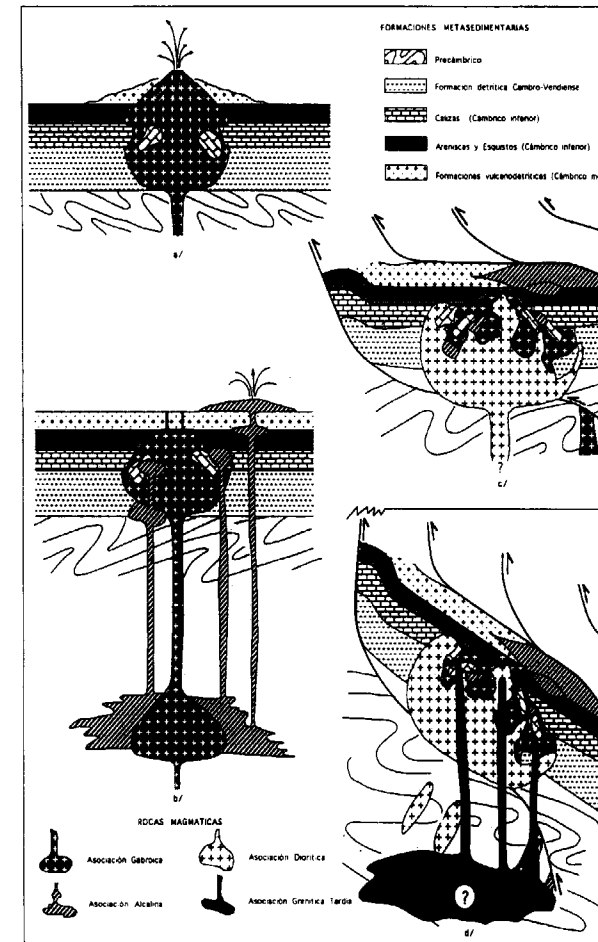


Lámina II

Seguidamente, se desarrolla un magmatismo anorogénico bimodal, con intrusiones alcalinas, ácidas y básicas; y también con manifestaciones volcánicas y vulcano-detríticas. Probablemente, los cuerpos ácidos sean resultado de la fusión de la corteza inferior.

En un tercer estadio, 160 Ma más reciente, intruyó la Asociación Diorítica con un cierto retraso respecto del pico metamórfico regional de la Orogenia Varisca, transformado y alterando las rocas previas alcalinas (y los eskarnoides relacionados).

Finalmente, la actividad compresiva dio paso a un periodo de denudación y creación de cuencas de compensación marginales. En este perio-

do se generaron diferentes tipos de segregados graníticos, que responden al nivel crustal y naturaleza de sus respectivos protolitos. Estos segregados pudieron también afectar a los depósitos metálicos, y originarían las acumulaciones metálicas más importantes.

DISCUSION

Este modelo tiene en cuenta los rasgos más característicos relativos tanto a las peculiaridades intrusivas, paragénesis y texturas minerales, afinidades geoquímicas, y fenómenos de alteración y transformación, que se observan en las diferentes rocas presentes en el BCIC. Más aún, se basa en consideraciones regionales tales como la edad del encajante, la disposición de todo el macizo en relación a las estructuras tectónicas principales (variscas) y la edad regional de los procesos magmáticos más importantes.

Sin embargo, aunque sea una hipótesis probable de generación del BCIC, se pueden aducir importantes objeciones, principalmente respecto a la dificultad de descartar que todos estos rasgos no puedan ser resultado de procesos que tengan lugar asociados a la evolución de un único magma. Por lo tanto, vale la pena discutir las "características diferentes" de las "asociaciones magmáticas" definidas en relación a las variaciones geoquímicas, a los procesos de transformación textural y mineralógica y a las edades propuestas para las rocas del macizo.

Variaciones Geoquímicas

Grosso modo, excepto las peridotitas, cada una de las cuatro asociaciones magmáticas del BCIC tiene su propia definición geoquímica. Como se estableció más atrás, el problema estriba en determinar si todas ellas pueden relacionarse en un trend singular de "evolución geoquímica"; o, al menos, si todas las rocas pueden relacionarse petrogenéticamente a un único proceso intrusivo mediante fenómenos de diferenciación, y fusión y asimilación, en diversos grados y a diferentes niveles, de corteza continental o incluso manto. Asumiendo que estos últimos procesos (fusión y asimilación) han sido predominantes

en la generación de las rocas ácidas y peridotitas (p.e.: THOMPSON et al., 1984; HUPPERT & SPARK, 1988; CHAPPELL & WHITE, 1974, WILKINSON & LE MAITRE, 1987) del BCIC, la discusión puede centrarse en las Unidades Bandeada y No Bandeada de la Asociación Gabroica y en la Asociación Diorítica.

La existencia de una sola "cadena" de rocas diferenciadas fue propuesta por PONS (1982). Como se mencionó anteriormente, su modelo requiere una fraccionación importante de anfíbol en etapas tempranas de cristalización. De hecho, la evolución de Asociación Gabroica se ha producido bajo condiciones de alto contenido en volátiles. Aunque el anfíbol observado sea una fase muy tardía, y aunque la Asociación Diorítica sea sistemáticamente intrusiva en la Gabroica, no se puede desechar *a priori* una diferenciación en profundidad. Lo que debería entonces explicarse es la ausencia de un trend geoquímico entre ambas asociaciones. Aquí, de nuevo, la argumentación tropieza con la fraccionación de fases intermedias ricas en Al-Fe-Ti-K (anfíbol y biotita) que alteran trends lineales de variación química. Una alta f^{H_2O} y la eliminación de K-Ti-Fe puede explicar también el comportamiento de diferentes elementos traza, pero no, desde luego, la diferencia importante de la $f^{S=}$ en las Asociaciones Gabroica y Diorítica. Más aún, los elementos incompatibles son en general más abundantes en la Asociación Gabroica que en la Diorítica. De hecho, a lo largo de esta discusión se ha venido asumiendo un tipo de fusión congruente muy especial de las fases hidratadas, y se ha alcanzado una situación más bien paradójica: de un magma inicial, el primer cristalizado-segregado -i.e. la Asociación Gabroica- es el más rico en elementos incompatibles y volátiles (que deberían ser el efecto y no la causa de la fraccionación de anfíbol), mientras que la Asociación Diorítica representa al mismo tiempo el residuo fraccionado y debería permanecer en una especie de reservorio "restítico". En otras palabras, la única consideración posible es que el primer fluido diferenciado tuviera la composición de un anfíbol alcalino, y estuviera acompañado de sulfuros y otros volátiles. Habría que explicar, entonces, por qué se ha producido un fluido con tal composición, y por qué medios y desde qué clase de rocas se puede originar un residuo diorítico calcoalcalino. Todas estas preguntas revelan las dificultades para relacionar

geoquímicamente todas estas rocas mediante proceso de diferenciación. Además, en opinión de este autor, hay claras evidencias, ya expuestas, de la ausencia de relación geoquímica entre las Asociaciones Gabroica y Diorítica.

Evidencias Texturales y Mineralógicas

Las rocas del BCIC presentan una amplia diversidad mineralógica y textural (Lámina III). Sin embargo, los rasgos más característicos son los que reflejan diversos estadios de fusión y recristalización, tales como los de las varias generaciones de la paragénesis principal (Cpx-Opx-Plag) en la Unidad Bandeada, el anfíbol poiquilítico -y raramente biotita- tanto en la Unidad Bandeada como en las Rocas Anfibólicas Transformadas, las plagioclasas semifundidas y soldadas en la Unidad No Bandeada, y el feldespato hipersolvus en las rocas Ácidas Alcalinas. Estas texturas transformacionales están casi exclusivamente presentes en las Asociaciones Gabroica y Ácida Alcalina, y más frecuentemente en los bordes intrusivos de las Asociaciones Diorítica y Granítica Tardía. Sin embargo, sólo implican diferentes episodios de cristalización que se pueden haber producido en lapsos de tiempo relativamente cortos durante un proceso magmático "singular" en rocas no completamente consolidadas (IRVINE, 1980; KERR y TAIT, 1985; SPARK et al., 1985). Ahora bien, los equilibrios minerales entre piroxenos en las diferentes unidades (principalmente en la Asociación Gabroica) definidas en el BCIC, y también en otras asociaciones paragenéticas, como Cr-pargasita-flogopita-Opx, son consistentes con una temperatura próxima a 800°C (RODEN et al., 1984), coincidente con la estabilidad de Cr-pargasita y tremolita (OBA, 1970) también presentes en las peridotitas. Esta temperatura puede asumirse para los procesos metasomáticos en condiciones mantélicas de las peridotitas del BCIC, pero a menores presiones, ha sido también la temperatura de intrusión de la Asociación Diorítica. Por tanto, el carácter quasi-metamórfico de los piroxenos en el BCIC, ya resaltado por PONS (1982), puede deberse realmente a una re-equilibración de estos minerales, que pudo ocurrir muy posteriormente a su cristalización. Por otra parte, 800°C es una tem-

procesos de generación textural, y aunque parte de estos caracteres se deban a la propia naturaleza poli-intrusiva del primer complejo gabro-granítico.

Estudio Isotópico

La mayor parte de las conclusiones obtenidas en estas investigaciones ya se han puesto de manifiesto. La discusión se centra ahora en qué se puede esperar de este tipo de estudios si se admite el modelo genético propuesto. A 800°C todos los sistemas isotópicos han sido reequilibrados. Más aún, con transformaciones más profundas, los datos de roca total tienen que ser cuidadosamente interpretados. Por ejemplo, $\delta^{18}O$ en los gabros podría haber presentado mayores valores antes del proceso térmico asociado a la Intrusión Diorítica (TAYLOR et al., 1986; SHEPPARD, 1986). Respecto a los resultados Rb-Sr, no hay constancia del comportamiento de Rb-y Sr- en las asociaciones Gabroica y Ácida Alcalina durante la intrusión de la Asociación Diorítica. Se considera que 500°C es la temperatura de cierre de los sistemas Rb-Sr (STEIGER & JAGER, 1977), de donde aunque una homogeneización completa no se haya producido, lo más probable es obtener una edad incierta en un estudio de isocrona, aunque -como se defendía más atrás- la relación inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ presentada en este artículo para la Asociación Gabroica puede ser aceptable. Finalmente, la interpretación de los resultados isotópicos de Ar como resultado de un proceso magmático termal se basa en datos de Ar obtenidos en formaciones metasedimentarias próximas (ver más atrás). En resumen, puede admitirse que las conclusiones previas están de acuerdo con el modelo sugerido de generación del BCIC. Es más, si este modelo es cierto, cabría esperar estos resultados isotópicos, pero probablemente este tipo de investigaciones no constituiría la herramienta más apropiada para descifrar los muchos problemas que todavía subyacen en la evolución del BCIC.

CONCLUSION

El BCIC no es propiamente hablando un "macizo diorítico zonado" aunque se definiera de tal

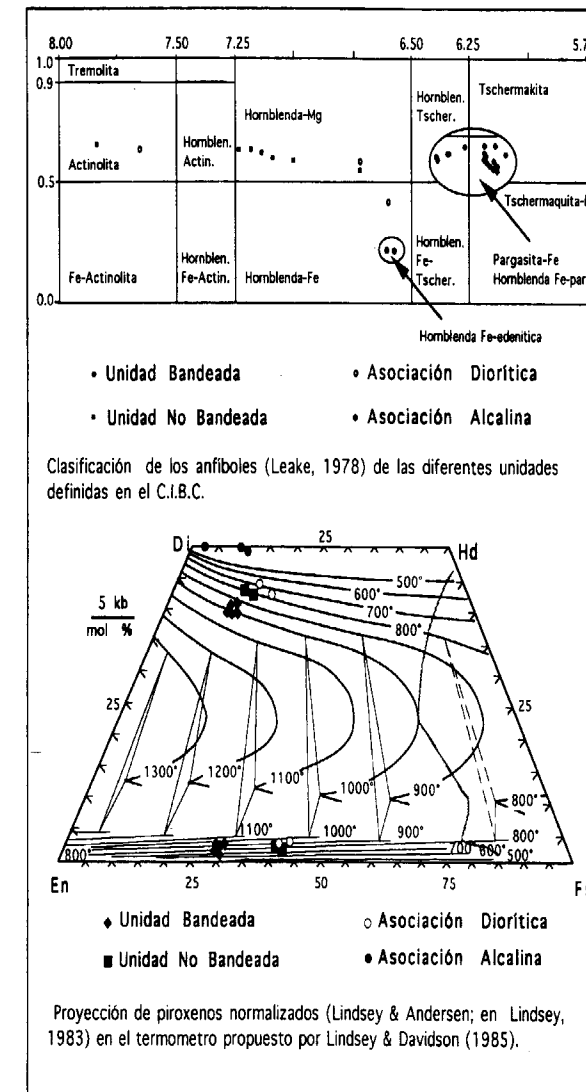


Lámina III

peratura suficientemente alta para la recristalización de fases hidratadas (GILBERT et al., 1982). En conclusión, esta es una temperatura suficientemente alta para la transformación de estos gabros ricos en volátiles (y también de los granitoides alcalinos). Así pues, se puede mantener que gran parte de las texturas transformacionales, directamente relacionadas con la intrusión de la Asociación Diorítica, tuvieron lugar después de la generación previa del complejo gabro-granito, aunque no hay posibilidad de determinar el lapso de tiempo habido entre los dos

manera en la introducción, KELEMEN y GIORSO (1986) tras investigar el Big Jim Complex sugirieron cuatro tipos de "macizos dioríticos zonados", de los que uno de ellos representado por el propio Big Jim Complex se originaría -de acuerdo con estos autores- por la intrusión de dioritas muy calientes (sobre 1100°C) en peridotitas más antiguas. La Asociación Diorítica del BCIC no intruyó a tan altas temperaturas. Más que un proceso generalizado de asimilación y diferenciación posterior, lo que se puede observar es un proceso muy complicado de intrusión, transformación, y también mezcla, en diversos grados. De todas formas, en cierto sentido se pueden considerar que los dos macizos comparan analogías.

Así pues, como conclusión general -en cierto modo al margen, pero derivada del estudio del BCIC, considero que una serie de cuestiones previas deberían orientar la investigación cuando se estudian terrenos poliorogénicos en los que se reconocen incluso unidades relativas a los diferentes estadios del desarrollo de un ciclo orogénico completo:

- 1) a qué episodio corresponde cada cuerpo magmático,
- 2) cómo han evolucionado a través de la subsiguiente historia orogénica,
- 3) qué procesos les han afectado; y, finalmente,
- 4) en qué medida su presencia ha favorecido la instalación -o la producción- de nuevos cuerpos magmáticos.

AGRADECIMIENTOS

Los diferentes estadios de esta investigación fueron posibles mediante diversas becas concedidas -y fondos provistos- por el Instituto Tecnológico Geominero de España (I.T.G.E.), el programa Fulbright-Hays y la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (C.I.C.Y.T.).

REFERENCIAS

ALIA, M. (1963): Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, G, LXI, 247-262.

ANDRADE, M. M.; BORGES, F. S.; MARQUES, M. M.; NORONHA, F. y PINTO, M. S. (1983): Contribuição para o conhecimento de faixa metamórfica de Foz de Douro (Nota previa). *I Cong. Nac. Geol. Aviero. Univ. Aviero. Sum.*

APALATEQUI, O; EGUILUZ, L. y QUESADA, C. (1990): Structure of the Ossa-Morena Zone. En "Pre-Mesozoic Geology of Iberia". Editores: R. D. Dallmeyer y E. Martínez García. Springer, Berlín. 280-281.

ARRIBAS, A. (1962): Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Burguillos del Cerro (Badajoz). *Est. Geol.*, XVIII, 173-192.

BEA, F.; SANCHEZ GONZALEZ DE HERRERO, J. G. y SERRANO PINTO, M. (1987): Una compilación geoquímica (elementos mayores) para los granitoides del Macizo Hespérico. En "Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico". Editores: Bea, F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J. C.; López Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M. D. Editorial Rueda, Madrid. 87-194.

BELLON, H.; BLACHERE, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, CH.; DIXSAUT, CH; HERTRICH, B. PROST-DAME, V.; ROSSI, PH.; SIMON, D. y TAMAIN, G. (1979): Radiochronologie, évolution tectonomagmatique et implications métallogéniques dans les Cadomo-Variscides du Sud-Est hespérique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XXI, 112-120.

BRIQUEU, L.; BOUGAULT, H.; JARON, J. L. (1984): Quantification of Nb-Ta-Ti and V anomalies in magmas associated with subduction. Petrogenetic implications. *Earth Planet Sci. Lett.* 68, 297, 308.

CAWTHORN, R. G. (1976): Melting relations in part of the systems CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Na₂O-H₂O under 5 Kb. pressure. *J. Petrol.*, 17, 44-72.

CHACON, J. (1982): El límite entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena al Este de la Tierra de Barros (SW Macizo Ibérico, Badajoz). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 163-183.

CHAPPELL, B. W. and WHITE, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.

CUETO, L. A.; EGUILUZ, L.; LLAMAS, J. F. y QUESADA, C. (1983): La granodiorita de Pallarés, un intrusivo Precámbrico en la Alineación Olivenza-Monesterio (Zona de Ossa-Morena). *Com. Serv. Geol. Port.* 69 (2), 219-226.

DALLMEYER, R. D.; GARCIA CASQUERO, J. L. y QUESADA OCHOA, C. (1995): ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral age constraints on the emplacement of the Burguillos del Cerro plutonic Complex (Ossa-Morena Zone, SW Iberia) *Bol. Geol. Min.* 106, 203-214.

DALLMEYER, R. D. y MARTINEZ GARCIA, E., editores (1990): "Pre-Mesozoic Geology of Iberia". Springer, Berlín. Varios autores.

DEBON, F. y LE FORT, P. (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 73, 135, 149.

FAURE, G. (1982): Principles of Isotope Geology. 2ª Edición. Willey & Sons.

FERNANDEZ, J.; COULLAUT, J. L.; AGUILAR, M. J. y QUESADA, C. (1981): M.A.G.N.A. Hoja 875, Jerez de los Caballeros. I.G.M.E.

FRANCIS, D. M. (1976): The origin of amphiboles in Iherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska. *J. Petrol.* 17, 357-378.

GALINDO, C.; CASQUET, C.; PORTUGAL FERREIRA, M. y MACEDO, C. A. R. (1987): Geocronología del Complejo Plutónico Táliga-Barcarrota (CPTB). (Badajoz, España). En "Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico". Editores: Bea, F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J. C.; López Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M. D. Editorial Rueda, Madrid. 385-392.

GALINDO, C.; CASQUET, C.; PORTUGAL FERREIRA, M. y PRIEM, H. N. A. (1990): Dataciones Rb/Sr en el complejo plutónico Táliga-Barcarrota (CPTB) (Badajoz). *Geogaceta* 8, 7-10.

GARCIA CASQUERO, J. L. (1990): Presence of tonalite-trondhjemite series in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geol. Rund.* 79 (3), 741-752.

GARCIA CASQUERO, J. L. (1991): El Complejo Plutónico de Burguillos del Cerro, un macizo politípico y polintrusivo en la Cadena Hercínica Ibérica. Tesis Doctoral Univ. Salamanca. No publicada.

GARCIA CASQUERO, J. L.; BOELRIJK, N. A. I. M.; CHACON, J. y PRIEM, H. N. A. (1985): Rb-Sr evidence for the presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geol. Rund.* 74 (2), 379-384.

GARCIA CASQUERO, J. L.; PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M. y CHACON, J. (1988): Isotopic dating of the mylonitization of the Azuaga Group in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geol. Rund.* 77 (2), 483-489.

GILBERT, M. C.; HELZ, R. T.; POPP, R. K. y SPEAR, F. J. (1982): Experimental studies of amphibole stabilities. En: "Amphiboles: petrology and experimental phase relations". Volumen 9B, Reviews in Mineralogy. Editor P.H. Ribbe. Capítulo 2, 229-346.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1922): Rasgos fundamentales de la constitución e historia geológica del solar ibérico. *Real Acad. Cien. Exac. Fis. y Nat. Madrid.*

HUPPERT, H. E.; SPARK, R. S. J.; TURNER, J. S. (1982): Replenished magma chamber: effect of compositional zonation and imput rates. *Earth Planet SCI Lett.* 57, 349-357.

I.G.M.E. (1968): Estudio metalogenético de la Hoja num. 853, Burguillos del Cerro. Apéndice II de la geología minera de dicha Hoja, del Programa Sectorial de Investigación de Minerales de Hierro en el subsector IV (Reserva del Suroeste).

IRVINE, T. N. (1980): Magmatism, infiltration, metasomatism, double diffusive fractional crystallization and adcumulus growth in The Muskox and other layered intrusions. En "Physic of Magmatic Processes", ed. R. B. Hargraves; Princeton University Press, 325-383.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000. I.G.M.E.

KELEMEN, PH. y GHIORSO, M. S. (1986): Assimilation of peridotite in zoned calc-alkaline plutonic complexes: evidence from The Big Jim Complex. Washington Cascades. *Contrib. Mineral. Petrol.* 94, 12-28.

KERR, R. C. y TAIT, S. R. (1985): Convection exchange between pore fluid and an overlying reservoir of dense fluid: a postcumulus process in layered intrusions. *Earth Planet. Sci Lett.*, 75, 147-156.

LEAKE, B. E. (1978): Nomenclature of Amphiboles. *Am. Miner.* 63, 1023-1052.

LeBAS, M. J.; LeMAITRE, R. W.; STRECKEISEN, A.; ZANNETTIN, B. (1986): Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745-750.

LINDSLEY, D. H. (1983): Piroxene thermometry. *Am. Min.* 68, 477-493.

LINDSLEY, D. H. y DAVIDSON, P. M. (1985): Thermodynamic analysis of quadrilateral pyroxenes. Part. II: modelo calibration from experiments and application to geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 91, 390-404.

LOTZE, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Messeta. *Geotekt. Forsch.* 6, 78-92.

MUELAS PEÑA, A.; SOUBRIER GONZALEZ, J. y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1977): M. A. G. N. A. Hoja 853, Burguillos del Cerro. I.G.M.E.

MUNHA, J.; OLIVEIRA, J. T.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, V.; QUESADA, C. y KERRICH, R. (1986): Beja-Acebuches Ophiolite: characterization and geodynamic significance. *Maléa*, 2 (13), 31.

NASLUND, H. R. (1986): Disequilibrium partial melting and rheomorphic layer formation in the contact aureole of The Basistoppen Sill (East Greenland). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, 359-367.

NELSON, D. R.; McCULLOCH, M. T.; SUN, S. S. (1986): The origins of ultrapotassic rocks as inferred from Sr, Nd and Pb isotopes. *Geoch. Cosmoch. Acta* 50, 231-245.

OBA, T. (1980): Phase relations in the tremolite-pargasite join. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 247-256.

PARGA PONDAL, I.; PARGA PEINADOR, X. R.; VEGAS, R. and MARCOS, A. (1982): Mapa Xeológico do Macizo Hespérico 1:500.000. *Sem. Est. Galegos, Laxe.*

PONS, J. (1982): Un modèle d'évolution de complexes plutoniques: Gabros et granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Tesis Doctoral Univ. Toulouse. No publicada.

PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H.; HEBEDA, E. H. y VERDUMEN E. A. Th. (1970): Dating Events of Acid Plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclogae Geol. Helv.*, 63, 255-274.

QUESADA, C. (1991): Geological constraint on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics* 185, 225-245.

QUESADA, C. y DALLMEYER, R. D. (1994): Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Spain): characteristics and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. *Tectonophysics*, 231, 195-213.

RIBEIRO, A.; QUESADA, C. y DALLMEYER, R. D. (1987): Tectonostratigraphic Terranes and The Geodynamic Evolution of the Iberian Variscan Fold Belt. *Conference on Deformation and Plate Tectonics, Gijón (Spain)*. "Abstract" Volumen, 60-61.

RIBEIRO, A.; QUESADA, C. y DALLMEYER, R. D. (1991): Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. En: R. D. Dallmeyer y E. Martínez-García (Eds.) "Pre-Mesozoic Geology of Iberia". Springer-Verlag.

ROBARDET, M. (1976): L'originalité du segment hercynien sudibérique au Paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Devonien dans le Nord de la Province de Seville (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris, D*, 283, 999-1002.

RODEN, M. F.; FREY, F. A. y FRANCIS, D. M. (1984): An example of consequent mantle metasomatism in peridotite inclusions from Nunivak Island, Alaska. *J. Petrol.* 25-546-577.

SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETEGE, L. G. y PORTUGAL FERREIRA, M. (1987): Síntese geocronológica dos granitoides do Maciço Hespérico. En "Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico". Editores: Bea, F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J. C.; López Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M. D. Editorial Rueda, Madrid. 87-194.

SHEPPARD, M. F. S. (1986): Igneous rocks III: Isotopic Case Studies of Magmatism in Africa, Eurasia and Oceanic Islands. En "Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes". Editores: J. W. Valley, H. P. Taylor, Jr y J. R. O'Neil. *Reviews in Mineralogy*, 16: Capítulo 10, pp 319-371.

SKERVAIS, J. W. (1982): Ti-V plot and the petrogenesis of modern and ancient ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 101-118.

SPARK, R. S. J.; HUPPERT, H. E.; KERR, R. C.; MCKENZIE, D. P. y TAIT S. R. (1985): Postcumulus Processes in Layered Intrusions. *Geol. Mag.* 122, 555-568.

STEIGER, R. H. y JAGER, E. (1977): Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constant in geochronology and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359-362.

SUN, S. S. (1982): Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geoch. Cosmoch. Acta* 46, 179-192.

TAYLOR, H. P. Jr. y SHEPPARD, M. F. S. (1986): Igneous Rocks I: Processes of Isotopic Fractionation and Isotopic Systematics. En "Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes". Editores: J. W. Valley, H. P. Taylor, Jr and J. R. O'Neil editors. *Reviews in Mineralogy*, 16: Capítulo 8, pp. 227-271.

TAYLOR, H. P.; TURI, B.; CUNDARI, A. (1984): $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and chemical relationships in K-rich volcanic rocks from Australia, East Africa, Antarctica, and San Venanzo-Cupaeolo, Italy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 69, 263-276.

THOMPSON, R. N.; MORRISON, M. A.; HENDRY, G. L. y PARRY, S. J. (1984): An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. Lon.* A310, 549-590.

WILKINSON, J. F. G. y Le MAITRE, R. W. (1987): Upper Mantle Amphiboles, and Micas and TiO_2 , K_2O and P_2O_5 Abundances and $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ Ratios of Common Basalts and Andesites: Implications for Modal Mantle Metasomatism and Undepleted Mantle Compositions. *J. Petrol.* 28 (1), 37-73.

WILKINSON, L. (1989): SYSTAT: The system for statistics. *Evanston*, II. 638 pp.

ZEN, E. (1986): Aluminium enrichment in silicate melts by fractional crystallization: Some mineralogic and petrographic constraints. *J. Petrol.* 27, 1095-1118.

Original recibido: Mayo de 1995.

Original aceptado: Junio de 1995.

INFORMACION

Libros

Reducción de riesgos geológicos en España

El contenido de este libro, editado por el ITGE, corresponde a las Jornadas del mismo nombre coorganizadas por el ITGE y la Real Academia de Ciencias y celebradas en Madrid en Noviembre de 1994.

El libro analiza los Riesgos siguientes: Sísmico, Volcánico, Movimientos de Ladera y Dinámica de Costas. Además, analiza la vertiente económica y la Protección Civil.

Incluye también las intervenciones de las tres Mesas Redondas: Riesgos Internos, Externos y Riesgos Geológicos y Sociedad.

Este libro, junto a trabajos como los Informes Anuales sobre Desastres Naturales en España y el Mundo, constituye una aportación fundamental del ITGE al Decenio Internacional para Reducción de Desastres Naturales de la ONU, 1990-2000.

La obra se desarrolla según el siguiente índice:

Presentación. *Ilmo. Sr. D. Camilo Caride de Liñán.*

Apertura "Jornadas de Riesgos Geológicos en España". *Excmo. Sr. D. Angel Martín Municio.*

El riesgo sísmico en España. *Julio Mezcua.*

Esquema sismotectónico del Mediterráneo. *Agustín Udías Vallina.*

Estudios de Microzonificación de la peligrosidad y vulnerabilidad sísmica en Alcoy y Lorca: *Joaquín Mulas de la Peña.*

Estudios de microzonación de peligrosidad sísmica en Granada. *Emilio Carreño.*

Los movimientos de ladera en España. *Mercedes Ferrer Gijón.*

Nuevas tecnologías de corrección de movimientos de ladera. *Carlos Oteo Mazo.*

Probabilidad y vulnerabilidad en movimientos de ladera. *Francisco-Javier Ayala Carcedo.*

Modelos de erosión-sedimentación de costas españolas. *Vicente Gabaldón López.*

Problemas y técnicas de prevención en dinámica litoral aplicadas en España. *Antonio Lechuga Alvaro.*

Directrices y Planes de Emergencia en Riesgos Naturales. *Carlos Dueñas Molina.*

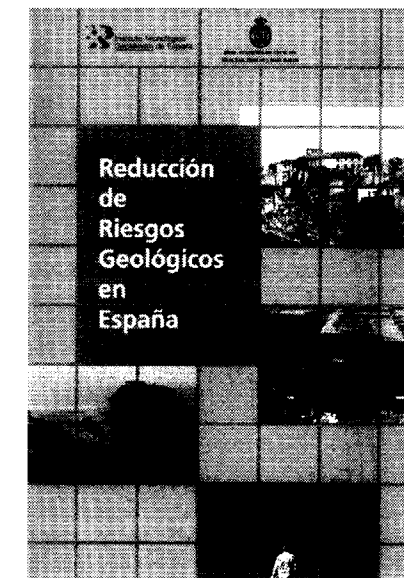
Economía y seguros de los riesgos de la naturaleza en España. *Ignacio Marchetti Bermejo.*

1ª Mesa Redonda: Ciencia y tecnología en la reducción de riesgos geológicos internos. *Moderador: José María Fúster Casas.*

2ª Mesa Redonda: Ciencia y tecnología en la reducción de riesgos geológicos externos. *Moderador: José María Fúster Casas.*

3ª Mesa Redonda: Riesgos Geológicos y Sociedad. *Moderador: Francisco Vidal.*

Clausura "Jornadas de Riesgos Geológicos en España". *Ilmo. Sr. D. Camilo Caride de Liñán.*



Mitigación de riesgos volcánicos. *Franco Barberi.*

Peligrosidad y riesgo volcánico en las Islas Canarias. *Juan Carlos Carracedo.*

INFORMACION

Libros

Reducción de riesgos geológicos en España

El contenido de este libro, editado por el ITGE, corresponde a las Jornadas del mismo nombre coorganizadas por el ITGE y la Real Academia de Ciencias y celebradas en Madrid en Noviembre de 1994.

El libro analiza los Riesgos siguientes: Sísmico, Volcánico, Movimientos de Ladera y Dinámica de Costas. Además, analiza la vertiente económica y la Protección Civil.

Incluye también las intervenciones de las tres Mesas Redondas: Riesgos Internos, Externos y Riesgos Geológicos y Sociedad.

Este libro, junto a trabajos como los Informes Anuales sobre Desastres Naturales en España y el Mundo, constituye una aportación fundamental del ITGE al Decenio Internacional para Reducción de Desastres Naturales de la ONU, 1990-2000.

La obra se desarrolla según el siguiente índice:

Presentación. *Ilmo. Sr. D. Camilo Caride de Liñán.*

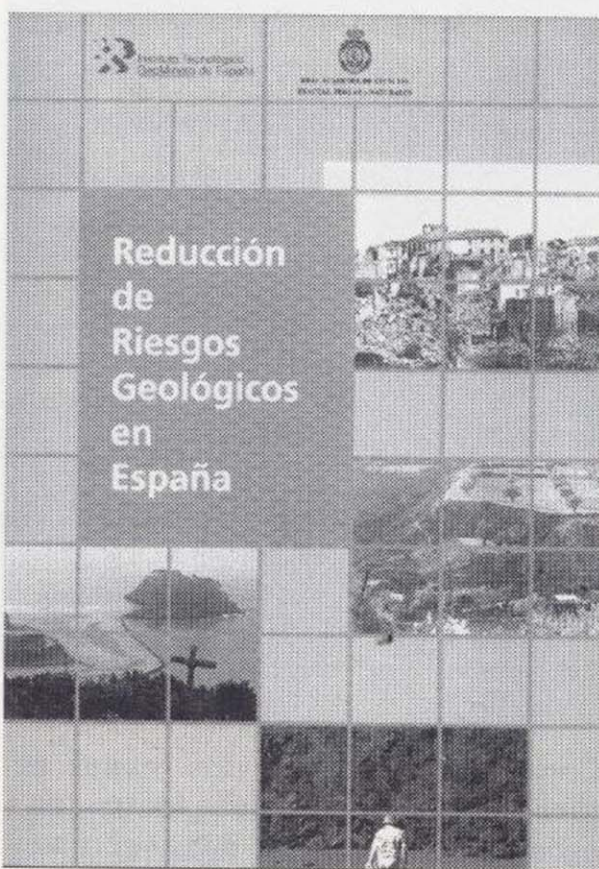
Apertura "Jornadas de Riesgos Geológicos en España". *Excmo. Sr. D. Angel Martín Municio.*

El riesgo sísmico en España. *Julio Mezcuca.*

Esquema sismotectónico del Mediterráneo. *Agustín Udías Vallina.*

Estudios de Microzonificación de la peligrosidad y vulnerabilidad sísmica en Alcoy y Lorca: *Joaquín Mulas de la Peña.*

Estudios de microzonación de peligrosidad sísmica en Granada. *Emilio Carreño.*



Mitigación de riesgos volcánicos. *Franco Barberi.*

Peligrosidad y riesgo volcánico en las Islas Canarias. *Juan Carlos Carracedo.*

Los movimientos de ladera en España. *Mercedes Ferrer Gijón.*

Nuevas tecnologías de corrección de movimientos de ladera. *Carlos Oteo Mazo.*

Probabilidad y vulnerabilidad en movimientos de ladera. *Francisco-Javier Ayala Carcedo.*

Modelos de erosión-sedimentación de costas españolas. *Vicente Gabaldón López.*

Problemas y técnicas de prevención en dinámica litoral aplicadas en España. *Antonio Lechuga Alvaro.*

Directrices y Planes de Emergencia en Riesgos Naturales. *Carlos Dueñas Molina.*

Economía y seguros de los riesgos de la naturaleza en España. *Ignacio Marchetti Bermejo.*

1ª Mesa Redonda: Ciencia y tecnología en la reducción de riesgos geológicos internos. *Moderador: José María Fúster Casas.*

2ª Mesa Redonda: Ciencia y tecnología en la reducción de riesgos geológicos externos. *Moderador: José María Fúster Casas.*

3ª Mesa Redonda: Riesgos Geológicos y Sociedad. *Moderador: Francisco Vidal.*

Clausura "Jornadas de Riesgos Geológicos en España". *Ilmo. Sr. D. Camilo Caride de Liñán.*

Libro Blanco de la Minería de la Comunidad de Madrid

El Libro Blanco de la Minería de la Comunidad de Madrid, elaborado por el ITGE, es fruto de un Convenio Marco entre dicho Organismo Autónomo y la Consejería de Economía y Empleo de la Comunidad de Madrid.

La obra se orienta al conocimiento de la minería de la Comunidad de Madrid desde una doble vertiente, la histórica y la actual. Ambas perspectivas pueden ser complementarias para un mejor enfoque de futuras posibilidades de aprovechamiento de los recursos mineros. Recorriendo los sucesivos capítulos se muestran tanto los hitos del laboreo minero histórico en la Comunidad de Madrid, como los datos y estadísticas referentes a la explotación y tratamiento, hoy en día, de las materias primas minerales.

Los tres primeros capítulos corresponden, respectivamente, a una introducción histórica, una recopilación de la información geológico-minera básica, gráfica y documental, y una completa síntesis geológica. Tras ellos se desarrollan otros cinco capítulos correspondientes a la prospección y explotación de minerales energéticos, metálicos y no metálicos, rocas y minerales industriales, recursos geotérmicos y aguas minerales de la Comunidad.

De los dos siguientes capítulos, uno se ocupa de las plantas de tratamiento, de especial significación en la presente industria minera de la Autonomía, y el otro contempla la relación entre minería y medio ambiente, exponiéndose algunos de los logros conseguidos en la restauración del entorno de las zonas explotadas.

A continuación se encuentra un capítulo de análisis socio-económico, en

el que se analiza, con especial énfasis, el complejo entramado social y económico donde se desenvuelve el conjunto de la actividad minera.

Como capítulo final se presentan el resumen y conclusiones del estudio.

Una recopilación de bibliografía, clasificada por temas, cierra el texto de la obra.



Completan el trabajo dos mapas extensibles: Mapa de Aguas Minerales a escala 1/400.000, en B/N, representando síntesis de litologías, facies hidroquímicas asociadas y localidades con aguas minerales, y Plano Geológico-Minero a escala 1/200.000, en color, en el que se aunan la información geográfica y geológica con la ubicación de indicios minerales y de explotaciones activas en la Comunidad de Madrid.

La obra consta de los siguientes capítulos:

CAPITULO 1. *Introducción.*

CAPITULO 2. *Información geológico-minera básica.*

CAPITULO 3. *Síntesis geológica*

CAPITULO 4. *Minerales energéticos.*

CAPITULO 5. *Minerales metálicos y no metálicos.*

CAPITULO 6. *Rocas y minerales industriales.*

CAPITULO 7. *Recursos geotérmicos.*

CAPITULO 8. *Aguas minerales.*

CAPITULO 9. *Plantas de tratamiento.*

CAPITULO 10. *Minería y medio ambiente.*

CAPITULO 11. *Análisis socio-económico.*

CAPITULO 12. *Resumen y conclusiones.*

Asimismo incluye: Plano Geológico-Minero de la Comunidad de Madrid a escala 1/200.000, en color, con representación de núcleos de población, toponimia, curvas de nivel, puntos acotados, red viaria actualizada, red hidrográfica, cartografía geológico-estructural, situación e identificación de indicios o depósitos minerales y de explotaciones activas (tamaño 72x80 cm, plegado en formato DIN A4).

Mapa de Aguas Minerales de la Comunidad de Madrid a escala 1/400.000, en B/N, con núcleos de población y vías de comunicación principales, toponimia, síntesis de litologías y facies hidroquímicas asociadas, y relación de localidades con aguas minerales de la Comunidad (formato DIN A5 plegado).

NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Contaminación y depuración de suelos

El problema de la Contaminación de Suelos, ha adquirido una notable importancia en los últimos años. Consciente de ello, el ITGE, a través de su Area de Ingeniería Geoambiental, ha promovido, coordinado y financiado la realización de este libro, cuya edición ha corrido a cargo del equipo de Geoquímica Ambiental de la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid.

Con la publicación de este libro, primero específicamente dedicado al tema, que se ha editado en España, se llena un hueco que contribuirá a lograr un mejor medio ambiente en España.

El contenido, se estructura en seis grandes apartados de la forma siguiente:

INDICE

I. CONCEPTOS GENERALES

Estudios de suelos y evaluación de tierras. *Miguel Donézar Díez de Ulzurrun.*

Factores de control de los contaminantes. El suelo como receptor y amortiguador de la contaminación. *Raimundo Jiménez Ballesta. Antonio Gutiérrez Maroto.*

Dinámica de metales pesados en suelos. *Victoria Cala Rivero.*

Contaminación de suelos por productos orgánicos. Plaguicidas. *Paloma Navarrete Martínez.*

Contaminación de sedimentos marinos por metales pesados. *Antonio Callaba de Roa. María José Pellicer Bautista.*

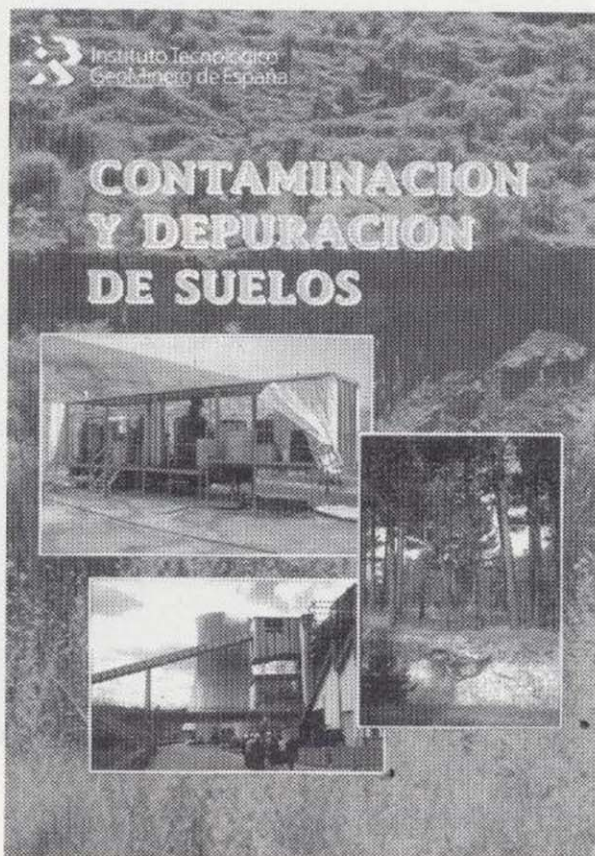
Introducción a la modelización del transporte de solutos en medios porosos no saturados. *Francisco Javier Elorza Tenreiro.*

II. ENSAYOS Y ANALISIS

Métodos de obtención y preparación de muestras en el estudio de la contaminación de los suelos. *Luis Alcalá del Olmo.*

Ensayos para la caracterización físico-química de las muestras en contaminación de suelos. *Luis Alcalá del Olmo.*

Análisis químico de un suelo. *Juan Francisco Llamas Borrajo.*



Aplicación de las técnicas de absorción y emisión atómica al análisis de elementos traza en suelos y sedimentos. *Santiago del Barrio Martín.*

Metodología analítica en el estudio de los metales pesados en suelos. *Victoria Cala Rivero.*

Valoración y diagnóstico ecotoxicológico de la contaminación del suelo. *María Jesús Muñoz Reoyo.*

Ensayos toxicológicos en la valoración de suelos. *José Vicente Tarazona Lafarga.*

III. MUESTREO Y TRATAMIENTO DE DATOS

Teoría general del muestreo. *Enrique Chacón Oreja.*

Aplicación del cálculo de probabilidades geométricas al diseño de redes de muestreo para la localización de depósitos de residuos y suelos contaminados. *Antonio Callaba de Roa. Luis Felipe Mazadiego Martínez. Enrique Chacón Oreja, Juan Francisco Llamas Borrajo.*

Interpolación y estimación. *Félix Miguez Marín.*

Análisis multivariante de datos. *Enrique Chacón Oreja.*

IV. TECNICAS DE CARTOGRAFIA DE CONTAMINANTES

Autocorrelación espacial y criterios de reconocimiento de anomalías. *Luis Felipe Mazadiego Martínez.*

V. INGENIERIA DE DEPURACION DE SUELOS

Recuperación de suelos. *Eduardo de Miguel García.*

Biorrecuperación de suelos. *Christine Pennerstorfer. Edith Bauer. Rudolf Braun.*

VI. LEGISLACION

Legislación sobre protección de suelos. *Helena de Lizaur García-Margallo.*

Manual de reutilización de residuos de la industria minera, siderometalúrgica y termoeléctrica

Dentro de la serie de Ingeniería Geoambiental, el Instituto Tecnológico Geominero de España saca a la luz este "MANUAL DE REUTILIZACION DE RESIDUOS DE LA INDUSTRIA MINERA, SIDEROMETALURGICA Y TERMOELECTRICA".

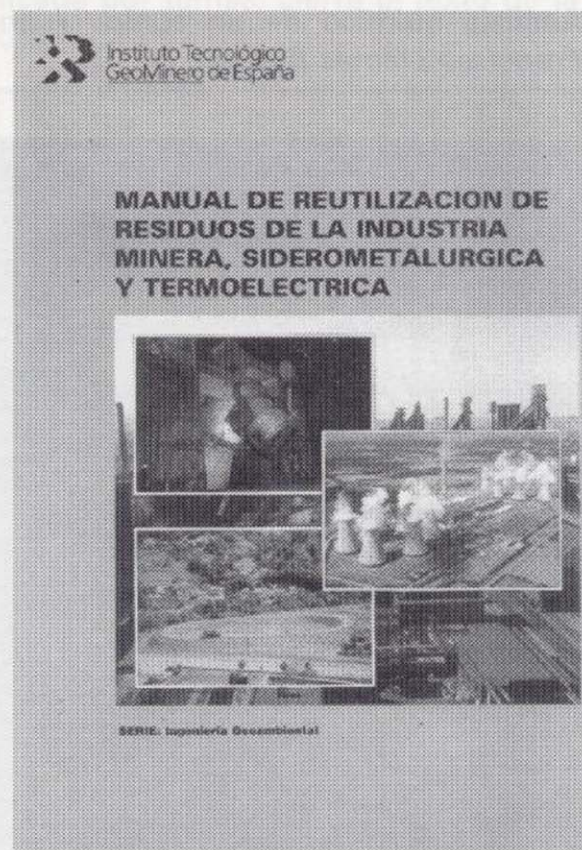
La obra comienza con una presentación de Camilo Caride de Liñán, Director General del ITGE, exponiendo el problema que presenta el gran volumen de residuos de muy distintas características que se producen en el país, como son los desechos de las industrias mineras, siderometalúrgicas y termoeléctricas y cuyos problemas y soluciones se abordan en este manual.

Como es sabido, los daños causados por estos vertidos en el medio ambiente son responsabilidad de la industria que los genera. La contaminación y pérdida de suelos que tanto incide en su productividad, como las de las aguas, empobrecidas en su calidad, son sólo algunas de las consecuencias derivadas de los vertidos.

Uno de los objetivos del ITGE, consciente de esta problemática ambiental, es prestar ayuda y asistencia técnica a cuantas industrias y otros organismos lo soliciten.

El manual se estructura en tres partes:

La primera de ellas se dedica a los residuos procedentes de la industria minera del carbón y toca los siguientes puntos:



-Producción mundial.

-Características mineralógicas y químicas.

-Propiedades físicas y térmicas.

-Posibilidades de utilización en España y otros países.

-Relleno subterráneo: técnicas empleadas.

-Empleo ingeniería civil: propiedades geotécnicas, riesgo de la combustión de los estériles, lugares de uso y empleo en diversos países. Su empleo como materiales de construcción.

-Aprovechamiento energético y otras aplicaciones.

La segunda parte estudia de los tratamientos que se da a los residuos siderúrgicos de factorías integrales y de la siderurgia no integral, así como de la metalurgia no férrea.

La tercera y última parte dedicada a la industria termoeléctrica se abordan los diferentes tipos de residuos: clasificación, propiedades físicas y composición mineralógica, así como sus posibilidades de utilización.

Pensamos que esta obra puede ser de gran utilidad para muchos especialistas interesados en la gestión de residuos, máxime en unos momentos en los que la reutilización de residuos se considera como de interés prioritario desde todos los puntos de vista.

La obra está profusamente ilustrada a lo largo de 308 páginas, presentándose en el formato habitual de esta colección de 29,5 x 21 cm

L. A.

Manual de reutilización de residuos de la industria minera, siderometalúrgica y termoeléctrica

Dentro de la serie de Ingeniería Geoambiental, el Instituto Tecnológico Geominero de España saca a la luz este "MANUAL DE REUTILIZACIÓN DE RESIDUOS DE LA INDUSTRIA MINERA, SIDEROMETALURGICA Y TERMOELECTRICA".

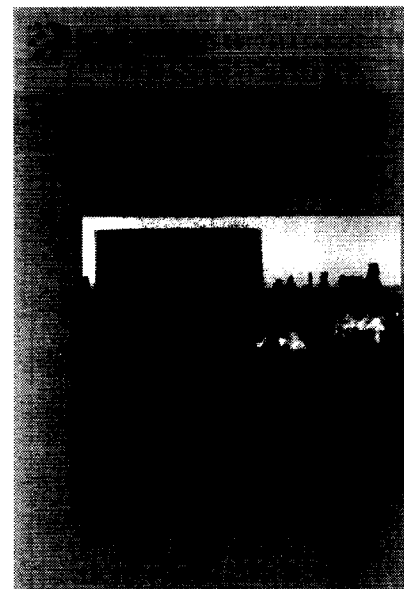
La obra comienza con una presentación de Camilo Caride de Liñán, Director General del ITGE, exponiendo el problema que presenta el gran volumen de residuos de muy distintas características que se producen en el país, como son los desechos de las industrias mineras, siderometalúrgicas y termoeléctricas y cuyos problemas y soluciones se abordan en este manual.

Como es sabido, los daños causados por estos vertidos en el medio ambiente son responsabilidad de la industria que los genera. La contaminación y pérdida de suelos que tanto incide en su productividad, como las de las aguas, empobrecidas en su calidad, son sólo algunas de las consecuencias derivadas de los vertidos.

Uno de los objetivos del ITGE, consciente de esta problemática ambiental, es prestar ayuda y asistencia técnica a cuantas industrias y otros organismos lo soliciten.

El manual se estructura en tres partes:

La primera de ellas se dedica a los residuos procedentes de la industria minera del carbón y toca los siguientes puntos:



-Producción mundial.

-Características mineralógicas y químicas.

-Propiedades físicas y térmicas.

-Posibilidades de utilización en España y otros países.

-Relleno subterráneo: técnicas empleadas.

-Empleo ingeniería civil: propiedades geotécnicas, riesgo de la combustión de los estériles, lugares de uso y empleo en diversos países. Su empleo como materiales de construcción.

-Aprovechamiento energético y otras aplicaciones.

La segunda parte estudia de los tratamientos que se da a los residuos siderúrgicos de factorías integrales y de la siderurgia no integral, así como de la metalurgia no férrea.

La tercera y última parte dedicada a la industria termoeléctrica se abordan los diferentes tipos de residuos: clasificación, propiedades físicas y composición mineralógica, así como sus posibilidades de utilización.

Pensamos que esta obra puede ser de gran utilidad para muchos especialistas interesados en la gestión de residuos, máxime en unos momentos en los que la reutilización de residuos se considera como de interés prioritario desde todos los puntos de vista.

La obra está profusamente ilustrada a lo largo de 308 páginas, presentándose en el formato habitual de esta colección de 29,5 x 21 cm

L. A.

NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

Texto.

Se entregará paginado y mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

Parte gráfica.

La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras, tablas y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia)

Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de diez días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones

deberá dirigirse a:

Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara

Jefe del Servicio de Publicaciones

Instituto Tecnológico Geominero de España

Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Finalidad:

*Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería
Agua subterráneas, y Disciplinas conexas*



GEOLOGIA

MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA
GEOLOGIA MARINA



RECURSOS MINERALES

EXPLORACION MINERA E INVESTIGACION DE YACIMIENTOS
METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS
PROCESOS, TECNOLOGIA Y ECONOMIA MINERAS
NORMATIVA Y SEGURIDAD MINERA



AGUAS SUBTERRANEAS

CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOS
RECURSOS GEOTERMICOS



INGENIERIA GEOAMBIENTAL

RIESGOS GEOLOGICOS
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA
ESTUDIOS MEDIOAMBIENTALES



LABORATORIOS Y ENSAYOS

ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA
GEOFISICA Y TELEDETECCION APLICADA
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS
CARACTERIZACION DE ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES
SONDEOS MECANICOS Y ENSAYOS DE BOMBEO



INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS

FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS
LITOTECA
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES



SERVICIO DE PUBLICACIONES

CARTOGRAFIA TEMATICA A DIVERSAS ESCALAS
PUBLICACIONES SOBRE GEOLOGIA, MINERIA Y CIENCIAS CONEXAS
«BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO»
«REVISTA ESPAÑOLA DE MICROPALAEONTOLOGIA»



MUSEO GEOMINERO

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

Sede Central:

C/Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID
☎: 91/349 57 00. Fax: 91/349 57 62

Centro de Laboratorios:

C/La Calera, 1 - 28760 TRES CANTOS (MADRID)
☎: 803 22 00