

**UNIVERSIDAD DE ALCALÁ**

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA



**APLICACIÓN DEL ANÁLISIS FRACTAL Y MULTIFRACTAL A LA  
PROSPECTIVIDAD DE MINERALIZACIONES EN EL SECTOR SE  
DE OSSA MORENA (MACIZO VARISCO)**

**TESIS DOCTORAL**

MÓNICA ARIAS LLORENTE

Enero, 2012







Universidad  
de Alcalá

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**APLICACIÓN DEL ANÁLISIS FRACTAL Y MULTIFRACTAL A LA  
PROSPECTIVIDAD DE MINERALIZACIONES EN EL SECTOR SE  
DE OSSA MORENA (MACIZO VARISCO)**

Memoria para optar al grado de Doctor por la Universidad de Alcalá

Mónica Arias Llorente

Alcalá de Henares, Febrero 2012



**D. Pablo Gumiel Martínez**, Doctor en Ciencias Geológicas, Investigador Titular del Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y Profesor Asociado del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Alcalá, y **D. Agustín Martín-Izard**, Doctor en Ciencias Geológicas y Profesor Titular de la Facultad de CC. Geológicas de la Universidad de Oviedo.

HACEN CONSTAR

Que la Tesis Doctoral que lleva por título “*Aplicación del Análisis Fractal y Multifractal a la Prospectividad de Mineralizaciones en el sector SE de Ossa Morena (Macizo Varisco)*” presentada por **D<sup>a</sup> Mónica Arias Llorente**, ha sido realizada en el Departamento de Geología de la Universidad de Alcalá, dentro del programa de Doctorado “Ciencias Ambientales: Recursos Hídricos y Ecosistemas Acuáticos” bajo su dirección y, a su juicio, reúne los requisitos para su defensa y aprobación.

Alcalá de Henares, 17 de febrero de 2012

Pablo Gumiel Martínez

Agustín Martín-Izard

El Director del Departamento de Geología

Antonio Sastre Merlín



**D. Antonio Sastre Merlín**, Director del Departamento de Geología de la Universidad de Alcalá, en nombre del Consejo de Departamento

HACE CONSTAR

Que la Tesis Doctoral que lleva por título “*Aplicación del Análisis Fractal y Multifractal a la Prospectividad de Mineralizaciones en el sector SE de Ossa Morena (Macizo Varisco)*” presentada por **D<sup>a</sup> Mónica Arias Llorente**, ha sido realizada en el Departamento de Geología de la Universidad de Alcalá, dentro del Programa de Doctorado de “*Ciencias Ambientales: Recursos Hídricos y Ecosistemas Acuáticos*”, y, a su juicio, reúne los requisitos necesarios para su defensa y aprobación.

Alcalá de Henares, 17 de febrero de 2012

El Director del Departamento de Geología,

Antonio Sastre Merlín



*A mis padres*





En primer lugar quiero expresar mi agradecimiento a los directores de la tesis. Al Dr. Pablo Gumiel Martínez, por su continuo apoyo y asesoramiento a lo largo de estos años, su entusiasmo y conocimiento en el campo de los fractales aplicados a la geología de los yacimientos minerales ha sido fundamental en la realización de la tesis. Igualmente, al Dr. Agustín Martín-Izard, por su disponibilidad, entusiasmo y amabilidad, su profundo conocimiento en el campo de la geología y metalogenia ha sido igualmente de inestimable ayuda en el desarrollo de la tesis.

Igualmente agradezco al profesor Dave Sanderson de la Universidad de Southampton (UK), su inestimable ayuda en estos años, en los campos de geología estructural, el uso de su programa (filled boxes) sobre fractales y en los conceptos de multifractales. Su amabilidad y amistad han sido una lección permanente en estos años.

Agradezco las sugerencias y correcciones de uno de los especialistas más importantes del mundo en el campo de los multifractales, el profesor F. Agterberg, del Servicio Geológico de Canadá, que han servido para mejorar mi conocimiento en el sobre la Teoría de las Probabilidades, de los Pesos de Evidencia y de los multifractales.

También agradezco al profesor T. Blenkinsop de la Universidad James Cook (Australia) sus críticas y sugerencias en la aplicación de los multifractales en la prospectividad de mineralizaciones. Así mismo, agradezco al profesor Fernando Bastida de la Universidad de Oviedo su amabilidad y ayuda en la caracterización geométrica de los pliegues y por el uso de su programa "Fold Profiler".

Agradezco especialmente al Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN) que ha financiado el proyecto CGL2008-03046/BTE, en el que se ha desarrollado esta Tesis Doctoral. Igualmente a todos los miembros del equipo investigador por las horas compartidas en el campo y los datos que me han podido aportar. En especial al Dr. Fernando Palero por sus interesantes ideas en el campo de los yacimientos minerales.

Igualmente agradezco al IGME las facilidades para la utilización de las bases de datos de la ZOM y la utilización del Mapa Continuo GEODE.

Quiero agradecer las muchas horas compartidas con Víctorio Monteserín, Félix Bellido y con Eduardo Rebollada, de la Junta de Extremadura, de los que he aprendido, amistad, compañerismo, geología.

Al Departamento de Geología de la Universidad de Alcalá por darme la oportunidad de presentar la Tesis Doctoral en la UAH y en especial al área de Estratigrafía. A los profesores Manuel Segura, José García-Hidalgo y Javier Gil, por su apoyo incondicional y ánimos permanentes a lo largo de estos años. Igualmente, a la profesora Beatriz Carenas de la Universidad Autónoma de Madrid, su amistad, apoyo y ánimo permanente han sido un aliciente fundamental para la realización de la tesis.

A todas las personas, que de alguna manera te ayudan, en los años de realización de una tesis doctoral, por la información verbal que suministran, por compartir horas con ellos y por su comprensión. Entre otros, D. José Espada de Peñaflo, Pepe el del Cruce, el personal del Hotel Los Álamos de El Pedroso.

A mis amigos Mariche, Nacho y por supuesto a Helena, que me han soportado con generosidad, buen humor y comprensión muchas horas en CRUSA hablando de la tesis.

Por último y no menos importante, a mi familia y especialmente a Pablo, que siempre creyeron en mí y me animaron a seguir.

Gracias a todos.



En esta Tesis Doctoral se ha profundizado en el conocimiento de la geología y metalogenia del SE de la Zona Ossa Morena del Macizo Varisco. En base a los datos obtenidos en el terreno, del estudio de 398 indicios y yacimientos minerales, se han establecido 15 tipos de mineralizaciones, en función de sus características geológicas, paragénesis y asociaciones minerales, así como de sus respectivos controles litológicos y estructurales. Con todos los datos geológico-mineros se ha diseñado y desarrollado una Base de Datos (BDD), en la que toda la información se ha almacenado en formato digital y su análisis y tratamiento se ha realizado en un Sistema de Información Geográfica (SIG).

Esta zona alberga una variada tipología de mineralizaciones; desde estratiformes tipo IOCG (Iron Oxides Copper Gold) y sulfuros masivos tipo VMS (Volcanogenic Massive Sulfides) a skarns de magnetita y yacimientos filonianos hidrotermales de Pb-Zn-Ag-Cu, barita y fluorita que aprovechan estructuras extensionales tardi-Variscas. El hallazgo de algunos tipos de mineralizaciones, hasta ahora no citadas en este segmento de Ossa Morena (e.g. Cu en cizallas dúctiles Variscas) es importante, porque su tipología y significado geotectónico despiertan interés científico a nivel internacional. Además, algunas mineralizaciones también pueden tener un potencial minero y los resultados obtenidos en la Tesis pueden servir para la exploración de este sector de Ossa Morena.

Se han realizado modelos geológicos 3D de algunos yacimientos-tipo a escala local (de yacimiento). Destaca el modelo del yacimiento de La Lima (El Pedroso, Sevilla), con una mineralización de magnetita muy deformada por dos fases de plegamiento ortogonales Variscas. También el modelo geológico 3D del yacimiento del Cerro del Hierro (Sevilla) y los de varias mineralizaciones filonianas de Pb-Zn-Ag (e.g. Casiano del Prado), obtenidos mediante la proyección ortogonal de las trazas de los reales mineros reflejados en los antiguos mapas de labores mineras.

Desde un punto de vista genético, se ha planteado que las mineralizaciones de Fe (magnetita tipo IOCG) pueden estar relacionadas con procesos exhalativos hidrotermales asociados con el Rifting del Cámbrico inferior. El magmatismo Varisco tiene importancia para la concentración de algunos yacimientos de magnetita tipo skarn (e.g. Navalázaro) relacionado con el plutón granítico del Pedroso, para el que se ha propuesto un emplazamiento a favor de una estructura en pull-apart generada por un desgarramiento extensional de orientación ONO-ESE y movimiento dextro. El Fe de este skarn puede provenir de la suma de dos fuentes: las granodioritas (Fe en biotitas), y la posible asimilación de las mineralizaciones de Fe previas (tipo IOCG).

Las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag de la zona muestran un marcado control estructural, a favor de sistemas de fallas extensionales de orientación NO-SE y NE-SO tardi-Variscas, que aprovechan estructuras de desgarramiento previas (Variscas) reactivadas en una etapa extensional posterior. Los isótopos de Pb de estas mineralizaciones son muy próximos al tipo "E" de Palermo *et al.*, (2003), y el origen del Pb puede estar relacionado con los granitos Variscos, y la mineralización se depositó desde el Varisco con enriquecimientos posteriores en las etapas tardi-Variscas y probablemente las relacionadas con la extensión permo-triásica.

Igualmente, las mineralizaciones de fluorita-barita de la zona (e.g. Cerro Muriano) muestran un marcado control estructural, con filones a favor de fallas extensionales post-Variscas, de orientación NE-SO y NNE-SSO que reactivan estructuras previas de la misma orientación. Los procesos de conectividad entre estos sistemas de fallas y las reactivaciones alpinas favorecen la concentración de las mineralizaciones. El F puede provenir de las biotitas de los granitos y la fuente del Ba puede ser doble, los metasedimentos ricos en Ba y el Ba contenido en los feldespatos de los granitos.

A escala regional, se ha realizado un análisis espacial de las distribuciones de las mineralizaciones de Fe, Cu, Pb-Zn-Ag y F-Ba, seleccionadas por su representatividad en la zona. Para

llevar a cabo este estudio se han utilizado los métodos de los *N*-vecinos más cercanos (*N-nearest neighbor*) y la función *K-Ripley*. Los resultados demuestran que estas mineralizaciones tienen patrones de distribución agrupados especialmente a distancias menores de 5 km. Además, se han generado mapas de densidad de fracturas/fallas y densidad de yacimientos e indicios minerales, utilizando una función de densidad de probabilidad. Del análisis comparativo de estos mapas, se observa que hay una correlación positiva entre las zonas con alta densidad de fracturas (mayor conectividad) y zonas con mayor densidad de mineralizaciones.

Del análisis estadístico de las mineralizaciones y de sus controles geológicos (litologías favorables y sistemas de fracturas con ellas relacionados), se observa que las 343 mineralizaciones seleccionadas muestran un fuerte control estructural, ya que el 78.4% del total de las mineralizaciones se encuentra situado a menos de 500 m de un determinado grupo de fallas. En cuanto a los controles litológicos establecidos, se demuestra que el 84% de las mineralizaciones de Fe están situadas en rocas del Cámbrico inferior, el 37% de las de Cu están situadas en la Formación Malcocinado, el 46% de las de Pb-Zn-Ag encajan en la Serie Negra y en las Pizarras de Azuaga, y el 44% de las de F-Ba lo hacen en las Rocas Magmáticas del Eje de Villaviciosa de Córdoba. El análisis de la influencia de estos condicionantes geológicos en la distribución de los yacimientos se ha realizado utilizando el método de los Pesos de Evidencia (WofE) de Bonham-Carter *et al.*, (1994). De la aplicación de este método se han obtenido cuatro mapas de probabilidad a posteriori de cada una de las mineralizaciones seleccionadas, que proporcionan una medida relativa para priorizar áreas de potencial exploración en la zona de estudio y que pueden considerarse como mapas de prospectividad para este segmento de Ossa Morena.

Para caracterizar la heterogeneidad de estos sistemas naturales se ha llevado a cabo un análisis fractal mediante el cálculo de las dimensiones fractales de las mineralizaciones y las de sus controles geológicos. En esta tesis se ha aplicado, por primera vez, un novedoso método de cálculo de dimensiones fractales, que es una variante del método de conteo de cajas (box-counting). Es el denominado de **cajas rellenas** (Sanderson com. personal), con el que se han establecido proporciones entre las dimensiones fractales de las mineralizaciones seleccionadas y las de sus condicionantes geológicos. Un aspecto muy importante de este método es que los valores de las dimensiones fractales se regionalizan (datos reconstruidos) en función del área de los controles geológicos establecidos con respecto al área total de la zona.

Los valores obtenidos de la dimensión de capacidad de las mineralizaciones, en general, son bajos y del mismo orden de magnitud,  $D_{cm}=0.91$  para las mineralizaciones de Cu,  $D_{cm}=0.94$  para las de Pb-Zn-Ag y F-Ba, y algo menor para las de Fe ( $D_{cm}=0.84$ ). Estos valores corroboran el grado de agrupamiento de las distribuciones de las mineralizaciones seleccionadas, según lo establecido en el análisis espacial. Estos valores de dimensión de capacidad de las mineralizaciones disminuyen cuando en su cálculo intervienen sus controles geológicos, lo que está de acuerdo con la distribución real y con el número de indicios minerales que se encuentran en la zona. Por otra parte, las dimensiones de capacidad, teniendo en cuenta el control estructural, discriminan claramente las orientaciones de los grupos de fallas que ejercen un mayor control sobre las mineralizaciones (e.g. las NO-SE para las mineralizaciones de Fe y las NE-SO para las de Pb-Zn-Ag y F-Ba).

Al comparar los valores de las dimensiones fractales de las mineralizaciones y las de sus controles en la situación espacial actual, frente a los obtenidos al regionalizar, se observa que los primeros tienen menores valores (entre 0.38 y 0.77) que los regionalizados (entre 0.91 y 1.64). La interpretación de estos resultados tiene gran interés. Los datos regionalizados representan un escenario en el que las distribuciones de las mineralizaciones son más aleatorias (distribuciones más uniformes), y en este caso no se dan condiciones para que se formen yacimientos minerales, siendo mayor la homogeneidad de los sistemas. Por el contrario, la situación espacial actual se puede explicar por una redistribución de las mineralizaciones que

da lugar a distribuciones agrupadas, favorecidas por el papel que ejercen los controles geológicos sobre las mismas. En este escenario se pueden originar yacimientos minerales, siendo mayor la heterogeneidad de los sistemas y menores las dimensiones fractales. Los procesos mineralizadores son sistemas que se comportan de forma no lineal, con un alto grado de heterogeneidad y por lo tanto, no pueden considerarse fractales simples homogéneos sino que se trata de fractales heterogéneos o multifractales.

En este sentido, el principal logro de esta Tesis ha sido el desarrollo de una aplicación informática implementada en un SIG: "**Análisis multifractal en 2-D Cascada multiplicativa de De Wijs vs. 2.0**", que calcula una cascada multiplicativa para generar modelos de simulación multifractal que ayuden a comprender los procesos de distribución de las mineralizaciones. Una de las principales características de esta aplicación es que, para que los modelos de simulación multifractal sean realistas, los condicionantes geológicos pueden intervenir en el cálculo de la cascada. Su intervención es mediante la utilización de los valores de probabilidades a posteriori y a priori de cada una de las mineralizaciones. Con esta aplicación se han llevado a cabo 100 simulaciones y se han seleccionado aquellas que se ajustan mejor a las distribuciones espaciales reales de las mineralizaciones. Los modelos obtenidos con una primera versión del programa fueron validados internacionalmente por los siguientes expertos: Prof. Sanderson, (Univ. de Southampton, U.K.), Prof. Agterberg (Serv. Geológico de Canadá) y Prof. Blenkinsop (Univ. James Cook, Australia), dando lugar a dos publicaciones en revistas del SCI (Gumiel *et al.*, 2010 d y Arias *et al.*, 2011)

El programa también calcula las principales funciones y parámetros multifractales que se utilizan para caracterizar las distribuciones de las mineralizaciones; por ejemplo, la *función de partición de masa*  $\chi_q(\epsilon)$ ,  $\alpha$ , el *exponente de masa*  $\tau(q)$ , el *espectro multifractal*  $f(\alpha)$  y la *dimensión generalizada*  $D_q$ . En todas las simulaciones realizadas y para todas las mineralizaciones estudiadas siempre se verifica que la *dimensión de capacidad* ( $D_0$ ) > la *dimensión de información* ( $D_1$ ) > la *dimensión de correlación* ( $D_2$ ), lo que es característico de un multifractal. Cuando en las simulaciones intervienen los condicionantes geológicos, todas las curvas de las funciones mencionadas muestran diferencias con respecto a si éstos no intervienen. De todas las funciones, el *espectro multifractal*  $f(\alpha)$  es la que mejor discrimina y puede ser utilizado para comparar el grado de agrupamiento y la multifractalidad de cualquier distribución espacial de mineralizaciones.

Por último, hay que resaltar que el análisis multifractal que puede llevarse a cabo mediante esta aplicación, puede emplearse en otros campos del conocimiento. Por ejemplo, se pueden determinar anomalías geoquímicas que no se ponen de manifiesto utilizando un análisis estadístico tradicional, lo que puede suponer un avance para la exploración de yacimientos minerales. De igual forma, el análisis multifractal puede servir para la discriminación entre anomalías de origen natural y las de origen antrópico, con todas las implicaciones medioambientales que pueden derivarse.

Esta Tesis Doctoral enmarca en el proyecto de referencia CGL2008-03046/BTE financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación (MICINN).



## APPLICATION OF THE FRACTAL AND MULTIFRACTAL ANALYSIS TO THE PROSPECTIVITY OF MINERALIZATIONS IN THE SE SECTOR OF THE OSSA MORENA (VARISCAN MASSIF)

This PhD makes a thorough study of profound in the understanding of the geology and metallogeny of SE Ossa Morena Zone of the Variscan Massif. Based on field data and the study of 398 occurrences and mineral deposits, 15 types of mineralization have been established, depending on their geological characteristics, paragenesis and mineral assemblages, as well as their lithological and structural controls. With all the geological and mining data, a Database (BDD) has been designed and developed, in which all information is stored in digital format and processing and analysis were carried out in a Geographic Information System (GIS).

This area hosts a variety of types of mineralization, from stratiform type IOCG (Iron Oxide Copper Gold) and VMS massive sulphide type (Volcanogenic Massive Sulfide) to magnetite skarns, and hydrothermal Pb-Zn-Ag-Cu, barite and fluorite vein-type deposits that follow late-Variscan extensional structures. The finding of some types of mineralization, to date not cited in this segment of the Ossa Morena (e.g Cu related to Variscan ductile shear), is important, because their type and geotectonic significance has aroused scientific interest worldwide. In addition, some mineralization may also have mining potential and the results of this thesis can be used for exploration of this part of Ossa Morena.

Some 3D geological models of deposit-types at local scale (deposit) have been carried out. We would like to place special emphasis on the 3D geological model of the La Lima (El Pedroso, Seville) deposit, with a highly deformed magnetite mineralization affected by two orthogonal Variscan folding phases, also to the 3D geological model of the Cerro del Hierro (Seville) deposit, and several Pb-Zn-Ag vein-type mineralizations (e.g. Casiano del Prado) obtained by the orthogonal projection of slope traces reflected in old mining maps.

From a genetic point of view, it has been suggested that Fe mineralization (IOCG magnetite type) may be related to exhalative hydrothermal processes associated with the Early Cambrian rifting. Variscan magmatism is important for the concentration of some magnetite skarn deposits (e.g. Navalázaro) related to the Pedroso granite pluton, For this pluton an emplacement following a pull-apart structure generated by a dextral WNW-ESE trending extensional strike-slip fault system has been proposed. The Fe of this skarn may come from the sum of two sources: the granodiorites (Fe in biotite) and the possible assimilation of previous Fe mineralization (IOCG type).

The Pb-Zn-Ag mineralization in the area shows a strong structural control, following late-Variscan extensional NW-SE and NE-SW trending fault systems, which uses pre strike-slip structures (Variscan) reactivated in a late extensional stage. Pb isotopes of these mineralizations are very close to the "E"-type of Palero *et al.*, (2003), and the origin of Pb may be related to the Variscan granites. Mineralization was deposited from the Variscan, with subsequent enrichment in late-Variscan stages and also probably during the Permo-Triassic extension.

Similarly, the fluorite-barite mineralization in the area (e.g. Cerro Muriano) shows a strong structural control, with veins following post-Variscan extensional faults trending NE-SW and NNE-SSW. Some of these faults and veins reactivate previous structures of the same orientation. The processes of connectivity between these fault systems and Alpine reactivation favor the concentration of the mineralization. The source of F can be related to the biotite of granites and the source of Ba can be twofold, the Ba-rich metasediments and the Ba-content in the feldspar of granites.

Regionally, a spatial analysis of the distributions of Fe, Cu, Pb-Zn-Ag and F-Ba mineralization, chosen for their representatives in the area, has been performed. To carry out this study the *N-nearest neighbor* and *Ripley K-function* methods have been used. The results show that these mineralizations exhibit clustered distribution patterns, especially at distances under 5

km. In addition, we have generated fracture/fault density maps, and mineral deposit density maps, using a probability density function. The comparative analysis of these maps shows that there is a positive correlation between high fracture density areas (higher connectivity) and higher density areas of mineralization.

Statistical analysis of the mineralization and its geological controls (favorable lithologies and mineralization-related fracture systems) shows that the 343 selected mineralizations have a strong structural control, as the 78.4% of total mineralization is located within 500 m of a given group of faults. In terms of the established lithological controls, it has been demonstrated that 84% of Fe mineralizations are located in Lower Cambrian rocks, 37% of Cu are located on the Malcocinado Formation, 46% of the Pb-Zn-Ag are hosted in the Serie Negra and the Pizarras de Azuaga, and 44% of the F-Ba are hosted in magmatic rocks of the Villaviciosa de Cordoba Axis. The analysis of the influence of these geological conditions on the distribution of the deposits was carried out using the Weights of Evidence method (WofE, Bonham-Carter *et al.*, 1994). From the application of this method, four posterior probability maps for each of the selected mineralizations have been obtained. They provide a relative measure for prioritizing areas of potential exploration in the study area and can be considered as prospectivity maps for this segment of the Ossa Morena.

A fractal analysis has been conducted to characterize the heterogeneity of these natural systems by calculating the fractal dimensions of the mineralizations, and their geological controls. In this thesis, a new method of calculating fractal dimensions has been applied for the first time. It is a variant of the box-counting method and is called the "filled boxes method" (Sanderson personal comm.), in which several proportions between the fractal dimensions of the selected mineralizations and their geological controls have been established. A very important aspect of this method is that the values of the fractal dimensions have been regionalized (reconstructed data) depending on the area of the established geological controls over the total area of the zone.

The values of the capacity dimension of the mineralizations in general are low and with the same order of magnitude,  $D_{cm} = 0.91$  for Cu mineralization,  $D_{cm} = 0.94$  for Pb-Zn-Ag and F-Ba, and somewhat smaller for Fe ( $D_{cm} = 0.84$ ). These values confirm the degree of clustering of the distributions of selected mineralizations as set out in the spatial analysis. These capacity dimension values of the mineralization decrease when used to calculate their geological controls, which agrees with the actual distribution and number of mineral occurrences found in the area. Furthermore, the capacity dimensions, taking into account the structural control, clearly discriminate the orientations of the groups of faults that exert greater control over the mineralization (e.g., the NW-SE for the Fe mineralization and NE-SW to the Pb-Zn-Ag and F-Ba).

By comparing the values of the fractal dimensions of the mineralizations and their controls in the current spatial situation, compared with those obtained by regionalization, the former have lower values (between 0.38 and 0.77) than the regionalized (between 0.91 and 1.64). The interpretation of these results is of great interest. The regional data represent a scenario in which the mineralization distributions are more random (uniform distributions), and in this case conditions do not exist for the formation of mineral deposits with a greater homogeneity of the systems. By contrast, the current spatial situation can be explained by a redistribution of mineralization resulting in clustered distributions, supported by the role played by the geological controls on them. This scenario can lead to mineral deposits, with a greater diversity of systems and smaller fractal dimensions. Mineralizing processes are nonlinear systems with a high degree of heterogeneity and thus cannot be considered simple homogeneous fractal but rather heterogeneous fractals or multifractals.

In this sense, the main achievement of this thesis was the development of a software implemented in a GIS, "**Multifractal analysis in 2-D multiplicative cascade of De Wijs vs.. 2.0**". This calculates a multiplicative cascade to generate multifractal simulation models to help understand the processes of distribution of the mineralizations. One of the main features of this



application is that to generate realistic multifractal simulation models, the geological conditions may be involved in the calculation of the cascade through the use of the prior and posterior probability values of each of the mineralizations. 100 simulations have been carried out with this application, and have been selected those that best fit the actual spatial distributions of the mineralizations. The models obtained with a first version of the program were validated by international experts: Prof. Sanderson, (Univ. of Southampton, United Kingdom), Prof. Agterberg (Serv. Geological Survey of Canada) and Prof. Blenkinsop (James Cook University, Australia), leading to two publications in SCI journals (Gumiel *et al.*, 2010 d Arias *et al.*, 2011).

The program also calculates the main functions and multifractal parameters used to characterize the distributions of mineralizations; for example, the *mass partition function*  $\chi_q(\varepsilon)$ ,  $\alpha$ , the *mass exponent*  $\tau(q)$ , the *multifractal spectrum*  $f(\alpha)$  and the *generalized dimension*  $D_q$ . In all simulations and for all the studied mineralizations we always verify that the *capacity dimension* ( $D_0$ ) > the *information dimension* ( $D_1$ ) > the *correlation dimension* ( $D_2$ ), which is characteristic of a multifractal. When the simulations involve the geological conditions, all curves of the above functions show differences with respect to when they are not involved. Of all the functions, the *multifractal spectrum*  $f(\alpha)$  is the one that best discriminates, and can be used to compare the clustering degree and multifractality of any spatial distribution of mineralization.

Finally, we must emphasize that the multifractal analysis that can be performed using this application can be used in other fields of knowledge. For example, geochemical anomalies that are not revealed using traditional statistical analysis can be determined, which may mean greater progress for the exploration of mineral deposits. Similarly, the multifractal analysis can be used for discrimination between natural and anthropogenic anomalies, with all the environmental implications that may arise.

This PhD forms part of the reference project CGL2008-03046/BTE funded by MICINN



*“El gran libro de la naturaleza está escrito en símbolos matemáticos.”*

Galileo Galilei (1564-1642)

*“Lo importante es no dejar de hacerse preguntas.”*

Albert Einstein (1879-1955)



<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>2</b>
<b>2. OBJETIVOS DE LA TESIS.....</b>	<b>4</b>
<b>3. METODOLOGÍA .....</b>	<b>6</b>
<b>3.1. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>6</b>
<b>3.2. CREACIÓN DE UNA BASE DE DATOS GEOLÓGICO- MINERA .....</b>	<b>7</b>
3.2.1. Fuentes de información cartográfica de la zona de estudio.....	7
3.2.2. Creación de la base de datos.....	7
<b>3.3. DESCRIPCIÓN DEL MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>	<b>11</b>
<b>3.4. TIPOLOGÍA DE LAS MINERALIZACIONES .....</b>	<b>11</b>
<b>3.5. MODELOS GEOLÓGICOS 3D DE ALGUNOS YACIMIENTOS SELECCIONADOS .</b>	<b>12</b>
<b>3.6. GENERACIÓN DE MAPAS DE PROSPECTIVIDAD .....</b>	<b>15</b>
<b>3.7. ANÁLISIS FRACTAL DE LA DISTRIBUCIÓN DE LAS MINERALIZACIONES .....</b>	<b>16</b>
<b>3.8. ANÁLISIS MULTIFRACTAL: DESARROLLO DE UNA APLICACIÓN PARA EL CÁLCULO DE UNA CASCADA MULTIPLICATIVA EN 2-D .....</b>	<b>16</b>
<b>4. GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO .....</b>	<b>20</b>
<b>4.1. ENCUADRE DE LA ZONA DE ESTUDIO EN EL MACIZO VARISCO .....</b>	<b>23</b>
<b>4.2. ESTRATIGRAFÍA.....</b>	<b>25</b>
4.2.1. NEOPROTEROZOICO.....	25
4.2.1.1. Serie Negra .....	25
4.2.1.2. Fm. Malcocinado .....	26
4.2.2. PALEOZOICO .....	26
4.2.2.1. Cámbrico .....	26
4.2.2.2. Unidad de Sierra Albarrana .....	28
4.2.2.3. Ordovícico .....	30
4.2.2.4. Silúrico-Devónico.....	31
4.2.2.5. Carbonífero inferior sin-orogénico .....	32
4.2.2.6. Carbonífero postorogénico: Cuenca de Guadalcanal.....	33
4.2.2.7. Cuenca Pérmica del Viar .....	34

<b>4.3. MAGMATISMO .....</b>	<b>34</b>
4.3.1. Magmatismo pre-Varisco.....	34
4.3.2. Magmatismo Varisco y post-Varisco .....	37
<b>4.4. TECTÓNICA Y DEFORMACIÓN .....</b>	<b>39</b>
4.4.1. Estructuras Variscas.....	39
4.4.1.1. Pliegues recumbentes.....	39
4.4.1.2. Cabalgamientos vergentes hacia el SO .....	40
4.4.1.3. Cizallas extensionales (Eta-pa transtensiva).....	40
4.4.1.4. Pliegues de plano axial vertical. Estructuras D <sub>1</sub> y D <sub>2</sub> .....	41
4.4.1.5. Análisis geométrico de los pliegues de la zona de estudio .....	43
4.4.1.6. Cabalgamientos posteriores a las estructuras D <sub>1</sub> y D <sub>2</sub> .....	45
4.4.2. Estructuras tardi-Variscas .....	46
4.4.3. Estructuras Alpinas.....	47
<b>4.5. METAMORFISMO .....</b>	<b>47</b>
4.5.1. Metamorfismo pre-Varisco .....	48
4.5.2. Metamorfismo Varisco.....	48
<b>4.6. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE OSSA-MORENA .....</b>	<b>49</b>
4.6.1. Principales eventos .....	49
4.6.2. La estructura profunda de Ossa Morena a partir del proyecto IBERSEIS.....	50
<b>5. YACIMIENTOS MINERALES: TIPOLOGÍA.....</b>	<b>56</b>
<b>5.1. MINERALIZACIONES DE HIERRO .....</b>	<b>61</b>
5.1.1. Mineralizaciones estratiformes de Fe-Cu (Au) - tipo IOCG - .....	61
5.1.2. Mineralizaciones de Fe tipo skarn de magnetita.....	75
5.1.3. Mineralizaciones de hematites especular .....	82
5.1.4. Mineralizaciones de Fe (ankerita-hematites) relacionadas con hidrotermalismo .....	86
<b>5.2. MINERALIZACIONES DE COBRE .....</b>	<b>95</b>
5.2.1. Mineralizaciones de calcopirita diseminada, relacionadas con zonas de cizalla dúctil-frágil Variscas.....	95
5.2.2. Mineralizaciones filonianas de cobre asociadas a fallas de extensión Variscas y tardi-Variscas.....	100
<b>5.3. MINERALIZACIONES DE Pb-Zn-Ag-(Cu) ASOCIADAS A ESTRUCTURAS EXTENSIONALES TARDI-VARISCAS.....</b>	<b>108</b>

<b>5.4. MINERALIZACIONES FILONIANAS DE FLUORITA .....</b>	<b>120</b>
<b>5.5. MINERALIZACIONES FILONIANAS DE BARITA.....</b>	<b>126</b>
<b>5.6. OTRAS MINERALIZACIONES.....</b>	<b>134</b>
5.6.1. Mineralizaciones de antimonio .....	134
5.6.2. Mineralizaciones de oro .....	135
5.6.3. Mineralizaciones de fosfatos .....	135
<b>5.7. MINERALIZACIONES DE URANIO .....</b>	<b>137</b>
<b>5.8. MINERALIZACIONES DE CARBÓN .....</b>	<b>141</b>
<b>5.9. ROCAS INDUSTRIALES: FELDESPATO-K ASOCIADO A PEGMATITAS .....</b>	<b>145</b>
<b>6. SÍNTESIS METALOGÉNICA .....</b>	<b>152</b>
<b>6.1. CICLO 1. MINERALIZACIONES RELACIONADAS CON EL CICLO CADOMIENSE Y CON EL PROCESO DE RIFTING DEL CÁMBRICO INFERIOR .....</b>	<b>152</b>
<b>6.2. CICLO 2. MINERALIZACIONES RELACIONADAS CON EL MAGMATISMO VARISCO .....</b>	<b>152</b>
<b>6.3. CICLO 3. MINERALIZACIONES FILONIANAS ASOCIADAS A ESTRUCTURAS EXTENSIONALES TARDI-VARISCAS .....</b>	<b>153</b>
<b>6.4. CICLO 4. MINERALIZACIONES FILONIANAS ASOCIADAS A ESTRUCTURAS EXTENSIONALES POST- VARISCAS .....</b>	<b>154</b>
<b>7. MAPAS DE PROSPECTIVIDAD DE MINERALIZACIONES: MODELIZACIÓN ESPACIAL MEDIANTE SIG .....</b>	<b>158</b>
<b>7.1. ANALISIS ESPACIAL DE LA DISTRIBUCIÓN DE LAS MINERALIZACIONES DE LA ZONA DE ESTUDIO.....</b>	<b>158</b>
7.1.1. Análisis de los N-vecinos más cercanos (N-nearest neighbor) .....	159
7.1.2. Análisis espacial multidistancia (función K-Ripley) .....	162
<b>7.2. CONDICIONANTES GEOLÓGICOS QUE INFLUYEN EN LA DISTRIBUCIÓN DE LAS MINERALIZACIONES.....</b>	<b>163</b>
7.2.1. Densidad de fracturas y mineralizaciones.....	164
7.2.2. Condicionantes estructurales .....	166
7.2.3. Condicionantes litológicos .....	173
<b>7.3. MÉTODO DE LOS PESOS DE EVIDENCIA (WEIGHTS OF EVIDENCE, -WofE-) ..</b>	<b>178</b>
<b>7.4. MAPAS DE PROSPECTIVIDAD DEL ÁREA DE ESTUDIO .....</b>	<b>181</b>
7.4.1. Mapa de prospectividad de Fe .....	183

7.4.2. Mapa de prospectividad de Cu.....	184
7.4.3. Mapa de prospectividad de Pb-Zn-Ag.....	187
7.4.4. Mapa de prospectividad de F-Ba.....	189
<b>8. FRACTALES: APLICACIÓN A LA DISTRIBUCIÓN DE LAS MINERALIZACIONES.....</b>	<b>194</b>
8.1. FRACTALES: BREVE RESEÑA HISTÓRICA.....	194
8.2. ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE FRACTURAS Y VENAS. MODELO DE PERCOLACIÓN.....	195
8.3. CÁLCULO DE LAS DIMENSIONES FRACTALES POR EL MÉTODO DE CAJAS RELLENAS.....	198
8.3.1. Dimensiones fractales de los condicionantes geológicos.....	199
8.3.2. Dimensiones fractales de las mineralizaciones en función de sus controles geológicos.....	200
8.3.3. Dimensiones fractales regionalizadas.....	202
8.3.4. Comparación de las dimensiones fractales obtenidas.....	205
<b>9. MULTIFRACTALES.....</b>	<b>210</b>
9.1. CONCEPTOS Y PRINCIPALES FUNCIONES MATEMÁTICAS UTILIZADAS.....	211
9.2. DESARROLLO DE UNA APLICACIÓN INFORMÁTICA PARA LA SIMULACIÓN MULTIFRACTAL.....	213
9.2.1. Proceso de una cascada multiplicativa.....	213
9.2.2. Desarrollo de la aplicación y su integración en un SIG.....	216
9.2.2.1. Caja de Herramientas (ArcToolbox) en ArcGIS©.....	216
9.2.2.2. Aplicación para el cálculo de las funciones multifractales.....	223
9.2.3. Resultados de las simulaciones realizadas.....	230
9.2.3.1. Modelos de simulación de las distribuciones de las mineralizaciones.....	230
9.2.3.2. Espectros multifractales: Comparación entre las simulaciones si intervienen o no los controles geológicos.....	234
<b>10. CONCLUSIONES.....</b>	<b>240</b>
<b>11. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>248</b>



# Índice de Figuras

<b>Figura 1.</b>	Diagrama del diseño de la Geodatabase. ....	8
<b>Figura 2.</b>	Formularios creados en la Geodatabase para la edición y mantenimiento de toda la información relativa a los indicios y yacimientos minerales. ....	9
<b>Figura 3.</b>	Modelo de datos de la BDD geológico-minera creada. ....	10
<b>Figura 4.</b>	Determinación de la formación geológica a la que pertenece un punto p utilizando el método de interpolación de campo potencial, (para explicación véase el texto). ....	13
<b>Figura 5.</b>	Diagrama de flujo con la información necesaria y los procesos para la creación de los modelos geológicos 3D (tomado de Gumiel <i>et al.</i> 2010 a). ....	15
<b>Figura 6.</b>	Situación de la zona de estudio en el extremo SE de la Zona Ossa Morena del Macizo Varisco. ....	20
<b>Figura 7.</b>	Geología general de la zona de estudio en el extremo SE de la ZOM (base geológica a partir del Plan de Cartografía Geologica Continua GEODE (IGME, 2011), modificada por Arias y Gumiel (2011). ....	21
<b>Figura 8.</b>	Zonación del Macizo Ibérico. Zonas según Julivert <i>et al.</i> , (1972), -mapa superior- y según Lotze (1945) -mapa inferior-. ....	23
<b>Figura 9.</b>	Columna estratigráfica sintética para la Zona de Ossa-Morena (según Azor, 2004). ....	25
<b>Figura 10.</b>	Principales unidades litoestratigráficas ordovícico-devónicas de la ZOM (Robardet y Gutiérrez Marco, 2004). ....	30
<b>Figura 11.</b>	Sucesión del Silúrico y Devónico basal del Sinclinal del Valle (tomada de Robardet y Gutiérrez Marco, 2004). ....	31
<b>Figura 12.</b>	Interpretación del emplazamiento del Plutón de El Pedroso a favor de un “pull-apart” extensional asociado a un desgarre dextro. ....	41
<b>Figura 13.</b>	Estereogramas de planos de estratificación y ejes de pliegues D <sub>1</sub> (en rojo) y D <sub>2</sub> (en azul) en la zona de la Mina de La Lima, El Pedroso (A) y en el resto de la zona de estudio (B). ....	42
<b>Figura 14.</b>	Aplicación de una curva cónica al estudio de superficies plegadas. ....	43
<b>Figura 15.</b>	Diagramas $h-\alpha$ para 15 pliegues en magnetita de La Lima (modificado de Gumiel <i>et al.</i> , 2010 a). ....	44
<b>Figura 16.</b>	Diagramas $h-\alpha$ para 35 pliegues de la zona de estudio. ....	44
<b>Figura 17.</b>	Mapa de fracturas y/o fallas de la zona de estudio discriminadas por cuadrantes partir de la digitalización de 1850 segmentos de fallas y diagrama en rosa general de orientaciones de fracturas en la zona de estudio. ....	47
<b>Figura 18.</b>	Perfil sísmico de reflexión profunda (proyecto IBERSEIS), y su interpretación geológica (Simancas <i>et al.</i> , 2003) ....	51
<b>Figura 19.</b>	Evolución de la cuña orogénica Varisca en el SO de España (Simancas <i>et al.</i> , 2003). ....	51

<b>Figura 20.</b>	Situación de los yacimientos e indicios minerales de la zona de estudio, sector SE de la ZOM. (La base geológica es la misma que la de la Figura 7). .....	59
<b>Figura 21.</b>	Cartografía geológica de detalle de la mineralización de <i>La Lima</i> , El Pedroso (Sevilla) en una antigua galería (tomado Gumiel <i>et al.</i> , 2010 a). .....	62
<b>Figura 22.</b>	Modelo geológico 3D de la mineralización de <i>La Lima</i> , El Pedroso (Sevilla, tomado de Gumiel <i>et al.</i> , 2010 a). .....	63
<b>Figura 23.</b>	Sección en la que se han modelizado cabalgamientos con vergencia al SO que producen desplazamientos centimétricos y métricos en las capas de magnetita del yacimiento de <i>La Lima</i> (tomado de Gumiel <i>et al.</i> , 2010 a). .....	65
<b>Figura 24.</b>	Cartografía geológica de la mineralización de sulfuros masivos –VMS- fuertemente plegados en la <i>Mina Juan Teniente</i> , El Pedroso, Sevilla. ....	66
<b>Figura 25.</b>	Cartografía geológica de la mineralización del tipo IOCG de <i>Las Herrerías de San Carlos</i> , El Real de La Jara. ....	69
<b>Figura 26.</b>	Cartografía geológico-estructural del entorno de las mineralizaciones de <i>La Almenara</i> y <i>San José</i> al norte de Peñaflor (Sevilla). .....	71
<b>Figura 27.</b>	Situación de los indicios de pertenecientes al Tipo IOCG -Mineralizaciones estratiformes de Fe-Cu (Au)- .....	74
<b>Figura 28.</b>	Cartografía geológico-minera de detalle del <i>skarn de Navalázaro</i> en El Pedroso (Sevilla). Obsérvese que la mineralización de magnetita está afectada por dos fases de plegamiento ortogonales). .....	76
<b>Figura 29.</b>	Pull-apart extensional asociado a un desgarre dextro para explicar la génesis del plutón del Pedroso. Las elipses azules son las zonas de mayor flujo localizado de fluidos que coinciden con las áreas con mayor concentración de indicios minerales. Estructuras asociadas (fracturas de tensión y cizalla) en los modelos teóricos de simulación. ....	79
<b>Figura 30.</b>	Situación de los indicios de Fe que pertenecen al tipo skarn de magnetita. ....	81
<b>Figura 31.</b>	Situación de los indicios que pertenecen al Tipo Mineralizaciones de hematites especular. ....	85
<b>Figura 32.</b>	Cartografía geológica de los alrededores de la mineralización del <i>Cerro del Hierro</i> . ..	86
<b>Figura 33.</b>	Diagrama en rosa de orientaciones de fallas que controlan las mineralizaciones hidrotermales de Fe en el entorno del yacimiento del <i>Cerro del Hierro</i> . N=48. Máximo: 27.08%. ....	87
<b>Figura 34.</b>	Modelo 3D de la disposición de la mineralización de ankerita-hematites (en ocre) a favor de fallas de orientación NO-SE (en gris) en <i>El Cerro del Hierro</i> . ....	88
<b>Figura 35.</b>	Indicios que pertenecen al Tipo Mineralizaciones de Fe (ankerita-hematites-barita) relacionadas con hidrotermalismo. ....	94
<b>Figura 36.</b>	Cartografía estructural de los planos C/S que controlan la mineralización de Cu en los alrededores de la <i>Mina San Pedro</i> (Alanís). .....	97
<b>Figura 37.</b>	Indicios pertenecientes al Tipo Mineralizaciones de calcopirita estratiforme, relacionadas con zonas de cizalla dúctil-frágil Variscas. ....	99
<b>Figura 38.</b>	Diagrama en rosa de orientaciones de fracturas mineralizadas en Cu en el entorno del yacimiento de <i>Cerro Muriano</i> (N= 67. Máximo: 17.91 %).....	100

<b>Figura 39.</b>	Cartografía geológica del entorno de las mineralizaciones de cobre de <i>Cerro Muriano</i> (Córdoba).....	101
<b>Figura 40.</b>	Situación de los indicios minerales del Tipo Mineralizaciones filonianas de cobre asociadas a fallas de extensión Variscas y tardi-Variscas.....	107
<b>Figura 41.</b>	Diagrama en rosa de orientaciones de las fallas que controlan las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-(Cu) de la zona (N=80. Máximo: 26.25%). .....	109
<b>Figura 42.</b>	Geología del entorno de los yacimientos de Pb-Zn-Ag-(Cu) de <i>Casiano del Prado</i> , Montenegro y Calamón (Posadas, Córdoba). .....	109
<b>Figura 43.</b>	Paragénesis y secuencia de deposición mineral del yacimiento de <i>Casiano del Prado</i> ... ..	111
<b>Figura 44.</b>	Modelo 3D de la mina <i>Casiano del Prado</i> en el que se observa la traza de las galerías (A) y diferentes perspectivas de la geometría del cuerpo mineralizado en profundidad (B) y (C). .....	112
<b>Figura 45.</b>	Modelo 3D de la mina Montenegro en el que se observa la traza de las galerías (A) y diferentes perspectivas de la geometría del cuerpo mineralizado en profundidad (B) y (C). .....	112
<b>Figura 46.</b>	Modelo 3D de la mina Cinco Amigos (Calamón) en el que se observa la traza de las galerías (A) y diferentes perspectivas de la geometría del cuerpo mineralizado en profundidad (B) y (C). .....	113
<b>Figura 47.</b>	Diagramas Pb/Pb mostrando la composición isotópica del Pb de las galenas de los yacimientos de la zona de estudio y su comparación con la media de los valores de García de Madinabeitia, (2002). Línea SK de Stacey y Kramers (1975). .....	114
<b>Figura 48.</b>	Situación de los indicios y yacimientos minerales pertenecientes al Tipo Mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-(Cu) asociadas a estructuras extensionales tardi-Variscas. ....	119
<b>Figura 49.</b>	Cartografía geológica del entorno de las mineralizaciones de fluorita de <i>Cerro Muriano</i> (Córdoba).....	120
<b>Figura 50.</b>	Diagrama en rosa de las fallas con mineralizaciones de fluorita. (N=85, Máximo: 20.7%).....	122
<b>Figura 51.</b>	Indicios y yacimientos minerales pertenecientes al Tipo Mineralizaciones filonianas de fluorita. ....	125
<b>Figura 52.</b>	Diagrama en rosa de orientaciones de las fracturas mineralizadas en barita en área de estudio (N=74, Máximo: 13.51%). .....	126
<b>Figura 53.</b>	Situación de los indicios y yacimientos pertenecientes al Tipo Mineralizaciones filonianas de barita.....	133
<b>Figura 54.</b>	Mineralizaciones de antimonio, oro y fosfatos en el área de estudio.....	136
<b>Figura 55.</b>	Situación de los indicios pertenecientes al Tipo Mineralizaciones de uranio.....	140
<b>Figura 56.</b>	Situación de los indicios pertenecientes al Tipo Mineralizaciones de carbón en la zona de estudio. ....	144
<b>Figura 57.</b>	Esquema de las trazas cartográficas de orientación NO-SE de las pegmatitas del <i>Cerro de La Sal</i> , Hornachuelos. ....	145

<b>Figura 58.</b>	Situación de los indicios pertenecientes al Tipo Mineralizaciones de feldespatos-K en pegmatitas de la Unidad de Sierra Albarrana.....	148
<b>Figura 59.</b>	Diagramas representando una distribución de puntos aleatoria, agrupada y regular.....	159
<b>Figura 60.</b>	Esquema del análisis de los N-vecinos más cercanos.....	159
<b>Figura 61.</b>	Análisis espacial de las distribuciones de las mineralizaciones estudiadas en el borde SE de la ZOM: Diagrama del Ratio (Distancia observada / Distancia esperada) vs. orden de los 10 vecinos más cercanos. ....	161
<b>Figura 62.</b>	Diagrama de la función <i>K-Ripley</i> (modificado de ArcGIS 9.2 © Help). ....	162
<b>Figura 63.</b>	Análisis espacial de las distribuciones de las mineralizaciones estudiadas en el borde SE de la ZOM: Análisis espacial de distancia múltiple utilizando la Función <i>L(h)</i> vs. distancia <i>h(m)</i> . Explicación en el texto. ....	163
<b>Figura 64.</b>	Mapas de densidad de fracturas/fallas y de yacimientos e indicios minerales de la zona utilizando una función de densidad de probabilidad Kernel. ....	165
<b>Figura 65.</b>	Histogramas de frecuencia de distancias (< 500 m) de los yacimientos e indicios minerales a las fallas. ....	166
<b>Figura 66.</b>	Mapa de fracturas con la totalidad de indicios estudiados. Histograma con el porcentaje de indicios asociados a los diferentes grupos de fallas.....	168
<b>Figura 67.</b>	Condicionantes estructurales para las mineralizaciones de Fe. ....	169
<b>Figura 68.</b>	Condicionantes estructurales para las mineralizaciones de Cu.....	170
<b>Figura 69.</b>	Condicionantes estructurales para las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag. ....	171
<b>Figura 70.</b>	Condicionantes estructurales para las mineralizaciones de F-Ba.....	172
<b>Figura 71.</b>	Condicionantes litológicos para las mineralizaciones de Fe. ....	174
<b>Figura 72.</b>	Condicionantes litológicos para las mineralizaciones de Cu.....	175
<b>Figura 73.</b>	Condicionantes litológicos para las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag.....	176
<b>Figura 74.</b>	Condicionantes litológicos para las mineralizaciones de F-Ba.....	177
<b>Figura 75.</b>	Probabilidad a priori, n° de celdas ocupadas por yacimientos minerales (D), en toda el área de estudio, A. (modificado de Bonham-Carter, 1994). ....	179
<b>Figura 76.</b>	Probabilidad condicional de la capa de evidencia B, es el número de yacimientos minerales que existen en el área que ocupa la capa de evidencia, (modificado de Bonham-Carter, 1994). ....	179
<b>Figura 77.</b>	Metodología para la obtención de mapas de prospectividad de las mineralizaciones.....	182
<b>Figura 78.</b>	Mapa binario del control estructural del Fe (fallas de orientación NO-SE). ....	183
<b>Figura 79.</b>	Mapa binario del control litológico del Fe (Cámbrico inferior). ....	183
<b>Figura 80.</b>	Mapa de probabilidad a posteriori obtenido a partir del método WofE que se puede considerar como un mapa de prospectividad de las mineralizaciones de Fe de la zona. ....	184

<b>Figura 81.</b>	Mapa binario del control estructural del Cu (fallas de orientación NO-SE).....	185
<b>Figura 82.</b>	Mapa binario del control estructural del Cu (fallas de orientación ENE-OSO).....	185
<b>Figura 83.</b>	Mapa binario del control litológico del Cu (Fm Malcocinado).....	185
<b>Figura 84.</b>	Mapa de probabilidad a posteriori obtenido a partir del método WofE que se puede considerar como un mapa de prospectividad de las mineralizaciones de Cu de la zona. ....	186
<b>Figura 85.</b>	Mapa binario del control estructural del Pb-Zn-Ag (fallas NO-SE).....	187
<b>Figura 86.</b>	Mapa binario del control estructural del Pb-Zn-Ag (fallas NE-SO).....	187
<b>Figura 87.</b>	Mapa binario del control litológico del Pb-Zn-Ag (Serie Negra y Pizarras de Azuaga).....	187
<b>Figura 88.</b>	Mapa de probabilidad a posteriori obtenido a partir del método WofE que se puede considerar como un mapa de prospectividad de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag de la zona. ....	189
<b>Figura 89.</b>	Mapa binario del control estructural del F-Ba (fallas ENE-OSO). ....	189
<b>Figura 90.</b>	Mapa binario del control estructural del F-Ba (fallas NE-SO). ....	189
<b>Figura 91.</b>	Mapa binario del control litológico del F-Ba (Rocas Magmáticas del Eje de Villaviciosa).....	189
<b>Figura 92.</b>	Mapa de probabilidad a posteriori obtenido a partir del método WofE que se puede considerar como un mapa de prospectividad de las mineralizaciones de F-Ba de la zona. ....	191
<b>Figura 93.</b>	Esquema del método de contaje de cajas (box-counting) para la estimación de la dimensión de capacidad ( $D_c$ ) de un conjunto de objetos. ....	196
<b>Figura 94.</b>	A) Modelo evolutivo de percolación de una red de fracturas, (modificado de Roberts <i>et al.</i> , 1999). B) diagramas bilogarátmicos ( <i>Número de venas-potencia de venas</i> ) obtenidos a partir del modelo. C) diagramas bilogarátmicos con los datos obtenidos a partir de sistemas filonianos reales de Extremadura.....	197
<b>Figura 95.</b>	Dimensiones fractales de los condicionantes de las mineralizaciones de Fe: El Cámbrico inferior y las fallas NO-SE. ....	199
<b>Figura 96.</b>	Dimensiones fractales de los condicionantes de las mineralizaciones de Cu: La Formación Malcocinado y las fallas NO-SE y ENE-OSO.....	199
<b>Figura 97.</b>	Dimensiones fractales de los condicionantes de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag: La Serie Negra y las Pizarras de Azuaga, y de las familias de fallas NO-SE y las NE-SO.....	200
<b>Figura 98.</b>	Dimensiones fractales de los condicionantes de las mineralizaciones de F-Ba: Las rocas magmáticas del eje Villaviciosa (RMEV), y de las familias de fallas ENE-OSO y las NE-SO. ....	200
<b>Figura 99.</b>	Dimensiones fractales de las mineralizaciones de Fe calculadas teniendo en cuenta los controles geológicos de las mismas. ....	201
<b>Figura 100.</b>	Dimensiones fractales de las mineralizaciones de Cu calculadas teniendo en cuenta los controles geológicos de las mismas. ....	201

<b>Figura 101.</b>	Dimensiones fractales de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag calculadas teniendo en cuenta los controles geológicos de las mismas.....	201
<b>Figura 102.</b>	Dimensiones fractales de las mineralizaciones de F-Ba calculadas teniendo en cuenta los controles geológicos de las mismas. ....	201
<b>Figura 103.</b>	Dimensión fractal de las mineralizaciones de Fe regionalizadas según control litológico.....	203
<b>Figura 104.</b>	Dimensión fractal de las mineralizaciones de Cu regionalizadas según control litológico.....	203
<b>Figura 105.</b>	Dimensión fractal de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag regionalizadas según control litológico.....	203
<b>Figura 106.</b>	Dimensión fractal de las mineralizaciones de F-Ba regionalizadas según control litológico.....	203
<b>Figura 107.</b>	Dimensión fractal de las mineralizaciones de Fe regionalizadas según su control estructural. ....	204
<b>Figura 108.</b>	Dimensión fractal de las mineralizaciones de Cu regionalizadas según su control estructural. ....	204
<b>Figura 109.</b>	Dimensión fractal de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag regionalizadas según su control estructural. ....	205
<b>Figura 110.</b>	Dimensión fractal de las mineralizaciones de F-Ba regionalizadas según su control estructural. ....	205
<b>Figura 111.</b>	Relación entre las dimensiones fractales de las mineralizaciones y las de sus controles geológicos en su situación espacial actual (población 1, azul) y regionalizada (población 2, rojo). Interpretación en el texto.....	207
<b>Figura 112.</b>	Esquema del modelo de redistribución de un elemento propuesto por De Wijs en 1951.....	214
<b>Figura 113.</b>	Cascada multiplicativa de De Wijs después de 5 iteraciones, obtenida mediante la aplicación informática desarrollada. ....	214
<b>Figura 114.</b>	Caja de herramientas llamada CASCADA MULTIPLICATIVA WIJS con las diferentes funciones para generar los <i>layers</i> sobre los que se van a calcular las funciones multifractales.....	217
<b>Figura 115.</b>	Formulario de la primera herramienta para definir la zona en la que se van a realizar las iteraciones.....	217
<b>Figura 116.</b>	Resultado y formulario de la primera herramienta para la creación de las iteraciones.....	218
<b>Figura 117.</b>	Formulario para la incorporación de los valores de probabilidad a posteriori a los <i>layers</i> de las iteraciones. ....	218
<b>Figura 118.</b>	Nuevos campos generados tras la aplicación de la herramienta.....	218
<b>Figura 119.</b>	Valores de las Probabilidades a posteriori (e.g. para el caso del Cu), ponderados en función del área de las celdas en cada iteración.....	219
<b>Figura 120.</b>	Modelo realizado en “ModelBuilder” para la definición de la zona en la que se va a realizar la cascada multiplicativa. ....	220

<b>Figura 121.</b> Modelo realizado en “ModelBuilder” para la obtención de los layers según el número de iteraciones que el usuario introduzca. ....	221
<b>Figura 122.</b> Modelo realizado en “ModelBuilder” para la obtención de los layers con los datos de los condicionantes geológicos introducidos en cada una de las celdas de cada iteración... ..	222
<b>Figura 123.</b> Interfaz gráfica de la aplicación, desarrollada con lenguaje de programación VB 6.0.....	223
<b>Figura 124.</b> Pantalla inicial de la aplicación.....	223
<b>Figura 125.</b> Selección de la Geodatabase, el layer y el número de iteraciones.....	223
<b>Figura 126.</b> Formulario para la codificación del patrón de los cuadrantes y el cálculo de la cascada multiplicativa, teniendo en cuenta o no los controles geológicos establecidos.....	224
<b>Figura 127.</b> Formulario para el cálculo de las funciones multifractales.....	225
<b>Figura 128.</b> Tabla con los datos de la función de partición creada dentro de la Geodatabase. ..	226
<b>Figura 129.</b> Hoja de Excel preparada con los cálculos para la representación de las funciones matemáticas que caracterizan los multifractales, escritas en VBA. ....	226
<b>Figura 130.</b> Detalle de la tabla de la función de partición para la realización del gráfico $Ln\chi_q$ vs. $Ln\epsilon$ , junto con los parámetros y el coeficiente de ajuste de las líneas de tendencia.....	227
<b>Figura 131.</b> Gráfico de la función de partición $Ln\chi_q$ vs. $Ln\epsilon$ . ....	227
<b>Figura 132.</b> Hoja de Excel con la tabla que almacena los datos obtenidos a partir del cálculo de las diferencias finitas centrales (detalle) y los gráficos de las funciones multifractales.....	228
<b>Figura 133.</b> Información dentro de los <i>layer</i> de la Geodatabase de ArcGIS tras el cálculo multifractal sobre 6 iteraciones. Columna izquierda: Cuadrantes; columna central: Modelo de De Wijs sin condicionantes geológicos. Columna derecha: Modelo de De Wijs con los condicionantes geológicos. ....	229
<b>Figura 134.</b> Modelo de simulación multifractal obtenido para la distribución de las mineralizaciones de Fe de la zona de estudio. Obsérvese la coincidencia espacial entre los máximos obtenidos y las mineralizaciones.....	231
<b>Figura 135.</b> Modelo de simulación multifractal obtenido para la distribución de las mineralizaciones de Cu de la zona de estudio. Obsérvese la coincidencia espacial entre los máximos obtenidos y las mineralizaciones.....	232
<b>Figura 136.</b> Modelo de simulación multifractal obtenido para la distribución de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag de la zona de estudio. Obsérvese la coincidencia espacial entre los máximos obtenidos y las mineralizaciones. ....	232
<b>Figura 137.</b> Modelo de simulación multifractal obtenido para la distribución de las mineralizaciones de F-Ba de la zona de estudio. Obsérvese la coincidencia espacial entre los máximos obtenidos y las mineralizaciones. ....	233
<b>Figura 138.</b> Diagrama bilogarítmico de la <i>Función de partición de masa vs. tamaño de celda</i> , $Ln\chi_q$ vs. $Ln\epsilon$ Las pendientes de las rectas son los valores estimados de los <i>exponentes de masa</i> $\tau(q)$ . A) Simulación de las mineralizaciones de Fe. B) idem para las de Cu. C) idem para las de Pb-Zn-Ag. D) idem para las de F-Ba. ....	234

**Figura 139.** Curvas de  $\tau(q)$  vs.  $q$ , y  $\alpha$  vs.  $q$  de las simulaciones realizadas para A) las mineralizaciones de Fe. B) las de Cu. C) las de Pb-Zn-Ag. D) las de F-Ba. En todas las curvas se resaltan las diferencias cuando intervienen (tono claro) o no los condicionantes geológicos (tono oscuro). ..... 235

**Figura 140.** *Espectros multifractales*  $f(\alpha)$  vs.  $\alpha$ . A) Espectros de las mineralizaciones de Fe. B) Espectros de las de Cu. C) Espectros de las de Pb-Zn-Ag. D) Espectros de las de F-Ba. Se resaltan las diferencias de los espectros cuando intervienen (tono claro) o no los condicionantes geológicos (tono oscuro). ..... 236



# Índice de Fotografías

<b>Foto 1.</b>	Esquistos biotíticos con intercalaciones de cuarcitas negras (Serie Negra). ....	25
<b>Foto 2.</b>	Lámina delgada de una metaignimbrita de la Fm. Malcocinado. Se observan fragmentos vítreos (F.V) en matriz cinerítica soldada, L.N. (cortesía F. Bellido). ....	26
<b>Foto 3.</b>	Arcosas de la Formación Torreárboles (Cámbrico inferior) en la zona del Robledo (Constantina). ....	27
<b>Foto 4.</b>	Afloramiento de las calizas de la Formación Pedroche, Cámbrico inferior en el Cerro del Hierro. ....	27
<b>Foto 5.</b>	Areniscas feldespáticas y pizarras de la Serie detrítica Superior del Cámbrico por encima del Tramo carbonatado (Formación Pedroche). ....	28
<b>Foto 6.</b>	Pizarras de la Formación Azuaga en una galería de las Minas de Onza. ....	28
<b>Foto 7.</b>	Gneises biotíticos migmatíticos de la Unidad de Sierra Albarrana. ....	29
<b>Foto 8.</b>	Cuarcitas feldespáticas de Sierra Albarrana (El Cabril). ....	29
<b>Foto 9.</b>	Micaesquistos de Albariza en una labor de las Minas de Onza. ....	30
<b>Foto 10.</b>	Esquistos con metavolcanitas intercaladas. Formación El Cubito (Silúrico) en la mina San Miguel, Almadén de La Plata. ....	31
<b>Foto 11.</b>	Pizarras, limolitas y grauvacas del Famenense (Mina La Porfía en Almadén de La Plata). ....	32
<b>Foto 12.</b>	Brechas y conglomerados en la Cuenca de Valdeinfierno. ....	32
<b>Foto 13.</b>	Minas de carbón de la Cuenca de Valdeinfierno. ....	32
<b>Foto 14.</b>	Niveles de carbón en la Cuenca de Benjarafe (Mina Virgen de Linarejo). ....	33
<b>Foto 15.</b>	Pudingas del Carbonífero inferior (Tournaisiense) en la Cuenca de Villanueva del Río y Minas. ....	33
<b>Foto 16.</b>	Areniscas, lutitas y pizarras con niveles de carbón al norte de Guadalcanal (Mina La Burdana). ....	33
<b>Foto 17.</b>	Cabalgamiento del Viar que sitúa materiales del Paleozoico (a la derecha) por encima del Pérmico (a la izquierda). ....	34
<b>Foto 18.</b>	Secuencia Detrítica Roja. Conglomerados de la Cuenca Pérmica del Viar. ....	34
<b>Foto 19.</b>	Granodioritas gneisificadas del Complejo de Lora del Río. ....	35
<b>Foto 20.</b>	Granitoides migmatíticos del Garrotal. ....	36
<b>Foto 21.</b>	Gabros bandeados del Plutón de Cazalla de La Sierra. ....	37
<b>Foto 22.</b>	Albitas del Plutón de Cazalla de La Sierra. ....	37
<b>Foto 23.</b>	Albita porfídica. Fenocristal de anfíbol con borde granofírico y anfíbol sobre clinopiroxeno, N.C. (cortesía de F. Bellido). ....	37

<b>Foto 24.</b>	Granito de La Cardenchoza atravesado por un haz de diques de pórfidos riolíticos y venas de cuarzo con mineralización de barita. ....	38
<b>Foto 25.</b>	Granito de Los Arenales atravesado por una red de venas de cuarzo con mineralización de fluorita en Cerro Muriano.....	38
<b>Foto 26.</b>	Granodioritas y granitos biotíticos del Plutón del Pedroso.....	38
<b>Foto 27.</b>	Leucogranitos con cordierita del Plutón del Pedroso.....	38
<b>Foto 28.</b>	Pliegues recumbentes en las calizas del Cámbrico inferior en la mina de hierro de las Herrerías de San Carlos (Almadén de La Plata).....	39
<b>Foto 29.</b>	Pliegues recumbentes en las calizas del Cámbrico inferior en el Cerro de San Cristóbal (Puebla de Los Infantes). ....	40
<b>Foto 30.</b>	Pliegues simétricos de plano axial vertical (estructuras $D_1$ ) en el Culm, próximos a Cerro Muriano (Córdoba). ....	41
<b>Foto 31.</b>	Figuras de interferencia del tipo 1 de Ramsay en “caja de huevos” o “domos y cubetas” en las Calizas de Cazalla de La Sierra.) ....	42
<b>Foto 32.</b>	Figuras de interferencia del tipo 1 de Ramsay en “caja de huevos” o “domos y cubetas” en las Calizas del Cerro de San Cristóbal, Puebla de Los Infantes.....	42
<b>Foto 33.</b>	Grietas de tensión en los arcos externos de los pliegues por encima de la línea neutra. Calizas del Cámbrico inferior de Constantina. ....	45
<b>Foto 34.</b>	Disarmonías en las zonas de charnela y pequeñas fallas inversas por debajo de la línea neutra en la secuencia multilayer de la ribera del Huerznar.....	45
<b>Foto 35.</b>	Pliegue de propagación asociado a falla inversa en las calizas de Cazalla de La Sierra.....	45
<b>Foto 36.</b>	Estructura en dúplex afectando a las calizas de Cazalla de La Sierra. ....	46
<b>Foto 37.</b>	Fallas extensionales conjugadas de orientación NO-SE (dexas) y NE-SO (senestras) en las Calizas del Cámbrico inferior de Cazalla de La Sierra. ....	46
<b>Foto 38.</b>	Pliegues $D_1$ de la clase 1C en capas de magnetita, en una antigua galería. <i>La Lima</i> , El Pedroso, (Sevilla). ....	63
<b>Foto 39.</b>	Mineralización de calcantita, calcopirita, pirita y magnetita afectada por pliegues $D_1$ en <i>La Lima</i> , El Pedroso (Sevilla). ....	64
<b>Foto 40.</b>	Pliegues $D_2$ en capas de magnetita en <i>La Lima</i> , El Pedroso (Sevilla).....	64
<b>Foto 41.</b>	Pliegue de propagación de la capa de magnetita (la capa superior de bajo ángulo) asociado a falla inversa con desplazamientos métrico y vergencia hacia el SO en la mina de <i>La Lima</i> . ....	65
<b>Foto 42.</b>	Pliegue $D_1$ en sulfuros masivos (VMS) en la galería de la <i>mina Juan Teniente</i> , El Pedroso (Sevilla). ....	66
<b>Foto 43.</b>	Estalactitas de melanterita en la <i>Mina de Juan Teniente</i> .....	67
<b>Foto 44.</b>	Estalactitas de melanterita con disolución férrica en la <i>Mina Juan Teniente</i> .....	67
<b>Foto 45.</b>	Estalactitas de calcantita y melanterita en la <i>Mina Juan Teniente</i> .....	68

- Foto 46.** Calcantita (azul) y eflorescencias de halotriquita (blanco amarillento) tapizando las paredes de las galerías en la *Mina Juan Teniente*. ..... 68
- Foto 47.** Control estructural de las capas de magnetita por cabalgamientos (sección NE-SO de la Figura 25) y debajo, parte del stockwork con mineralización de sulfuros masivos, malaquita y calcantita. *Las Herrerías de San Carlos*. ..... 69
- Foto 48.** Detalle de la mineralización de magnetita y pirita recristalizada en el yacimiento de *Las Herrerías de San Carlos*. ..... 70
- Foto 49.** Calcopirita en bandas en *La mina San José*, Peñaflores. .... 72
- Foto 50.** **A)** Cristal alargado de hematites (Hem) con restos de magnetita (Mt) en su interior rodeado por calcosina (Cs) procedente de la alteración de bornita (Bor) y ésta de calcopirita (Cp) a la que reemplaza. **B)** Cristal de pirita arsenical (Py) bordeada de oro (Au) en bornita (Bor)-calcosina (Cs). También se observa covelina (Cv) y hematites (Hem). *Mina San José, La Almenara*. ..... 72
- Foto 51.** Láminas delgadas del *skarn de Navalázaro*. A) Skarn progrado piroxénico-granatífero (Gr) con magnetita (Mt) y epidota reemplazando parcialmente a los piroxenos (Px + Ep). x50 LN. B) Mismo campo que la anterior NC. C) Retroskarn anfibólico (Anf) con feldespatos sericitizados (Fto-K seric.) y cortado por venillas de carbonatos tardíos (Ca). X50 LN. D) Mismo campo que la anterior NC. E) Endoskarn con feldespatos parcialmente sericitizados (Fto-K seric.) y con minerales que han sido parcialmente reemplazados (metasomatizados) por piroxenos, abundantes anfíboles (Anf) y algo de epidota, junto con feldespatos de neoformación y cuarzo, x50 LN. F) Mismo campo que la anterior N.C. .... 77
- Foto 52.** Detalle de las capas de magnetita plegadas. *Skarn de Navalázaro*. El Pedroso, Sevilla..... 78
- Foto 53.** Diques de pórfidos graníticos y riolíticos que atraviesan las capas de magnetita en el *skarn de Navalázaro*. .... 78
- Foto 54.** Detalle de la mineralización de hematites especular rellenando fracturas. *Los Navazos* (Puebla de Los Infantes). ..... 82
- Foto 55.** Intenso "veining" en gabros sericitizados, con mineralización diseminada de hematites especular y calcopirita ( $\pm$ Au). ..... 83
- Foto 56.** Detalle de la mineralización de ankerita-hematites en *El Cerro del Hierro*, San Nicolás..... 88
- Foto 57.** Mineralización de ankerita-hematites de tipo estratoide en *El Cerro del Hierro*, San Nicolás del Puerto (Sevilla). ..... 89
- Foto 58.** Detalle de la mineralización de goethita botroidal en *El Cerro del Hierro*. ..... 89
- Foto 59.** Mineralización de barita con textura palmeada en el *Cerro del Hierro*. ..... 90
- Foto 60.** Hematites especular rellenando fisuras en las calizas del *Cerro del Hierro*. ..... 90
- Foto 61.** Ankerita en bolsadas y rellenando cavidades en las calizas del *Cerro del Hierro*. ..... 91
- Foto 62.** Brechificación hidrotermal con fracturas rellenas por ankerita en *El Cerro del Hierro*. . 91
- Foto 63.** Brechas con calcopirita, bornita, barita y malaquita, asociadas a fallas de orientación NO-SE en las proximidades del *Cerro del Hierro*. ..... 92
- Foto 64.** Panorámica de la rafa principal de la *Mina San Pedro* (Alanís). ..... 95

<b>Foto 65.</b>	Removilizaciones de malaquita y/o calcopirita alterada a malaquita rellenando una red de fisuras en las metavolcanitas. ....	96
<b>Foto 66.</b>	Detalle de la calcopirita en planos C y diseminación de malaquita en la <i>Mina San Pedro</i> (Alanís). ....	96
<b>Foto 67.</b>	Marcadores cinemáticos que señalan movimiento senestro de las cizallas en la <i>Mina San Pedro</i> (Alanís). ....	97
<b>Foto 68.</b>	Lavadero para la extracción de cobre instalado por la Real Compañía Inglesa en la última etapa de explotación de los filones de cobre de <i>Cerro Muriano</i> . ....	102
<b>Foto 69.</b>	Labores en el Culm. Prolongación NE de la estructura mineralizada en Cu de <i>Cerro Muriano</i> . ....	102
<b>Foto 70.</b>	Muestra de calcopirita masiva de los filones de cobre de <i>Cerro Muriano</i> . ....	103
<b>Foto 71.</b>	Impregnaciones de azurita y malaquita en el yacimiento de cobre de <i>Cerro Muriano</i> . ....	103
<b>Foto 72.</b>	Panorámica del yacimiento de <i>Casiano del Prado</i> . Obsérvese la dimensión y el volumen de escombreras tratadas. ....	108
<b>Foto 73.</b>	Esfalerita con texturas en escarapel ( <i>Casiano del Prado</i> ), L.N. ....	110
<b>Foto 74.</b>	<b>A)</b> Pirita temprana (Py). Tetraedrita (Tet) incluida en galena (Gal) y ambas corroídas por esfalerita (Sph) y carbonatos (Carb). <b>B)</b> Galena (Gal) y boulangerita (Boul) incluida en carbonatos (Carb), L.N. ....	110
<b>Foto 75.</b>	<b>A)</b> Boulangerita (Boul), Bourmonita (Bour) y galena (Gal) incluidas en carbonatos (Carb). <b>B)</b> Galena (Gal) incluida en esfalerita (Sph), L.N. ....	111
<b>Foto 76.</b>	Filón brechoide de fluorita de potencia métrica (3 m), en las labores subterráneas del yacimiento de <i>Cerro Muriano</i> (Córdoba). ....	121
<b>Foto 77.</b>	Conectividad de venas y multiestados episódicos de relleno y apertura de las venas en el yacimiento de fluorita de <i>Cerro Muriano</i> . ....	121
<b>Foto 78.</b>	Panorámica de la explotación a cielo abierto de fluorita de la Mina de La Hortezuela ( <i>Grupo Minas de Gloria</i> , Espiel). ....	122
<b>Foto 79.</b>	Detalle de la mineralización de fluorita cristalizada del <i>Grupo Mirabueno</i> , Hornachuelos... ..	123
<b>Foto 80.</b>	Filón de barita intragranítico. <i>Grupo Minero Las Erillas</i> (Villanueva del Rey).....	127
<b>Foto 81.</b>	Venas de barita en calizas del Cámbrico inferior, El Espino, Constantina. ....	128
<b>Foto 82.</b>	Detalle de la textura palmeada de la mineralización de barita en la Mina Calvario, Villanueva del Rey. ....	128
<b>Foto 83.</b>	Agregados de estibina en la <i>Mina Sierra Morena 2ª</i> , Santa María de Trasierra (Córdoba), tomada de Gumiel (1983). ....	134
<b>Foto 84.</b>	Agregados de estibiconita en la <i>Mina Sierra Morena 2ª</i> , Santa María de Trasierra (Córdoba), tomada de Gumiel (1983). ....	134
<b>Foto 85.</b>	Panorámica de un aluvial aurífero en La Nava, Peñaflor (Sevilla).....	135
<b>Foto 86.</b>	<i>Mina Diéresis</i> . Corta a cielo abierto de unos 100 m de longitud, en la que se observan varios cuerpos pegmatíticos. ....	137

<b>Foto 87.</b>	Uraninita de la <i>Mina Diéresis</i> . Muestra del Museo GeoMinero del IGME.....	137
<b>Foto 88.</b>	El mayor cristal de Brannerita conocido. <i>Mina Diéresis</i> . Muestra del Museo GeoMinero del IGME.....	137
<b>Foto 89.</b>	Ilmeno-rutilo en feldespatos potásicos. <i>Mina Diéresis</i> .....	138
<b>Foto 90.</b>	Ilmeno-rutilo uranífero de la <i>Mina Diéresis</i> (Probeta pulida, N.C.). .....	138
<b>Foto 91.</b>	Turmalinas en los bordes de los cuerpos pegmatíticos en <i>Mina Beta</i> .....	138
<b>Foto 92.</b>	<i>Corta San Fernando</i> , Villanueva del Río y Minas. ....	141
<b>Foto 93.</b>	Capas de carbón de potencias métricas y orientación N140° E, buzando 40° NE. <i>Mina La Virgen de Linarejo</i> (Fuenteobejuna).....	142
<b>Foto 94.</b>	Pozo principal de explotación de la <i>Mina de La Coma</i> , NE de Valdeinfierno.....	142
<b>Foto 95.</b>	Panorámica de la cantera <i>Peña Grajera</i> para la extracción de feldespatos-K en las pegmatitas del <i>Cerro de La Sal</i> , Hornachuelos. ....	146
<b>Foto 96.</b>	Pegmatitas con más de 20 m de potencia en el <i>Cerro de La Sal</i> .....	146



# Índice de Tablas

<b>Tabla 1.</b>	Tipología de las mineralizaciones y codificación para su representación cartográfica.	57
<b>Tabla 2.</b>	Indicios de Fe que pertenecen al Tipo IOCG.....	73
<b>Tabla 3.</b>	Indicios de Fe que pertenecen al Tipo skarn de magnetita. ....	80
<b>Tabla 4.</b>	Indicios que pertenecen al Tipo Mineralizaciones de hematites especular. ....	84
<b>Tabla 5.</b>	Indicios que pertenecen al Tipo Mineralizaciones de Fe (ankerita-hematites-barita) relacionadas con hidrotermalismo.....	93
<b>Tabla 6.</b>	Indicios pertenecientes al Tipo Mineralizaciones de Cu estratiforme relacionadas con zonas de cizalla dúctil-frágil Variscas. ....	98
<b>Tabla 7.</b>	Indicios y yacimientos minerales del Tipo Mineralizaciones filonianas de cobre asociadas a fallas de extensión Variscas y tardi-Variscas. ....	106
<b>Tabla 8.</b>	Indicios y yacimientos minerales del Tipo Mineralizaciones filonianas de Pb-Ag-Zn-Cu asociadas a estructuras extensionales tardi-Variscas. ....	118
<b>Tabla 9.</b>	Indicios y yacimientos minerales pertenecientes al Tipo Mineralizaciones filonianas de fluorita.....	124
<b>Tabla 10.</b>	Indicios minerales del Tipo Mineralizaciones filonianas de barita. ....	132
<b>Tabla 11.</b>	Mineralizaciones de antimonio en la zona de estudio.....	134
<b>Tabla 12.</b>	Mineralizaciones de oro en la zona de estudio. ....	135
<b>Tabla 13.</b>	Mineralizaciones de fosfatos en la zona de estudio.....	135
<b>Tabla 14.</b>	Indicios minerales del Tipo Mineralizaciones de uranio.....	139
<b>Tabla 15.</b>	Indicios y yacimientos minerales del Tipo Mineralizaciones de carbón.....	143
<b>Tabla 16.</b>	Rocas industriales: feldespato-K en pegmatitas. ....	147
<b>Tabla 17.</b>	Cálculo de los 10-vecinos más cercanos de las mineralizaciones seleccionadas. $D_o$ : Distancia media observada (m); $D_e$ : Distancia media esperada (m). ....	161
<b>Tabla 18.</b>	Número de indicios (N) y porcentajes de las mineralizaciones seleccionadas situadas a menos de 500 m de los grupos de fallas orientadas por cuadrantes. ....	167
<b>Tabla 19.</b>	Controles litológicos de las mineralizaciones seleccionadas en el área de estudio....	173
<b>Tabla 20.</b>	Pesos y probabilidades a posteriori ( $P_k$ ) de los controles geológicos establecidos para las mineralizaciones de Fe, utilizando el método de Pesos de Evidencia (WofE). Número de yacimientos 62. <b>Probabilidad a priori: 0.0002531</b> . Número de celdas total área: 245,000. Tamaño de celda 200 m. ....	184
<b>Tabla 21.</b>	Pesos y probabilidades a posteriori ( $P_k$ ) de los controles geológicos establecidos para las mineralizaciones de Cu, utilizando el método de Pesos de Evidencia (WofE). Número de yacimientos 87. <b>Probabilidad a priori: 0.0003551</b> . Número de celdas total área 245,000. Tamaño de celda 200 m. ....	186

<b>Tabla 22.</b>	Pesos y probabilidades a posteriori ( $P_k$ ) de los controles geológicos establecidos para las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag utilizando el método de Pesos de Evidencia (WofE). Número de yacimientos 95. <b>Probabilidad a priori: 0.00038776</b> . Número de celdas total área 245,000. Tamaño de celda 200 m. ....	188
<b>Tabla 23.</b>	Pesos y probabilidades a posteriori ( $P_k$ ) de los controles geológicos establecidos para las mineralizaciones de F-Ba, utilizando el método de Pesos de Evidencia (WofE). Número de yacimientos 99. <b>Probabilidad a priori: 0.00040408</b> . Número de celdas 245,000. Tamaño de celda 200 m.....	190
<b>Tabla 24.</b>	Dimensiones fractales calculadas para las mineralizaciones estudiadas.....	206
<b>Tabla 25.</b>	Comparación de los valores de probabilidad obtenidos en el método WofE y en la simulación multifractal. (*) Se ha truncado en el Fe el máximo valor que es de 0,02 ya que sólo aparece en una celda. ....	233
<b>Tabla 26.</b>	Valores máximos de $f(\alpha)$ y rango de amplitud ( $\Delta\alpha$ ) de los espectros multifractales....	236















# 1. INTRODUCCIÓN

Esta Tesis Doctoral se ha desarrollado gracias a mi participación en el proyecto financiado por el MICINN, titulado: “*Las mineralizaciones del extremo SE de Ossa Morena (Córdoba): modelización, control estructural y criterios de exploración*”, (CGL2008-03046/BTE). Así mismo se han utilizado datos actualizados de la metalogenia y la geología de la zona de estudio, ya que uno de los directores de esta Tesis, el Dr. Gumiel es uno de los autores del proyecto “*Cartografía de Recursos Minerales de Andalucía*”, elaborado por el Instituto Geológico y Minero de España y la Consejería de Economía, Innovación y Ciencia de la Junta de Andalucía (García-Cortés, 2011).

Tras cinco años de trabajo de campo, son varios los motivos que me han llevado a realizar esta Tesis y que de forma sintetizada se exponen a continuación:

En primer lugar, avanzar en el conocimiento de la geología y metalogenia de un sector insuficientemente conocido, desde un punto de vista metalogénico, como es el SE de la Zona de Ossa Morena del Macizo Varisco.

Este sector alberga una variada tipología de mineralizaciones; desde estratiformes y estratoides tipo IOCG (Iron Oxides Copper Gold) y sulfuros masivos (-VMS-Volcanogenic Massive Sulfides) que están muy deformadas por la Orogenia Varisca, a skarns de magnetita y yacimientos filonianos hidrotermales de Pb-Zn-Ag-Cu, barita y fluorita que aprovechan estructuras extensionales tardivariscas.

El hallazgo de algunos tipos de mineralizaciones, hasta ahora no citadas en este sector de Ossa Morena (en particular los tipos IOCG, los VMS y Cu asociado a cizallas) es importante, porque su propia tipología y significado geotectónico des-

piertan interés científico a nivel internacional. Por otra parte, algunas mineralizaciones también pueden tener un potencial minero, y los resultados obtenidos en la Tesis pueden ayudar de cara a la prospectividad de este sector de Ossa Morena.

La zona tuvo un considerable desarrollo minero e importancia histórica desde la época romana (por ejemplo, la extracción de cobre en Cerro Muriano, de plata en Cazalla de la Sierra, etc.). La minería, principalmente la explotación de Pb y Ag, adquirió su máximo esplendor en el s. XIX (por ejemplo, la mina de Casiano del Prado con pozos de hasta 600 m de profundidad y galerías que superan 1 km de longitud) y hace tres décadas, todavía la minería de Fe era productiva; el skarn con magnetita del Pedroso y la mina del Cerro del Hierro. Las últimas explotaciones de la zona fueron las de fluorita en Cerro Muriano.

En segundo lugar, ha sido muy importante comprender que muchos de los procesos geológicos muestran un comportamiento fractal y que se pueden caracterizar por una determinada dimensión fractal.

Pero el salto cuantitativo en mi formación, ha sido descubrir los *multifractales* y su aplicación en diversas ramas de la Geología, aprovechando las herramientas informáticas que hoy tenemos, como por ejemplo los Sistemas de Información Geográfica (SIG).

Los *Multifractales* son aquellos sistemas naturales que no se pueden caracterizar por una única dimensión fractal. Intentar comprender la distribución espacial y localización de determinadas mineralizaciones en la zona mediante modelos de simulación realistas, en base a funciones no clásicas, ha sido un estímulo para

realizar una aplicación informática implementada en un SIG.

Esta aplicación se basa en el desarrollo de una cascada multiplicativa, que mediante funciones de distribución logbino-miales, sirve para redistribuir la concentración de una mineralización determinada en el espacio y para generar modelos de simulación que ayuden a comprender su distribución.

En tercer lugar, se ha pretendido resaltar la importancia de los criterios geológicos que intervienen en los diferentes procesos metalogenéticos, introduciéndolos en la aplicación informática desarrollada, para conseguir modelos que ayuden a comprender la interacción de los procesos que dan lugar a las mineralizaciones. Esto se ha realizado utilizando el método de los Pesos de Evidencia (Weightgs of Evidence –WofE-) para generar mapas de probabilidades que pueden considerarse como mapas de prospectividad en la zona de estudio, incorporando posteriormente los valores de las probabilidades en las simulaciones multifractales,

con el fin de reflejar la influencia de los controles geológicos en la distribución de las mineralizaciones.

En este sentido, una motivación muy importante en el desarrollo de la Tesis ha sido tratar de cuantificar en lo posible estos sistemas naturales tan complejos, y gracias a las herramientas informáticas de las que se dispone, validar con rigurosidad matemática y estadística los criterios geológicos.

En la aplicación informática desarrollada en esta Tesis en el entorno de un SIG, se ha implementado también el cálculo de las funciones multifractales que caracterizan los patrones de distribución de las mineralizaciones.

Finalmente, hay que destacar que los resultados que se han obtenido pueden ser importantes de cara a mejorar el conocimiento de los procesos que intervienen en la distribución y localización de las mineralizaciones y por consiguiente su aplicación a la prospectividad de una zona determinada.

## 2. OBJETIVOS DE LA TESIS

A continuación, se resumen los principales objetivos de la Tesis:

- Diseñar y desarrollar una Base de Datos (BDD) Geológico-Minera que sea el punto de partida de todo el trabajo a desarrollar en esta Tesis Doctoral.
- Unido con el anterior, almacenar toda la información geológico-minera en formato digital y georeferenciada, para su posterior tratamiento en un Sistema de Información Geográfica (SIG).
- Avanzar en el conocimiento de la geología y metalogenia de un sector insuficientemente conocido desde un punto de vista metalogénico, como es el SE de la Zona de Ossa Morena.
- Digitalizar y georeferenciar toda la información geológico-minera disponible para su posterior tratamiento en un (SIG).
- Realizar modelos geológicos de las mineralizaciones a varias escalas. A escala local (yacimiento) y regional (Distrito Minero). A escala local y donde ha sido factible por las condiciones de observación y obtención de datos, se han realizado modelos geológicos 3D utilizando un software específico de modelización geológica. A escala regional, se ha realizado un análisis espacial de las distribuciones de las mineralizaciones.
- Establecer los principales condicionantes geológicos (litológicos, estructurales y geofísicos) asociados a los diferentes tipos de mineralizaciones, para lo que se ha utilizado el método de Pesos de Evidencia de Bonham-Carter et al., (1989) y Bonham-Carter (1994).
- Caracterizar la heterogeneidad de estos sistemas naturales complejos mediante el cálculo de las dimensiones fractales de las mineralizaciones y las de sus controles geológicos (litológicos y estructurales). Para el cálculo de las dimensiones fractales se ha utilizado el novedoso método de las cajas Rellenas (filled boxes), estableciendo las dimensiones de las mineralizaciones en su situación espacial actual y comparándolas con sus valores regionalizados en función del área de los condicionantes geológicos establecidos.
- Como los procesos mineralizadores son sistemas que se comportan de forma no lineal, no pueden considerarse fractales simples homogéneos, sino que son sistemas multidimensionales. Por esta razón, para su caracterización, se ha llevado a cabo un análisis multifractal para cuantificar la heterogeneidad y las propiedades de organización espacial de los patrones de distribución de las mineralizaciones en el área de estudio.
- Generar modelos de simulación multifractal realistas a escala regional, en los que intervienen los condicionantes geológicos, para comprender los procesos que influyen en la distribución de las mineralizaciones de la zona de estudio.
- Para alcanzar el objetivo anterior, en esta Tesis se ha desarrollado

una aplicación informática implementada en un SIG: "Análisis multifractal en 2D. Cascada multiplicativa de De Wijs vs. 2.0", Esta aplicación ejecuta una cascada multiplicativa, basada en el modelo de

De Wijs (1951).

- Calcular las principales funciones multifractales que caracterizan la distribución de las diferentes mineralizaciones.

## 3. METODOLOGÍA

### 3.1. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

---

Como en todo trabajo de investigación, en primer lugar, se ha realizado una revisión bibliográfica exhaustiva para conocer el estado del arte y establecer los antecedentes del conocimiento del marco geológico de las mineralizaciones de la zona de estudio.

Las fuentes de información son muy variadas y el grado de conocimiento adquirido es en algunos casos muy heterogéneo. Se han consultado:

- Informes de proyectos de exploración minera realizados por el Instituto Geológico y Minero de España.
  - Programa Sectorial el Hierro. Subsector SO (IGME, 1972).
  - Programa Sectorial de investigación de minerales de Plomo-Zinc. Zona de Alanís – Cerro Muriano (IGME, 1975).
  - Investigación minera en la zona Adamuz – Puebla de los Infantes (IGME, 1977).
  - Investigación minera en la Reserva Estatal “Cerro Muriano” Fase II (IGME, 1982).
  - Posibilidades auríferas en la zona de Peñaflor – Lora del Río (IGME, 1986).
  - Mapa Metalogenético del Sector NO de la Hoja 76 (Córdoba) a Escala 1:200.000 (IGME, 2008).
- Diferentes Tesis Doctorales y artículos sobre la geología y metalogenia de la Zona de Ossa Morena en numerosas revistas nacionales e internacionales, entre las que destacan:
  - Boletín Geológico y Minero, Journal of Iberian Geology, Ore Geology Review, Economic Geology, Geological Journal, Journal of Structural Geology, Tectonophysics, etc., así como bases de datos (Thonson, Science Citation Index, Scopus, Isi web of Knowledge, etc.). En el desarrollo de esta Tesis han sido esenciales, para la descripción del marco geológico, los artículos de Quesada (1990, 1991), Simancas *et al.* (2003) y Sánchez *et al.* (2003, 2008) y para los aspectos referentes a la metalogenia, los artículos de Tornos *et al.* (2003, 2004) y Gumiel *et al.* (2010).
  - La memoria de la geología de la zona de Ossa Morena actualizada del proyecto “*Cartografía de Recursos Minerales de Andalucía*” (García-Cortés, 2011), la cual integra la nueva información que se ha generado durante la realización del Mapa Geológico Continuo (GEODE) del IGME de la zona de Ossa Morena.

Muchos de los datos que han sido utilizados en esta Tesis han sido obtenidos en el campo, completando así la información recopilada durante el proceso de revisión bibliográfica.

En el desarrollo del cálculo fractal y multifractal para el estudio de la distribución de las mineralizaciones, se ha contado con la inestimable ayuda del profesor Sanderson (Univ. de Southampton, U.K), utilizando un novedoso método de cálculo de las dimensiones fractales de las mineralizaciones y sus controles geológicos. Igualmente, en el desarrollo multifractal se ha contado con el asesoramiento de prestigiosos expertos en el tema, como son, el profesor Agterberg (Ser. Geol. Canadá) y el Prof. Blenkinsop de la Univ. James Cook (Australia).



## 3.2. CREACIÓN DE UNA BASE DE DATOS GEOLÓGICO- MINERA

A partir de la gran cantidad de información obtenida, tanto en la investigación bibliográfica, como en el desarrollo del trabajo de campo, se ha creado una Base de Datos (BDD) Geológico-Minera que ha sido el punto de partida de todo el trabajo desarrollado en esta Tesis Doctoral.

El objetivo es almacenar toda la información en formato digital y georeferenciada, para su posterior tratamiento en un Sistema de Información Geográfica (SIG).

### 3.2.1. Fuentes de información cartográfica de la zona de estudio

Como se ha mencionado previamente las fuentes y formatos de la información son muy variadas

#### Instituto Geológico y Minero de España (IGME)

- Base de datos geológico-mineros de Ossa-Morena (IGME, 2005):
  - Indicios minerales
  - Campañas de Geoquímica
  - Campañas de Geofísica:
    - Gravimetría
    - Radiometría
    - Magnetometría
- Mapa Metalogenético a escala 1:200,000 Hojas nº 69, 75 y 76, IGME (1972).
- Mapa Geológico Continuo del IGME a escala 1:50.000 (GEODE, IGME, 2011). Hojas nº 898, 899, 900, 901, 902, 919, 920, 921, 922, 923, 940, 941, 942, 943.

<http://cuarzo.igme.es/sigeco/default.htm>

- Mapas antiguos de labores mineras, obtenidos de los informes del IGME citados en el apartado anterior.
- Mapa Metalogenético del Sector NO de la Hoja 76 (Córdoba) a Escala 1:200.000 (2008).
- Mapa Metalogenético de Badajoz a escala 1:200.000 (2006), publicado por el IGME y la Junta de Extremadura.
- Base de Datos De Recursos Minerales (BDMIN) para los datos de los indicios de la Hoja 902 (IGME, 2011):  
<http://cuarzo.igme.es/bdmin/buscarindicio.aspx>

#### Instituto Geográfico Nacional (IGN)

- Mapas Topográficos del IGN a escala 1:25000.
- Ortoimágenes del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA).

#### Trabajo de campo

- Datos de GPS de las campañas de campo para el estudio de las mineralizaciones (situación de los indicios y yacimientos minerales).
- Cartografía geológica de detalle del entorno de las mineralizaciones.

### 3.2.2. Creación de la base de datos

La Base de Datos con toda la información descrita en el apartado anterior se ha creado con formato Geodatabase, que es una base de datos espacial propia del software ArcGIS 9.2©. Una de las principales características de una Geodatabase es que puede almacenar gran

cantidad de datos con formatos diferentes (ráster, vectorial, etc.) con información espacial, junto con otros que no presentan referencias geográficas (tablas de atributos). Al estar la información almacenada como tablas, pueden crearse relaciones entre sí, permitiendo al

usuario visualizar, gestionar y analizar un gran volumen de información. Al ser un formato SIG, la Geodatabase (Figura 1) permite que cualquier modificación de la misma, pueda visualizarse gráficamente y actualizarse.

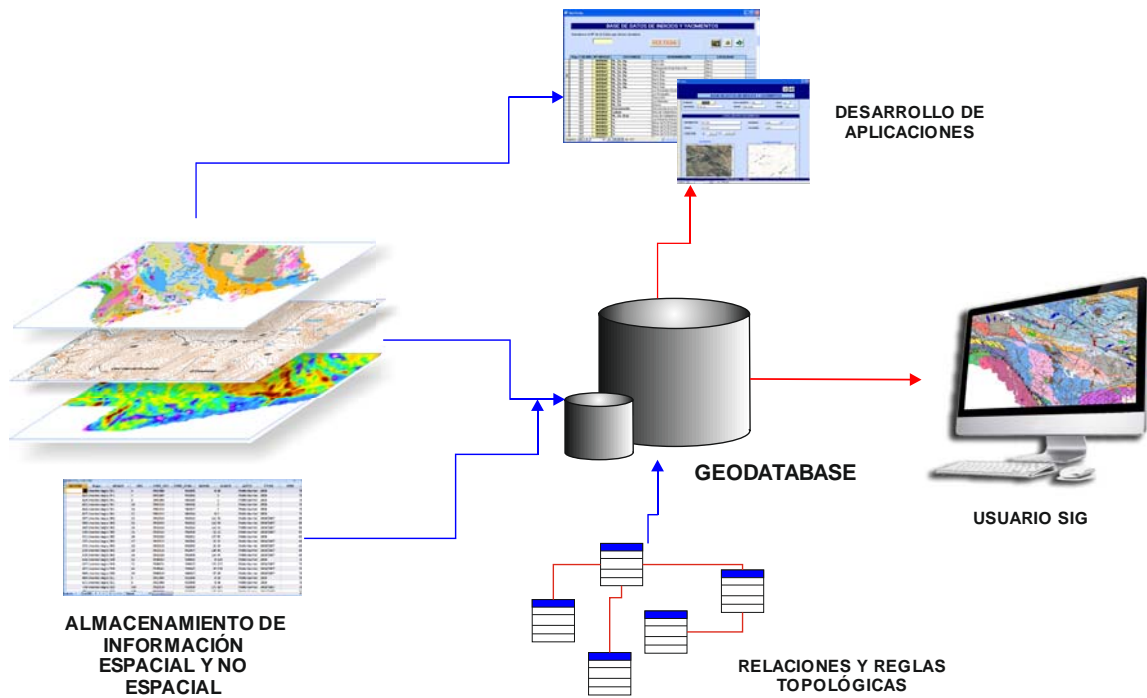
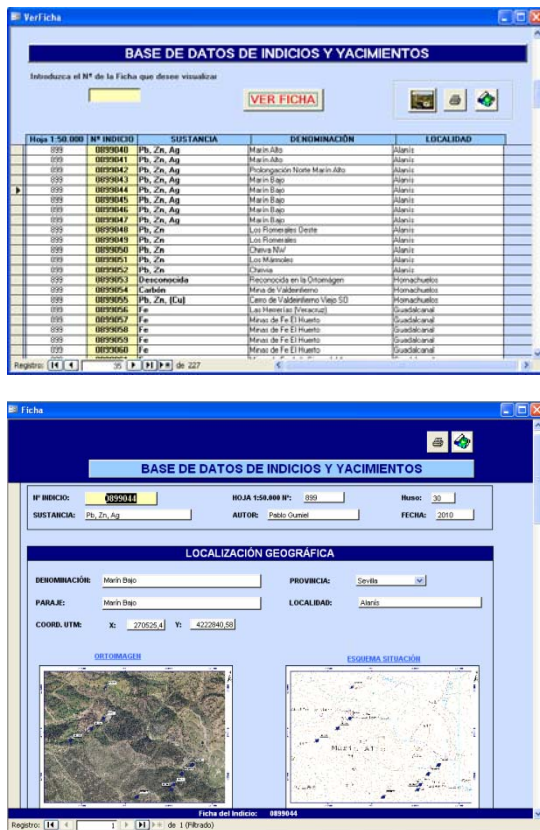


Figura 1. Diagrama del diseño de la Geodatabase.

Junto con toda la información almacenada en la Geodatabase, también se han incorporado las características geológicas y mineras de los indicios y yacimientos minerales que se han estudiado en el campo (398). Así mismo, se han diseñado una serie de formularios para la edición, creación y mantenimiento de toda la información relativa a los indicios estudiados. De esta forma, los datos se visualizan o editan mediante formularios (Figura 2), lo cual facilita el mantenimiento y actualización de la información.





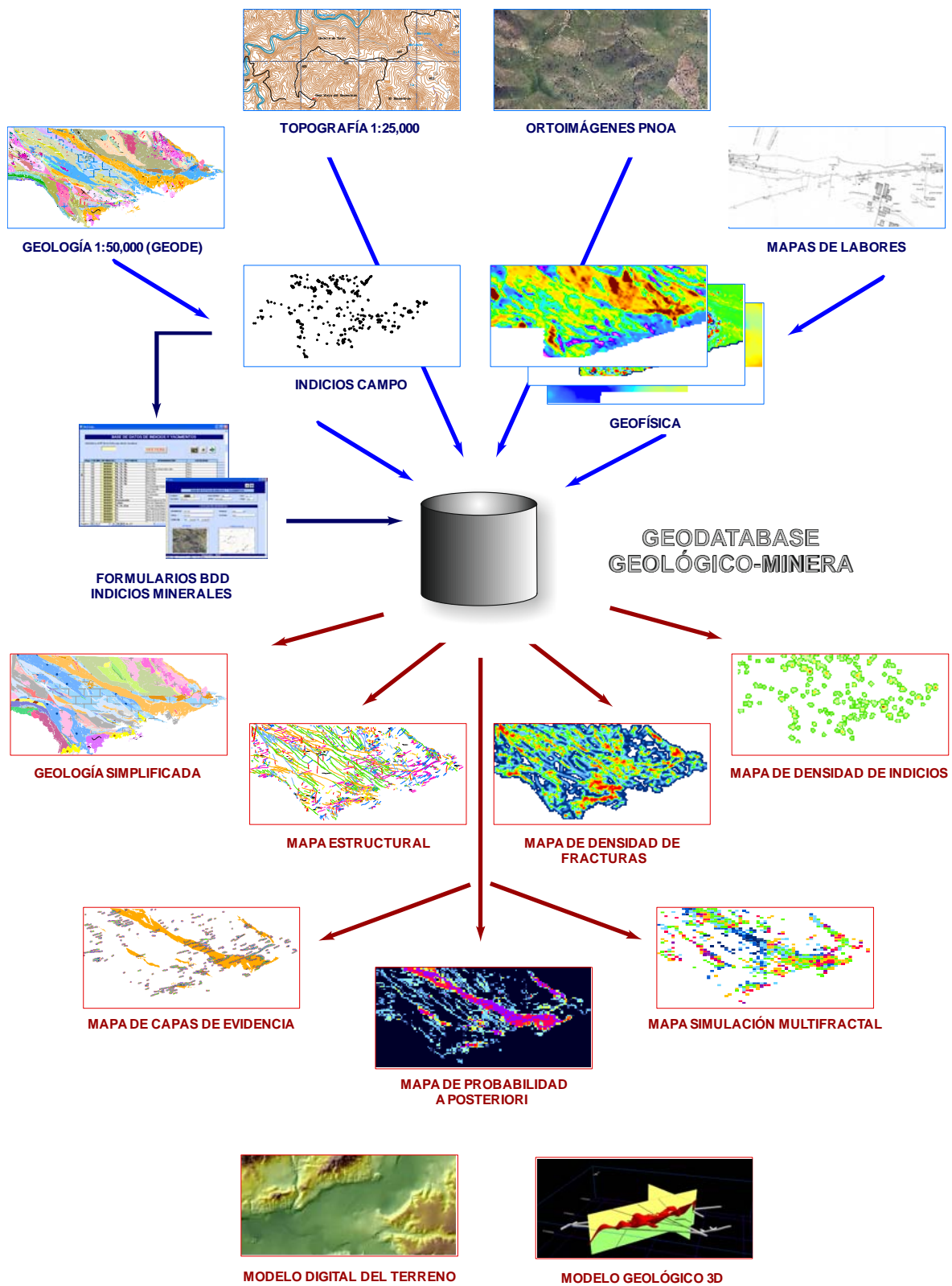
**Figura 2.** Formularios creados en la Geodatabase para la edición y mantenimiento de toda la información relativa a los indicios y yacimientos minerales.

La ventaja de tener todos los datos almacenados y georeferenciados en una BDD espacial, es el uso de todas las herramientas y la funcionalidad de un SIG pudiendo obtenerse la siguiente información:

- Simplificación y modificación del Mapa Geológico a escala 1:50,000 para poner de manifiesto aquellas formaciones y estructuras geológicas de mayor interés desde un punto de vista metalogénico.

- Generación de los **Modelos Digitales del Terreno (MDT)** para la modelización geológica 3D de las mineralizaciones seleccionadas.
- Creación del **Mapa Estructural** del área de estudio.
- Realización de los **mapas de densidad** de fracturas e indicios minerales.
- Tratamiento de las diferentes capas de información (layers) para la obtención de las **capas de evidencia de los controles geológicos** de cada una de las mineralizaciones estudiadas.
- Aplicación del Método de los Pesos de Evidencia (Bonham Carter *et al.* 1989, Bonham Carter, 1994) para la obtención de los **mapas de probabilidad a posteriori** que pueden considerarse mapas de prospectividad de la zona de estudio.
- Generación de **mapas de simulación multifractal para el estudio de la distribución de las mineralizaciones** de la zona. Con este fin, y como una parte importante de esta Tesis Doctoral, se ha diseñado y desarrollado una aplicación integrada en el entorno SIG, aportación novedosa y original de este trabajo.

Todas las capas de información almacenadas en la base de datos y las que se han generado durante el desarrollo de esta Tesis se han representado en la Figura 3.



**Figura 3.** Modelo de datos de la BDD geológico-minera creada.

### 3.3. DESCRIPCIÓN DEL MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Para la descripción del marco geológico regional, además de los trabajos y Tesis Doctorales antes mencionados, se ha utilizado la información de la memoria geológica de Ossa Morena del proyecto “*Cartografía de Recursos Minerales de Andalucía*” (García-Cortés, 2011). Ésta se basa en la Síntesis Geológica del Mapa Geológico Continuo del IGME a escala 1:50,000 (GEODE).

En la descripción del marco geológico de la zona de estudio, se contemplan los aspectos relativos a estratigrafía, magmatismo, metamorfismo y deformación.

Se ha puesto especial énfasis en aquellos aspectos geológicos que están directamente relacionados con las mineralizaciones, que son uno de los objetivos de estudio prioritario en esta Tesis, como es por ejemplo, el magmatismo relacionado con las mineralizaciones de hierro asociadas al Rifting del Cámbrico inferior.

El granito del Pedroso, que lleva asociadas varias mineralizaciones de Fe tipo skarn de magnetita, se ha datado mediante la técnica de SHRIMP, dentro del proyecto financiado por el MICINN, (CGL2008-03046/BTE).

Los aspectos estructurales son muy importantes desde un punto de vista metalogénico en la zona, ya que la mayoría de las mineralizaciones presentan un

marcado control estructural. Los datos tomados durante el trabajo de campo (cartografía geológica de galerías, estaciones estructurales, etc.) han servido para caracterizar aquellas estructuras, tanto dúctiles como frágiles, relacionadas con determinadas mineralizaciones. Se pueden señalar los siguientes ejemplos:

**Estructuras dúctiles (pliegues).** Mineralizaciones estratiformes de magnetita deformadas por interferencia de pliegues debidos a la Orogenia Varisca (e.g. La Lima, El Pedroso). Se ha avanzado en el conocimiento de la geometría y caracterización de las estructuras de plegamiento, mediante la aplicación de funciones cónicas y el método  $h - \alpha$  (Aller *et al.* 2004), con la supervisión del profesor Bastida de la Universidad de Oviedo.

**Estructuras frágiles Variscas y tardi-Variscas** que favorecen el flujo localizado de fluidos hidrotermales y dan lugar a mineralizaciones de Pb-Zn-Ag y F-Ba. Estas estructuras presentan importantes reactivaciones durante etapas extensionales que se desarrollan en el Pérmico, Mesozoico y en la Orogenia Alpina y que son críticas para la concentración y enriquecimiento mineral.

Por último, se presenta una síntesis de la evolución geodinámica de la zona basada en los datos y resultados del proyecto IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003).

### 3.4. TIPOLOGÍA DE LAS MINERALIZACIONES

En el área de estudio se han reconocido en el terreno 398 indicios y yacimientos minerales.

La cartografía geológica y el estudio detallado de las mineralizaciones han permitido obtener criterios para establecer una tipología de los yacimientos e indicios minerales de la zona. Los grupos se

han definido por sustancias, y dentro de éstos, se han establecido subgrupos en base a las paragénesis y asociaciones minerales, sus controles geológicos y las alteraciones hidrotermales de las rocas encajantes. Este trabajo ha permitido establecer la siguiente clasificación tipológica que se explicará en detalle en el capítulo 5.



### Mineralizaciones de hierro

- Mineralizaciones estratiformes de Fe-Cu (Au) - tipo IOCG -
- Mineralizaciones de Fe tipo skarn de magnetita
- Mineralizaciones de hematites especular
- Mineralizaciones de Fe (ankerita - hematites - barita) relacionadas con hidrotermalismo

### Mineralizaciones de cobre

- Mineralizaciones de calcopirita diseminada, relacionadas con zonas de cizalla dúctil-frágil Variscas
- Mineralizaciones filonianas de cobre asociadas a fallas de extensión Variscas y tardi-Variscas

### Mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-(Cu) asociadas a estructuras extensionales tardi-Variscas

### Mineralizaciones filonianas de fluorita

### Mineralizaciones filonianas de barita

### Otras Mineralizaciones

- Mineralizaciones de antimonio
- Mineralizaciones de oro
- Mineralizaciones de fosfatos

**Mineralizaciones de uranio.** Asociadas a las pegmatitas anatómicas del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana.

**Mineralizaciones de carbón.** Localizadas en las cuencas carboníferas sin- y post-orogénicas.

### Rocas Industriales: feldespatos-K asociado a pegmatitas

Se ha puesto de manifiesto la existencia de una serie de mineralizaciones, unas no citadas hasta la fecha, y otras insuficientemente conocidas en el segmento SE de Ossa Morena.

Con el objetivo de profundizar en el conocimiento metalogénico de la zona, en algunas mineralizaciones se ha realizado una caracterización isotópica de Pb, junto con isótopos estables, con el fin de establecer hipótesis sobre el origen de los fluidos mineralizadores.

Por último, en aquellos yacimientos de los que se disponía de antiguos planos de labores (tanto de las plantas como de los realces), se han realizado modelos geológicos 3D que representan una aproximación realista de la geometría de los cuerpos mineralizados.

Tras el estudio geológico de los yacimientos e indicios minerales, se presenta una síntesis metalogénica que encuadra las mineralizaciones en el marco de la evolución geodinámica de Ossa Morena.

## 3.5. MODELOS GEOLÓGICOS 3D DE ALGUNOS YACIMIENTOS SELECCIONADOS

---

En aquellos yacimientos en donde ha sido posible por condiciones de accesibilidad, se ha llevado a cabo una toma de datos precisa y sistemática y se ha realizado una modelización geológica 3D de las estructuras mineralizadas. La modelización 3D se ha basado principalmente

en criterios geométricos y estructurales, obtenidos a partir de las cartografías geológico-mineras de detalle en labores accesibles (e.g el yacimiento de *La Lima*, en El Pedroso). Así mismo, todos los modelos han sido georeferenciados en un SIG.

Igualmente, se ha realizado una modelización geológica 3D de varias mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-Cu filonianas, a partir de la digitalización de antiguos mapas de labores, utilizando la proyección ortogonal de las trazas de los reales de los cuerpos mineralizados. Esta es una metodología laboriosa, pero muy útil para el estudio de aquellas mineralizaciones cuyo acceso es imposible, pero se dispone de los antiguos planos de labores mineras.

Los modelos 3D se han generado utilizando un potente software específico de modelización geológica en 3D, GeoModeller® ([www.geomodeller.com](http://www.geomodeller.com)), desarrollado originalmente por el BRGM (Lajunie *et al.*, 1997; Calcagno *et al.*, 2002) dentro del proyecto GeoFrance 3D. Los modelos se basan principalmente en criterios geológicos y en la interpretación estructural de los afloramientos existentes. De esta forma, se ha conseguido una representación tridimensional de la geometría de los cuerpos mineralizados en profundidad.

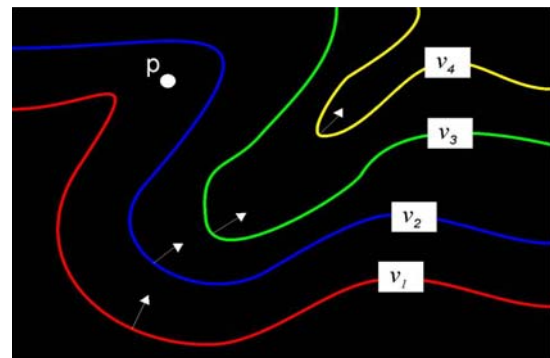
En GeoModeller® las unidades litológicas forman una “pila estratigráfica” en la que se pueden establecer relaciones de concordancia y/o discordancia entre los materiales.

Una característica esencial es que la determinación 3D del “espacio geológico” (Boissonnat 1988; Bertrand *et al.*, 1992) se realiza mediante un método de interpolación basado en algoritmos de campo potencial, en donde los límites geológicos (contactos) son superficies equipotenciales y los datos de orientaciones (dirección y buzamiento) son gradientes de potencial.

El objetivo es conseguir que las relaciones geológicas y estructurales que se obtienen en los modelos sean realistas.

Las superficies geológicas, representadas por un conjunto de curvas suaviza-

das en el espacio tridimensional, son análogas a un conjunto de superficies equipotenciales de un campo escalar (potencial). Una solución única para la geometría 3D de las formaciones geológicas (interfaces) se obtiene, asumiendo que los contactos para cada formación pertenecen a una misma superficie equipotencial y que los vectores de orientación son ortogonales a planos tangentes a los campos equipotenciales y representan gradientes de potencial o derivadas del campo. El campo equipotencial es interpolado por “cokriging” de incrementos y sus funciones derivadas (Lajunie *et al.*, 1997). Los contactos geológicos se representan como líneas, o superficies equipotenciales interpoladas (Figura 4).



**Figura 4.** Determinación de la formación geológica a la que pertenece un punto p utilizando el método de interpolación de campo potencial, (para explicación véase el texto).

Las ventajas de utilizar “cokriging” es que se trata de un método de interpolación lineal que tiene poco sesgo y proporciona una estimación de errores, como método geoestadístico. En un contexto geológico los errores pueden considerarse como “ruido” y dependen de la escala de trabajo.

Este método de interpolación es ideal para el caso de secuencias estratigráficas bien estratificadas, en el que cada serie de superficies equipotenciales puede ser derivada. Todas las medidas de direcciones y buzamientos se tienen en

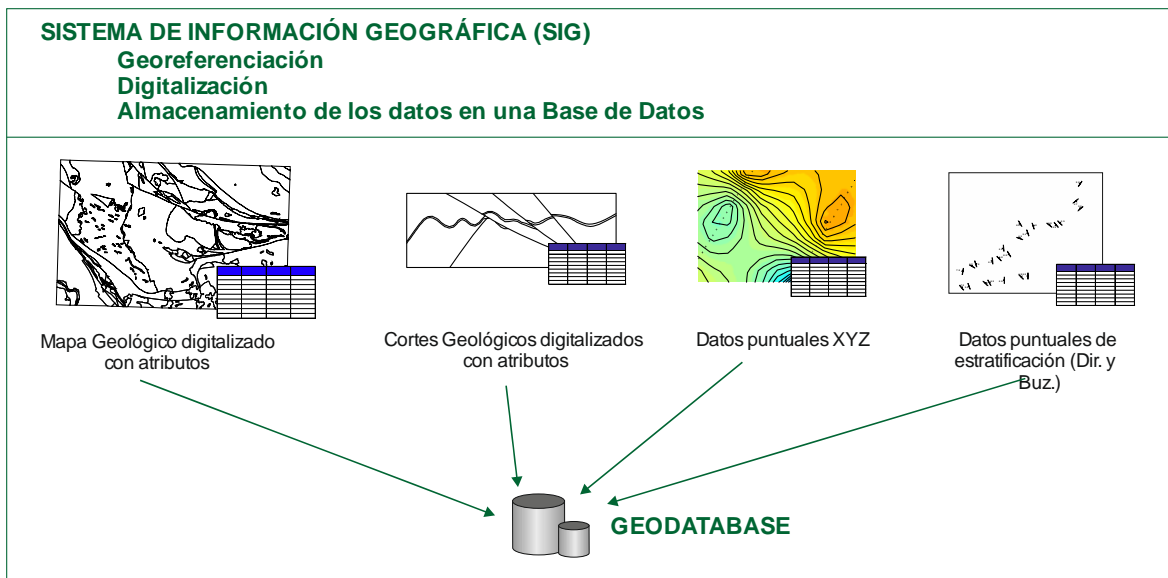
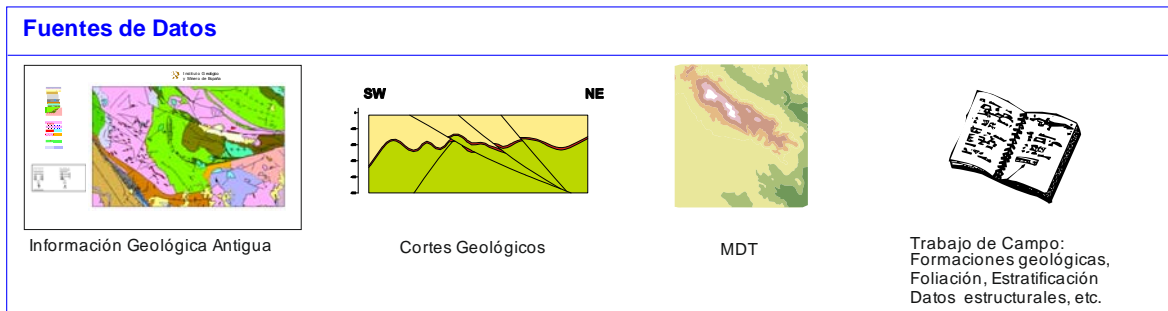
cuenta en el punto de medida y ejercen un peso en la orientación general de las superficies equipotenciales cercanas.

Además, con este método se asegura un curvado y suavizado de los límites de las superficies equipotenciales que proporciona una aproximación realista de las superficies geológicas. Por otra parte, con la formulación de campos potenciales se evitan los cruces entre líneas, y, por tanto, entre superficies estratigráficas, lo que no sería admisible en la realidad.

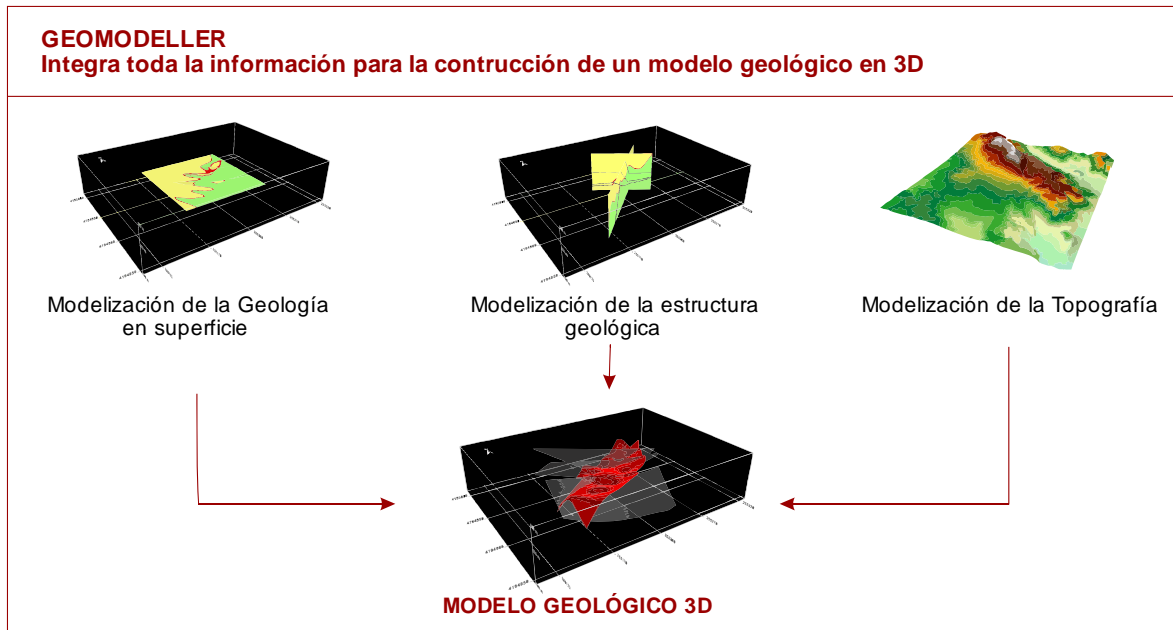
Finalmente, tanto física como matemáticamente,

los campos potenciales son bien conocidos.

En el diagrama de flujo de la Figura 5 se visualizan todos los procedimientos seguidos para la generación de los modelos geológicos 3D. Partiendo de las fuentes originales para la obtención de datos geológicos, desde la fase de trabajo de campo (cortes geológicos, datos estructurales, formaciones geológicas, etc.) a su posterior almacenamiento en un SIG, mediante la digitalización y georeferenciación de la información, y finalmente su integración para así generar los modelos geológicos 3D.







**Figura 5.** Diagrama de flujo con la información necesaria y los procesos para la creación de los modelos geológicos 3D (tomado de Gumiel *et al.* 2010 a).

### 3.6. GENERACIÓN DE MAPAS DE PROSPECTIVIDAD

El estudio, a escala regional, de los yacimientos e indicios minerales se ha realizado mediante técnicas de estadística espacial, con el fin de determinar qué tipo de distribución presentan. Esto, junto con un análisis probabilístico de los condicionantes geológicos de las mineralizaciones, ha sido utilizado para alcanzar uno de los objetivos principales de esta Tesis, que es la realización de **mapas de prospectividad** de las mineralizaciones de Fe, Cu, Pb-Zn-Ag y F-Ba en la zona de estudio.

Así mismo, estos mapas de prospectividad sirven para cuantificar la influencia de los controles geológicos y se han utilizado, tanto en el análisis fractal, como en los modelos de simulación multifractal de distribución de las mineralizaciones.

El análisis espacial de los yacimientos e indicios minerales, utilizando las herramientas de estadística espacial que están integradas en los SIG, se ha llevado a cabo mediante el análisis de los *K-*

*vecinos cercanos* y la función *K-Ripley*, cuyos resultados ponen de manifiesto que las mineralizaciones de la zona presentan una distribución agrupada. Se han utilizado las herramientas del software de libre distribución CrimeStas vs. III, que se encuentra disponible en la página web que a continuación se indica: <http://www.icpsr.umich.edu/CrimeStat/download.html>.

Posteriormente, se han establecido los controles geológicos de las mineralizaciones seleccionadas, mediante el uso del SIG y en función del conocimiento adquirido tras el trabajo de campo.

Los condicionantes geológicos son principalmente litológicos (litologías favorables) y estructurales (conjuntos de fracturas y/o fallas). Por ejemplo, la mayoría de las mineralizaciones de Fe están situadas en el Cámbrico inferior. Las de F-Ba están relacionadas mayoritariamente con sistemas de fallas de orientación NE-SO.

Para cuantificar el grado de influencia de los controles geológicos establecidos para cada tipo de mineralización, se ha utilizado el método de los Pesos de Evidencia. Con esta metodología se asignan pesos positivos o negativos, en función de la presencia o ausencia de un

determinado control geológico. Tras la suma de estos pesos y mediante una regresión logística, se obtienen los mapas de probabilidad a posteriori que pueden considerarse como mapas de prospectividad de este sector de Ossa Morena.

### 3.7. ANÁLISIS FRACTAL DE LA DISTRIBUCIÓN DE LAS MINERALIZACIONES

---

En esta Tesis y para conocer la fractalidad de estos sistemas naturales, se ha aplicado un novedoso método de cálculo de las dimensiones fractales que es una variante del método de conteo de cajas (box-counting). Es el denominado de cajas-rellenas ("filled-boxes"- Sanderson, no publicado, comunicación personal -) para establecer proporciones entre las dimensiones fractales de las mineralizaciones seleccionadas y las de sus controles litológicos y estructurales. Esta metodología es relativamente sencilla de aplicar mediante la utilización de los SIG.

El objetivo ha sido caracterizar la heterogeneidad de estos sistemas naturales, mediante la utilización de las dimensiones fractales de las mineralizaciones y las de sus controles geológicos, utilizando las dimensiones de los elementos analizados en su situación espacial actual y comparándolas con las dimensiones fractales regionalizadas.

Dimensiones fractales regionalizadas son aquellas que se obtienen al aplicar una

proporción entre el número de sucesos que se están estudiando (e.g. las mineralizaciones) en un determinado condicionante (su control geológico y estructural) y el número total de sucesos respecto al área total de la zona de estudio.

Las dimensiones fractales regionalizadas se han comparado con las obtenidas a partir de la distribución actual de las mineralizaciones, con objeto de observar en qué manera los controles geológicos asignados influyen en la distribución de las mismas. Se han obtenido unos resultados de gran interés que ayudan a comprender los procesos de concentración de los yacimientos minerales (véase el capítulo 8.3).

Sin embargo, los patrones de distribución de estas mineralizaciones no pueden explicarse como fractales simples homogéneos, sino que estos sistemas naturales tienen un comportamiento no lineal y multidimensional, siendo en definitiva fractales heterogéneos o multifractales.

### 3.8. ANÁLISIS MULTIFRACTAL: DESARROLLO DE UNA APLICACIÓN PARA EL CÁLCULO DE UNA CASCADA MULTIPLICATIVA EN 2-D

---

El análisis de las propiedades de organización espacial de sistemas complejos, como son los relacionados con la formación de yacimientos minerales, se ha realizado mediante técnicas multifracta-

les. Por esta razón, y para comprender los procesos de distribución espacial y localización de las mineralizaciones, se han realizado modelos de simulación multifractal, lo que puede tener gran im-

portancia de cara a la prospectividad de una determinada región.

Para lograr este objetivo, en esta Tesis se ha desarrollado una aplicación informática implementada en un SIG (ArcGIS© 9.2): “*Análisis multifractal en 2-D Cascada multiplicativa de De Wijs vs. 2.0*”. Una primera versión del programa ha dado lugar a modelos de simulación que han sido objeto de dos publicaciones internacionales en revistas del SCI (Gumiel *et al*, 2010 d y Arias *et al.*, 2011).

La aplicación, sobre un área seleccionada previamente, desarrolla un modelo de cascada multiplicativa, basada en el esquema propuesto por De Wijs en 1951, y que se ha comprobado que es un multifractal clásico. Posteriormente, el programa calcula las principales funciones multifractales para caracterizar formalmente la distribución de las mineralizaciones estudiadas.

Una de las características más importantes de esta aplicación es que tiene la posibilidad de introducir la influencia de los condicionantes geológicos (controles litológicos y estructurales) que intervienen en la distribución espacial de las mineralizaciones.

Esto se ha conseguido introduciendo los datos de los mapas de probabilidad a posteriori, obtenidos mediante la aplicación del método de Pesos de Evidencia. De esta forma, los diferentes controles geológicos se cuantifican al introducir en las simulaciones valores de probabilidad para cada mineralización en función

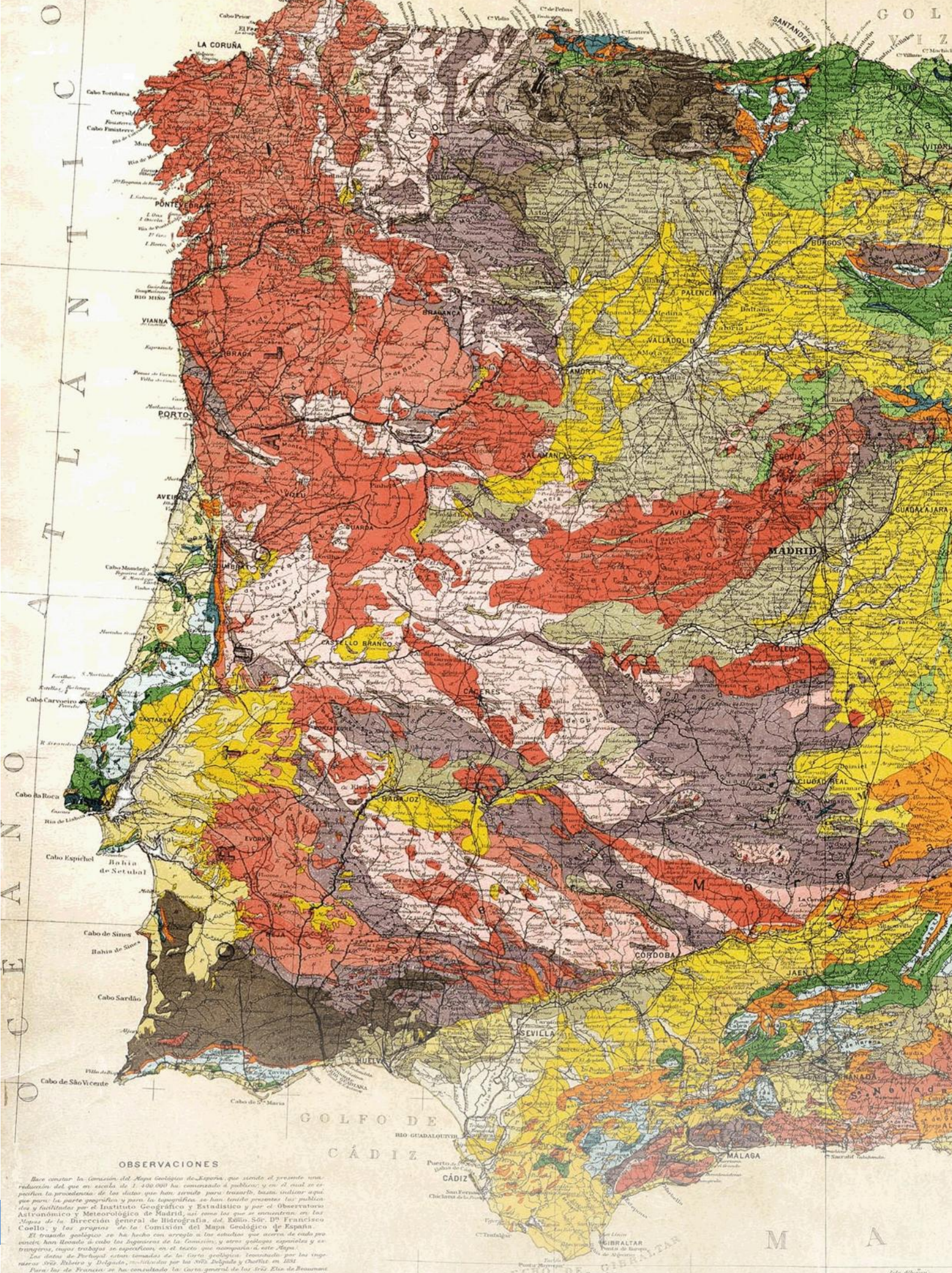
de sus condicionantes geológicos. Por consiguiente, así se logran modelos de simulación multifractal más realistas.

Los cálculos se realizan en la Geodatabase en la que se tienen almacenadas las capas de indicios, los mapas de probabilidad y demás información.

La aplicación integra varias funcionalidades:

- Herramientas creadas directamente en ArcGIS mediante la utilización del módulo “Modelbuilder”, para crear las capas que representan las diferentes iteraciones sobre la zona que se pretende estudiar. Estas capas son la base para el posterior cálculo de la cascada multiplicativa en 2D. Junto con la creación de la capas, hay una herramienta que permite asignar a cada una de las celdas de cada iteración, el valor ponderado de los mapas de probabilidad a posteriori obtenidos mediante el método WofE.
- Rutinas y procedimientos desarrollados en Visual Basic 6.0, que calculan sobre las capas de las iteraciones anteriormente creadas, los valores de los parámetros necesarios para el cálculo de las funciones multifractales.
- Finalmente, una salida gráfica para Excel, mediante una serie de rutinas programadas en VBA, con las que, utilizando los datos obtenidos, generar los principales gráficos multifractales para caracterizar las distribuciones simuladas.





OBSERVACIONES

Para constar la Comisión del Mapa Geológico de España que siendo el presente una reducción del que en escala de 1:400.000 ha comenzado a publicarse y en el cual se detallan las procedencias de las clases que han servido para formular, hasta incluir aquí, que para la parte geográfica y por la topográfica se han tenido presentes las publicaciones y facilidades por el Instituto Geográfico y Estadístico y por el Observatorio Astronómico y Meteorológico de Madrid, así como las que se encuentran en las Mapas de la Dirección General de Hidrografía, del Excmo. Sr. D. Francisco Coello, y las propias de la Comisión del Mapa Geológico de España.

El trabajo geológico se ha hecho con arreglo a los estudios que acerca de cada provincia, han llevado a cabo los Ingenieros de las Carrteras, y otros geólogos españoles y extranjeros, cuyos trabajos se especifican en el texto que acompaña a este Mapa.

Los datos de Portugal están tomados de los datos geológicos suministrados por los viajeros Sr. Ribeiro y Delgado, recopilados por los Sres. Delgado y Chacón en 1884.

Para las de Francia se ha consultado la Carta general de los Sres. Etan de Beaumont y Dufrenoy, y los estudios especiales de los Sres. Aguirre, Leguerran, y Carce, acerca de los Pirineos, corregidos según la Carta geológica oficial publicada en 1888.





# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Conjunto reducido del que en escala de 1:400000 ha formado y publica por orden del

MINISTERIO DE FOMENTO

LA COMISIÓN DE INGENIEROS DE MINAS

CREADA EN 28 DE MARZO DE 1873

BAJO LA DIRECCIÓN DEL INSPECTOR GRAL

EXMO S<sup>o</sup> DON MANUEL FERNANDEZ DE CASTRO

1889 - 1893.

## SIGNOS GEOLÓGICOS CONVENCIONALES:

Sistemas	Grupos	Sistemas	Grupos
Aluvial	A	Permiano	P <sub>1</sub>
Diluvial	D <sub>1</sub>	Carbonífero	C <sub>1</sub>
Plioceno	P <sub>1</sub>	Devoniano	D
Mioceno	M	Siluriano	S
Oligoceno	O		
Eoceno	E		
Cretácico	C		
Jurásico	J		
Jurásico y Liásico	J <sub>1</sub>		
Liásico	L		
Terciario	T		

Grupos	Sistemas	Grupos
Superior	P <sub>1</sub>	Superior
Inferior	C <sub>1</sub>	Inferior
Superior	D	Superior
Inferior	S	Inferior

Rocas hipogénicas	Grupos
Básicas	B <sub>1</sub>
Ácidas	A <sub>1</sub>
Básicas	B <sub>2</sub>
Ácidas	A <sub>2</sub>

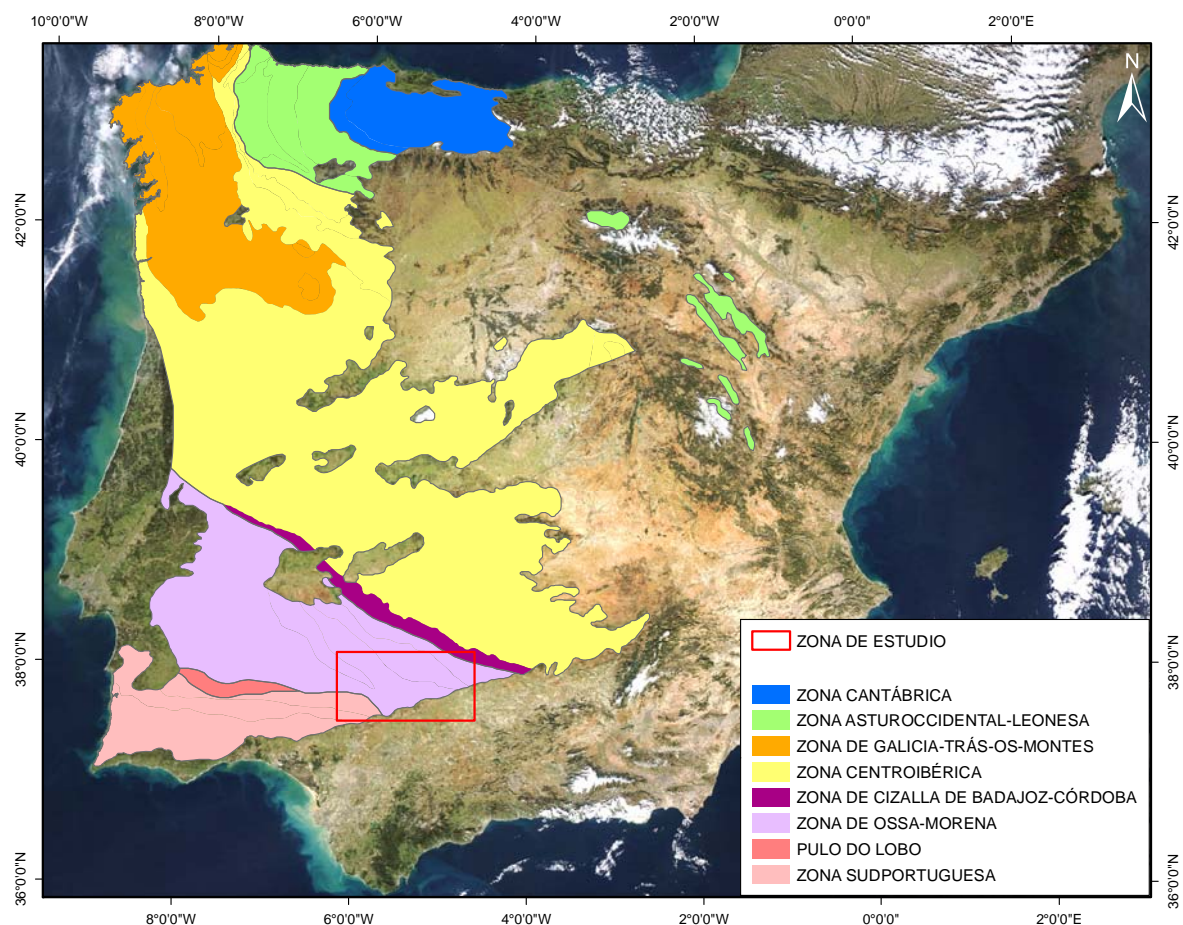
ESCALAS DE 1:1.500.000

# 4. GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

SIGNOS  
 ● CAPITAL  
 ○ CAPITAL  
 ● Cabeza de Partido judicial  
 ● Villas, Lugares y Aldeas  
 --- Ferrocarriles  
 --- Carreteras



## 4. GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO



**Figura 6.** Situación de la zona de estudio en el extremo SE de la Zona Ossa Morena del Macizo Varisco.

La zona de estudio se localiza en el extremo SE de la Zona Ossa Morena (en adelante ZOM) del Macizo Ibérico o Varisco (Figura 6 y Figura 7).

A continuación, se describe con más detalle la geología de la zona de estudio, comprendiendo desde la estratigrafía, el magmatismo, el metamorfismo hasta la deformación. Se ha puesto especial énfasis en aquellos aspectos geológicos que están directamente relacionados con las mineralizaciones, que son uno de los objetivos de estudio prioritario en esta Tesis.

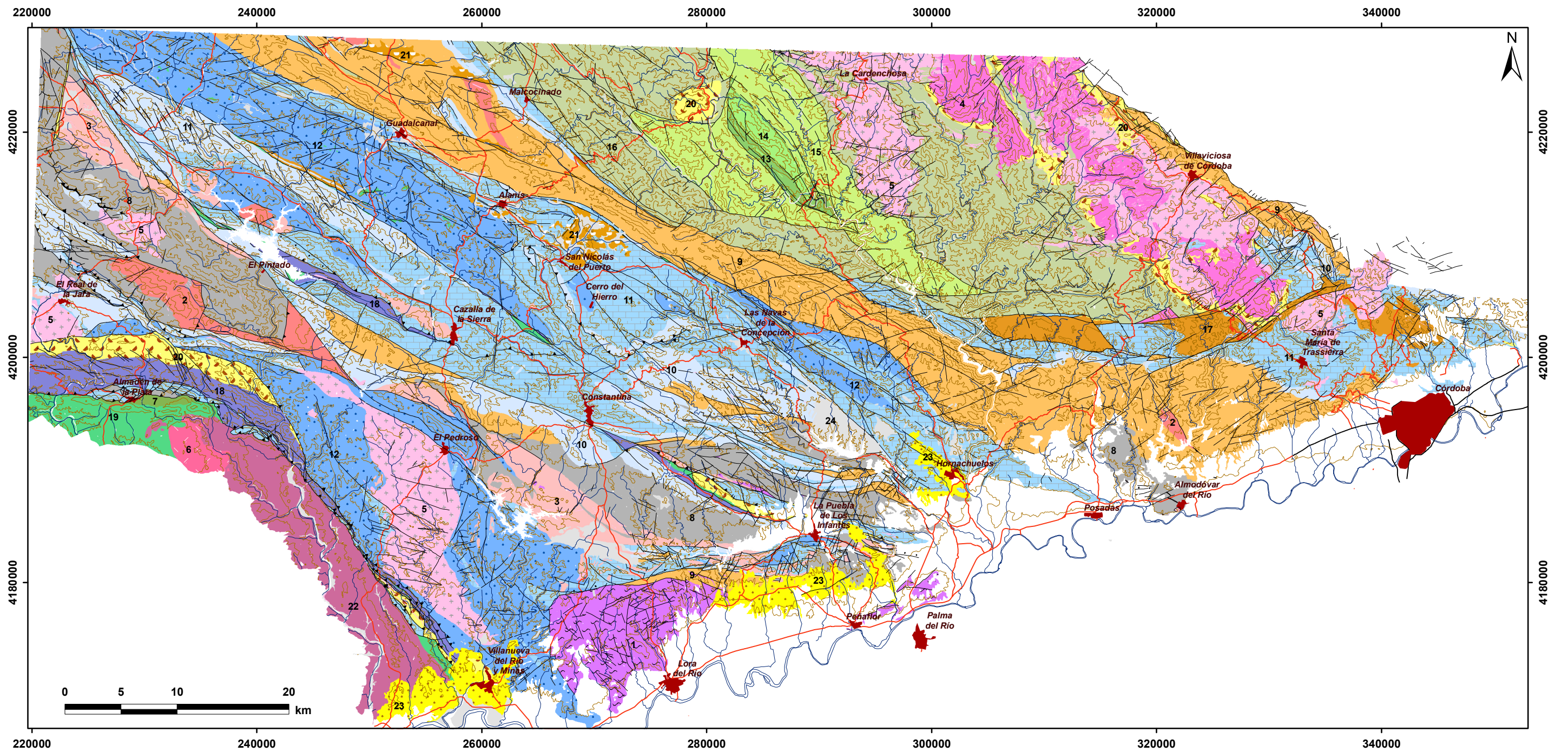
En concreto, se ha resaltado la importancia que tiene en la zona el magma-

tismo Varisco para determinados tipos de yacimientos de skarn de magnetita.

Igualmente, se ha profundizado en el control estructural que determinadas estructuras dúctiles (pliegues) ejercen sobre las mineralizaciones de hierro pertenecientes al tipo IOCG (Iron Oxides Copper Gold), así como algunas estructuras frágiles (fallas de orientación NO-SE y NE-SO) sobre las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-Cu de la zona.

Finalmente, se presenta el esquema de evolución geodinámica admitido para la ZOM, gracias a los datos obtenidos en el reciente proyecto de sismica de reflexión profunda IBERSEIS.





Sistema de Coordenadas: UTM Zona 30  
Datum Europeo 1950

<b>CUATERNARIO</b> 24 - CUATERNARIO	<b>CARBONÍFERO INFERIOR</b> 20 - Carbonífero sin-orogénico	<b>UNIDAD DE SIERRA ALBARRANA</b> 15 - U. Sierra Albarrana (micasquistos de Albariza) 14 - U. Sierra Albarrana (cuarcitas feldespáticas) 13 - U. Sierra Albarrana (gneises biotíticos y migmatitas)	<b>NEOPROTEROZOICO</b> 9 - Fm. Malcacinado 8 - Serie Negra
<b>MIOCENO</b> 23 - MIOCENO SUPERIOR	<b>SILÚRICO - DEVÓNICO</b> 19 - SILÚRICO - DEVÓNICO	<b>CÁMBRICO INFERIOR</b> 12 - Serie Detrítica Superior 11 - Tramo Carbonatado 10 - Cámbrico Inferior Detrítico	<b>ROCAS MAGMÁTICAS</b> 7 - Fm Acebuches 6 - Rocas plutónicas post-Variscas 5 - Rocas plutónicas Variscas 4 - Eje Magmático Villaviciosa - La Coronada 3 - Magmatismo asociado al Rifting Cámbrico 2 - Rocas plutónicas Cadomienses 1 - Complejo de Lora
<b>PÉRMICO</b> 22 - Cuenca del Viar	<b>ORDOVÍCICO</b> 18 - ORDOVÍCICO		
<b>CARBONÍFERO SUPERIOR</b> 21 - Carbonífero post-orogénico	<b>CÁMBRICO MEDIO</b> 17 - Fm Villares 16 - Fm. Pizarras de Azuaga		

Figura 7. Geología general de la zona de estudio en el extremo SE de la ZOM (base geológica a partir del Plan de Cartografía Geologica Continua GEODE (IGME, 2011), modificada por Arias y Gumiel (2011).



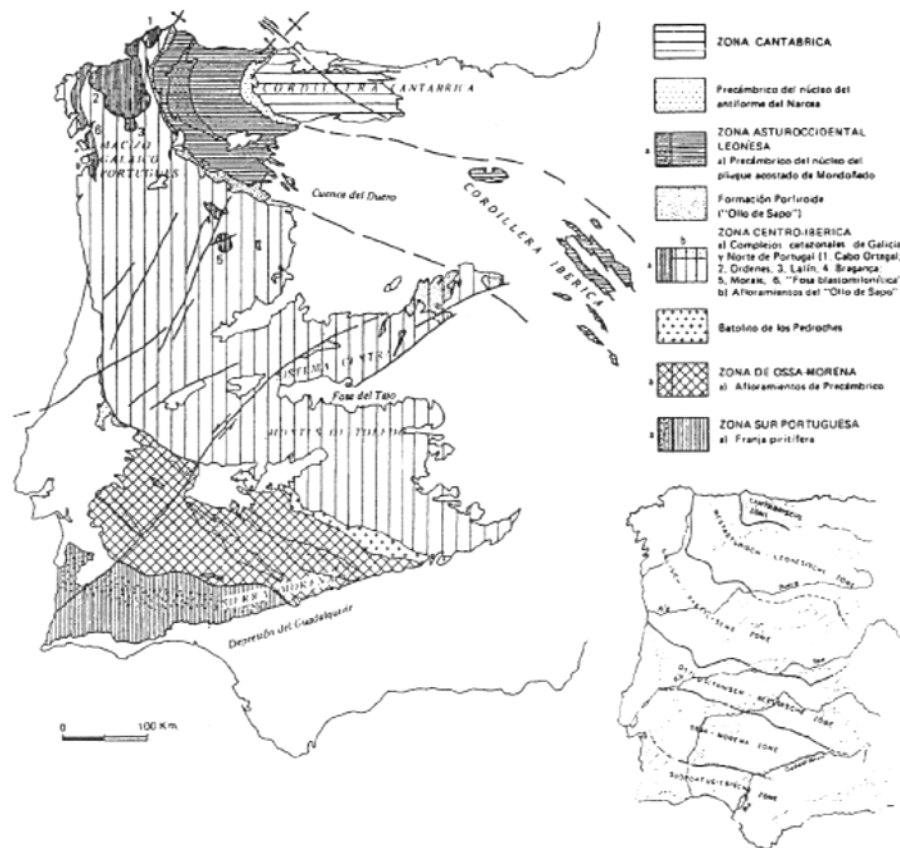


## 4.1. ENCUADRE DE LA ZONA DE ESTUDIO EN EL MACIZO VARISCO

El Macizo Ibérico o Varisco es el afloramiento más extenso de la Cordillera Varisca en Europa y, con criterios tectonoestratigráficos, ha sido dividido en dominios o zonas en sucesivos trabajos. Todas las divisiones han contribuido a mejorar su conocimiento geológico, estableciéndose límites tectónicos con diferencias estratigráficas.

Desde que Hernández Pacheco (1932) definió el Macizo Ibérico como una unidad tectónica, Macizo Hespérico, y diferenció Sierra Morena por sus características estratigráficas del resto del Macizo, este límite es aceptado en todos los trabajos.

Lotze en 1945 estableció la división en zonas, que básicamente aún perduran, poniendo el límite entre las Zonas Lusitano-Alcúdice y Ossa-Morena (ZOM) en el batolito de Los Pedroches. Julivert *et al.*, (1972), en el Mapa Tectónico de la Península Ibérica (Figura 8), recoge la zonación de Lotze unificando las zonas Galaico-Castellana y Lusitano-Alcúdice como Zona Centroibérica (ZCI), y definiendo por primera vez el Eje de Badajoz-Fuenteovejuna-Córdoba y el de Aracena. Chacón y Pascual (1979) apoyan la propuesta de Robardet y localizan el límite ZOM-ZCI en la Falla de Azuaga que es la que limita el eje Portalegre-Badajoz-Córdoba por el sur.



**Figura 8.** Zonación del Macizo Ibérico. Zonas según Julivert *et al.*, (1972), -mapa superior- y según Lotze (1945) -mapa inferior-.

Julivert *et al.*, (1980) se reafirman en la zonación del Macizo Ibérico establecida y proponen para el límite ZOM-ZCI, el cinturón blastomilonítico de Córdoba-Abrantes (Portugal), en donde se produce un cambio de la vergencia de las estructuras tectónicas. Chacón y Pascual (1979) consideran este cambio de vergencias como el factor más relevante que confirma dicho límite y sitúan las fallas de Hornachos-Villaharta y Ficalho como límites septentrional y meridional respectivamente de la ZOM.

Con la realización de las hojas geológicas a escala 1:50,000 (Plan MAGNA) del IGME en esta zona, se estableció el Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (Apalategui y Pérez Lorente, 1983) que tiene similitudes estratigráficas con la ZCI.

En estos trabajos se asume que la zona límite entre la ZCI y la ZOM está constituida por tres áreas con estratigrafía y deformaciones diferentes; la ZCI al norte, la ZOM hacia el sur y una banda de cizalla entre ellas con un basamento precámbrico de tipo ZOM y una cobertera paleozoica de tipo ZCI. Robardet (1976) propuso que el límite entre la ZCI y la ZOM era el Eje Badajoz-Córdoba (Herranz *et al.*, 1986; Quesada, 1991 y Pérez Estaún *et al.*, 2004).

Igualmente, Sanderson *et al.*, (1991) propusieron que el extremo occidental de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (ZCBC), límite entre la ZCI y la ZOM, pasa por el borde sur del Sinclinal de La Codosera. Al norte del sinclinal los materiales son ZCI y al sur de la zona de cizalla son ZOM. Estos autores establecieron un modelo en “dominó” para las fallas tardihercínicas que tiene gran importancia para el control y localización de las mineralizaciones de oro de la zona.

En este modelo, el batolito de Albuquerque (prolongación occidental del batolito de Los Pedroches) sellaría la rama norte de la zona de cizalla, transfiriendo la extensión, vía fallas tardihercínicas, hacia el sur del sinclinal de La Codosera. Por su parte, Apalategui *et al.*, (1990) sitúan el límite entre ambas zonas en el batolito de Los Pedroches.

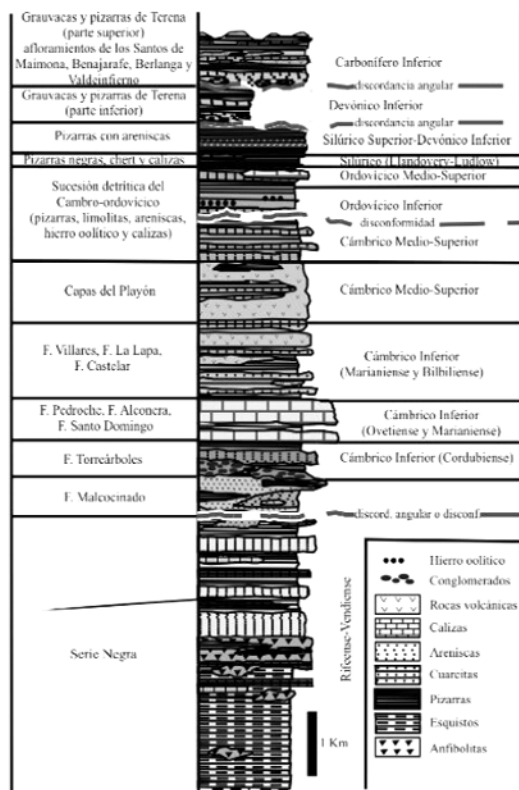
No obstante, la discusión continúa. San José *et al.*, (2004) proponen una nueva zonación del Macizo Ibérico con una nueva zona (Zona Lusitano-Mariánica) con el borde septentrional en el eje de Los Pedroches y el meridional en la Falla de Malcocinado al SO del Corredor Blastomilonítico, que tiene características paleogeográficas diferentes, tanto con la ZCI, como con la ZOM. Por otra parte, el grupo de investigación de la Universidad del País Vasco siempre ha considerado que la ZOM se define por el sustrato cadomiense, extendiéndola hasta el afloramiento más septentrional de la Serie Negra que se localiza al sur del Carbonífero de Los Pedroches.

Los últimos trabajos establecen el límite meridional de la ZCI en el accidente extensional de Puente Génave-Castelo de Vide (Martín Parra *et al.*, 2006) ya que al sur de este accidente las formaciones proterozoicas son de tipo ZOM. Este trabajo corrobora lo establecido por Sanderson *et al.*, (1991) para el sector sur del sinclinal de La Codosera.

En resumen, la ZOM está separada de las zonas adyacentes, la Zona Surportuguesa (ZSP) al sur y la ZCI al norte, por zonas de sutura. Estas zonas complejas están compuestas por una serie de cabalgamientos y fallas en dirección (Simancas *et al.*, 2003; Carbonell *et al.*, 2004) que han sido fuertemente modificadas por una deformación transpresiva.

## 4.2. ESTRATIGRAFÍA

En la descripción de la estratigrafía de la zona de estudio se hace referencia, en muchas ocasiones, a formaciones geológicas que han sido definidas en el extremo noroccidental de la ZOM y que no afloran bien en el extremo suroriental. Para establecer la secuencia estratigráfica de la zona, se han realizado correlaciones con las formaciones geológicas bien caracterizadas y aceptadas por la mayoría de los autores, conservando la terminología local establecida.



**Figura 9.** Columna estratigráfica sintética para la Zona de Ossa-Morena (según Azor, 2004).

Aunque todavía existen muchas controversias, en este trabajo se ha optado por mantener esas formaciones locales que sería necesario unificar, pero que se escapa de los objetivos de esta Tesis.

### 4.2.1. NEOPROTEROZOICO

Los materiales más antiguos que se en-

cuentran en la zona de estudio son los del Neoproterozoico, representados por la denominada Serie Negra. Afloran por debajo de la discordancia paleozoica (Figura 9) en el núcleo de las estructuras antiformales.

#### 4.2.1.1. Serie Negra

Se trata de esquistos negros y meta-grauvacas con intercalaciones de cuarcitas negras (Carvalhosa, 1965). En la transversal de Monesterio-Fuente de Cantos, Eguluz (1988) distinguió dos conjuntos, que, de muro a techo, son: a) *Sucesión Montemolín* que consiste en una serie monótona de esquistos oscuros, cuarzo-esquistos biotíticos y anfibolitas, más abundantes estas últimas hacia techo, con intercalaciones de cuarcitas negras (Foto 1) y rocas carbonatadas. b) *Sucesión Tentudía* que está constituida por metagrauvacas y pizarras de colores oscuros, con intercalaciones de cuarcitas negras y de rocas volcánicas.



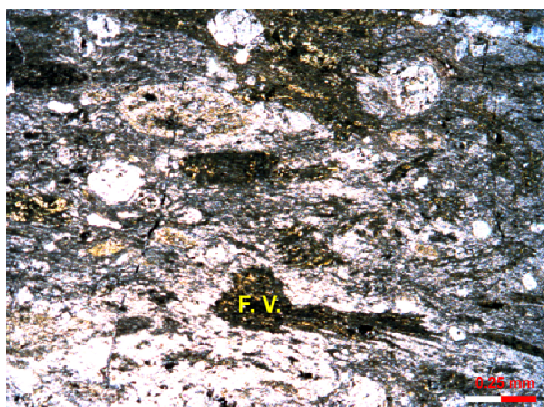
**Foto 1.** Esquistos biotíticos con intercalaciones de cuarcitas negras (Serie Negra).

La edad de la Serie Negra, aunque no se conoce con precisión, se ha atribuido al Neoproterozoico, ya que se sitúa estratigráficamente por debajo de las secuencias del Cámbrico inferior, datadas mediante fósiles. Las dataciones radiométricas obtenidas (Schäfer *et al.*, 1993;

Ordóñez Casado, 1998; Fernández-Suárez *et al.*, 2002) apuntan hacia una edad Vendiese como la más probable.

#### 4.2.1.2. Fm. Malcocinado

Discordante con la Serie Negra, se encuentra una sucesión volcanosedimentaria, que fue denominada *Formación Malcocinado* por Fricke (1941). Está compuesta por lavas y rocas volcanoclásticas interestratificadas con filitas, arcosas, grauvacas y conglomerados poligénicos, con cantos procedentes, en su mayoría, de lavas y rocas piroclásticas. También pueden encontrarse lentejones de calizas y mármoles hacia techo.



**Foto 2.** Lámina delgada de una metaignimbrita de la Fm. Malcocinado. Se observan fragmentos vítreos (F.V) en matriz cinerítica soldada, L.N. (cortesía F. Bellido).

Las rocas volcanoclásticas están representadas por metatobas ácidas, cineritas, metatobas andesíticas y a veces se reconocen metaignimbritas albiticas (Foto 2). En cuanto a las lavas, las más abundantes son de composición dacítica, riolítica y andesítica, siendo menos abundantes las de composición basáltica. A la Formación Malcocinado también se asocian varios cuerpos plutónicos, intrusivos en la Serie Negra o en los propios materiales de esta formación, con una composición variable desde dioritas hasta granitos. Por sus edades radiométricas y características geoquímicas, se les ha relacionado con las rocas volcáni-

cas de esta formación.

Las características geoquímicas de las rocas volcánicas y plutónicas de la Formación Malcocinado indican que se trata de un magmatismo calcoalcalino, probablemente relacionado con un arco magmático construido sobre un borde continental y situado sobre una zona de subducción Cadomiense (Sánchez Carretero *et al.*, 1989 y 1990; Pin *et al.*, 2002). La presencia de cantos de cuarcitas negras procedentes de la Serie Negra, en niveles conglomeráticos localizados en la base de la esta formación, indica que hubo un periodo erosivo anterior al depósito de ésta última. Por lo tanto, la relación entre estas dos formaciones es, al menos, de disconformidad (Expósito, 2000), aunque también se ha propuesto que entre ambas formaciones existe una discordancia angular (Eguíluz, 1988; Quesada *et al.*, 1990).

La edad de la Formación Malcocinado no se conoce con precisión, pero por su posición estratigráfica, así como por los datos paleontológicos y radiométricos disponibles, permiten suponer que es infracámbrica. Se sitúa bajo el Cámbrico basal datado paleontológicamente y contiene fósiles de pared orgánica y cianobacterias, que permiten atribuirle una edad Vendiese medio-superior (Liñán y Palacios, 1983; Liñán y Quesada, 1990). Esta edad coincide con la obtenida a partir de la datación radiométrica de algunos cuerpos intrusivos de la Formación Malcocinado (Schäfer, 1990; Oschner, 1993) en la ZOM de Extremadura.

## 4.2.2. PALEOZOICO

### 4.2.2.1. Cámbrico

Los afloramientos cámbricos de este sector de la ZOM pertenecen a la cubeta tectosedimentaria de Córdoba que sería representativa de un dominio no muy subsidente (Perejón *et al.*, 2004). En la "Cubeta de Córdoba" el ciclo Cámbrico



se inicia con el depósito de materiales siliciclásticos que se disponen discordantes sobre un paleorelieve previo. Estos materiales están formados por brechas, conglomerados, areniscas y pizarras, con un espesor variable de 0 a 450 m, que fueron denominados *Formación Torreárboles* por Liñán (1978) siendo su área tipo la Sierra de Córdoba.



**Foto 3.** Arcosas de la Formación Torreárboles (Cámbrico inferior) en la zona del Roldo (Constantina).

La *Formación Torreárboles* está compuesta por arcosas (Foto 3), conglomerados y escasos niveles de pizarras con laminación planar y una pobre asociación de icnofósiles. Hacia el techo sigue una alternancia de areniscas y pizarras muy bioturbadas con una importante asociación de icnofósiles y estructuras flaser, herring-bone y huellas de desecación. Las estructuras sedimentarias y el contenido paleoicnológico de estos materiales sugieren un medio de depósito litoral a sublitoral (Perejón *et al.*, 2004).

En el flanco sur del Antiforme de Olivenza (al NO de la zona de estudio) y en el sector de La Loma del Aire, el ciclo Cámbrico se inicia con el depósito de un conjunto de rocas volcánicas y volcanoclásticas ácidas, con intercalaciones carbonatadas a techo (*Complejo de Bodonal-Cala o Porfiroide de Bodonal*) que son el equivalente volcánico de la Formación Torreárboles. Todos estos materiales forman el denominado **Cámbrico inferior detrítico**.

El **Tramo carbonatado** está constituido principalmente por la *Formación Pedroche* (Liñán, 1974) que se dispone concordante, tanto sobre Torreárboles, como sobre los Porfiroides de Bodonal. El tramo carbonatado está formado por una alternancia de materiales carbonatados y siliciclásticos, con abundantes calizas (Foto 4) y pizarras, escasas areniscas y dolomías, y que contienen trilobites y arqueociatos (Perejón, 1975).



**Foto 4.** Afloramiento de las calizas de la Formación Pedroche, Cámbrico inferior en el Cerro del Hierro.

Estos materiales representan facies sublitorales de plataforma abierta con desarrollo de complejos arrecifales, o facies más litorales de plataforma mixta siliciclástica-carbonática. Esta formación contiene estromatolitos, trilobites, arqueociatos, braquiópodos e icnofósiles. Esta diversa asociación paleontológica caracteriza el Ovetiense inferior (Liñán *et al.*, 1995).

Sobre el tramo carbonatado se deposita una serie detrítica, denominada **Serie detrítica superior** con areniscas feldespáticas y pizarras (Foto 5), que en Córdoba es la *Formación Santo Domingo* con 200 m de espesor, y que se dispone de forma concordante sobre la Formación Pedroche (Liñán, 1974). Está formada por pizarras rojizas, dolomías laminadas y niveles de calizas con sílex estromatolíticos, calcimicrobios y bioclastos de braquiópodos. La litología y las facies sugieren que estos materiales se

depositaron en un medio supralitoral a infralitoral restringido. Por su posición estratigráfica, se les atribuye una edad que abarcaría el Marianiense y parte del Bilbiliense.



**Foto 5.** Areniscas feldespáticas y pizarras de la Serie detrítica Superior del Cámbrico por encima del Tramo carbonatado (Formación Pedroche).

Sobre las formaciones anteriores se encuentra la **Formación Castellar** (Álvaro *et al.*, 1995) que está constituida por areniscas y conglomerados de 75-85 m de espesor. Por criterios estratigráficos, se le asigna una edad Bilbiliense superior (Liñán *et al.*, 1997).

Por encima se encuentra la **Formación Los Villares** que está formada por más de 400 m de areniscas con intercalaciones de cuarcitas (Liñán, 1974). En su base contiene trilobites del Cámbrico medio, que sugieren que abarcaría desde el Leoniense (zona *Eccaparadoxides sdzuyi*) hasta el Caesaraugustiense (zona *Badulesia granieri*, Liñán, 1978; Liñán *et al.*, 1995). En estos materiales también se han registrado icnofósiles y palinomorfos (Liñán, *et al.*, 1995).

Correlacionable con esta formación, se encuentra la **Formación Azuaga**, la cual está constituida por un conjunto muy monótono de pizarras (Foto 6) y filitas con niveles de metareniscas, y hacia la base con cuarcitas y volcanitas básicas y ácidas. El espesor máximo de esta formación es de 3 a 4 km. Su posición estratigráfica ha sido objeto de debate,

habiendo sido atribuida al Precámbrico (Quesada *et al.*, 1990) o al Cámbrico inferior-medio (Apalategui *et al.*, 1985). Actualmente se considera de edad cámbrica de acuerdo con su posición estratigráfica sobre las calizas de la **Formación Pedroche**.



**Foto 6.** Pizarras de la Formación Azuaga en una galería de las Minas de Onza.

Los datos estratigráficos sugieren para el Cámbrico un régimen tectónico extensional responsable de la compartimentación en cubetas de la ZOM. Esa situación tectónica permitió el ascenso de un volumen considerable de rocas ígneas, emplazadas como plutones intrusivos en el zócalo neoproterozoico y como rocas eruptivas y complejos filonianos intrusivos en la sucesión cámbrica (Sánchez García *et al.*, 2003, 2008). El magmatismo de la zona de estudio se ha descrito en el apartado 4.3.

#### 4.2.2.2. Unidad de Sierra Albarrana

En la zona de estudio aflora un conjunto de rocas siliciclásticas afectadas por un metamorfismo de grado medio y alto, conocido como Unidad de Sierra Albarrana, cuya correlación estratigráfica con rocas bien datadas de la zona no es obvia, ya que el contacto con las otras formaciones es siempre a través de fallas: la Falla de Azuaga, que la separa de la Unidad Central y las fallas de Onza y de la Casa del Café, que la separan del resto de unidades de la ZOM. La edad del último movimiento de estas fallas es

probablemente Carbonífero medio o superior, ya que afecta a los materiales carboníferos de la cuenca de Berlanga al NO del área de estudio (Azor et al., 2004).

En la Unidad de Sierra Albarrana se reconocen tres tramos; *Gneises migmatíticos y anfibolitas*, *Cuarcitas de Sierra Albarrana*, y *Micasquistos de la Albariza*, en cuyo muro hay un paquete de gneises migmatíticos, esquistos y metareniscas.

Los **Gneises biotíticos migmatíticos** (Foto 7) y anfibolitas llevan intercalaciones de metareniscas, esquistos, cuarcitas feldespáticas y para-anfibolitas. Su potencia es de 500 a 1000 m. Este tramo está fuertemente deformado y metamorfozido en condiciones que alcanzan la fusión parcial (presencia de leucosomas en los tramos gneísicos - Azor et al., 2004 a -).



**Foto 7.** Gneises biotíticos migmatíticos de la Unidad de Sierra Albarrana.

Las **Cuarcitas de Sierra Albarrana** (Foto 8) están formadas por una sucesión de cuarcitas feldespáticas con intercalaciones de esquistos y anfibolitas. Su potencia varía entre 50 y 500 m. En algunos afloramientos las cuarcitas conservan laminaciones paralelas y cruzadas junto con trazas fósiles (*Skolithos*, *Arenicolites* y *Monocraterion*). Aunque las Cuarcitas de Sierra Albarrana habían sido consideradas con anterioridad como precámbricas (Delgado-Quesada, 1971; Garrote, 1976; Garrote et al., 1980; Que-

sada et al., 1990), la presencia de las trazas fósiles mencionadas permite atribuirles una edad paleozoica, probablemente Cámbrico-Ordovícico, (Marcos et al., 1991). En este sentido, Apalategui et al., (1985) correlacionaron estas cuarcitas con la Cuarcita Armoricana típica de la ZCI, atribuyéndoles una edad Ordovícico inferior.



**Foto 8.** Cuarcitas feldespáticas de Sierra Albarrana (El Cabril).

Los gneises migmatíticos, esquistos y metareniscas se sitúan sobre las Cuarcitas de Sierra Albarrana, mostrando un grado metamórfico decreciente hacia el NE. La litología dominante en la parte inferior son los gneises migmatíticos con intercalaciones de metareniscas, y en la parte media y superior, los esquistos con estauroлита y andalucita, así como metareniscas con intercalaciones de cuarcitas. La edad de estas rocas no se conoce ya que no se han encontrado fósiles. Sin embargo, dado que se sitúan por encima de las Cuarcitas de Sierra Albarrana, se les puede atribuir una edad paleozoica.

Los **Micasquistos de la Albariza** (Foto 9) están formados por esquistos de color pardo en los que se observan cristales centimétricos de estauroлита y andalucita. Contienen intercalaciones métricas de para-anfibolitas, en ocasiones granatíferas, y algunos paquetes de cuarcitas blancas y metareniscas. La potencia máxima es de 3-4 km. Por las trazas fósiles se le asigna una edad Vendiciense



superior, si bien su posición sobre las cuarcitas apoyaría más bien una edad Cámbrica.

Los Micaesquistos de la Albariza ponen en contacto la Unidad de Sierra Albarraña (a muro) con una formación pizarrosa (a techo), que se ha denominado *Formación Azuaga* (Delgado-Quesada, 1971).



**Foto 9.** Micaesquistos de Albariza en una labor de las Minas de Onza.

#### 4.2.2.3. Ordovícico

El Ordovícico es minoritario en la zona de estudio y tan solo se encuentra al suroeste de la misma (Figura 7). En general, la sucesión postcámbrica previa a los depósitos sinorogénicos del Paleozoico superior, presenta notables diferencias en los distintos dominios de la ZOM, e incluso variaciones apreciables dentro de un mismo sector.

Las sucesiones más completas para el intervalo Ordovícico-Devónico inferior afloran en la parte oriental de la ZOM, en dos estrechos sinclinales delimitados por las calizas del Cámbrico, que tipifican las *Secciones del Valle* y *Cerrón del Hornillo* (Gutiérrez Marco y Robardet, 2004, Figura 10).

La secuencia ordovícica del Sinclinal del Valle se inicia con una unidad de más de 200 m de pizarras y limolitas verdes del Ordovícico inferior, que culmina con 10-15 m de pizarras con nódulos fosilíferos del Ordovícico medio. A techo existen

varios metros de areniscas micáceas y hierros oolíticos, seguidos por 60-80 m de areniscas micáceas claras con fósiles de probablemente la misma edad.

SERIES and Stages	BARRANCOS	VENTA DEL CIERVO	VALLE	CERRÓN DEL HORNILLO	
CAMBRIAN	Toumaiian	Upper Terena Fm.?	?	?	
	Famennian	?	?	limestones	
DEVONIAN	Frasnian	?	shales and limestones	shales and sandstones	
	Givetian	?	?	?	
	Eifelian	?	?	?	
	Emasian	Lower Terena Fm.	Verdugo Fm.	?	Tamajozo Fm.
	Pregien	Russianes Mt.	?	shales and shales	?
	Lochkovian	"Xistos Ralador" Fm.	?	"Upper Graptolitic Shales"	?
SILURIAN	PRIDOLI	?	"Scyphocrinoides Limestone"	?	
	LUDLOW	?	shales	?	
	WENLOCK	"Xistos con Nódulos" Fm.	?	"Lower Graptolitic Shales"	?
	LLANDOVERY	Papude Fm.	?	?	
ORDOVICIAN	Kocovian	?	Valle Fm.	?	
	Kralodvorian	?	"Pelmatozoan Limestone"	?	
	Berounian	Colorada Fm.	?	shales and sandy limestones	?
	Dobrotvian	?	?	sandstones	shales and sandstones
	Orelanian	?	Membrillo Fm.	shales + nodules	?
	"Aranjilian"	Barrancos Fm.	Barrancos Fm.	green shales	?
Triemadocian	Barriga Fm.	?	?	?	
CAMBRIAN	Upper	?	?	?	
	Middle	Falugado Fm.	Umbrie-Pipote Fm.	Compostilla Fm.	

**Figura 10.** Principales unidades litoestratigráficas ordovícico-devónicas de la ZOM (Robardet y Gutiérrez Marco, 2004).

La sucesión continúa con pocos metros de calcarenitas descalcificadas y limolitas con microfósiles del Berouniense medio, que pasan a 15-20 m de calizas a techo ("*Caliza de Pelmatozoos*") con equinodermos, trilobites y conodontos de edad Ordovícico superior. Por encima de la Caliza de Pelmatozoos, las secuencias del Ordovícico terminal al Devónico basal muestran gran uniformidad y continuidad, y se inician con 150-200 m de pizarras y limolitas ("*Pizarras del Valle*"), que se apoyan disconformes sobre el techo paleocarstificado de las calizas. Esta discontinuidad se ha relacionado con el descenso eustático de la glaciación finiordovícica, y las pizarras del Valle suprayacentes equivalen a las diamictitas del Ordovícico Superior, que intercalan localmente niveles con dropstones y cuerpos deslizados -slumps-, (Gutiérrez Marco y Robardet, 2004).



El Ordovícico de Venta del Ciervo comienza con 40-45 m de pizarras verdes (*Pizarras Barriga*), que se apoyan en discordancia erosiva sobre las areniscas del Cámbrico medio. Contienen abundantes graptolitos del Tremadoc superior y Arenig inferior, por lo que pueden ser parcialmente equivalentes a las pizarras verdes del Sinclinal del Valle. La sucesión continúa con pizarras oscuras y limolitas de la *Formación Barrancos* (120-200 m), cerca de cuya base se ha detectado una capa de hierro oolítico de 1 m de espesor y que contiene microfósiles del Ordovícico inferior. Por encima hay 80-100 m de areniscas marrones, con las que termina la secuencia ordovícica.

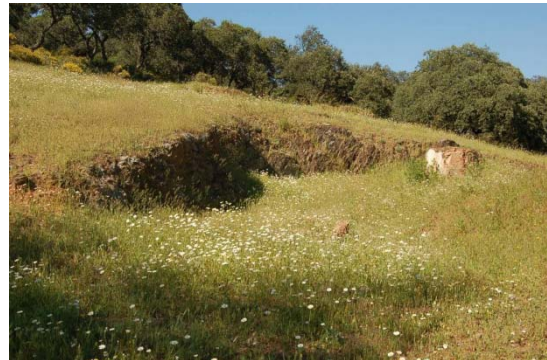
En la región de Barrancos-Encinasola, la Formación Barrancos es mucho más potente (hasta 1000 m) y en su parte alta contiene fósiles del Arenig superior (Gutiérrez Marco y Robardet, 2004).

**4.2.2.4. Silúrico-Devónico**

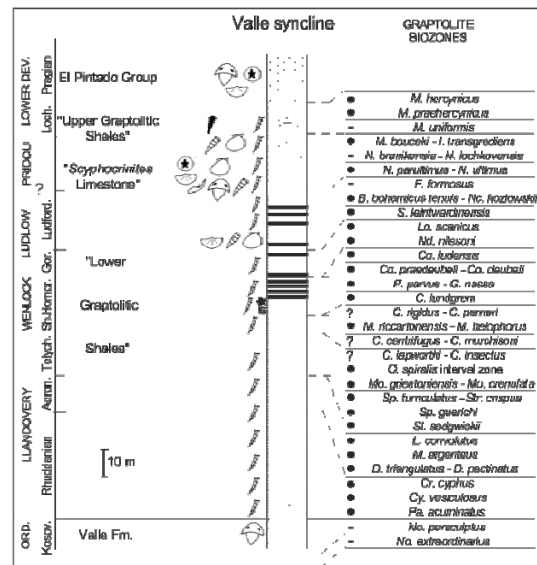
Las sucesiones silúricas de la ZOM se caracterizan por su notable continuidad. Son frecuentes los esquistos, a veces con metavolcanitas intercaladas (*Formación El Cubito* – Foto 10), y generalmente la secuencia está muy condensada. Todo el Silúrico llega a estar representado por un espesor que no supera los 100-150 m.

Los afloramientos más representativos se sitúan en los sinclinales del Valle (Figura 11) y Cerrón del Hornillo, donde los materiales del Silúrico y Devónico basal se desarrollan en facies de pizarras negras graptolíticas, con dos intercalaciones calcáreas en su mitad superior: la “*Caliza de Orthoceras*” (Ludlow superior), de escaso espesor y relevancia (0.5-0.8 m), y la “*Caliza de Scyphocrinites*” (10-15 m de alternancias de calizas y pizarras calcáreas). La sucesión del Devónico en la ZOM se desarrolla en continuidad con el Silúrico, y el

Lochkoviense incluye facies graptolíticas en ambos flancos del Antiforme de Olivenza (Jaeger y Robardet, 1979; Piçarra, 2000). Sobre estos materiales se apoyan diferentes unidades con numerosos fósiles (braquiópodos, trilobites, bivalvos, corales, equinodermos, ostrácodos, esporas, etc.) del Devónico inferior.



**Foto 10.** Esquistos con metavolcanitas intercaladas. Formación El Cubito (Silúrico) en la mina San Miguel, Almadén de La Plata.



**Figura 11.** Sucesión del Silúrico y Devónico basal del Sinclinal del Valle (tomada de Robardet y Gutiérrez Marco, 2004).

Otros materiales devónicos, posteriores al Emsiense, se reconocen en la zona de estudio cerca de Almadén de la Plata, y en el Sinclinal del Valle, en el que dentro del *Grupo El Pintado* se registra una laguna mesodevónica, sellada en paraconformidad por unos 60 m de calizas, are-

niscas calcáreas, pizarras, limolitas, y grauvacas (Foto 11) que contienen diversos braquiópodos, bivalvos y conodontos de edad Devónico superior - Fameniense- (Robardet y Gutiérrez-Marco, 1990, 2004).



**Foto 11.** Pizarras, limolitas y grauvacas del Fameniense (Mina La Porfía en Almadén de la Plata).

Desde el punto de vista paleogeográfico, en el registro sedimentario Ordovícico-Devónico de la ZOM predominan ambientes más profundos o alejados de la costa en el Silúrico-Devónico, y unidades más someras del tipo de la Cuarcita Armoricana en el Ordovícico.

#### 4.2.2.5. Carbonífero inferior sin-orogénico

La sedimentación sinorogénica tuvo lugar en el Devónico y Carbonífero inferior y fue esencialmente marina. Ésta se desarrolló durante una etapa extensional con abundante volcanismo y plutonismo, que tuvo lugar entre dos episodios compresivos, uno en el Devónico medio y otro en el Carbonífero superior.

Durante el Carbonífero, la sedimentación se produjo en dos cuencas aisladas, separadas por paleorelieves, en las que los sedimentos tienen carácter continental (Gabaldón *et al.*, 1985; Quesada *et al.*, 1990). Un ejemplo de estas cuencas continentales es la de Valdeinfierno y la sedimentación marina se observa en la cuenca de Benjarafe, (Gabaldón *et al.*,

1985). Otra cuenca con Carbonífero inferior sin-orogénico, de gran importancia por sus minas de carbón, es la de Villanueva del Río y Minas situada al sur de la zona de estudio.

##### 4.2.2.5.1. Cuenca de Valdeinfierno

La cuenca de Valdeinfierno tiene un contacto basal representado por una falla normal de bajo ángulo. Las rocas que se encuentran son mayoritariamente brechas y conglomerados (Foto 12), entre los que aparecen pasadas de lutitas, areniscas, grauvacas y capas de carbón que fueron explotables (Foto 13).



**Foto 12.** Brechas y conglomerados en la Cuenca de Valdeinfierno.



**Foto 13.** Minas de carbón de la Cuenca de Valdeinfierno.

Las brechas son heterométricas y con escasa matriz. Forman niveles de espesor métrico a lo largo de toda la secuencia, aunque son muy abundantes en la parte basal de la misma. Los conglomerados forman niveles decimétricos a



métricos en la parte media y superior de la secuencia. Los cantos de las brechas y de los conglomerados provienen en su totalidad de las rocas cámbricas infrayacentes. El resto de litologías constituyen intercalaciones centimétricas a métricas, relativamente escasas en la serie. La edad de estas rocas es Tournaisiense superior (Wagner, 1978; Wagner *et al.*, 1983).

#### 4.2.2.5.2. La Cuenca de Benjarafe

Tiene un espesor de unos 200 m y se inicia con un paquete de conglomerados que se apoya discordantemente sobre materiales cámbricos. Por encima se encuentran areniscas y lutitas con pasadas de niveles de carbón que fueron explotables (Foto 14).

En los niveles más finos, se reconocen pasadas sideríticas y carbonatadas. La edad de estas rocas es Tournaisiense superior-Viseense inferior (Garrote y Broutin, 1979). Sobre esta sucesión estratigráfica aparecen riolitas (Complejo Volcánico de Las Erillas), que forman parte del Eje magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada (Delgado-Quesada *et al.*, 1985).



**Foto 14.** Niveles de carbón en la Cuenca de Benjarafe (Mina Virgen de Linarejo).

#### 4.2.2.5.3. Cuenca de Villanueva del Río y Minas

La Cuenca de Villanueva del Río y Minas está situada al sur de la zona de estudio

(Figura 7) y fue la más productiva en carbón de todas las existentes en la zona (ver apartado 5.8). Los niveles de carbón productivos se encuentran en un sinclinal de orientación N160°E, aunque hay también capas de carbón de orientación N120°E. Las rocas encajantes principalmente son lutitas y pudingas (Foto 15) del Culm, Carbonífero inferior (Tournaisiense).



**Foto 15.** Pudingas del Carbonífero inferior (Tournaisiense) en la Cuenca de Villanueva del Río y Minas.

#### 4.2.2.6. Carbonífero postorogénico: Cuenca de Guadalcanal

Al norte de Guadalcanal existen varios afloramientos carboníferos postorogénicos de pequeñas dimensiones (Figura 7), formados por conglomerados, con intercalaciones de areniscas, lutitas y pizarras con niveles de carbón (Foto 16).



**Foto 16.** Areniscas, lutitas y pizarras con niveles de carbón al norte de Guadalcanal (Mina La Burdana).

Son los sedimentos carboníferos más recientes de la zona con una edad Westfaliense-Autuniense (Broutin, 1974 y 1977; Quesada y Garrote, 1983).

#### 4.2.2.7. Cuenca Pérmica del Viar

Es la más meridional de las Cuencas Pérmicas del Macizo Ibérico y contiene el único registro de sedimentación post-orogénica de la zona de estudio. Los afloramientos forman una banda estrecha y alargada en dirección NO-SE, paralela al límite entre la ZOM y la ZSP, en el extremo suroccidental de la zona de estudio (Figura 7). La cuenca tiene una geometría en semigraben, cuyo borde activo coincide con el *Cabalgamiento del Viar*, que muestra clara vergencia al SO y sitúa materiales del Paleozoico por encima del Pérmico (Figura 7 y Foto 17). El borde pasivo corresponde al contacto con la ZSP, (Simancas, 1983).



**Foto 17.** Cabalgamiento del Viar que sitúa materiales del Paleozoico (a la derecha) por encima del Pérmico (a la izquierda).

El relleno de la cuenca está constituido por una cuña de sedimentos heterogéneos, de origen continental y arquitectura estratigráfica compleja, cuya potencia máxima alcanza 400 m en las proximidades del contacto con la ZOM.

Se encuentran conglomerados, areniscas y lutitas (Foto 18) con intercalaciones menores de calizas y niveles estrechos de carbón junto con rocas volcánicas básicas (basaltos) y ácidas, de naturaleza piroclástica y composición riódacítica, (Sierra *et al.*, 2000).

Localmente se encuentra flora fósil del Autuniense (Broutin, 1981). Estos materiales se distribuyen en las siguientes tres unidades litoestratigráficas: *Secuencia Detrítica Roja*, de origen sedimentario en sentido estricto, *Secuencia Volcanoclástica*, de origen volcanosedimentario, y *Secuencia Basáltica*, (Sierra, 2003).



**Foto 18.** Secuencia Detrítica Roja. Conglomerados de la Cuenca Pérmica del Viar.

### 4.3. MAGMATISMO

El magmatismo de la ZOM, a diferencia con el de las zonas limítrofes (ZCI y ZSP), se caracteriza por el menor tamaño de las intrusiones, la abundancia de rocas básicas y el lapso temporal que abarcan los fenómenos ígneos, desde el Proterozoico hasta el Pérmico. Esquemáticamente se diferencian los tipos

que a continuación se describen (Galindo y Casquet, 2004).

#### 4.3.1. Magmatismo pre-Varisco

La actividad magmática pre-Varisca está representada por importantes eventos volcánicos, subvolcánicos y plutónicos,



cuyo carácter geoquímico resulta difícil de establecer dado el escaso número de análisis y la intensa alteración hidrotermal frecuente en estas rocas. No obstante, se han diferenciado los siguientes eventos magmáticos (e.g. Sánchez-García *et al.* 2003, 2008 y referencias en él):

1. un magmatismo Neoproterozoico cuyos representantes principales en la zona de estudio son los granitoides de Lora del Río y la formación volcanosedimentaria de Malcocinado
2. un magmatismo ácido del Cámbrico inferior pre-plataforma carbonatada, cuyo representante principal es el Complejo Bodonal-Cala
3. un magmatismo asociado al Rifting Cámbrico post-plataforma carbonatada, que se puede agrupar en dos eventos volcánicos y plutónicos

### Magmatismo Neoproterozoico

El primer evento magmático del Neoproterozoico (Cadomiense) está representado por los granitoides de Lora del Río. Se trata de granodioritas gneisificadas (Foto 19) y granitos leucocráticos que afloran en el núcleo de un domo térmico y están datados en  $600 \pm 13$  Ma (Ordóñez Casado, 1998).

El segundo evento magmático es también Neoproterozoico y está representado por la formación volcanosedimentaria de Malcocinado, constituida mayoritariamente por rocas volcánicas que se disponen de forma discontinua a lo largo de un eje al norte del Anticlinal de Olivenza-Monesterio.

Esta formación está caracterizada por tobos y cenizas interestratificadas (Foto 2), de composición andesítica, con materiales sedimentarios detríticos (arcosas, grauvacas y pizarras).



**Foto 19.** Granodioritas gneisificadas del Complejo de Lora del Río.

La Formación Malcocinado tiene una edad Vendiese superior, estimada por criterios geológicos, y se encuentra intruida por pequeños cuerpos plutónicos (e.g. El Mosquil y Ahillones en el extremo NO de la ZOM y la Bomba y Sierra Pedrosa en la zona de estudio). Los granitoides calcoalcalinos de Sierra Pedrosa son de nivel de emplazamiento somero y están relacionados con las volcanitas (Sánchez-Carretro *et al.* 1989). Las rocas comprenden desde dioritas a granitos, predominando los tipos intermedios, tonalitas y granodioritas con piroxeno, anfíbol y biotita. En Sierra Pedrosa son granodioritas de anatexia, leucogranitos y granitos albiticos cataclásticos. Las volcanitas y granitos están afectados por una fuerte alteración hidrotermal (Galindo y Casquet, 2004).

Los granitos intrusivos en la Formación Malcocinado han proporcionado una edad de cristalización (U-Pb en circones método clásico) de  $585 \pm 5$  Ma (Schäfer, 1990), una edad (U-Pb SHRIMP en circones) de  $552 \pm 10$  Ma (Ordóñez Casado, 1998), para Ahillones, y una edad (U-Pb en circones método clásico) de  $544 \pm 6/-5$  Ma (Oschner, 1993) para El Mosquil.

Geoquímicamente, tanto las volcanitas como las rocas intrusivas, son metaperaluminosas, y constituyen en conjunto una asociación ígnea calcoalcalina pobre

en K (Sánchez Carretero *et al.*, 1989). Los datos isotópicos sugieren magmas generados en un ambiente de subducción y con poca o moderada asimilación de corteza continental (Sánchez-García *et al.*, 2003, 2008).

### Magmatismo ácido del Cámbrico inferior pre-plataforma carbonatada

Está representado por el Complejo Bondonal-Cala situado en el flanco sur del Anticlinal de Olivenza-Monesterio. Está constituido por andesitas, riolitas y tobas de distinta naturaleza, con intercalaciones de materiales carbonatados y pizarras. El porfiroide del Complejo Bondonal-Cala, ha sido datado mediante U-Pb SHRIMP sobre circones en  $514 \pm 9$  Ma (Ordóñez Casado, 1998), es decir Cámbrico inferior. En este caso, parece que hay una mayor participación de corteza continental.

### Magmatismo del Rifting Cámbrico

El magmatismo asociado al Rifting Cámbrico está representado por dos episodios situados por encima de las rocas carbonatadas de la plataforma continental del Cámbrico inferior (Galindo y Casquet, 2004).

Las primeras volcanitas por encima de los carbonatos constituyen una asociación bimodal. Afloran en el flanco sur del Anticlinal de Olivenza-Monesterio y fueron clasificadas por Dupont (1979) como basaltos y traquibasaltos submarinos espilitizados, keratófidos y cuarzo-keratófidos.

Las segundas volcanitas atribuidas al Cámbrico medio, se encuentran en ambos flancos del Anticlinal de Olivenza-Monesterio y constituyen también una asociación bimodal. En el flanco sur son exclusivamente rocas básicas (lavas masivas y lavas almohadilladas de composición basáltica) y en el flanco norte son rocas ácidas masivas (riolitas y tra-

quitas). La composición isotópica del  $\epsilon\text{Nd}$ , sugiere una fuente mantélica empobrecida, con un aumento del componente cortical hacia los términos más ácidos (Galindo y Casquet, 2004). Las riolitas probablemente son el resultado de anatexia cortical durante el ascenso de los magmas básicos (Mata y Munhá, 1986).

Se pueden distinguir dos grupos de rocas intrusivas por su edad y características geoquímicas:

- El primer grupo de granitoides del Cámbrico inferior se generaron mediante procesos que involucraron la incorporación a los magmas de  $\epsilon\text{Nd}$  y Sr procedentes de una corteza continental mesoproterozoica (por fusión parcial o asimilación), que constituye probablemente la corteza inferior actual de Ossa-Morena (Galindo y Casquet, 2004).
- El segundo grupo de rocas plutónicas constituyen varios cuerpos, y en esta zona están representados por los granitoides migmatíticos del Garrotal (Foto 20), las dioritas, gabros (Foto 21) y albititas (Foto 22 y Foto 23) del Plutón de Cazalla de La Sierra y los de la zona de La Almenara-Peñaflor, todavía a falta de dataciones radiométricas.



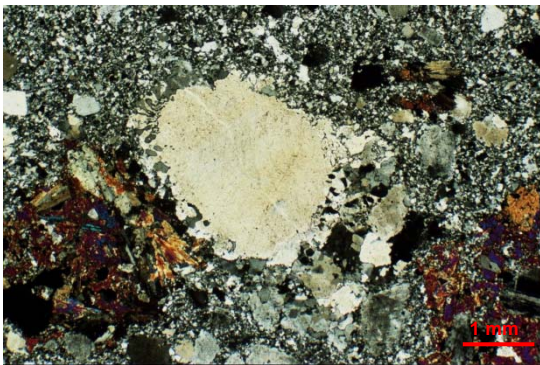
**Foto 20.** Granitoides migmatíticos del Garrotal.



**Foto 21.** Gabros bandeados del Plutón de Cazalla de La Sierra.



**Foto 22.** Albititas del Plutón de Cazalla de La Sierra.



**Foto 23.** Albitita porfídica. Fenocrystal de anfíbol con borde granofírico y anfíbol sobre clinopiroxeno, N.C. (cortesía de F. Bellido).

En otros cuerpos similares, se han obtenido edades comprendidas entre  $505 \pm 5$  Ma (Galindo et al., 1990) y  $498 \pm 10/-7$  Ma (Ochsner, 1993). Este magmatismo es de tendencia alcalina, especialmente marcada en los términos ácidos.

Los valores positivos de  $\epsilon Nd$  apuntan hacia un manto empobrecido con res-

pecto al condrito. Sin embargo, las edades modelo sugieren una débil participación cortical (Galindo y Casquet, 2004).

#### 4.3.2. Magmatismo Varisco y post-Varisco

El magmatismo Varisco y post-Varisco de la ZOM es el mejor conocido y está representado por una serie de plutones que se ubican en el Anticlinal de Olivenza-Monesterio y en la Sierra de Arcena, además del Complejo volcánico-plutónico denominado “Eje magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada” que está bien representado en el NE de la zona de estudio (Figura 7), aunque se carece de dataciones absolutas y de información geoquímica isotópica concluyente.

El eje magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada, está constituido por un amplio espectro composicional de rocas plutónicas y volcánicas. La mayor parte de estas rocas se proyectan en el campo subalcalino, conformando una serie de tipo calcoalcalino, con términos ácidos con alto contenido en  $K_2O$  (Galindo y Casquet, 2004). Los términos más básicos muestran alto contenido de  $Al_2O_3$  (14%-22%). No obstante, algunas rocas básicas e intermedias se proyectan en el campo de las rocas alcalinas, lo que apunta a una variedad de líneas de diversificación magmática o de procesos superpuestos de alteración.

En la zona de estudio se han diferenciado; el Granito de La Cardenchoza junto con el cortejo filoniano de diques de pórfidos riolíticos asociados (Foto 24) y el Granito de Los Arenales en las proximidades de Cerro Muriano (Foto 25), datado por K/Ar en roca total como  $316 \pm 16$  Ma y por K/Ar en biotitas como  $332 \pm 17$  Ma (Bellon et al., 1979), y que tiene la particularidad de que sella las estructuras principales.





**Foto 24.** Granito de La Cardenchoza atravesado por un haz de diques de pórfidos riolíticos y venas de cuarzo con mineralización de barita.



**Foto 26.** Granodioritas y granitos biotíticos del Plutón del Pedroso.



**Foto 25.** Granito de Los Arenales atravesado por una red de venas de cuarzo con mineralización de fluorita en Cerro Muriano.



**Foto 27.** Leucogranitos con cordierita del Plutón del Pedroso.

El Complejo de Santa Olalla de Cala y Teuler, representantes del magmatismo Varisco, al estar fuera del área de trabajo no se describen. Sin embargo, es muy importante en la zona de estudio el Plutón del Pedroso. A grandes rasgos está constituido por facies de granitos biotíticos, granodioritas (Foto 26) y leucogranitos cordieríticos (Foto 27). Este granito ha sido datado mediante U/Pb SHRIMP, dentro de los trabajos realizados en el Proyecto del MICINN (CGL2008-03046/BTE), y se ha obtenido una edad Carbonífero,  $345.5 \pm 3.9$  Ma, Tournaisiense (artículo en preparación).

La importancia del Plutón del Pedroso es que lleva asociado una serie de mineralizaciones de hierro de tipo skarn.

En esta Tesis se presenta un modelo estructural de su emplazamiento, a favor de un "pull-apart" extensional desarrollado en un sistema de desgarre dextro, que tiene importantes implicaciones desde un punto de vista metalogénico (véase el apartado 5.1.2 y la Figura 12).

El representante del magmatismo post-Varisco en la zona de estudio es el granito del Berrocal. Está situado al SO de la zona, en lo que se considera el borde norte de la ZSP (Figura 7).

Se trata de un granito de grano medio a grueso, biotítico y con granates, y la edad estimada por el método Rb/Sr es de  $300 \pm 6$  Ma (Quesada *et al.*, 1989), Carbonífero superior (Gzeliense).



## 4.4. TECTÓNICA Y DEFORMACIÓN

Como introducción de este apartado, se resalta que la estructura general de la ZOM se debe a la superposición de varias etapas de deformación, principalmente Variscas, todas ellas acompañadas de un metamorfismo de bajo y/o muy bajo grado, con la excepción de los núcleos de alto grado de Sierra Albarraña y Lora del Río.

La estructuración Cadomiense se observa tan sólo en los núcleos Neoproterozoicos de los antiformes Variscos en donde se aprecia una discordancia angular entre la Serie Negra y las rocas suprayacentes. Básicamente es una foliación previa con un metamorfismo regional que puede llegar a grado medio (Expósito *et al.*, 2003).

Las estructuras Variscas más antiguas de la ZOM son grandes pliegues tumbados recumbentes y cabalgamientos con vergencia al SO originados por un acortamiento en el Devónico.

Posteriormente, hubo una etapa extensional (transtensiva) en el Tournaisiense que es la responsable de las grandes cizallas que compartimentan la ZOM.

Después se produjo una etapa compresiva (transpresiva) en el Mississipiense superior (Serpukhoviense), que es la responsable de los pliegues de plano axial vertical y de las reactivaciones oblicuas de las estructuras previas (cabalgamientos y cizallas). El régimen de deformación transpresivo es prolongado en el tiempo.

Por último, los procesos de extensión desde el Pérmico hasta el Alpino, son fundamentales para la concentración de mineralizaciones en este sector ZOM.

A continuación se describen las principales estructuras tectónicas Variscas, tardi-Variscas y Alpinas que se observan en el

área de estudio, con una caracterización geométrica de los pliegues, para finalizar con la evolución geodinámica de Ossa Morena, a partir de los datos obtenidos del Proyecto IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003). Este esquema evolutivo propuesto para la ZOM resume y encuadra todas las estructuras locales observadas en la zona de estudio.

### 4.4.1. Estructuras Variscas

#### 4.4.1.1. Pliegues recumbentes

Las estructuras Variscas más antiguas son pliegues tumbados de orientación NO-SE ( $D_0$ ), cuyas trazas axiales describen complejas trayectorias en cartografía debido a plegamientos posteriores. Son trenes de pliegues apretados, generalmente de plano axial subhorizontal vergentes al SO, que se producen a todas las escalas desde centimétrica (Foto 28 y Foto 29), hasta con longitudes de onda y amplitud kilométrica (Azor *et al.*, 2004 b).

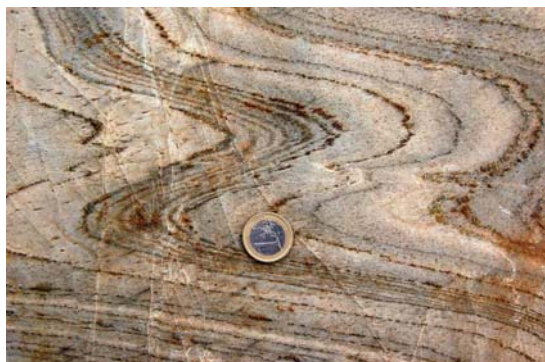


**Foto 28.** Pliegues recumbentes en las calizas del Cámbrico inferior en la mina de hierro de las Herrerías de San Carlos (Almadén de la Plata).

Estos pliegues, originados por una fase de deformación Varisca temprana, en la zona de estudio se observan como relictos en las calizas del Cámbrico inferior. Desde un punto de vista geométrico, generalmente son pliegues pertenecien-

tes a las clases 1C, 1A y 3, con tendencia a la clase de 2 (pliegues similares) de Ramsay (1967) y se caracterizan por el adelgazamiento de los flancos y el engrosamiento de las charnelas.

La edad de estos primeros pliegues no se conoce con precisión, pero su formación se inició probablemente en el Devónico inferior-medio (Azor *et al.*, 2004 b).



**Foto 29.** Pliegues recumbentes en las calizas del Cámbrico inferior en el Cerro de San Cristóbal (Puebla de Los Infantes).

La deformación y el metamorfismo son el resultado de un régimen transpresivo que se inicia probablemente en el Devónico inferior-medio, que es previo al Carbonífero inferior y discordante sobre los pliegues tumbados.

#### 4.4.1.2. Cabalgamientos vergentes hacia el SO

Los pliegues tumbados de esta fase suelen estar desplazados por cabalgamientos de orientación general ONO-ESE, oblicuos a los pliegues y con vergencia hacia el SO, que se generaron a continuación en la etapa de deformación transpresiva del Devónico inferior-medio. Los sistemas de cabalgamientos muestran geometrías muy complejas, propagándose en varias ramas y dando lugar a pilas de escamas que desplazan las trazas axiales de los pliegues (Azor *et al.*, 2004 b). Como se verá más adelante, el sistema de cabalgamientos que caracteriza la deformación de la ZOM y

la ZSP se enraíza en la corteza media, como queda reflejado a partir de la interpretación del perfil sísmico IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003).

Los pliegues recumbentes y cabalgamientos vergentes hacia el SO se originaron en relación con la sutura que se produjo como resultado del primer evento de colisión entre la ZCI y la ZOM, que tuvo lugar en un periodo comprendido entre 385-365 Ma (Simancas *et al.*, 2003).

#### 4.4.1.3. Cizallas extensionales (Etapa transtensiva)

En el Carbonífero inferior (360-345 Ma), en una etapa de deformación transtensiva a escala regional, que favoreció el emplazamiento de abundante magmatismo y del reflector básico – IRB –, (Simancas *et al.*, 2003), se produjo la compartimentación de toda la ZOM en dominios, mediante fallas de desgarre con componente extensional. Una de las estructuras más importantes es la cizalla extensional oblicua que tuvo lugar en el contacto entre la ZOM y la ZCI y que en la zona de estudio aparece tan sólo en el borde nororiental (Figura 7).

Esta zona de contacto ha sido denominada tradicionalmente *Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba* -ZCBC- (Burg *et al.*, 1981; Matte, 1986 y 1991; Ábalos, 1990; Ábalos *et al.*, 1991, Sanderson *et al.*, 1991), y más recientemente *Unidad Central* por otros autores (Azor, 1994; Azor *et al.*, 1994; Simancas *et al.*, 2001 y 2002). Aflora a lo largo de una banda, de entre 4 y 8 km de anchura y 250 km de longitud, que se extiende desde el Alto Alentejo en Portugal hasta las proximidades de Argallón en la provincia de Córdoba.

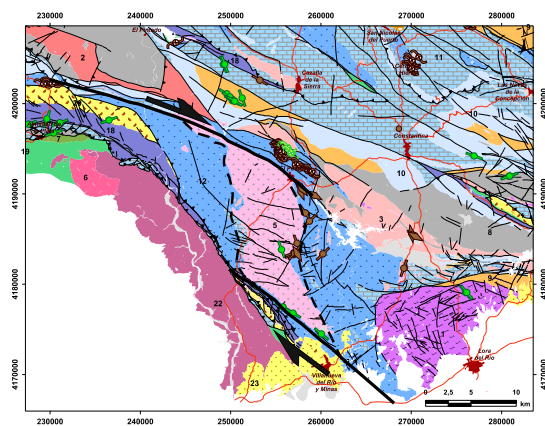
La estructura de la ZCBC es consecuencia de un intenso mecanismo de cizalla dúctil, de orientación general NO-SE y buzamiento original hacia el NE, que

generó una fábrica plano-lineal muy penetrativa, así como una lineación de estiramiento subhorizontal y movimiento senestro con componente extensional.

También se observa rotación de los ejes de los pliegues y verticalización de los mismos debido al efecto de las cizallas que afectan a toda la zona. Éstas sufren diversas reactivaciones siendo su movimiento prolongado en el tiempo ya que afectan a las fallas tardi-Variscas (véase apartado 4.4.2).

Durante la segunda etapa de colisión (345-300 Ma), la antigua línea de sutura se reactivó, actuando como desgarres que generaron espacios transtensivos idóneos para el emplazamiento de magmas. Uno de ellos es muy importante en la zona de estudio, el desgarre del Pedroso, de orientación NO-SE y movimiento dextro que generó una estructura en “pull-apart” extensional que pudo favorecer el emplazamiento del Plutón del Pedroso (Figura 12).

Como la edad del granito del Pedroso es de  $345.5 \pm 3.9$  Ma (véase el apartado 4.3.2), el movimiento del desgarre debe ser de edad aproximada Tournaisiense-Viseense.



**Figura 12.** Interpretación del emplazamiento del Plutón de El Pedroso a favor de un “pull-apart” extensional asociado a un desgarre dextro.

También destacan las cizallas senestras,

de orientación NO-SE, que en la formación Malcocinado son muy importantes desde el punto de vista metalogénico, ya que son estructuras que favorecen la removilización y el enriquecimiento de las mineralizaciones de Cu de la zona (véase el apartado 5.2.1).

#### 4.4.1.4. Pliegues de plano axial vertical. Estructuras $D_1$ y $D_2$

En un periodo comprendido entre 345 y 300 Ma se produjo una segunda etapa de colisión en un régimen de deformación transpresivo y con movimiento senestro generalizado, que acomodó la deformación principalmente en las zonas de borde de la ZOM (Simancas *et al.*, 2003). Este segundo evento de colisión originó los pliegues de plano axial subvertical que se describen a continuación.

##### Estructuras $D_1$

Las estructuras compresivas y extensionales descritas, así como los depósitos sinorogénicos, están deformados por pliegues de orientación NO-SE (Figura 13), que generalmente tienen plano axial muy vertical, aunque en ocasiones muestran vergencia al SO.

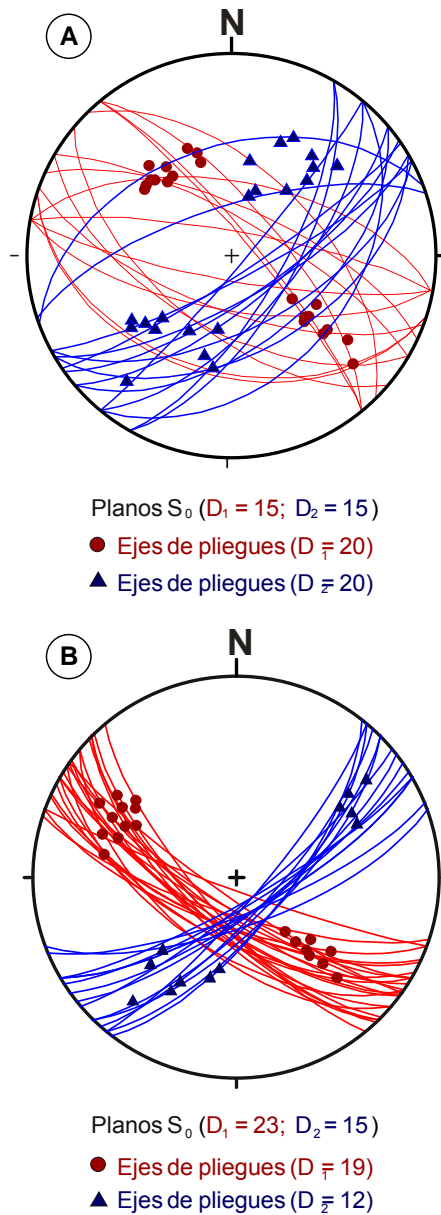


**Foto 30.** Pliegues simétricos de plano axial vertical (estructuras  $D_1$ ) en el Culm, próximos a Cerro Muriano (Córdoba).

Su geometría varía desde pliegues abiertos a apretados, y suelen llevar asociada una esquistosidad de plano axial, que crenula con intensidad variable a la folia-



ción de plano axial de los pliegues recumbentes ( $D_0$ ).



**Figura 13.** Estereogramas de planos de estratificación y ejes de pliegues  $D_1$  (en rojo) y  $D_2$  (en azul) en la zona de la Mina de La Lima, El Pedroso (A) y en el resto de la zona de estudio (B).

El eje de estos pliegues forma un pequeño ángulo con el de los pliegues tumbados, pero el ángulo entre las superficies axiales de ambos era originalmente mayor, lo que da lugar a figuras de interferencia complejas. Este episodio de pliegues de plano axial vertical se

reconoce en toda la ZOM y en la parte meridional de la ZCI, afectando en esta última a las rocas del Culm (Foto 30) por lo que se le atribuye una edad Westfaliense.

### Estructuras $D_2$

Los pliegues de orientación NO-SE ( $D_1$ ) frecuentemente están afectados por otra fase de plegamiento posterior ( $D_2$ ) ortogonal a la anterior y de orientación NE-SO (Figura 13) con planos axiales subverticales, que dan lugar a figuras de interferencia de plegamiento del tipo 1 de Ramsay en “caja de huevos” o “domos y cubetas” (Foto 31 y Foto 32).



**Foto 31.** Figuras de interferencia del tipo 1 de Ramsay en “caja de huevos” o “domos y cubetas” en las Calizas de Cazalla de La Sierra.).

Estas estructuras de interferencia se observan principalmente en los materiales carbonatados del Cámbrico inferior.



**Foto 32.** Figuras de interferencia del tipo 1 de Ramsay en “caja de huevos” o “domos y cubetas” en las Calizas del Cerro de San Cristóbal, Puebla de Los Infantes.

#### 4.4.1.5. Análisis geométrico de los pliegues de la zona de estudio

Se han aplicado funciones cónicas para la caracterización geométrica de los pliegues de la zona de estudio. Las curvas cónicas se utilizan frecuentemente (e.g. Bastida, 1993; Bastida *et al.*, 1999; Aller *et al.*, 2004; Bastida *et al.* 2004, 2005) y son una poderosa herramienta para la descripción cuantitativa y el análisis de la cinemática y los mecanismos de deformación de las superficies plegadas.

Las funciones cónicas, del tipo  $y=y_0 f(x)^n$  ( $n>0$ ), son aquellas en la que  $f(x) = x/x_0$ . Sustituyendo  $f(x)$  en la ecuación anterior,  $y = y_0 (x/x_0)^n$  en el intervalo  $[0, x_0]$ .

El parámetro  $h$  (*relación de aspecto*) permite representar un pliegue mediante una rama de la cónica dentro de un intervalo determinado  $[0, x_0]$ . El valor de  $h$  es positivo en el caso de la parábola, pero en la elipse y la hipérbola,  $h$  tiene un valor positivo condicionado por las siguientes expresiones:

$$(1) \text{ Para elipses } h \leq \frac{1}{\sqrt{1-e^2}}$$

$$(2) \text{ Para hipérbolas } h < \frac{1}{\sqrt{e^2-1}}$$

Siendo  $e$  la excentricidad.

En (1) y (2), el límite superior de  $h$  se alcanza cuando  $x_0$  tiende a infinito

$$(3) \lim_{x_0 \rightarrow \infty} h < \frac{1}{\sqrt{e^2-1}}$$

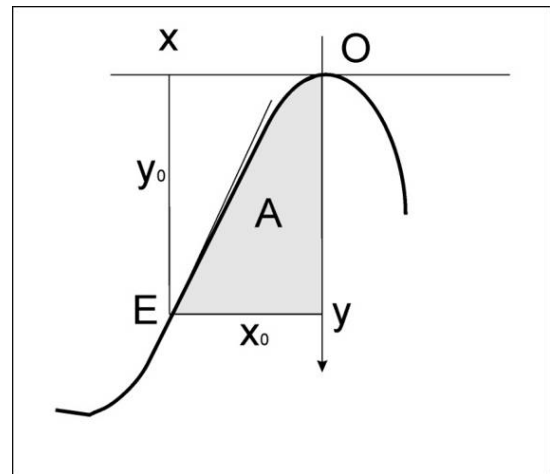
El parámetro ( $\alpha$ ) es el área normalizada  $\alpha = 2A / (x_0 y_0)$ , donde  $A$  es el área deli-

mitada en la parte cóncava de la cónica dentro del intervalo del flanco (Figura 14). Este parámetro depende de  $e$  (excentricidad) y de  $h$ , y viene dado por la ecuación (4):

$$(4) \alpha = 2 - \frac{2}{X_0 f(e; X_0)} \int_0^{x_0} f(e; X) dX, \text{ donde}$$

$$X_0 = \frac{2h}{1+h^2(1-e^2)}$$

El resultado del cálculo de la integral de la expresión puede verse en Aller *et al.*, (2004).



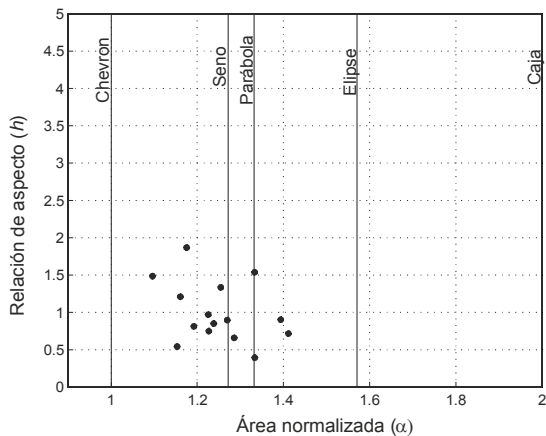
**Figura 14.** Aplicación de una curva cónica al estudio de superficies plegadas.

Los diagramas  $h - \alpha$  (Figura 15 y Figura 16) relacionan el aspecto ( $h$ ) con el área normalizada ( $\alpha$ ) (véase Aller *et al.*, 2004 para la descripción del método). Las formas típicas de los perfiles de las superficies plegadas (chevron, sinusoidal, parabólica, elíptica y en caja) se proyectan en las líneas rectas paralelas al eje, delimitando los diferentes campos del diagrama.

Se ha utilizado el programa FOLD PROFILER (en MATLAB®, Lisle *et al.*, 2006), para analizar los diferentes pliegues de la zona y compararlos con los pliegues desarrollados en magnetita del yacimiento de *La Lima* (véase capítulo 5.1.1). Se

han obtenido los correspondientes diagramas  $h-\alpha$ , en los que cada punto es el perfil de cada superficie plegada.

El estudio geométrico de las superficies plegadas ha servido para discriminar los diferentes tipos de pliegues en la zona de estudio (Figura 15 y Figura 16) y para ayudar a comprender los mecanismos de deformación que intervienen en su desarrollo. Como se puede observar, los pliegues  $D_1$  y  $D_2$  en magnetita de *La Lima* muestran bastante dispersión y la mayoría de las formas de las superficies plegadas están comprendidas entre las tendencias chevron y sinusoidales, con algún pliegue de tendencia parabólica. (Figura 15).



**Figura 15.** Diagramas  $h-\alpha$  para 15 pliegues en magnetita de La Lima (modificado de Gumiel *et al.*, 2010 a).

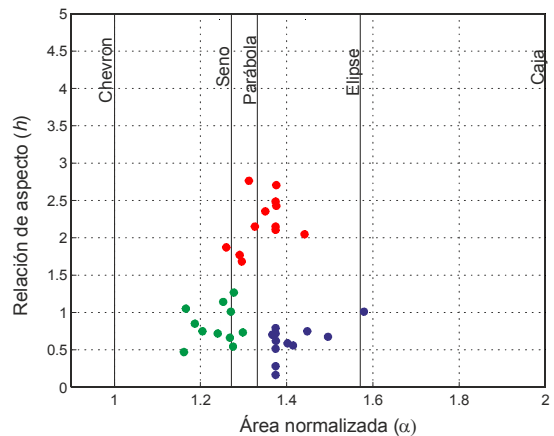
Por el contrario, el resto de los pliegues observados en la zona de estudio muestran tres grupos bien diferenciados (Figura 16).

Los pliegues recumbentes (puntos rojos, Figura 16) que se observan principalmente en las calizas del Cámbrico Inferior de la zona de Puebla de Los Infantes, tienen tendencia sinusoidal y parabólica, y la relación de aspecto ( $h$ ) es más alta, llegando a valores comprendidos entre 1.6 y 3.

Los pliegues de tipo concéntrico predomina

en secuencias multilayers (puntos azules, Figura 16) en las capas más competentes, principalmente en la zona de la ribera del Huéznar. Muestran tendencias parabólicas hacia elípticas, con una relación de aspecto ( $h$ ) menor que los anteriores, con valores comprendidos entre 0.1 y 1.

En los pliegues que se observan en otras litologías (puntos verdes, Figura 16), como en las calizas de la zona de Cazalla de La Sierra y Constantina, predomina una tendencia de sinusoidal a chevron, con una relación de aspecto ( $h$ ) intermedia entre los anteriores grupos, con valores comprendidos entre 0.5 y 1.5.



**Figura 16.** Diagramas  $h-\alpha$  para 35 pliegues de la zona de estudio.

Los posibles mecanismos de deformación que intervienen en la génesis de los pliegues son variados y generalmente se superponen. En primer lugar, casi siempre se produce un mecanismo de deformación por acortamiento de las capas (buckling) en los estadios tempranos del desarrollo de los pliegues, seguido de aplastamiento, deformación longitudinal tangencial y cizalla simple heterogénea (flexural-slip).

Como la secuencia plegada en general es un multilayer, el mecanismo de deformación por cizalla simple heterogénea (flexural-slip) a través de las capas explica la tendencia de los pliegues con flan-

cos estirados y charnelas engrosadas (clases 1C y 3 de tendencia similar). Este mecanismo probablemente fue operativo, tanto en los pliegues recumbentes de la fase previa ( $D_0$ ) como en los originados en las fases posteriores ( $D_1$  y  $D_2$ ).

Otro mecanismo de deformación que interviene en la formación de estos pliegues es aplastamiento. Este mecanismo generalmente se produce en los últimos estadios de plegamiento y también explica el estrechamiento de los flancos, así como el aumento de espesor de las zonas de charnela y la tendencia de los pliegues de las clases mencionadas.



**Foto 33.** Grietas de tensión en los arcos externos de los pliegues por encima de la línea neutra. Calizas del Cámbrico inferior de Constantina.

Por otra parte, hay evidencias de mecanismos de deformación longitudinal tangencial en los pliegues originados en las fases  $D_1$  y  $D_2$  principalmente en las calizas (capas más competentes).

Se observan estructuras de extensión en los arcos externos de los pliegues, con desarrollo de grietas de tensión (Foto 33) y estructuras de acortamiento (pequeñas fallas inversas, Foto 34) en los arcos internos por debajo de la línea neutra de deformación finita.

Este mecanismo explica también las disarmonías en las zonas de charnela (Foto 34) y el desarrollo de pliegues festoneados en las mismas.



**Foto 34.** Disarmonías en las zonas de charnela y pequeñas fallas inversas por debajo de la línea neutra en la secuencia multi-layer de la ribera del Huerzñar.

#### 4.4.1.6. Cabalgamientos posteriores a las estructuras $D_1$ y $D_2$

Los pliegues de  $D_1$  y  $D_2$  suelen estar desplazados por fallas inversas y cabalgamientos de orientación general ONO-ESE, oblicuos a los mismos, con vergencia generalmente hacia el SO y que producen desplazamientos centimétricos y métricos de las rocas a las que afectan. A veces, se observan pliegues de propagación (Foto 35) asociados a fallas inversas.



**Foto 35.** Pliegue de propagación asociado a falla inversa en las calizas de Cazalla de La Sierra.

Los cabalgamientos suelen mostrar geometrías muy complejas con desarrollo de estructuras en dúplex (Foto 36) que se reconocen en varias zonas del área de estudio, principalmente en las



calizas del Cámbrico inferior en las proximidades de Cazalla de La Sierra y del Cerro del Hierro (San Nicolás del Puerto).



**Foto 36.** Estructura en dúplex afectando a las calizas de Cazalla de La Sierra.

#### 4.4.2. Estructuras tardi-Variscas

Las estructuras más tardías que se reconocen en la zona de estudio son fallas en dirección (desgarres) subverticales, y extensionales, con orientaciones que se pueden agrupar en los siguientes conjuntos: NO-SE (N120°-140°E) que son las mayoritarias en la zona (10.27%) y producen la última compartimentación de la ZOM, seguidas de las ENE-OSO (N60°-80°E), NE-SO (N40°-60°E) y ONO-ESE (N100°-120°E). Las NNO-SSE (N140°-160°E) y NNE-SSO (N20°-40°E) tienen menor representación y son accesorias las N-S y E-O (Figura 17). Se producen a todas las escalas, desde centimétricas (Foto 37), a fallas de trazado kilométrico que reactivan estructuras previas Variscas.

Es frecuente que algunas fallas como las ENE-OSO y las NE-SO interseccionen con fallas de orientaciones más norteadas NNE-SSO (N20°-N40°E), actuando estas últimas como ramificaciones (“branching” o “pinnate”) y proporcionando redes de alta conectividad que favorecen la circulación de fluidos hidrotermales y la concentración de algunas mineralizaciones de la zona (ver capítulos 5.3, 5.4 y 5.5).



**Foto 37.** Fallas extensionales conjugadas de orientación NO-SE (dexas) y NE-SO (senestras) en las Calizas del Cámbrico inferior de Cazalla de La Sierra.

Los sistemas de fallas en dirección son los responsables últimos de la forma cartográfica que presentan las unidades tectónicas de la ZOM (Figura 7).

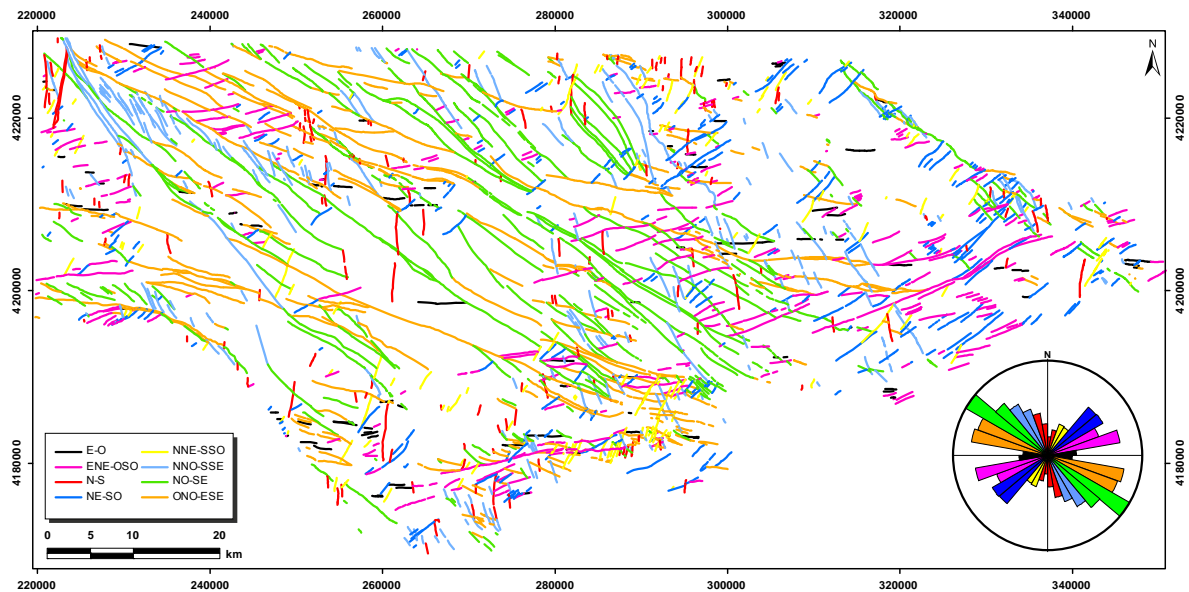
La colisión carbonífera (345-300 Ma) se produjo en un régimen de deformación transpresivo y con movimiento predominante senestro, de orientación principal ONO-ESE. Esto está corroborado por la disposición de las fallas en dirección desarrolladas en el Carbonífero superior (e.g. Jackson y Sanderson, 1992; Sanderson *et al.*, 1992) y la de los pliegues y cabalgamientos que se sitúan oblicuos y a bajo ángulo con respecto al límite con la ZCBC.

El régimen transpresivo es prolongado en el tiempo, tal y como se deduce de la disposición de las fallas tardi-Variscas que transfieren la extensión vía fallas de orientación general ENE-OSO (senestras) sintéticas y NO-SE (N150°-N160°E) (dexas) y antitéticas con el movimiento de cizalla principal y que tienen un gran desarrollo en este segmento de la ZOM. Además, estas fallas son un control estructural de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-Cu y F-Ba en la zona de estudio (véanse los apartados 5.3 a 5.5).

Otros ejemplos de control estructural de determinadas mineralizaciones, a favor de las fallas antitéticas (NO-SE), son las

del Sinclinal de La Codosera (Badajoz) en el extremo NO de la ZOM, en donde estas fallas ejercen un importante control

estructural de las mineralizaciones de oro de esa zona (Sanderson *et al.*, 1991).



**Figura 17.** Mapa de fracturas y/o fallas de la zona de estudio discriminadas por cuadrantes partir de la digitalización de 1850 segmentos de fallas y diagrama en rosa general de orientaciones de fracturas en la zona de estudio.

#### 4.4.3. Estructuras Alpinas

Los movimientos alpinos en la zona de estudio tienen gran interés para la concentración de determinadas mineralizaciones. Frecuentemente, los movimientos alpinos han sido minimizados en los estudios tectónicos generales de la ZOM y sin embargo en la zona de estudio son muy importantes. Estos movimientos producen una reactivación de las estructuras previas Variscas, como es el caso

del cabalgamiento del Viar (Foto 17) que sitúa materiales del Paleozoico por encima de la Cuenca Pérmica del Viar.

Pero sin duda, lo más importante desde el punto de vista de las mineralizaciones es que los procesos extensionales del Pérmico y posteriores (Mesozoicos y Alpinos) favorecen la concentración de algunas mineralizaciones, como las de fluorita-barita (tipo Cerro Muriano) en la zona de estudio (capítulos 5.3, 5.4 y 5.5).

#### 4.5. METAMORFISMO

El metamorfismo en la mayor parte de la ZOM es de bajo o muy bajo grado, excepto a lo largo de cuatro bandas de orientación regional (banda metamórfica de Aracena, núcleos metamórficos de Valungo, Monesterio y Lora del Río, Unidad de Sierra Albarrana y Unidad Central) en las que aparecen rocas de grado medio y alto. Como en la zona de

estudio tan solo se encuentran el Núcleo de Lora del Río y la Unidad de Sierra Albarrana, se omite la descripción de las restantes zonas.

Para algunos autores, los núcleos metamórficos representan zonas preservadas de la Orogenia Cadomiense, por ej. La Unidad Central o ZCBC (Quesada,

1991; Ábalos *et al.*, 1991; Eguíluz *et al.*, 2000). Actualmente se reconoce que la evolución tectonometamórfica de esta zona es Varisca (Burg *et al.*, 1981; Matte, 1986; Azor *et al.*, 1993, 1994; Ordóñez Casado, 1998).

Como hoy se dispone de un considerable número de dataciones radiométricas, tanto de protolitos ígneos como de metamórficos (Schäfer, 1990; Dallmeyer y Quesada, 1992; Oschner, 1993; Quesada y Dallmeyer, 1994; Ordóñez Casado, 1998; Salman, 2002), se sabe que únicamente existen rocas con un registro tectonometamórfico pre-Varisco en los núcleos de Valuengo, Monesterio y Lora del Río. Los dos primeros han sido relacionados con un episodio de Rifting del Cámbrico (Expósito *et al.*, 2003; Sánchez García *et al.*, 2003) mientras que el último está relacionado con un evento Cadomiense.

#### **4.5.1. Metamorfismo pre-Varisco**

En el núcleo de Lora del Río, en unos esquistos que alcanzan metamorfismo de alto grado en facies de anfibolitas a granulitas, intruyen unos granitoides inhomogéneos, datados por SHRIMP en  $533 \pm 8$  Ma, lo que parece indicar que en esta zona el metamorfismo Cadomiense llegó a facies de más alto grado.

Este núcleo se encuentra en una posición estructural muy similar a los núcleos de Valuengo y Monesterio, aunque ha sido interpretado como una estructura extensional de tipo *Core Complex* de edad Varisca (Apraiz y Eguíluz, 2002), datada en 340 Ma mediante U/Pb en circones de rocas de alto grado (Ordóñez Casado, 1998), que afecta a granodioritas anatécticas Cadomienses (Oschner, 1993; Ordóñez-Casado, 1998). El metamorfismo de este núcleo es también similar (baja presión y alta temperatura) al de los núcleos arriba mencionados, afectando a rocas del Cámbrico inferior, por lo que podría también ser atribuido a

este episodio extensional de edad cambro-ordovícica.

#### **4.5.2. Metamorfismo Varisco**

En la Unidad de Sierra Albarrana se reconocen dos fases de deformación, ambas de orientación NO-SE. La deformación principal, es sincrónica con un metamorfismo de baja presión (aprox. 4 kbar) que afectó a toda la unidad. La fábrica generada durante esta fase es de intensidad variable y es máxima en el tramo de los gneises migmatíticos y anfibolitas, en donde consiste en una fábrica plano-lineal.

La intensidad de la deformación disminuye progresivamente hacia techo, desapareciendo la lineación de estiramiento y pasando a ser la fábrica puramente planar.

La fase de deformación principal se produjo en condiciones metamórficas de grado bajo a alto (450°C-650°C) y presiones del orden de 4 kbar (Azor y Ballèvre, 1997). En el tramo de gneises migmatíticos y anfibolitas y en las cuarcitas de Sierra Albarrana se alcanzaron condiciones de alto grado, sin/postectónicas con respecto al desarrollo de la foliación principal. Al NE y SO se encuentran sucesivamente paragénesis de grado medio y bajo, sincinemáticas con respecto a la foliación principal. Las trayectorias P-T para las rocas de más alto grado de esta unidad apuntan un calentamiento, con muy ligero aumento de presión, hasta temperaturas de aproximadamente 650°C y presiones de 4 kbar, seguido de un enfriamiento durante la exhumación.

La edad de la deformación principal y del metamorfismo de baja presión se ha obtenido a partir de la datación mediante el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sobre concentrados de moscovita y anfíbol (Dallmeyer y Quesada, 1992). Las edades obtenidas son en torno a los 350 Ma (Carbonífero

inferior) para los concentrados de moscovita y de 390 Ma (Devónico medio) para un concentrado de anfíbol.

La segunda fase de deformación en la Unidad de Sierra Albarrana consiste en un acortamiento de dirección NE-SO, que produce una verticalización de las

estructuras previas y desarrolla una crenulación y pliegues de dirección NO-SE. Las condiciones metamórficas durante esta fase de crenulación fueron de bajo grado y se reconoce blastesis de clorita, biotita y moscovita, pero no de granate. Las temperaturas máximas estimadas son de 400°C-450°C.

## 4.6. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE OSSA-MORENA

La formación de los márgenes actuales de la Península Ibérica es el resultado de la apertura del Tethys y del Océano Atlántico en el Mesozoico, después de la amalgamación de Pangea en el Paleozoico superior. Anteriormente, la mayor parte de la Península formó parte del margen continental norte de Gondwana, desde su creación en el Neoproterozoico. El basamento pre-Mesozoico está bien expuesto en el Mazico Ibérico (Figura 6), mostrando una prolongada historia geológica (e.g. Ábalos 1990; Ribeiro *et al.*, 1990; Pérez Estaún *et al.*, 1991; Quesada 1990, 1991; Quesada *et al.*, 1991, 2006; Martínez-Catalán *et al.*, 1997, 2007; Sánchez García *et al.*, 2003, 2008).

Esquemáticamente, la evolución tectónica de la ZOM se puede resumir en los siguientes eventos:

### 4.6.1. Principales eventos

#### Primer Evento

En el Neoproterozoico-Cámbrico inferior se produce la acreción de un arco continental (la ZOM) en el margen pasivo del denominado autóctono ibérico (norte de Gondwana). Este evento representa la Orogenia Cadomiense en Iberia y registra el desarrollo de un arco seguido de la acreción al margen de Gondwana después de la ruptura de Rodinia en el Neoproterozoico (e.g. Abalos 1990; Quesada 1990; Bandrés *et al.*, 2002, 2004). Las

rocas del Precámbrico superior muestran evidencias de deformación Cadomiense (Blatrix y Burg, 1981; Dallmeyer y Quesada, 1992) y la presencia de una actividad ígnea calcoalcalina sugiere la existencia de una zona de subducción al mismo tiempo (Sánchez-Carretero *et al.*, 1990; Martínez Poyatos, 1997; Pin *et al.*, 1999; Dallmeyer y Quesada, 1994; Simancas *et al.*, 2003; Carbonell *et al.*, 2004).

#### Segundo Evento

Rifting Cámbrico-Ordovícico en una tectónica extensional, que condujo a la apertura de una nueva zona oceánica, probablemente parte del océano paleozoico Rheico (Murphy *et al.*, 2006; Nance and Linnemann 2008), que dejó un fragmento del recién creado arco de Ossa Morena unido al margen de Gondwana. El proceso de Rifting, que continuó probablemente durante el Ordovícico y Silúrico, estuvo acompañado de una importante actividad ígnea bimodal, representada por rocas volcánicas, subvolcánicas y plutónicas de afinidad toleítica y alcalina (Mata y Munhá 1990; Sánchez García *et al.*, 2003) y sus yacimientos minerales (tipo IOCG) asociados.

#### Tercer Evento

En el Paleozoico superior, el límite entre la ZOM y la ZCI dejó de ser un margen pasivo, para pasar a ser un margen activo con subducción de corteza de Ossa-



Morena por debajo de la corteza ibérica. Esta situación continuó hasta que en el Devónico se produjo colisión continental entre los dos bloques, comenzando la Orogenia Varisca.

#### Cuarto Evento

La Orogenia Varisca, que es la responsable de la actual disposición geométrica de las unidades, es una consecuencia de la colisión ocurrida a finales del Paleozoico durante la amalgamación del Pangea. En el Devónico-Carbonífero, el fragmento Armoricano (en el sentido de Matte, 2001) y el continente de Gondwana chocaron con el borde Avalonia de Laurentia, lo que originó el Cinturón Orogénico Varisco y el Paleozoico tardío Pangea (Matte, 1986, 2001). El Macizo Varisco es la unidad geotectónica mayor de la Península Ibérica y contiene una sección muy completa del Cinturón Varisco diferenciándose las zonas reflejadas en la Figura 6.

#### Quinto evento

Rifting Mesozoico, que culminó con la apertura del Tethys y del Océano Atlántico y dejó fragmentos de bloques continentales no Gondwánicos unidos a la nueva microplaca o bloque Ibérico (e.g., la ZSP y las unidades exóticas de Galicia-Tras-os-Montes de probable procedencia Laurussia-Avalonia).

#### 4.6.2. La estructura profunda de Ossa Morena a partir del proyecto IBERSEIS

Esquemáticamente, la evolución geodinámica de la ZOM se puede resumir a partir de los resultados del proyecto IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003), un perfil de sísmica de reflexión profunda de 303 km de longitud, a través de las tres zonas (ZSP, ZOM, ZCI y sus límites

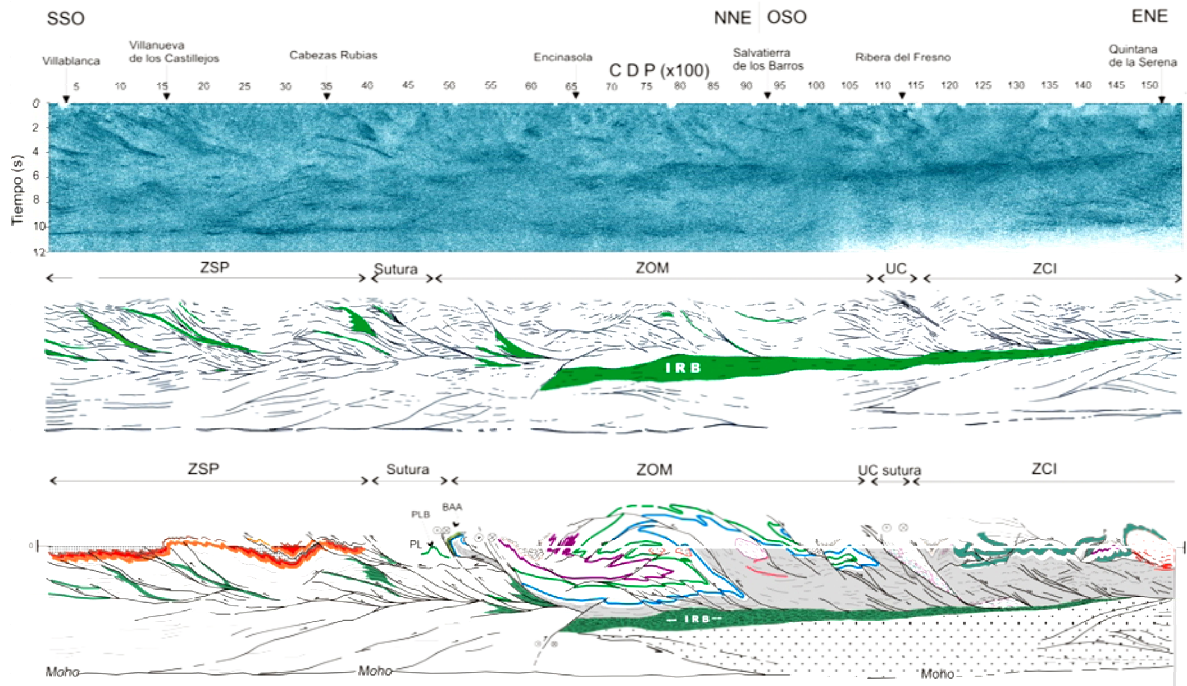
tectónicos). En primer lugar se observa la estrecha correspondencia que existe entre la sección sísmica y las unidades geológicas principales. Destaca la presencia de un cuerpo muy reflectivo a nivel de la corteza media denominado “*Iberseis Reflectivity Body*” (IRB, Figura 18), que ha sido interpretado como una intrusión de rocas básicas (lacolito) a profundidades mesocrustales. Este cuerpo corta el límite entre la ZOM y la ZCI, indicando un carácter tardi o postcolisional. Sin embargo, en el límite sur con la ZSP, el IRB se ve truncado, por lo que la colisión en esa zona fue posterior. En este límite se encuentra la Formación Acebuches (Figura 7).

Siguiendo el esquema de Simancas *et al.*, (2003) y Ordoñez-Casado *et al.*, (2008), la zona de sutura entre la ZCI y la ZOM tuvo lugar en un periodo comprendido entre 385-365 Ma, desarrollando una primera fase de plegamiento de orientación NO-SE en una primera etapa de colisión.

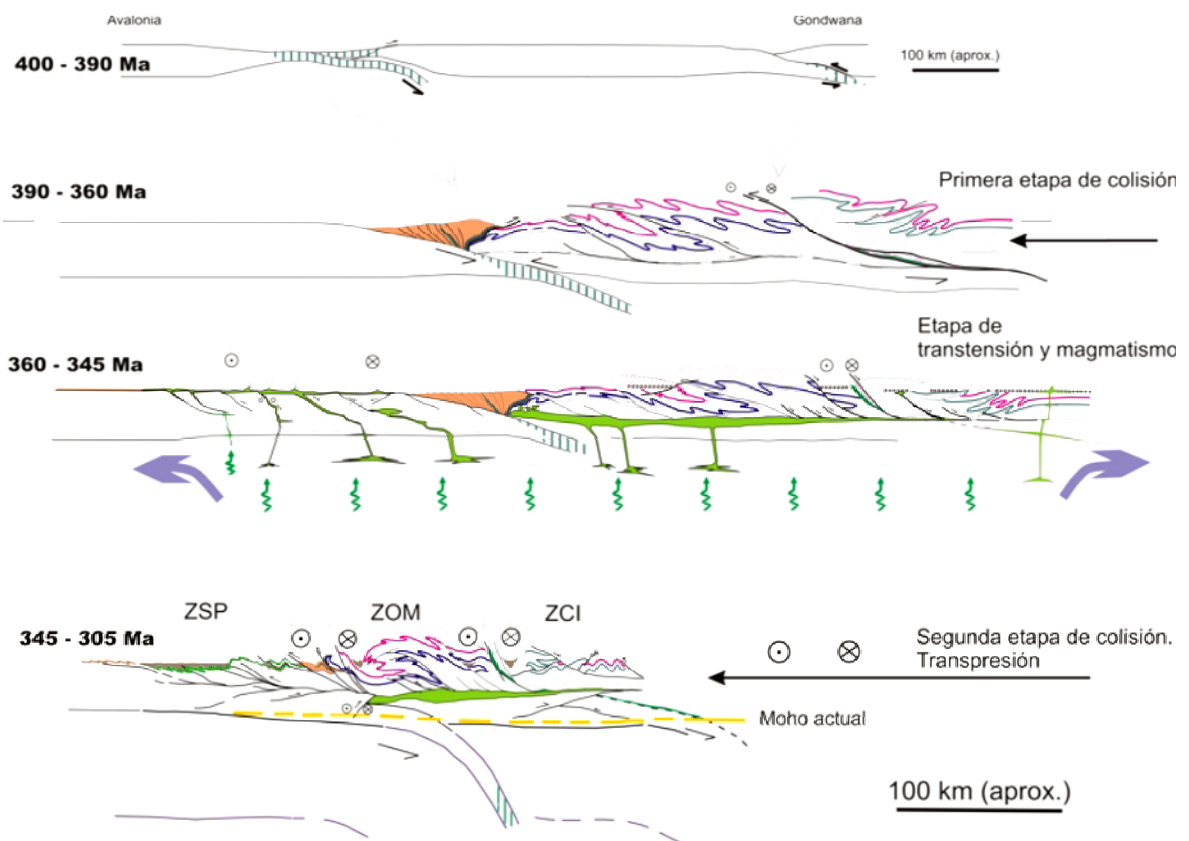
El emplazamiento del IRB fue aproximadamente en el Carbonífero inferior (360 a 345 Ma) que coincidió con un periodo caracterizado por transtensión y magmatismo (Figura 19).

Posteriormente, desde el Viseense hasta el bloqueo de la colisión continental (345 a 300 Ma, Simancas *et al.*, 2003) se produjo una segunda etapa de colisión, en un régimen de deformación transpresivo y con movimiento senestro generalizado, que acomodó la deformación principalmente en las zonas de borde de la ZOM, y que condujo a un segundo evento tectónico que originó estructuras en su mayoría de orientación NE-SO.

En el Carbonífero medio-superior continuó la colisión continental (también en el límite con la ZSP), originando los pliegues de plano axial subvertical que afectan a las estructuras anteriores.



**Figura 18.** Perfil sísmico de reflexión profunda (proyecto IBERSEIS), y su interpretación geológica (Simancas *et al.*, 2003).



**Figura 19.** Evolución de la cuña orogénica Varisca en el SO de España (Simancas *et al.*, 2003).



El final de la colisión dio lugar a la fragmentación de la zona, a favor de las zonas de debilidad generadas en las etapas de deformación anteriores, con la formación de fallas de desgarre tardi-Variscas que acomodaron la deformación principalmente en los límites de la ZOM y modificaron sustancialmente los dos contactos de sutura del Orógeno Varisco.

Estas fallas son muy importantes desde el punto de vista metalogénico, ya que controlan muchos de los sistemas filonianos de Pb-Zn-Ag, Cu y fluorita-barita de la zona. Finalmente, el Rifting Mesozoico y las reactivaciones del Alpino son críticas para el desarrollo de procesos de removilización, concentración y enriquecimiento de dichas mineralizaciones.

Por consiguiente, la evolución tectónica de la ZOM se caracteriza por la existencia de regímenes transpresivos de deformación durante la Orogenia Varisca, con el desarrollo a escala litosférica, de grandes estructuras de desgarre (e.g., la ZCBC, o el sistema de desgarre del Pedroso, Figura 12) que favorecieron el

emplazamiento de magmas de diferentes tipos y la circulación hidrotermal, proporcionando condiciones idóneas para la formación de distintos tipos de yacimientos minerales (e.g. Gumiel y Quesada 2003).

En resumen, la ZOM representa un arco continental de acreción del autóctono ibérico durante el Neoproterozoico-Cámbrico inferior (Orogenia Cadomien-se). Posteriormente, el Rifting Cámbrico-Ordovícico sería el evento responsable de la zonación del Macizo Ibérico, el cual ha quedado registrado en la ZOM por la abundancia y variedad de rocas ígneas emplazadas en relación con el mismo (Sánchez-García *et al.*, 2003) y por las mineralizaciones de hierro (tipo IOCG) que lleva asociadas.

Por lo tanto, la ZOM se trataría de un bloque continental constituido por rocas cuyas edades comprenden desde el Proterozoico terminal hasta el Carbonífero y posteriormente, durante la Orogenia Varisca se amalgamó con la ZCI y con la ZSP, como atestiguan las rocas básicas de afinidad oceánica en ambos límites.







## **5- YACIMIENTOS MINERALES: TIPOLOGÍA**





## 5. YACIMIENTOS MINERALES: TIPOLOGÍA

Las mineralizaciones del sector SE de la ZOM se sitúan en diferentes unidades o dominios metalogenéticos, desde Pedroches al de Alanís-Cerro Muriano y Sierra Albarrana, y concretamente en los denominados ACB (Arroches-Córdoba Belt) y NCB (North Central Belt) según nomenclatura de Tornos *et al.*, (2004).

Estos dominios metalogenéticos coinciden con sectores transpresivos y trans-tensivos que acomodaron la deformación resultante de la convergencia oblicua durante la colisión continental y albergan una variada tipología de mineralizaciones (Gumiel y Quesada, 2003). Previa a la convergencia oblicua son las mineralizaciones *estratiformes y estratoides tipo IOCG (Iron Oxides Copper, Gold) y sulfuros masivos –VMS-* que encajan en rocas del Cámbrico inferior y que están muy deformadas por la Orogenia Varisca. Relacionados con los granitoides Variscos son los *skarns de magnetita*. Finalmente, los *yacimientos filonianos hidrotermales de Pb-Zn-Ag-Cu*, y las *mineralizaciones filonianas de barita y fluorita* que aprovechan estructuras extensionales tardi-Variscas. Las reactivaciones de estas estructuras durante el Mesozoico y el Alpino pueden ser muy importantes en los procesos de enriquecimiento y concentración de estas mineralizaciones.

La complejidad del proceso mineralizador en este sector de la ZOM es el responsable de la variada tipología de mineralizaciones que se encuentran. Los indicios y yacimientos minerales se han agrupado según las sustancias, y dentro de ellas por tipos, en base a las paragénesis y asociaciones mineralógicas que se han establecido.

El método de trabajo ha consistido en el estudio, a escala de yacimiento, de varias mineralizaciones-tipo seleccionadas.

A continuación, se describe la tipología y las principales características de las mineralizaciones de este sector de la ZOM, establecidas en base a criterios geológico-mineros obtenidos en campo, después del reconocimiento de 398 indicios y yacimientos minerales (Figura 20), en el marco del proyecto de actualización de la Cartografía de Recursos Minerales de Andalucía (García-Cortés, 2011).

La cartografía geológica y el estudio detallado de las mineralizaciones de la zona han permitido obtener criterios para agrupar los yacimientos e indicios minerales por sustancias, y dentro de ellas por tipos, en base a los siguientes aspectos que las caracterizan: a) las paragénesis y asociaciones minerales de cada yacimiento, b) los controles geológicos, y c) las alteraciones hidrotermales de las rocas encajantes.

Se ha prestado especial atención a los controles geológicos, estratigráficos y estructurales. En cuanto a los primeros, por la selección de las rocas encajantes favorables, en donde preferentemente se sitúan determinados grupos de mineralizaciones (e.g. las rocas del Cámbrico inferior son un encajante favorable para las mineralizaciones de Fe). Los criterios estructurales se han establecido en base a la distribución de las mineralizaciones, en relación con determinados grupos de fallas o fracturas (e.g. las fallas de orientaciones NO-SE y NE-SO son un control estructural de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-Cu de la zona).

Estos factores de control han sido fundamentales para establecer los condicionantes geológicos que intervienen en la distribución de las mineralizaciones (capítulo 7), para llevar a cabo modelos de simulación multifractal realistas (capítulo 9).

Otros aspectos de gran interés, como la caracterización isotópica de algunas mineralizaciones de Pb de la zona y la modelización geológica 3D, se han desarrollado en el marco del proyecto CGL2008-03046/BTE, financiado por el MICINN.

Para la representación cartográfica de los tipos de yacimientos e indicios minerales, se ha establecido una codificación por sustancias (color) y morfología

(filonianos, estratiformes, lentejonares, aluvionares y desconocidos).

Las mineralizaciones muestran su orientación real, obtenida a partir de la toma de datos en el campo, y toda la información ha sido georeferenciada y analizada en un SIG. La numeración de los indicios lleva el código de cada tipo y es creciente de Oeste a Este y de norte a sur (Tabla 1 y Figura 20).

<b>Tipos de mineralizaciones establecidos</b>	<b>Códigos</b>	<b>Número de indicios</b>
Mineralizaciones estratiformes de Fe-Cu (Au) - tipo IOCG	<b>IOCG -</b>	25
Mineralizaciones de Fe tipo skarn de magnetita	<b>Fe/sk -</b>	6
Mineralizaciones de hematites especular	<b>Fe/ol -</b>	12
Mineralizaciones de Fe (ankerita-hematites-barita) relacionadas con hidrotermalismo	<b>Fe/h -</b>	19
Mineralizaciones de calcopirita diseminada, relacionadas con zonas de cizalla dúctil-frágil Variscas	<b>Cu/c -</b>	13
Mineralizaciones filonianas de cobre asociadas a fallas de extensión Variscas y tardi-Variscas	<b>Cu/f -</b>	74
Mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-Cu asociadas a estructuras extensionales tardi-Variscas	<b>Pb/f -</b>	95
Mineralizaciones filonianas de fluorita	<b>F/f -</b>	15
Mineralizaciones filonianas de barita	<b>Ba/f -</b>	84
Mineralizaciones de antimonio	<b>Sb -</b>	2
Mineralizaciones de oro	<b>Au -</b>	2
Mineralizaciones de fosfato	<b>P -</b>	3
Mineralizaciones de uranio	<b>U -</b>	5
Mineralizaciones de carbón	<b>C -</b>	22
Mineralizaciones de feldespato-K	<b>FtoK -</b>	21

**Tabla 1.** Tipología de las mineralizaciones y codificación para su representación cartográfica.





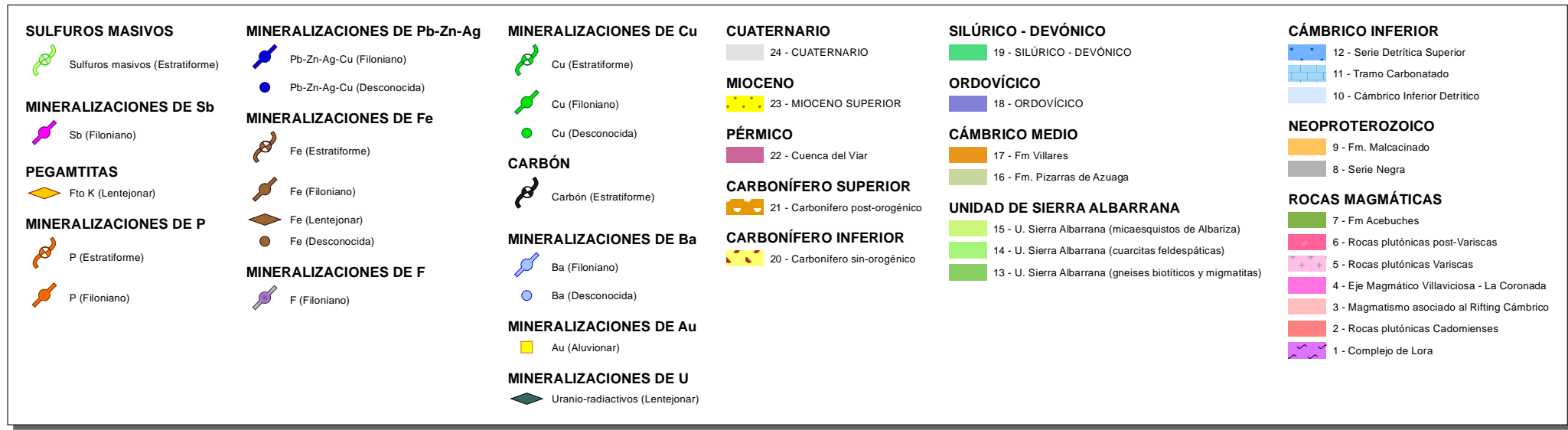
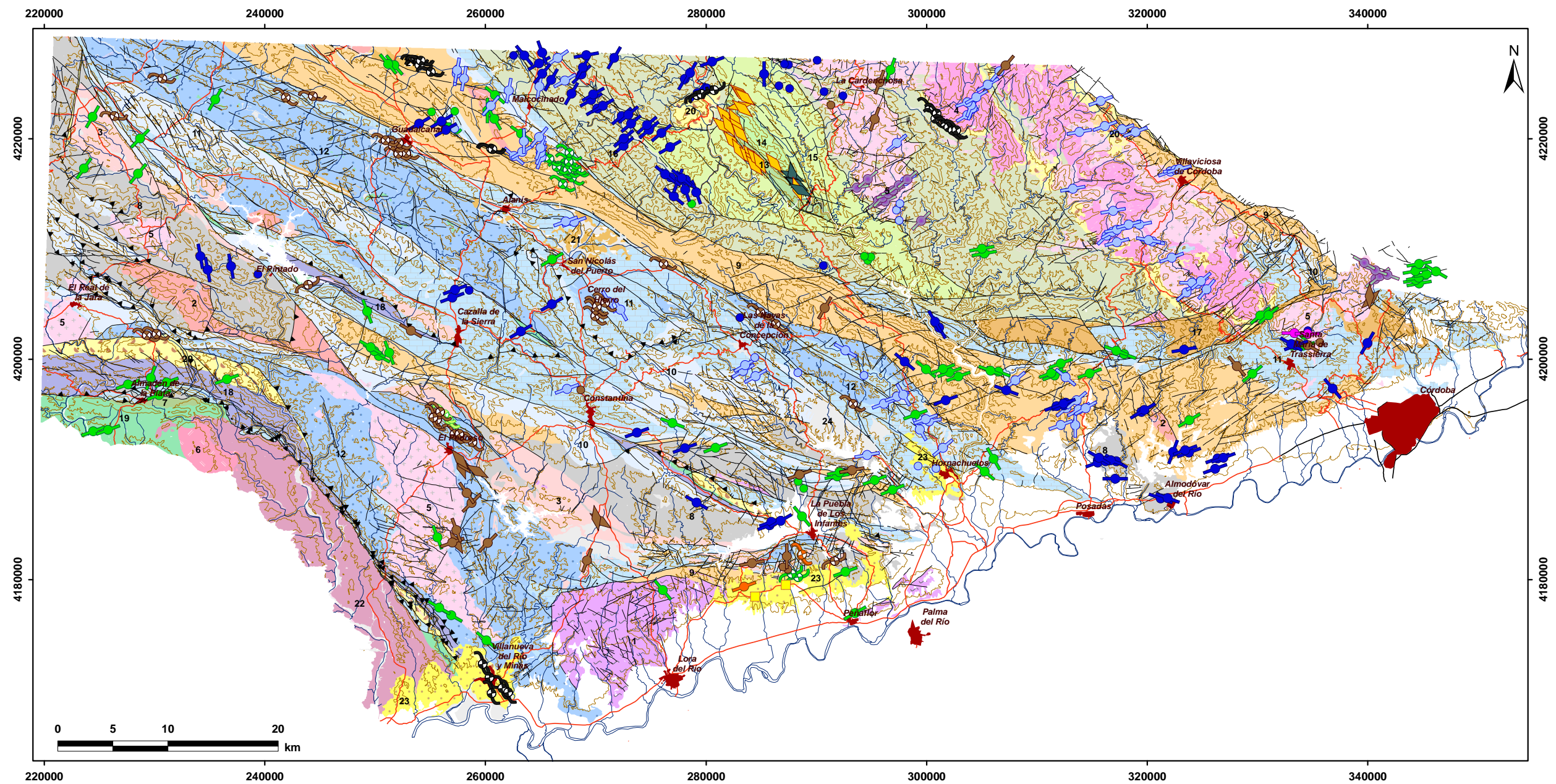


Figura 20. Situación de los yacimientos e indicios minerales de la zona de estudio, sector SE de la ZOM. (La base geológica es la misma que la de la Figura 7).





## 5.1. MINERALIZACIONES DE HIERRO

### 5.1.1. Mineralizaciones estratiformes de Fe-Cu (Au) - tipo IOCG -

Las mineralizaciones pertenecientes a este tipo son muy abundantes en el sector SE de la ZOM. Se han reconocido 25 yacimientos e indicios minerales (Tabla 2). En general, se trata de mineralizaciones de magnetita, que es el mineral principal y como minerales acompañantes en la paragénesis se encuentran; pirita, calcopirita, sulfuros masivos polimetálicos (VMS), bornita, trazas de oro, barita, malaquita y calcantita. Estas mineralizaciones pertenecen al denominado tipo IOCG, y el yacimiento más representativo en la zona es el de *La Lima* (IOCG-9 y 10) en El Pedroso (Sevilla).

Se trata de mineralizaciones estratiformes y estratoides en el Cámbrico inferior detrítico. Su principal característica es su control estructural, estando fuertemente plegadas por la Orogenia Varisca y con removilizaciones a favor de fracturas tardi-Variscas. Hasta la fecha, estas mineralizaciones no habían sido citadas en este sector de la ZOM y en la actualidad, dado su interés científico a nivel mundial, es de gran importancia su hallazgo y caracterización.

Como el ejemplo más representativo de este tipo en la zona es el yacimiento de *La Lima*, se ha realizado una modelización geológica 3D de las estructuras mineralizadas, que se basa en la cartografía de detalle de una de las labores accesibles (Figura 21 y Figura 22).

Esta mineralización, perteneciente al tipo IOCG, es de origen hidrotermal exhalativo, probablemente relacionado con el Rifting del Cámbrico inferior, y está muy deformada por las dos últimas fases de plegamiento ortogonales Variscas, de orientaciones NO-SE, D<sub>1</sub> (Foto 38 y Foto

39) y NE-SO, D<sub>2</sub> (Foto 40) que dan lugar a una figura de interferencia de plegamiento perteneciente al tipo 1 de Ramsay en “caja de huevos” o “dome and basin” (Gumiel *et al.*, 2010 a).

Los ejes de los pliegues D<sub>1</sub> pinchan entre 40° y 50° hacia el NO y SE, y los de los pliegues D<sub>2</sub> lo hacen entre 45° y 50° hacia el NE y SO (Figura 13 A). La deformación también es acomodada por fallas inversas, a las que se asocian pliegues de propagación (Foto 41) y cabalgamientos oblicuos a las estructuras que producen desplazamientos centimétricos y métricos en las capas de magnetita (Figura 23).

La vergencia de estas estructuras es generalmente hacia el SO, pero también hay retrocabalgamientos (back-thrust) con vergencia contraria al NE. Se ha calculado un 22% de acortamiento en dirección NE-SO y un 24 % en dirección NO-SE. El contraste de competencia entre las capas de magnetita y las rocas detríticas y volcanosedimentarias encajantes, favorece el desarrollo de los pliegues en este yacimiento y los mecanismos de plegamiento que intervienen son los que se han comentado en el apartado 4.4.1.4.

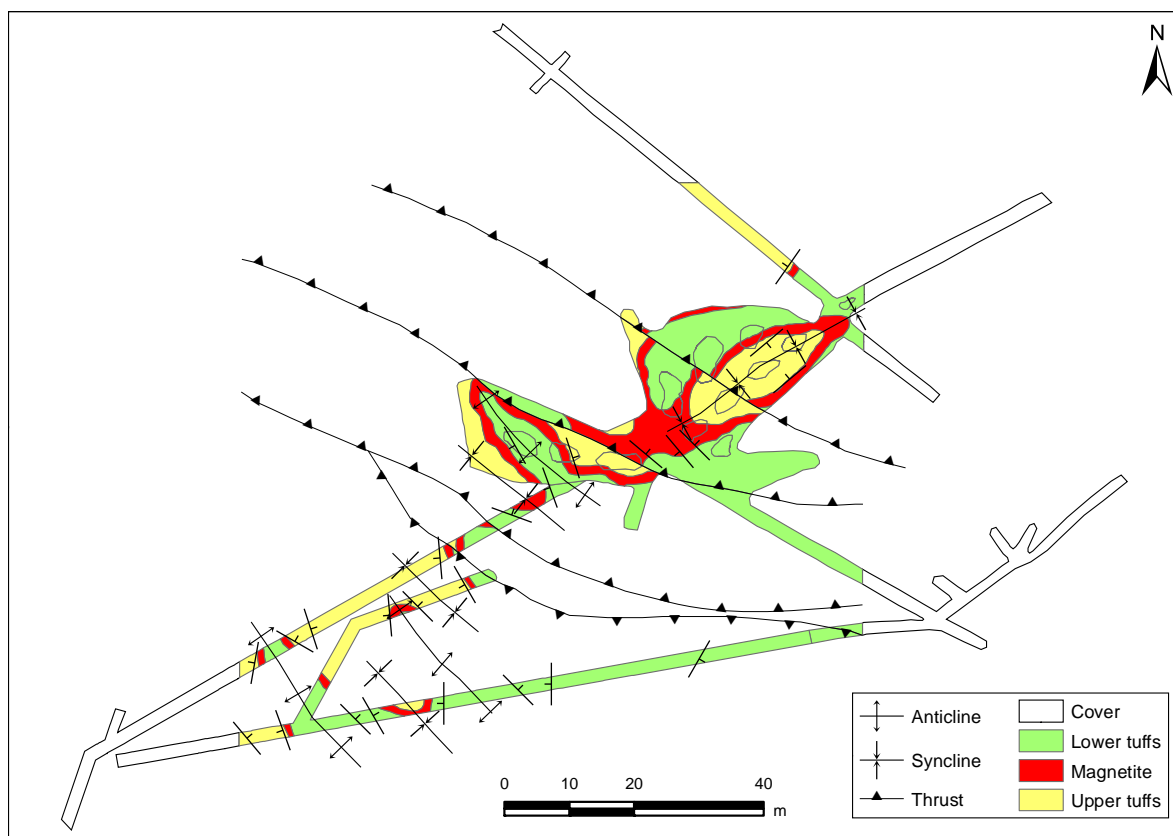
Las mineralizaciones de sulfuros masivos (VMS) son de pequeña envergadura y se encuentran asociadas a las de magnetita en el Cerro de La Lima. La más importante es la mineralización de *Juan Teniente* (IOCG-8 y 11) que está fuertemente deformada por pliegues Variscos D<sub>1</sub> de orientación NO-SE (Figura 24 y Foto 42).

La paragénesis de este yacimiento está constituida mayoritariamente por pirita y de forma accesoria magnetita. Son muy abundantes los sulfatos de Fe y Cu de este yacimiento; e.g., melanterita (Foto 43 y Foto 44), calcantita (Foto 45) y halo-

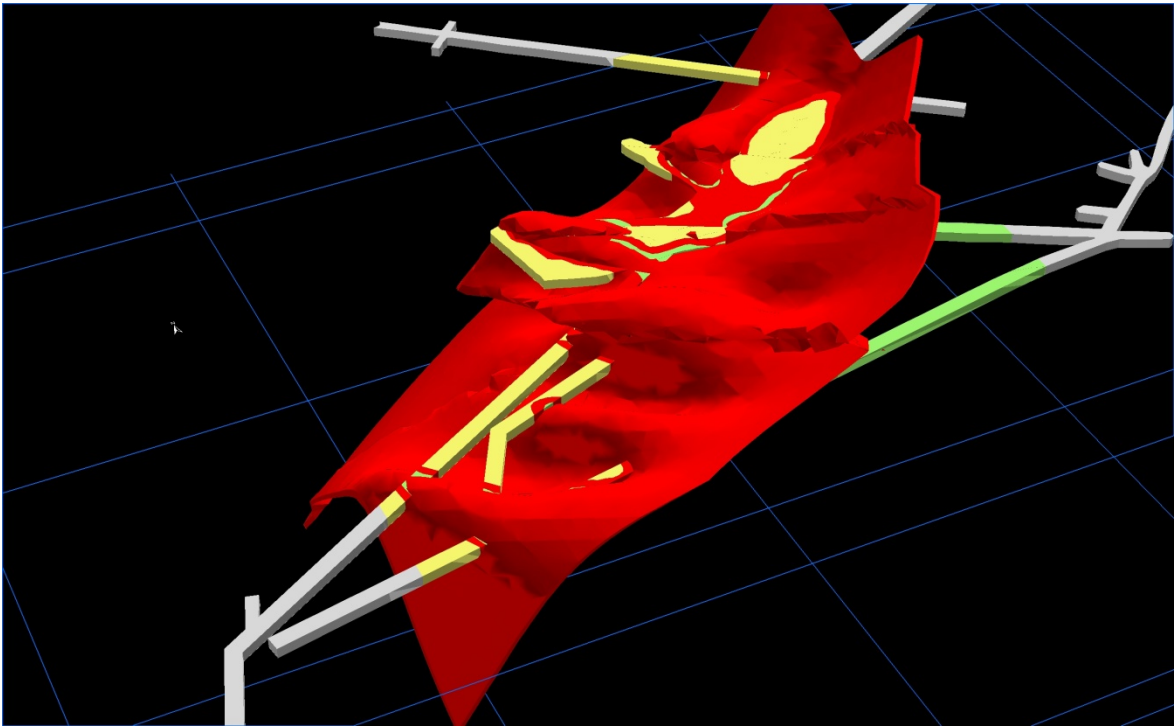
triquita que se encuentran como estalactitas, tapizando huecos y como eflorescencias en las paredes de las galerías (Foto 46).

Un hecho importante a resaltar, es que en estas mineralizaciones se han encontrado criterios de discriminación entre zonas; unas que pueden asimilarse a stockworks (*feeders*), que son más proximales y otras más distales. Las primeras son más reductoras y ricas en magnetita, minerales de Cu (calcopirita y calcantita), con menos sulfatos primarios (barita) y menos hematites. Y las segundas, son ricas en sulfatos (barita) y magnetita pero con un enriquecimiento en hematites.

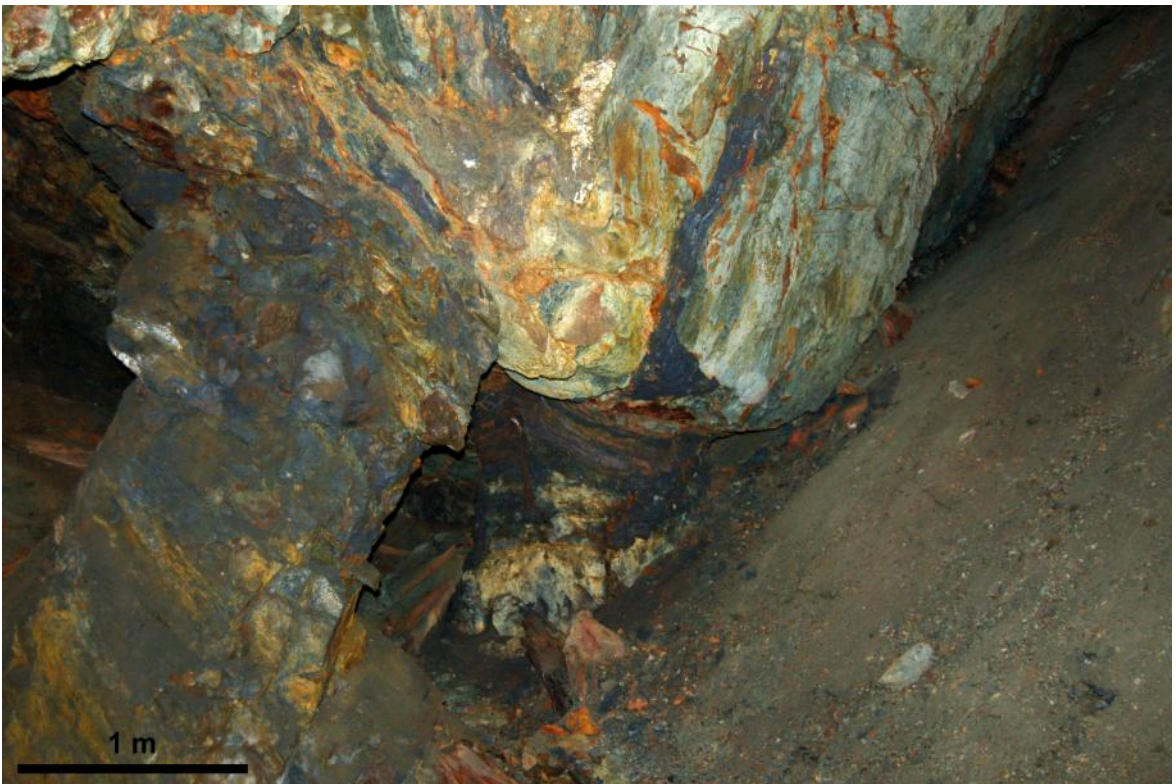
Otro ejemplo importante en la zona que también pertenece al tipo IOCG es el yacimiento de *Las Herrerías de San Carlos* (IOCG-5 y 6), en las proximidades del Real de La Jara. Este yacimiento muestra un claro control estructural de las capas de magnetita al estar afectadas por cabalgamientos de orientación NO-SE y vergencia al SO (Figura 25 y Foto 47). Además, se observa la zonación antes mencionada; una zona proximal con restos de un stockwork con mineralización de magnetita, sulfuros masivos ± calcopirita (Foto 48) en la parte central del yacimiento, y otra zona distal hacia los bordes del mismo, con magnetita, más rica en hematites y escasos sulfuros masivos.



**Figura 21.** Cartografía geológica de detalle de la mineralización de *La Lima*, El Pedroso (Sevilla) en una antigua galería (tomado Gumiel *et al.*, 2010 a).

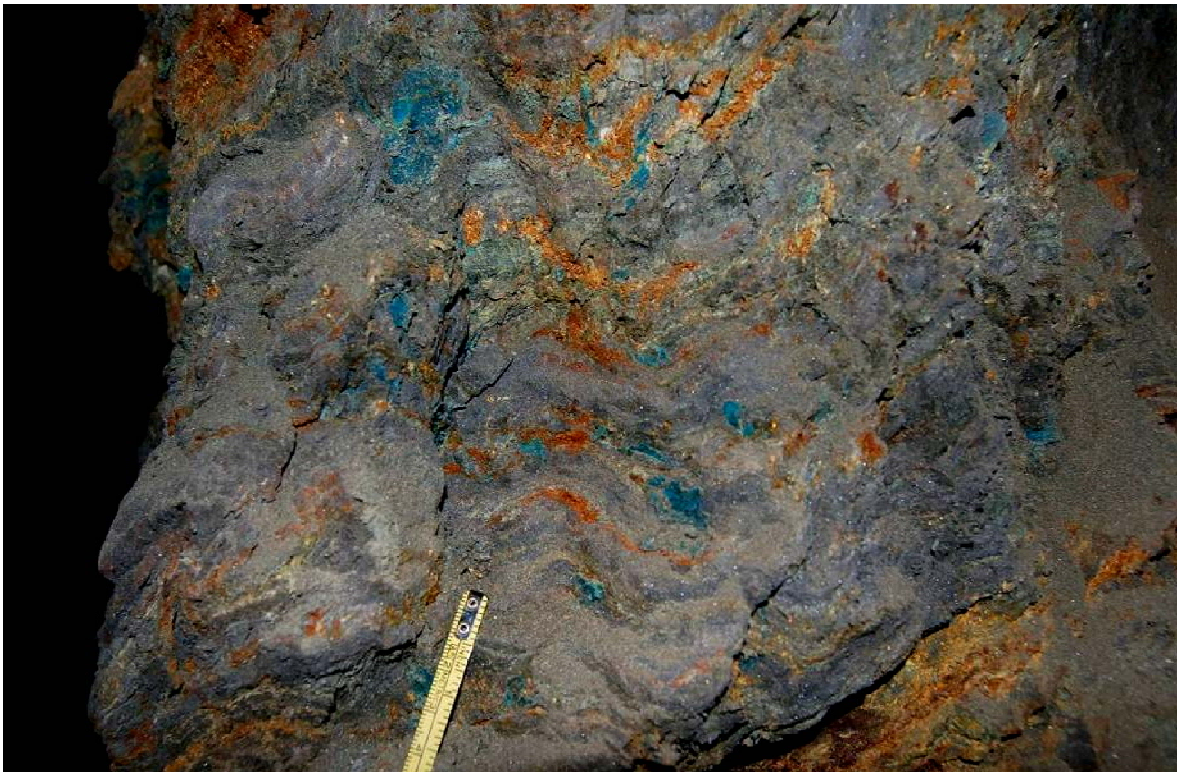


**Figura 22.** Modelo geológico 3D de la mineralización de *La Lima*, El Pedroso (Sevilla, tomado de Gumiel *et al.*, 2010 a).



**Foto 38.** Pliegues  $D_1$  de la clase 1C en capas de magnetita, en una antigua galería. *La Lima*, El Pedroso, (Sevilla).



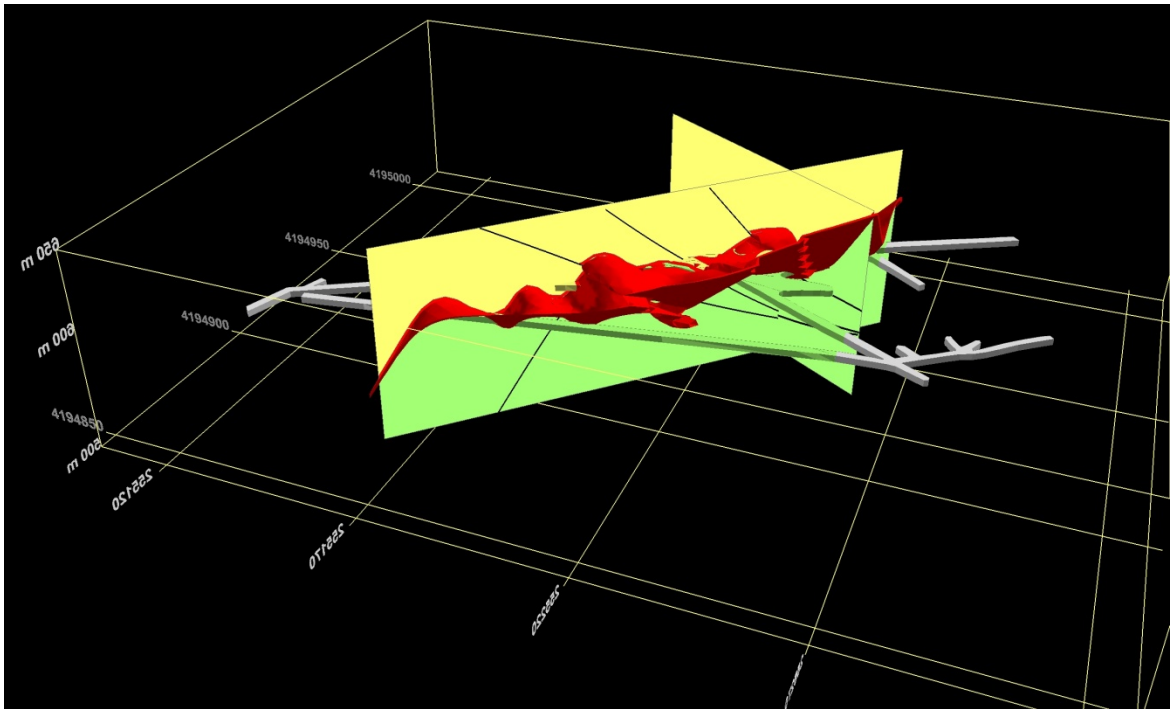


**Foto 39.** Mineralización de calcantita, calcopirita, pirita y magnetita afectada por pliegues  $D_1$  en *La Lima*, El Pedroso (Sevilla).



**Foto 40.** Pliegues  $D_2$  en capas de magnetita en *La Lima*, El Pedroso (Sevilla).

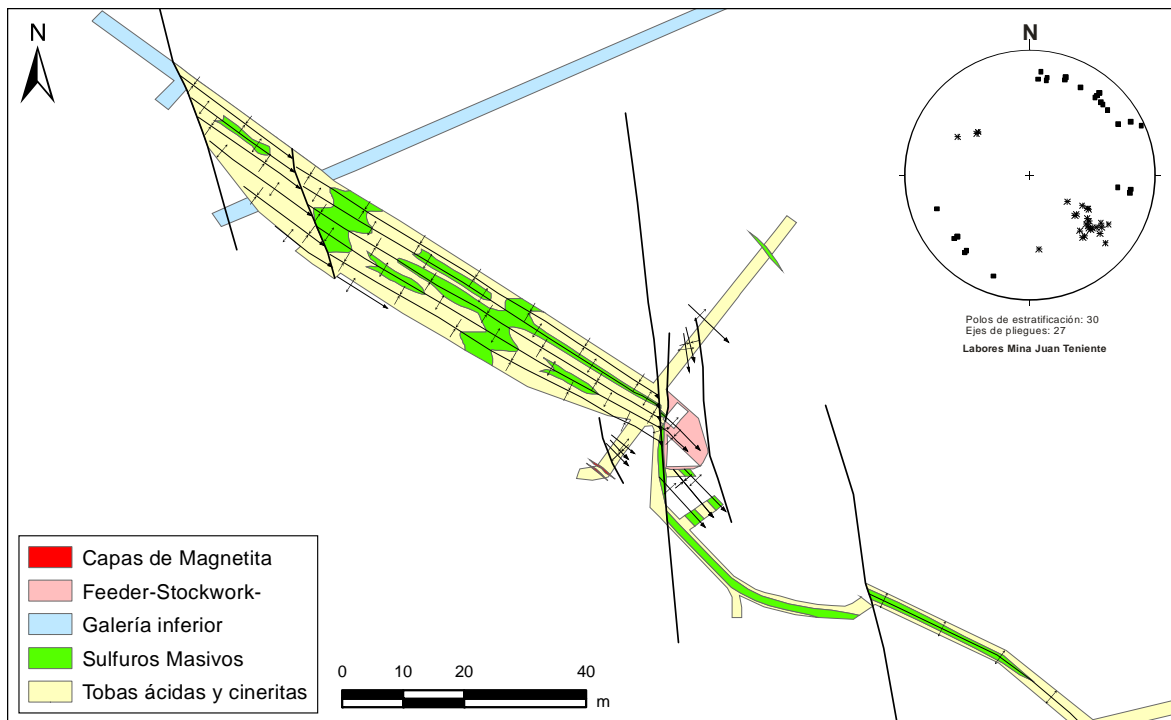




**Figura 23.** Sección en la que se han modelizado cabalgamientos con vergencia al SO que producen desplazamientos centimétricos y métricos en las capas de magnetita del yacimiento de *La Lima* (tomado de Gumiel *et al.*, 2010 a).



**Foto 41.** Pliegue de propagación de la capa de magnetita (la capa superior de bajo ángulo) asociado a falla inversa con desplazamientos métrico y vergencia hacia el SO en la mina de *La Lima*.



**Figura 24.** Cartografía geológica de la mineralización de sulfuros masivos –VMS- fuertemente plegados en la *Mina Juan Teniente*, El Pedroso, Sevilla.



**Foto 42.** Pliegue  $D_1$  en sulfuros masivos (VMS) en la galería de la *mina Juan Teniente*, El Pedroso (Sevilla).





Foto 43. Estalactitas de melanterita en la *Mina de Juan Teniente*.



Foto 44. Estalactitas de melanterita con disolución férrica en la *Mina Juan Teniente*.



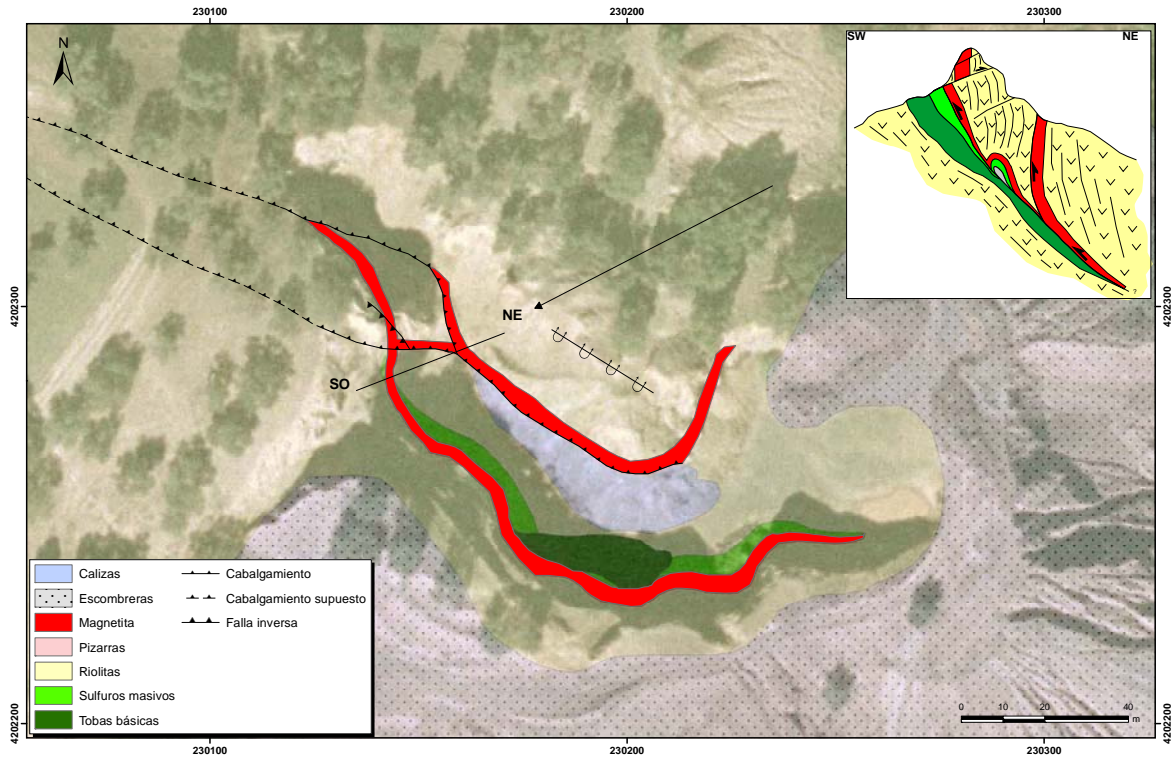


**Foto 45.** Estalactitas de calcantita y melanterita en la *Mina Juan Teniente*.



**Foto 46.** Calcantita (azul) y eflorescencias de halotriquita (blanco amarillento) tapizando las paredes de las galerías en la *Mina Juan Teniente*.





**Figura 25.** Cartografía geológica de la mineralización del tipo IOCG de *Las Herrerías de San Carlos*, El Real de La Jara.



**Foto 47.** Control estructural de las capas de magnetita por cabalgamientos (sección NE-SO de la Figura 25) y debajo, parte del stockwork con mineralización de sulfuros masivos, malaquita y calcantita. *Las Herrerías de San Carlos*.





**Foto 48.** Detalle de la mineralización de magnetita y pirita recristalizada en el yacimiento de *Las Herrerías de San Carlos*.

Otros ejemplos pertenecientes a este tipo son *La Almenara* (IOCG-20) y *San José* (IOCG-23) al norte de Peñaflores (Figura 26). Esta zona tiene un gran interés metalogénico y minero por el tipo de mineralizaciones y por el posible potencial económico en oro de las mismas.

Pertenecen al tipo genérico IOCG, con magnetita, hematitas (especularita), calcopirita (Foto 49), bornita, oro, calcosina, covelina, (Foto 50), barita y fosforita.

Son mineralizaciones de morfología estratiforme, con importantes removilizaciones a favor de fallas de extensión de orientación principal (N60°- N80°E), que están situadas en esquistos y gneises, junto con metatobas ácidas pertenecientes al Complejo metamórfico de Lora.

En base a la cartografía geológica del entorno de los yacimientos, se ha elaborado un modelo estructural que puede tener considerable importancia meta-

logénica y que se sintetiza como sigue: la disposición geométrica de las fallas de desgarre, con componente extensional, de orientación NE-SO (senestras) en modelo "dominó" (*bookshelf*) es consistente con la existencia de zonas de cizalla (desgarres) de sentido senestro, de orientación N80°E (Figura 26). Esta disposición de las fallas corresponde probablemente a la etapa transtensiva que favoreció el emplazamiento de un complejo magmático (metabasitas, gabros y dioritas) junto con pórfidos ácidos, así como la canalización de fluidos mineralizadores que pudieron originar las distintas mineralizaciones de la zona. Hay que resaltar la existencia de indicios minerales de Fe y Cu ± Au en las proximidades de estas estructuras (Figura 26).

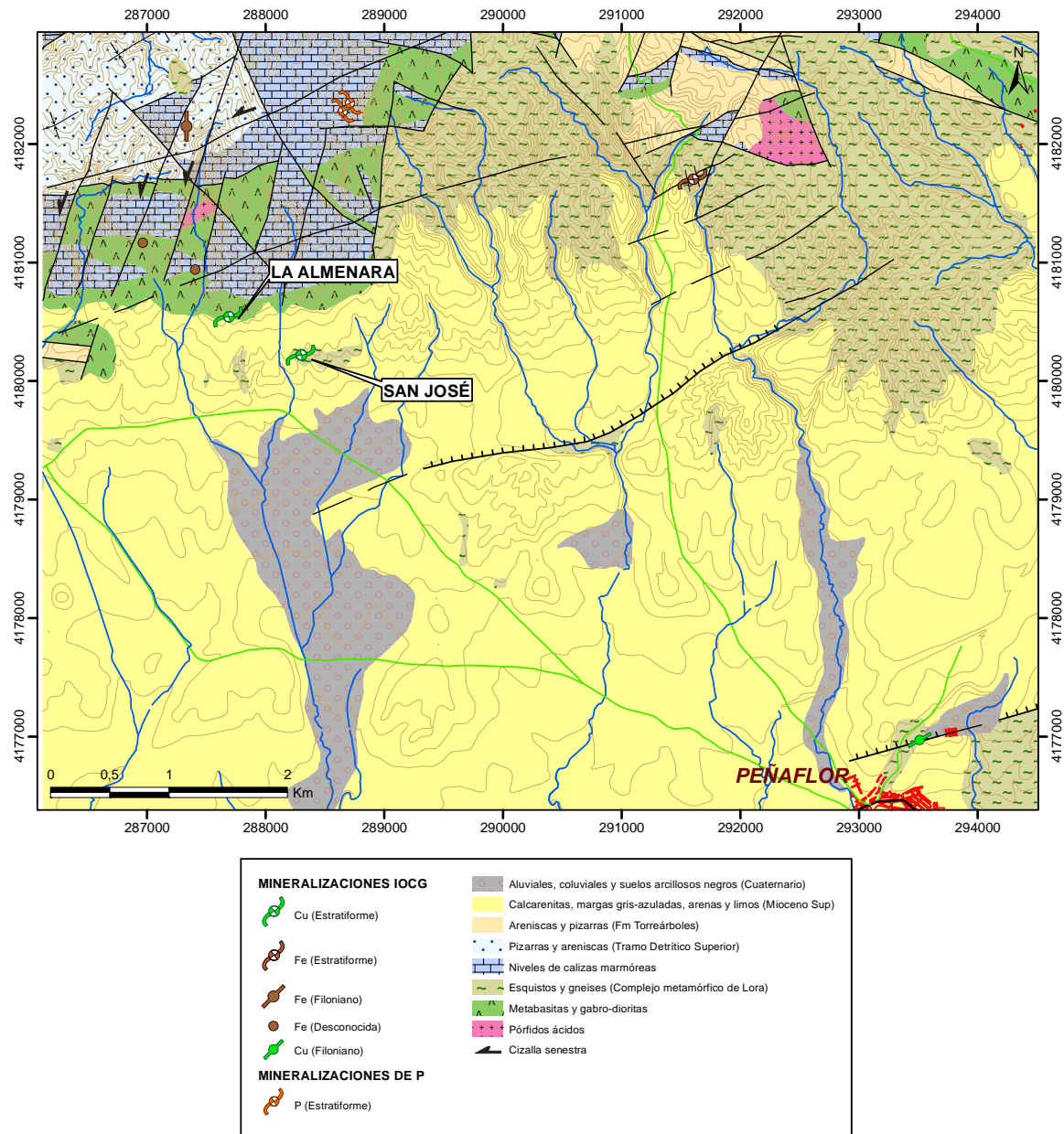
Por otra parte, las reactivaciones tardías (Alpinas) de las fallas ENE-OSO (N 80°E, paralelas a la flexión-falla del Guadalquivir, son importantes y pueden haber jugado también un papel en la

concentración de algunas mineralizaciones de Cu de la zona. Por ejemplo, las minas de Cu en las proximidades de Peñaflor (Figura 26).

Desde un punto de vista estructural a mayor escala (a escala de distrito), el interés de estas mineralizaciones es que están situadas en las proximidades de un posible “releasing bend”, en un régimen tectónico transpresivo (Sanderson comunicación personal).

Esto podría justificar, por un lado, la lineación de estiramiento a alto ángulo observable en las antiguas labores de La Almenara y por otro, la existencia de un fragmento del “Core Complex” de Lora del Río situado en las proximidades.

En resumen, todas las mineralizaciones de este grupo pertenecen al tipo IOCG, son pre-Variscas y han sido deformadas y enriquecidas posteriormente por la Orogenia Varisca.



**Figura 26.** Cartografía geológico-estructural del entorno de las mineralizaciones de *La Almenara* y *San José* al norte de *Peñaflor* (Sevilla).





Foto 49. Calcopirita en bandas en *La mina San José*, Peñaflo.

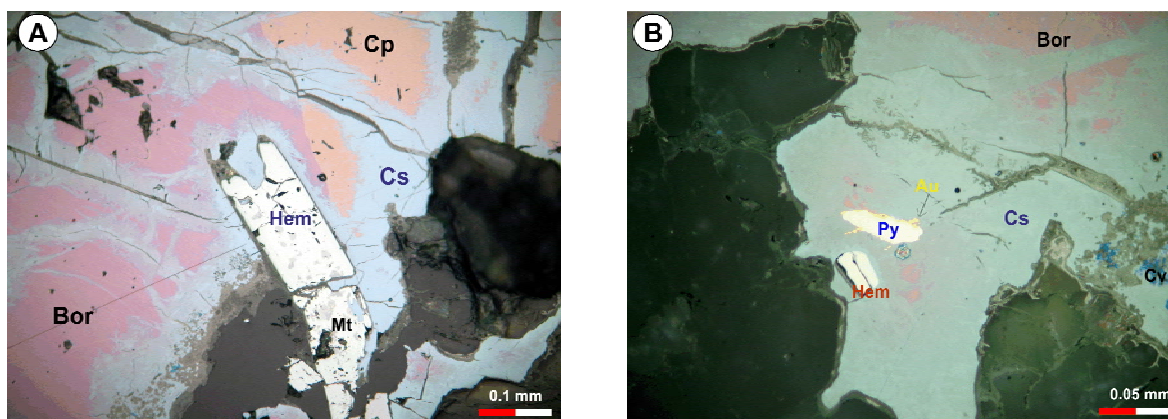


Foto 50. **A)** Cristal alargado de hematites (Hem) con restos de magnetita (Mt) en su interior rodeado por calcosina (Cs) procedente de la alteracion de bornita (Bor) y ésta de calcopirita (Cp) a la que reemplaza. **B)** Cristal de pirita arsenical (Py) bordeada de oro (Au) en bornita (Bor)-calcosina (Cs). También se observa covelina (Cv) y hematites (Hem). *Mina San José, La Almenara*.

Los indicios minerales pertenecientes a este tipo se presentan en Tabla 2 y

pueden verse en la Figura 27.

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
IOCG-1	230642	4225516	Fe	Desconocido	Estratiforme	Reina
IOCG-2	244300	4223900	Fe	Cerro de santa Cruz	Estratiforme	Fuente del Arco

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
IOCG-3	241850	4223800	Fe	La Jayona	Estratiforme	Fuente del Arco
IOCG-4	226311	4222089	Fe	El Baldío	Estratiforme	Puebla del Maestre
IOCG-5	230111	4202363	Fe	Herrerías de San Carlos	Estratiforme	El Real de La Jara
IOCG-6	229243	4202238	Fe	Ampliac. Herrerías de San Carlos	Estratiforme	El Real de La Jara
IOCG-7	255854	4195292	Fe	Aguacorchos Cerro Alto	Estratiforme	El Pedroso
IOCG-8	256257	4195062	Fe	Juan Teniente	Estratiforme	El Pedroso
IOCG-9	255257	4194792	Fe	La Lima	Estratiforme	El Pedroso
IOCG-10	255615	4194607	Fe	La Lima	Estratiforme	El Pedroso
IOCG-11	256631	4194594	Fe	Juan Teniente	Estratiforme	El Pedroso
IOCG-12	257599	4193299	Fe	Casa El Salvador	Estratiforme	El Pedroso
IOCG-13	257133	4193266	Fe	Nido del Águila	Estratiforme	El Pedroso
IOCG-14	258783	4192539	Fe	Monteagudo	Estratiforme	El Pedroso
IOCG-15	270042	4185595	Fe	El Travieso	Lentejonar	Constantina
IOCG-16	270420	4185345	Fe	Majavieja N	Lentejonar	Constantina
IOCG-17	257353	4184515	Fe	Puerto del Cid	Filoniano	El Pedroso
IOCG-18	257000	4183396	Fe	Galería Romana	Filoniano	El Pedroso
IOCG-19	287331	4182149	Fe	El Campillo	Filoniano	La Puebla de los Infantes
IOCG-20	291598	4181700	Fe	La Almenara	Estratiforme	Peñaflor
IOCG-21	286966	4181166	Fe	Socavón_Poniente	Desconocida	Peñaflor
IOCG-22	287407	4180941	Fe	Pozo Narcea	Desconocida	Peñaflor
IOCG-23	292637	4180729	Fe	La Almenara 2 (San José)	Filoniano	Peñaflor
IOCG-24	287683	4180540	Fe	La Canaleja	Estratiforme	Peñaflor
IOCG-25	288296	4180220	Fe	Cortijo del Cuervo	Estratiforme	Peñaflor

**Tabla 2.** Indicios de Fe que pertenecen al Tipo IOCG.



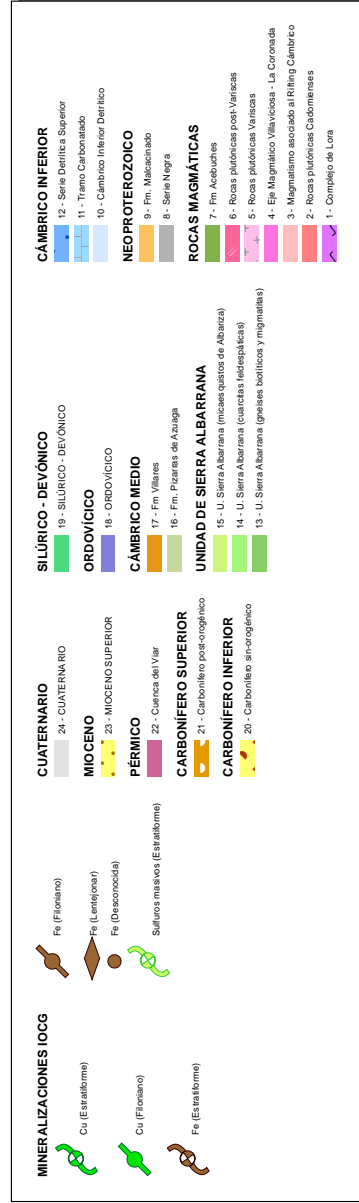
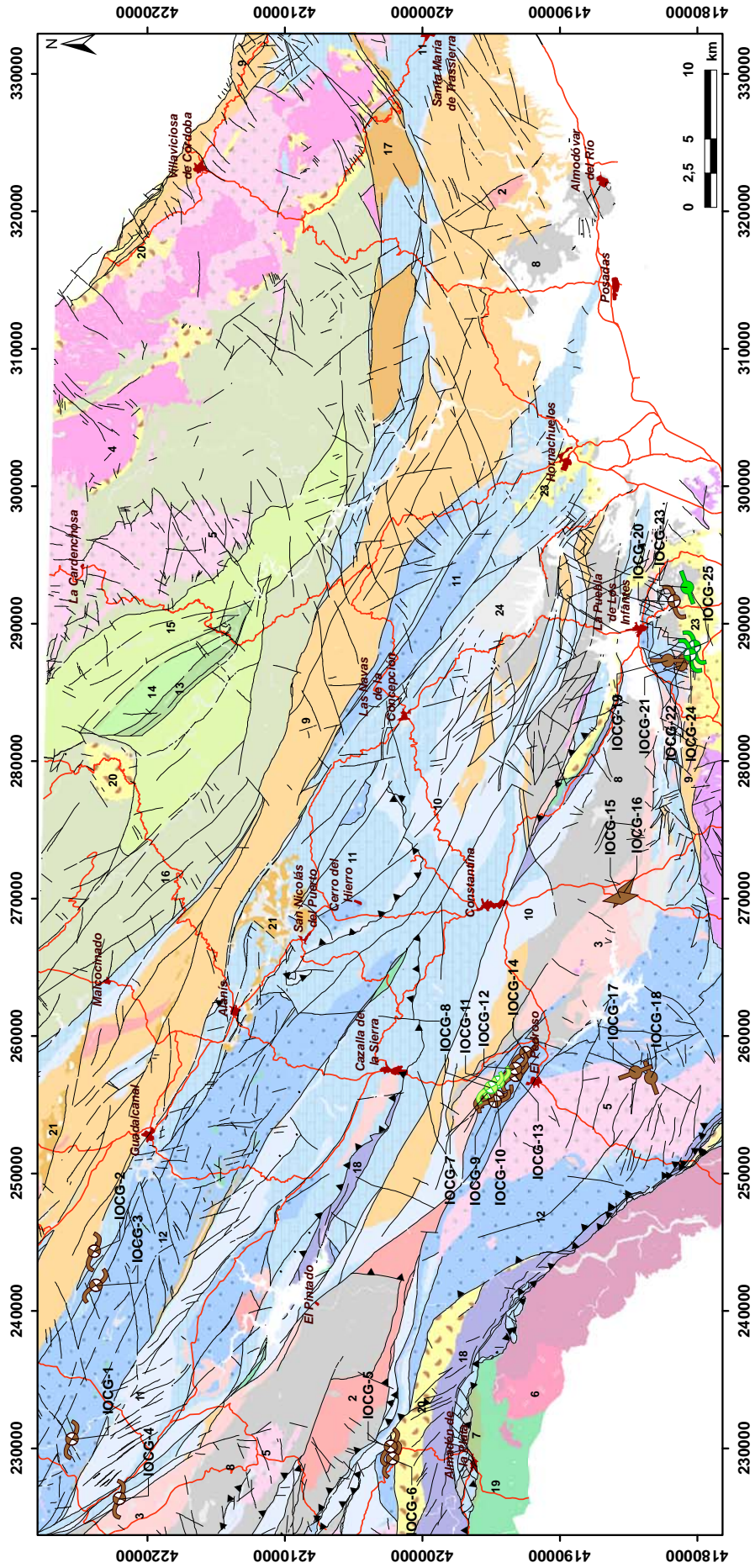


Figura 27. Situación de los indicios de pertenecientes al Tipo IOCG -Mineralizaciones estratiformes de Fe-Cu (Au)-

### 5.1.2. Mineralizaciones de Fe tipo skarn de magnetita

Las mineralizaciones de Fe tipo skarn están situadas en niveles carbonatados del Cámbrico inferior, y aunque no son muy numerosas en la zona (6 indicios, Tabla 3), tuvieron una importancia económica muy considerable hace más tres décadas, cesando las explotaciones a finales de los años 70. Los skarns de la zona no han sido suficientemente estudiados, ya que tan solo hay antiguas referencias metalogénicas de los mismos (Vazquez y Cueto, 1969).

Se trata de skarns ricos en magnetita, con pirita y calcopirita accesorias y con granate cálcico, anfíbol y epidota muy abundantes. El yacimiento-tipo en la zona es el *skarn de Navalázaro* (Fe/sk-4 y 5) asociado al complejo plutónico del Pedroso (Figura 28). También hay pequeños skarns relacionados con el granito de los Arenales en Cerro Muriano (*Minas de Berlanga*). Estas mineralizaciones se sitúan principalmente en niveles carbonatados del Cámbrico inferior detrítico.

En la paragénesis del skarn de Navalázaro se observan varias etapas del proceso de metasomatismo. Desde un skarn progrado y bandeado de granate (grosularia-andradita) y piroxeno (diopsido edembergita) con magnetita (Foto 51 A y B). Seguido de un skarn retrogrado (retroskarn) con hornblenda, epidota y magnetita a la que se asocian los sulfuros (Foto 51 C y D). También se han encontrado restos del endoskarn, con grandes cristales de feldespato-K muy sericitizados en una matriz algo foliada, con piroxenos (diópsido) y anfíboles (hornblenda-actinolita) y carbonatos (Foto 51 E y F). En zonas distales se observa un bandeado muy rico en plagioclasa con diopsido, actinolita, carbonatos y magnetita (Foto 52).

Las capas de magnetita están plegadas

a todas las escalas (Foto 52). A escala de yacimiento es característica una tectónica de ejes cruzados, como se observa en la cartografía de la mina (Figura 28). La magnetita está plegada, con pliegues de orientación NO-SE ( $D_1$ ) y otros ortogonales de orientación NE-SO ( $D_2$ ).

En algunas zonas se observa un haz de diques de pórfidos graníticos y riolíticos que son posteriores a los granitos y a la mineralización de magnetita (Foto 53).

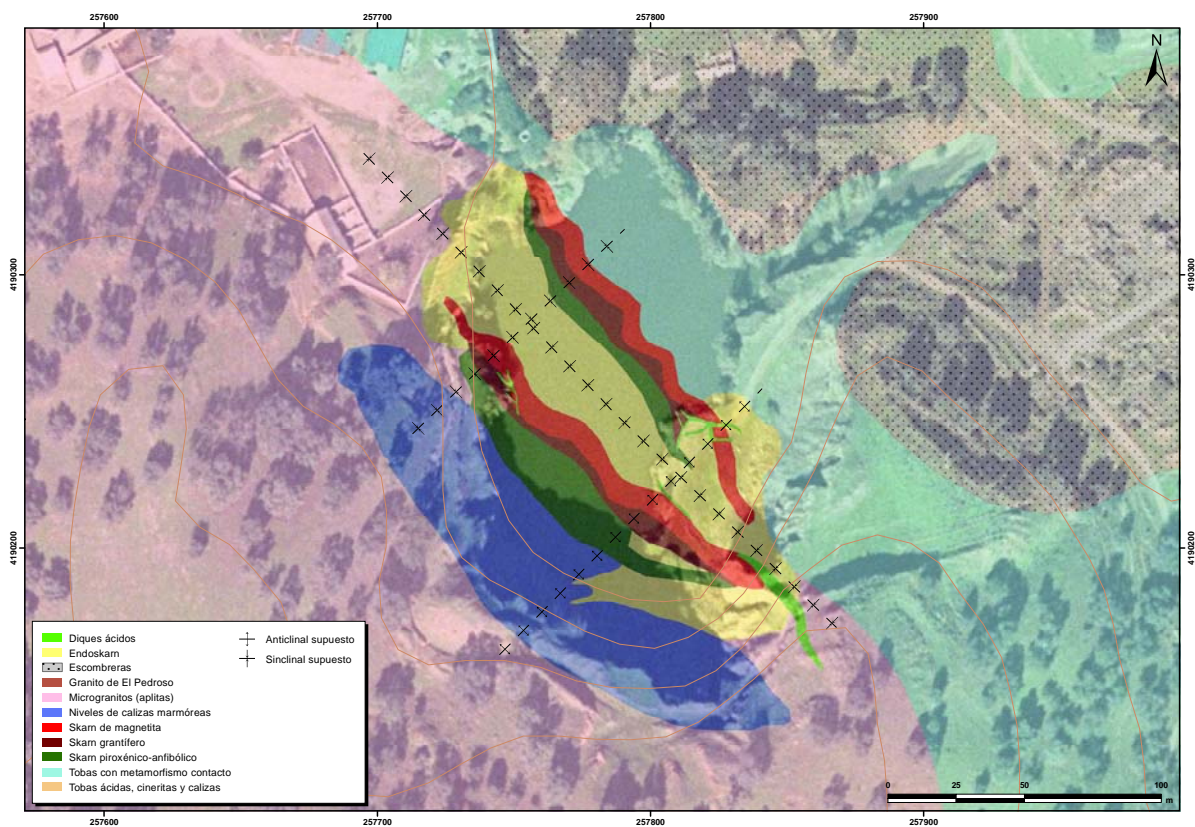
La mineralización del skarn de Navalázaro está relacionada con los granitoides del Pedroso. El modelo genético de la mineralización contempla el emplazamiento del plutón del Pedroso, a favor y simultáneo con la formación de una estructura en “pull-apart”, generada por un desgarre extensional de orientación ONO-ESE y movimiento dextro (Figura 29). La apertura (dilatación) del “pull-apart” favoreció la intrusión de los granitos cuya edad es  $345.5 \pm 3.9$  Ma (véase el apartado 4.3.2). La situación de los bordes del “pull-apart” corrobora esta hipótesis, ya que en los modelos de simulación numérica y fotoelástica realizados en zonas de “pull-aparts” (e.g. Connolly y Cosgrove, 1999; Drew, 2006; Zhang, *et al.*, 2008), el mayor flujo localizado de fluidos, el aumento de la permeabilidad y la mayor dilatación se producen en los bordes de las fallas que se solapan, siendo áreas favorables para la precipitación mineral y la formación de yacimientos minerales (Figura 29).

Como hipótesis genética, se plantea que hay dos etapas de mineralización: una primera relacionada directamente con los granitoides y sus fluidos, que desarrolla el skarn progrado, y una segunda, en la que puede haber influencia de celdas hidrotermales, pero no necesariamente con formación de anfíboles, óxidos y sulfuros. Al reaccionar los fluidos con zonas topoquímicamente favorables,



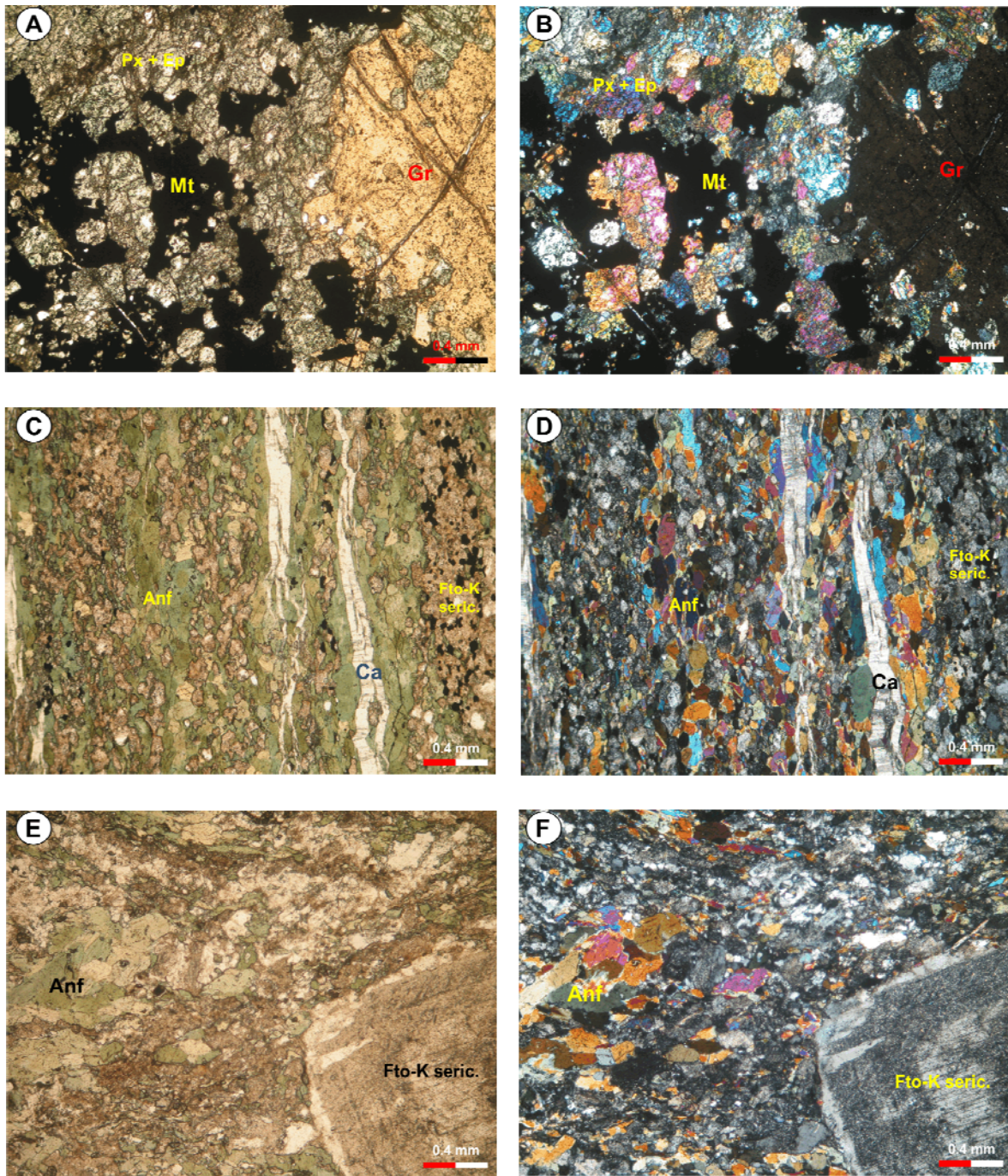
como son los niveles de calizas, se favorece la precipitación del Fe. Además, como la facies mayoritaria del plutón es una granodiorita biotítica, rica en Fe, al producirse el metasomatismo, ésta aporta Fe al sistema. Por consiguiente, los granitoides Variscos, además de aportar Fe, también pueden removilizar el Fe contenido en las rocas encajantes del Cámbrico inferior (e.g. el Cerro de La Lima), lo que supone una concentración adicional de Fe en el sistema.

Hay que recordar que estas rocas tienen abundantes mineralizaciones de Fe en forma de magnetita (tipo IOCG) y es muy probable que su origen sean los procesos volcánico-exhalativos e hidrotermales relacionados con el Rifting del Cámbrico inferior. Cuando los granitoides Variscos forman skarns en el entorno de estas mineralizaciones previas, el enriquecimiento en Fe del sistema es mucho mayor, ya que se suman ambos procesos.



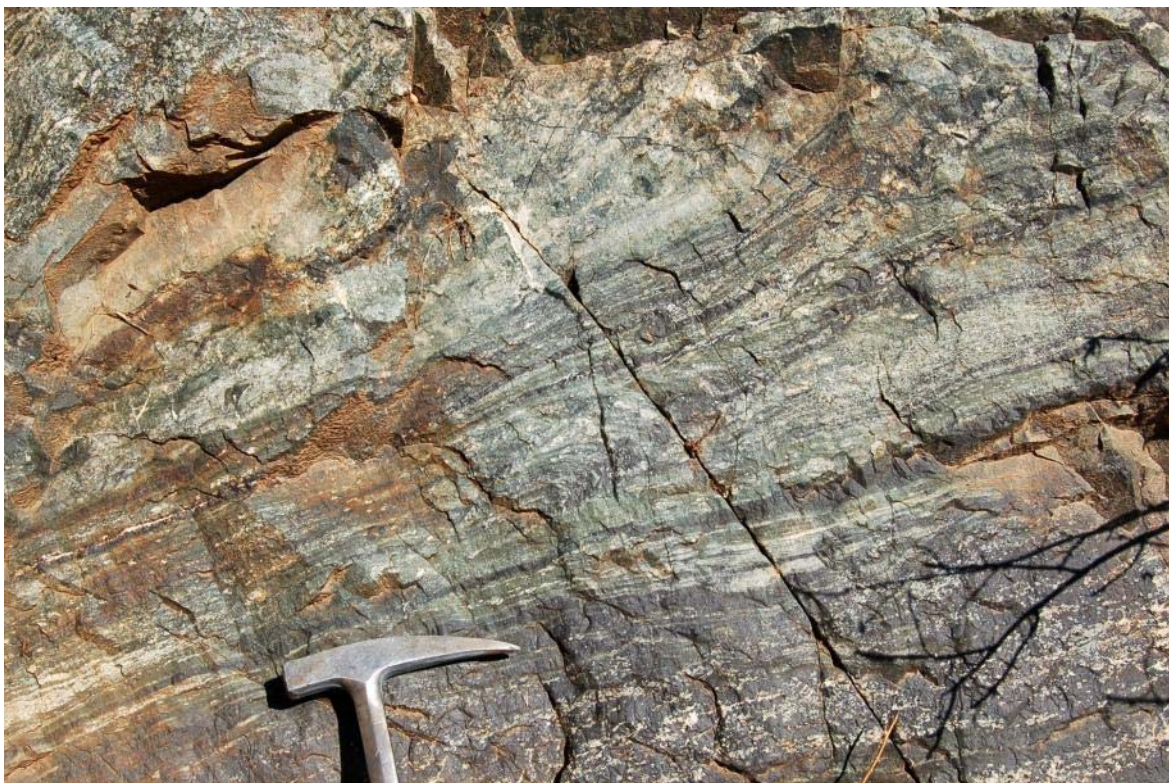
**Figura 28.** Cartografía geológico-minera de detalle del *skarn de Navalázaro* en El Pedroso (Sevilla). Obsérvese que la mineralización de magnetita está afectada por dos fases de plegamiento ortogonales.





**Foto 51.** Láminas delgadas del *skarn* de Navalázaro. A) Skarn progrado piroxénico-granatífero (Gr) con magnetita (Mt) y epidota reemplazando parcialmente a los piroxenos (Px + Ep). x50 LN. B) Mismo campo que la anterior NC. C) Retroskarn anfibólico (Anf) con feldespatos sericitizados (Fto-K seric.) y cortado por venillas de carbonatos tardíos (Ca). X50 LN. D) Mismo campo que la anterior NC. E) Endoskarn con feldespatos parcialmente sericitizados (Fto-K seric.) y con minerales que han sido parcialmente reemplazados (metasomatizados) por piroxenos, abundantes anfíboles (Anf) y algo de epidota, junto con feldespatos de neoformación y cuarzo, x50 LN. F) Mismo campo que la anterior N.C.



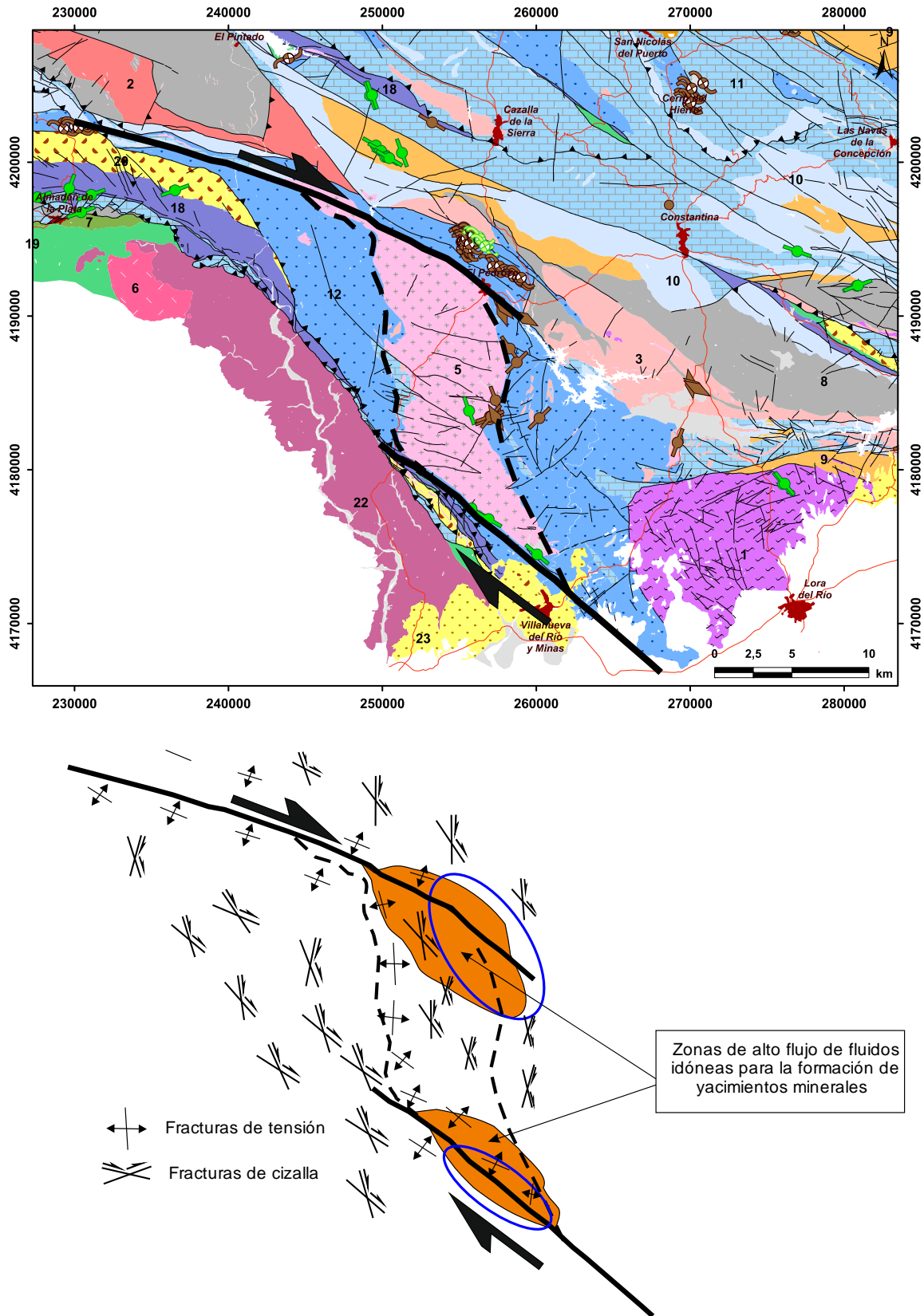


**Foto 52.** Detalle de las capas de magnetita plegadas. *Skarn de Navalázaro*. El Pedroso, Sevilla.



**Foto 53.** Diques de pórfidos graníticos y riolíticos que atraviesan las capas de magnetita en el *skarn de Navalázaro*.





**Figura 29.** Pull-apart extensional asociado a un desgarre dextro para explicar la génesis del plutón del Pedroso. Las elipses azules son las zonas de mayor flujo localizado de fluidos que coinciden con las áreas con mayor concentración de indicios minerales. Estructuras asociadas (fracturas de tensión y cizalla) en los modelos teóricos de simulación.



Los indicios pertenecientes a este tipo se presentan en la Tabla 3 y pueden verse

en la Figura 30.

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Fe/sk-1</b>	340151	4205723	Fe	Minas de Berlanga_norte	Lentejonar	Córdoba
<b>Fe/sk-2</b>	340234	4205436	Fe	Minas de Berlanga_sur	Lentejonar	Córdoba
<b>Fe/sk-3</b>	257658	4190912	Fe	El Redondillo	Lentejonar	El Pedroso
<b>Fe/sk-4</b>	257882	4190549	Fe	Navalázar norte	Lentejonar	El Pedroso
<b>Fe/sk-5</b>	257784	4190239	Fe	Navalázar	Lentejonar	El Pedroso
<b>Fe/sk-6</b>	259250	4189850	Fe	La Pelagia	Lentejonar	El Pedroso

**Tabla 3.** Indicios de Fe que pertenecen al Tipo skarn de magnetita.

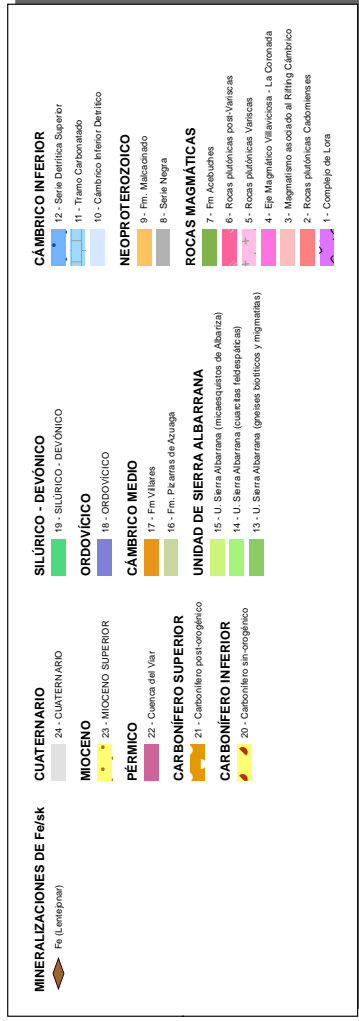
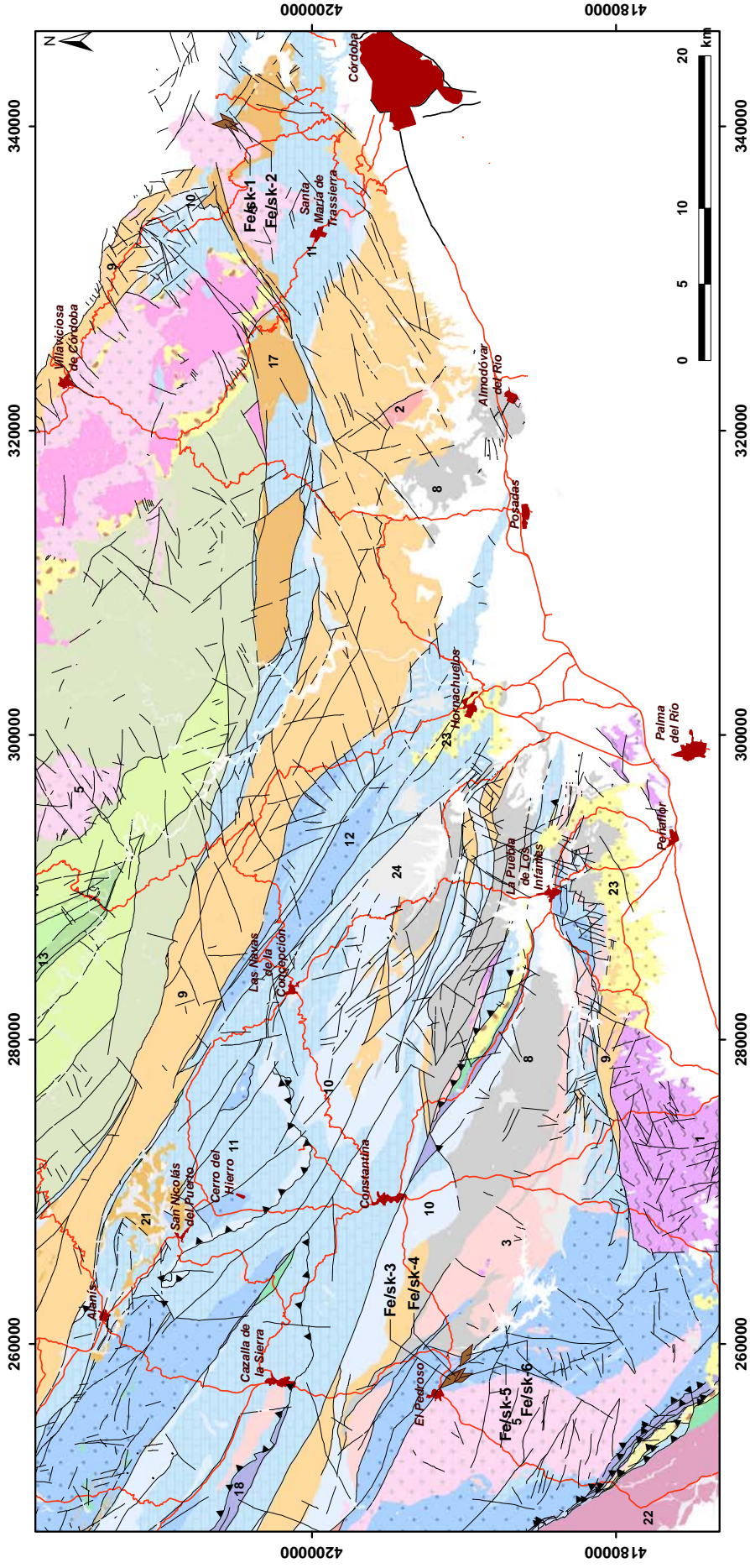


Figura 30. Situación de los indicios de Fe que pertenecen al tipo skarn de magnetita.

### 5.1.3. Mineralizaciones de hematites especular

Este grupo está constituido principalmente por mineralizaciones de hematites especular (especularita) y es intermedio entre el tipo 1 (IOCG) y el tipo 4 Mineralizaciones de Fe (ankerita-hematites-barita) relacionadas con hidrotermalismo (véase el apartado 5.1.4).

La hematites especular (Foto 54) se presenta rellenando redes de fractura (tipo stockwork), junto con hematites, limonita, goethita, pirita, calcopirita y trazas de oro. A veces, suelen presentar enrique-

cimientos en magnetita y calcopirita ( $\pm$ Au), como resultado de removilizaciones hidrotermales a favor de fracturas, desarrollando un intenso “veining”, especialmente cuando atraviesan calizas y areniscas del Cámbrico inferior detrítico, o intrusivos de gabros y dioritas (Foto 55). Son representativas de este grupo las mineralizaciones del *Los Navazos* (Fe/ol-7) cerca de Puebla de los Infantes, Sevilla (Figura 31).

En la clasificación de yacimientos que se presenta se ha individualizado este tipo porque hay 12 indicios en la zona (Tabla 4 y Figura 31).



**Foto 54.** Detalle de la mineralización de hematites especular rellenando fracturas. *Los Navazos* (Puebla de Los infantes).





**Foto 55.** Intenso “veining” en gabros sericitizados, con mineralización diseminada de hematites especular y calcopirita ( $\pm$ Au).

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Fe/ol-1</b>	276108	4208687	Fe	La Fuente del Espino	Estratiforme	Alanís
<b>Fe/ol-2</b>	290755	4204650	Fe	Orviol	Filoniano	Hornachuelos
<b>Fe/ol-3</b>	284893	4204311	Fe	Sierra del Caballo W	Estratiforme	Las Navas de la Concepción
<b>Fe/ol-4</b>	286303	4203259	Fe	Sierra del Caballo SE	Estratiforme	Las Navas de la Concepción
<b>Fe/ol-5</b>	328127	4199377	Fe	El Triunfo de la Aviación	Filoniano	Córdoba
<b>Fe/ol-6</b>	268634	4197231	Fe	El Gato	Desconocida	Constantina
<b>Fe/ol-7</b>	288479	4189547	Fe	Los Navazos	Filoniano	La Puebla de los Infantes
<b>Fe/ol-8</b>	258284	4187899	Fe	El Acebuchal	Filoniano	El Pedroso
<b>Fe/ol-9</b>	258723	4186994	Fe	El Romero	Filoniano	El Pedroso

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Fe/ol-10</b>	257376	4183385	Fe	Aguzaderas	Lentejonar	El Pedroso
<b>Fe/ol-11</b>	260213	4183356	Fe	El Carbonero	Filoniano	El Pedroso
<b>Fe/ol-12</b>	269197	4181776	Fe	Guaperales (Las Cabezadas)	Filoniano	Constantina

**Tabla 4.** Indicios que pertenecen al Tipo Mineralizaciones de hematites especular.

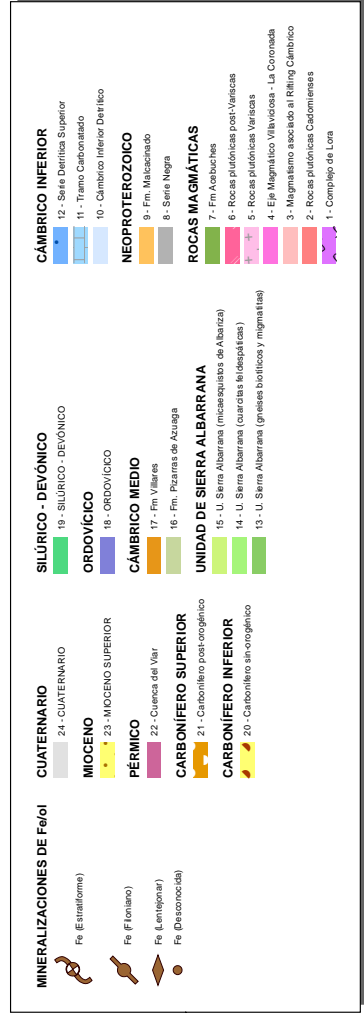
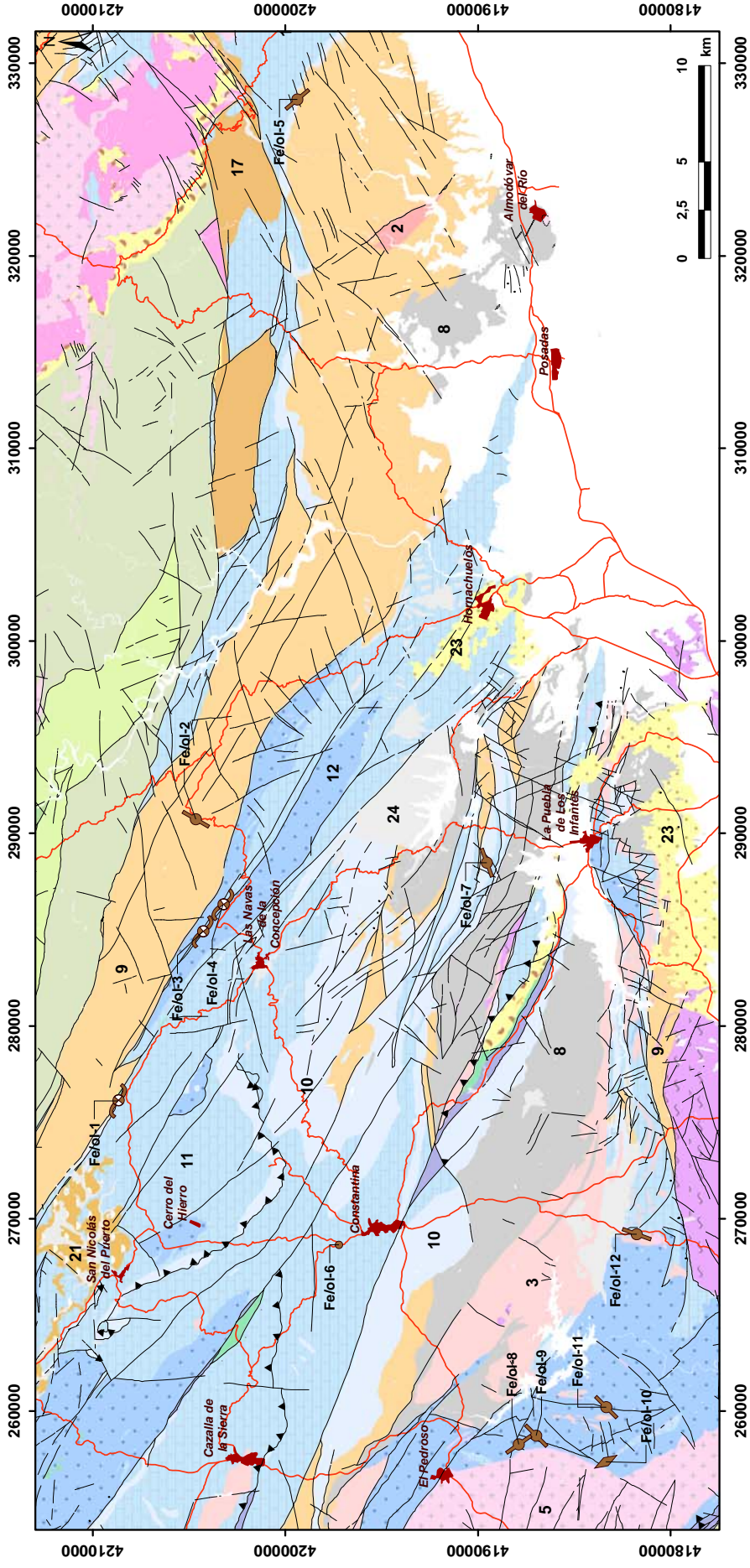


Figura 31. Situación de los indicios que pertenecen al Tipo Mineralizaciones de hematites especular.

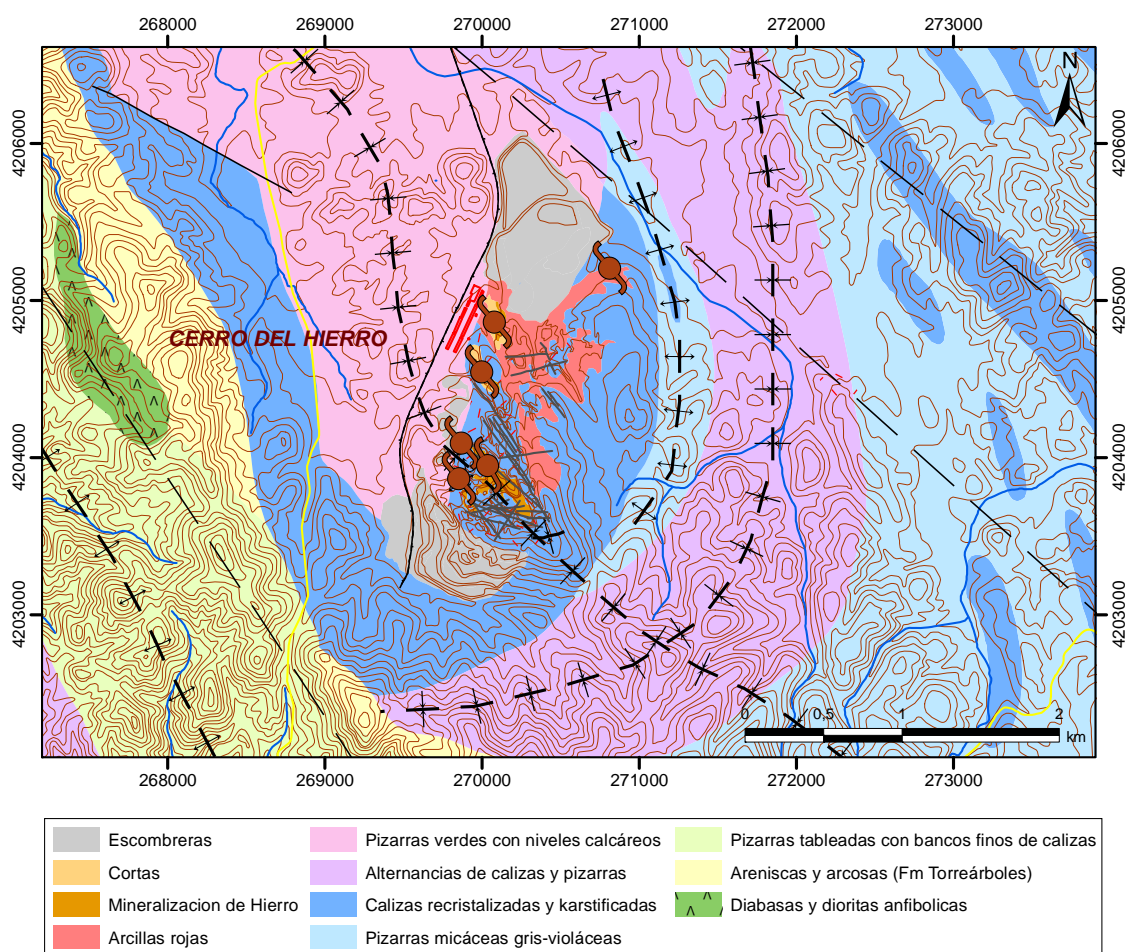


### 5.1.4. Mineralizaciones de Fe (ankerita-hematites) relacionadas con hidrotermalismo

A este grupo pertenecen las mineralizaciones de ankerita-hematites-barita que encajan en las calizas del Cámbrico inferior de la zona de estudio (19 indicios, Tabla 5). El yacimiento tipo es *El Cerro del Hierro* (Fe/h-10-13) en San Nicolás del Puerto (Sevilla), que fue objeto de explotación hasta finales de los años 70 y hoy día es una figura protegida como

“Monumento Natural” dentro de la legislación vigente.

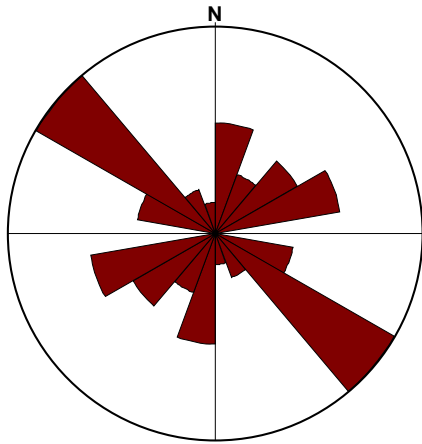
Como se observa en el mapa geológico del entorno del yacimiento (Figura 32), las calizas encajantes de la mineralización están afectadas por una tectónica de ejes cruzados (“cross-folding”), con pliegues de orientación NO-SE ( $D_1$ ) y otros ortogonales de orientación nortea NNE-SSO ( $D_2$ ) que dan lugar a figuras de interferencia tipo 1 de Ramsay (1977) en “caja de huevos” o “dome and basin” a todas las escalas.



**Figura 32.** Cartografía geológica de los alrededores de la mineralización del *Cerro del Hierro*.

La concentración y enriquecimiento de la mineralización están relacionados con procesos hidrotermales que suelen estar canalizados a favor de zonas de fractura y/o fallas. Los sistemas de fracturas (fallas) de orientación NO-SE (N120°-

140°E) adquieren gran importancia en toda la zona (27%, Figura 33) y en el entorno del yacimiento. Estas fallas canalizan los fluidos hidrotermales que van favorecer la concentración de las mineralizaciones.



**Figura 33.** Diagrama en rosa de orientaciones de fallas que controlan las mineralizaciones hidrotermales de Fe en el entorno del yacimiento del *Cerro del Hierro*. N=48. Máximo: 27.08%.

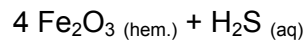
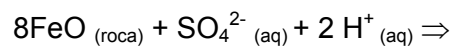
En el *Cerro del Hierro*, estas concentraciones forman “bolsadas” a modo de “canales” a favor de estas fallas, tal y como puede observarse en el modelo geológico 3D del yacimiento (Figura 34).

La paragénesis que caracteriza el yacimiento está constituida esencialmente por ankerita, hematites (Foto 56 y Foto 57), goethita botroidal (Foto 58), barita palmeada (Foto 59), calcita y dolomita. Presenta una morfología, en general estratiforme, y en bolsadas lenticulares o estratoide, pseudoconcordante con la estratificación de las calizas (Foto 57). Igualmente hay un relleno fisural más tardío de hematites especular en las calizas (Foto 60).

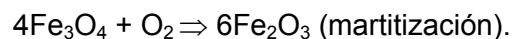
El modelo evolutivo que se propone para explicar la génesis de esta mineralización, y a falta todavía de datos isotópicos que lo corroboren, contempla una etapa previa de alteración hidrotermal generalizada, que consiste en un proceso de ankeritización de las calizas encajantes (Foto 61). A medida que el pH aumenta en el sistema hidrotermal, precipitan los carbonatos en función de su movilidad (Fe, Mn y Mg), siendo mayoritario en este caso el proceso de ankeritización. En el sistema hidrotermal de la zona son

frecuentes los procesos de brechificación (hidráulica), y la ankerita rellena fracturas en las brechas, que están formadas por cantos angulosos de dolomías y calizas recristalizadas (Foto 62).

Posteriormente, la alteración hidrotermal, canalizada sobre todo vía fracturas, va a producir un exceso de hematites en el medio, como consecuencia del proceso de reducción que ocurre cuando hay  $\text{Fe}^{+2}$  en el medio y aguas sulfatadas, mediante la reacción:



Por otra parte, y aunque no se encuentra magnetita en el yacimiento, no se descarta la posibilidad de que haya existido en las proximidades, dada la abundancia de magnetita en el Cámbrico inferior. El exceso de hematites también ha podido verse favorecido por posibles reacciones Redox de oxidación de magnetita a hematites:

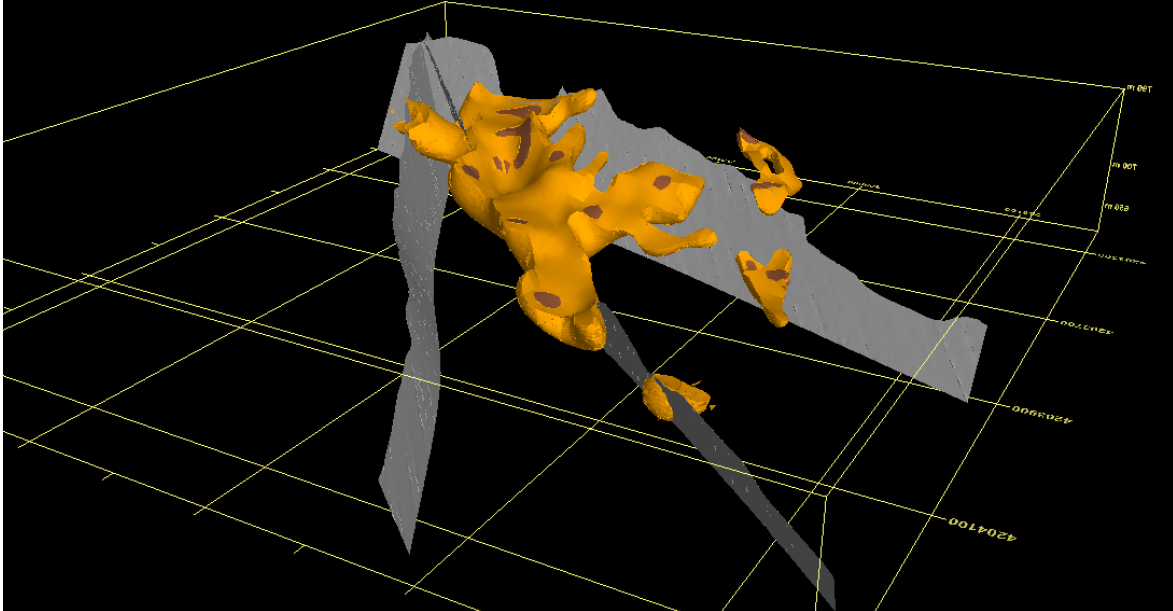


Además y como resultado del hidrotermalismo de la zona, también se encuentra un grupo de mineralizaciones de Cu y Ba en las proximidades, cuyas calizas encajantes son las mismas que las del Cerro del Hierro.

Estas mineralizaciones están asociadas a una zona de falla de desgarre, de orientación NO-SE, y con fuerte componente extensional. La característica de la mineralización de cobre es que se presenta asociada a brechas de falla, constituidas por calcopirita, bornita y malaquita (Foto 63). Esto parece corroborar que el hidrotermalismo generalizado de la zona está canalizado a favor de zonas de falla de orientación NO-SE, siendo el responsable, además de las mineralizaciones de Fe, de las de Cu y Ba del entorno.

La última etapa de removilización es muy reciente y se produce por procesos de karstificación, que probablemente comienzan en el Terciario y/o Cuaternario,

y que son los responsables de los lapiazes y demás formas kársticas tan características de estas calizas (véase la Foto 57).



**Figura 34.** Modelo 3D de la disposición de la mineralización de ankerita-hematites (en ocre) a favor de fallas de orientación NO-SE (en gris) en *El Cerro del Hierro*.



**Foto 56.** Detalle de la mineralización de ankerita-hematites en *El Cerro del Hierro*, San Nicolás.





**Foto 57.** Mineralización de ankerita-hematites de tipo estratoide en *El Cerro del Hierro*, San Nicolás del Puerto (Sevilla).



**Foto 58.** Detalle de la mineralización de goethita botroidal en *El Cerro del Hierro*.





**Foto 59.** Mineralización de barita con textura palmeada en el *Cerro del Hierro*.



**Foto 60.** Hematites especcular relleno de fisuras en las calizas del *Cerro del Hierro*.





**Foto 61.** Ankerita en bolsadas y rellenando cavidades en las calizas del *Cerro del Hierro*.



**Foto 62.** Brechificación hidrotermal con fracturas rellenas por ankerita en *El Cerro del Hierro*.





**Foto 63.** Brechas con calcopirita, bornita, barita y malaquita, asociadas a fallas de orientación NO-SE en las proximidades del *Cerro del Hierro*.

Otros indicios pertenecientes a este tipo pueden verse en la Tabla 5. se presentan en la Figura 35 y

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Fe/h-1</b>	307167	4226654	Fe	Mina de Las Berrazas	Filoniano	Villanueva del Rey
<b>Fe/h-2</b>	295735	4225114	Fe	Garabata	Filoniano	Fuenteobejuna
<b>Fe/h-3</b>	295285	4221781	Fe	La Almoba	Filoniano	Hornachuelos
<b>Fe/h-4</b>	250900	4219913	Fe	Las Herrerías (Veracruz)	Estratiforme	Guadalcanal
<b>Fe/h-5</b>	252099	4219649	Fe	Minas de Fe El Huerto del Ecijano	Estratiforme	Guadalcanal
<b>Fe/h-6</b>	251544	4219452	Fe	Minas de Fe El Huerto	Estratiforme	Guadalcanal
<b>Fe/h-7</b>	252782	4218727	Fe	Minas de Fe de la Sierra del Agua	Estratiforme	Guadalcanal
<b>Fe/h-8</b>	252036	4218701	Fe	Minas de Fe de la Sierra del Agua	Estratiforme	Guadalcanal
<b>Fe/h-9</b>	243862	4206760	Fe	El Higuerón	Estratiforme	Cazalla de la Sierra
<b>Fe/h-10</b>	270814	4205202	Fe	Cerro del Hierro_Corta NE	Estratiforme	San Nicolás del Puerto

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Fe/h-11</b>	270080	4204858	Fe	Cerro del Hierro_Corta norte	Estratiforme	San Nicolás del Puerto
<b>Fe/h-12</b>	269999	4204544	Fe	Cerro del Hierro_Corta Centro 1	Estratiforme	San Nicolás del Puerto
<b>Fe/h-13</b>	269919	4203967	Fe	Cerro del Hierro_Corta Principal	Estratiforme	San Nicolás del Puerto
<b>Fe/h-14</b>	253237	4202607	Fe	El Realejo	Filoniano	Cazalla de la Sierra
<b>Fe/h-15</b>	335662	4201531	Fe	Desierto W	Desconocida	Córdoba
<b>Fe/h-16</b>	334541	4201289	Fe	El Martinete	Filoniano	Córdoba
<b>Fe/h-17</b>	293293	4196007	Fe	Mina Torralba	Estratiforme	Hornachuelos
<b>Fe/h-18</b>	293218	4189957	Fe	La era de los venados	Filoniano	La Puebla de los Infantes
<b>Fe/h-19</b>	284170	4181521	Fe	Los Mazuecos	Filoniano	Lora del Río

**Tabla 5.** Indicios que pertenecen al Tipo Mineralizaciones de Fe (ankerita-hematites-barita) relacionadas con hidrotermalismo.

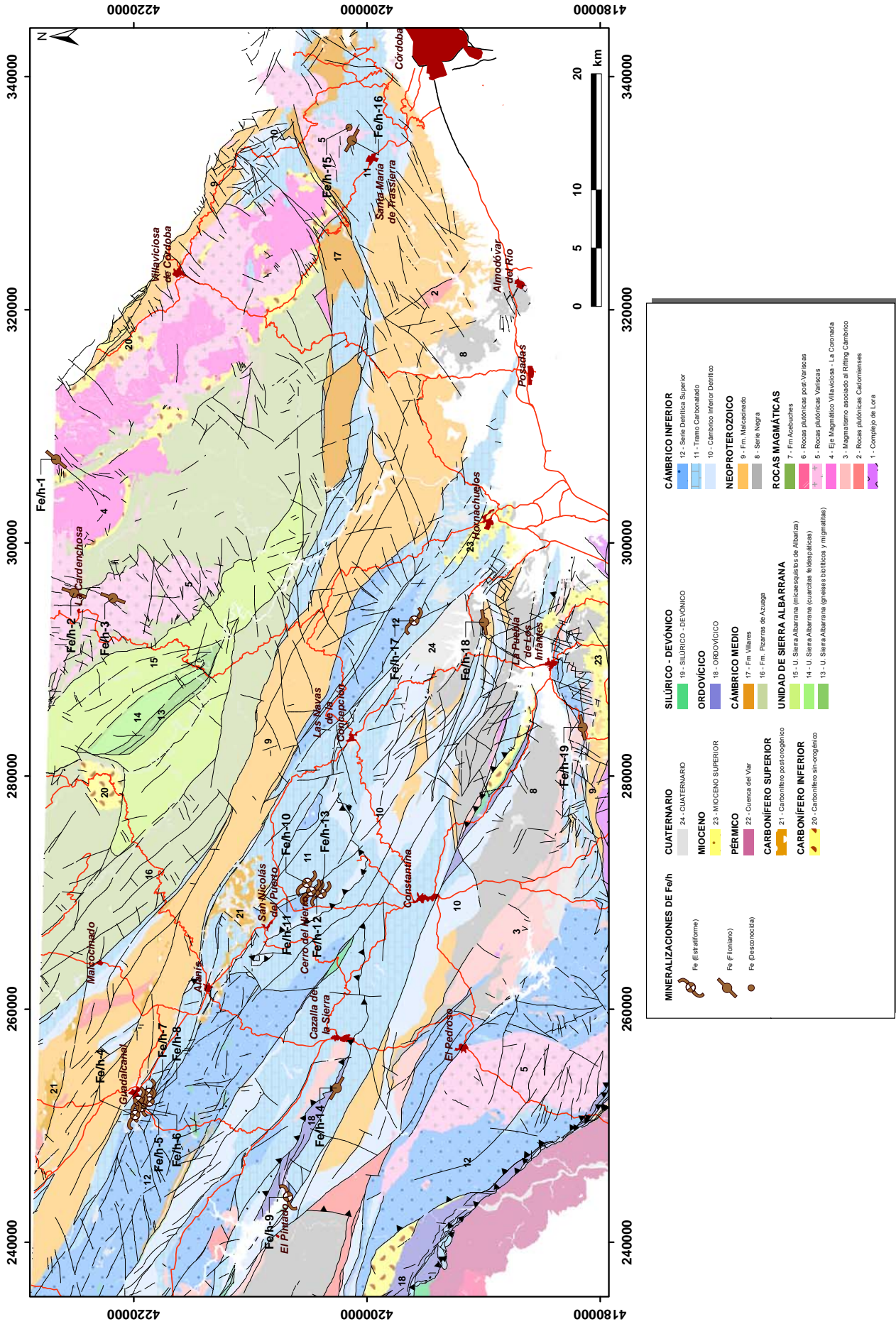


Figura 35. Indicios que pertenecen al Tipo Mineralizaciones de Fe (ankerita-hematites-barita) relacionadas con hidrotermalismo.



## 5.2. MINERALIZACIONES DE COBRE

### 5.2.1. Mineralizaciones de calcopirita diseminada, relacionadas con zonas de cizalla dúctil-frágil Variscas

Este es un grupo muy significativo de mineralizaciones porque no ha sido reconocido hasta la fecha en ningún sector del Macizo Varisco, y en la zona se han encontrado 13 indicios (Tabla 6).

Son mineralizaciones de calcopirita diseminada, de morfología estriforme, que encajan en metavolcanitas y metaignimbritas de la Formación Malcocinado del Precámbrico superior-Cámbrico inferior, enriquecidas a favor de zonas de cizalla dúctil-frágil Variscas, de magnitud kilométrica, que afectan a las rocas de esta formación. El yacimiento tipo es la

*Mina San Pedro (Cu/c-7)* en el municipio de Alanís, Sevilla (Foto 64).

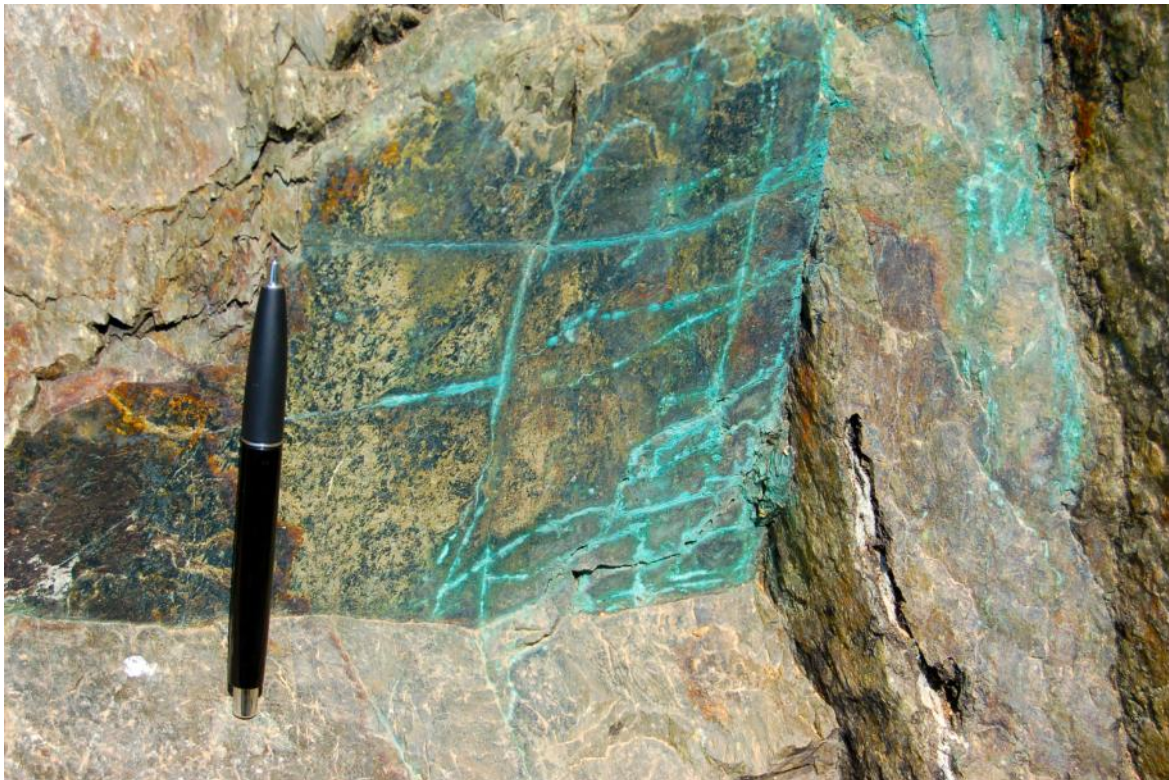
La paragénesis es simple y está constituida casi exclusivamente por calcopirita, como principal mineral primario del yacimiento, a veces reemplazada por bornita, y malaquita como principal mineral secundario, en ganga de cuarzo y barita.

La calcopirita se presenta como diseminaciones y removilizaciones en fracturas en las metavolcanitas (Foto 65) y rellenando principalmente los planos C reactivados de las cizallas dúctiles Variscas (Foto 66). La orientación de los planos C (N120°E) y S (N140°E) es muy constante (Figura 36) y señala, junto con los marcadores cinemáticos (Foto 67), un movimiento senestro de las cizallas.



**Foto 64.** Panorámica de la rafa principal de la *Mina San Pedro* (Alanís).



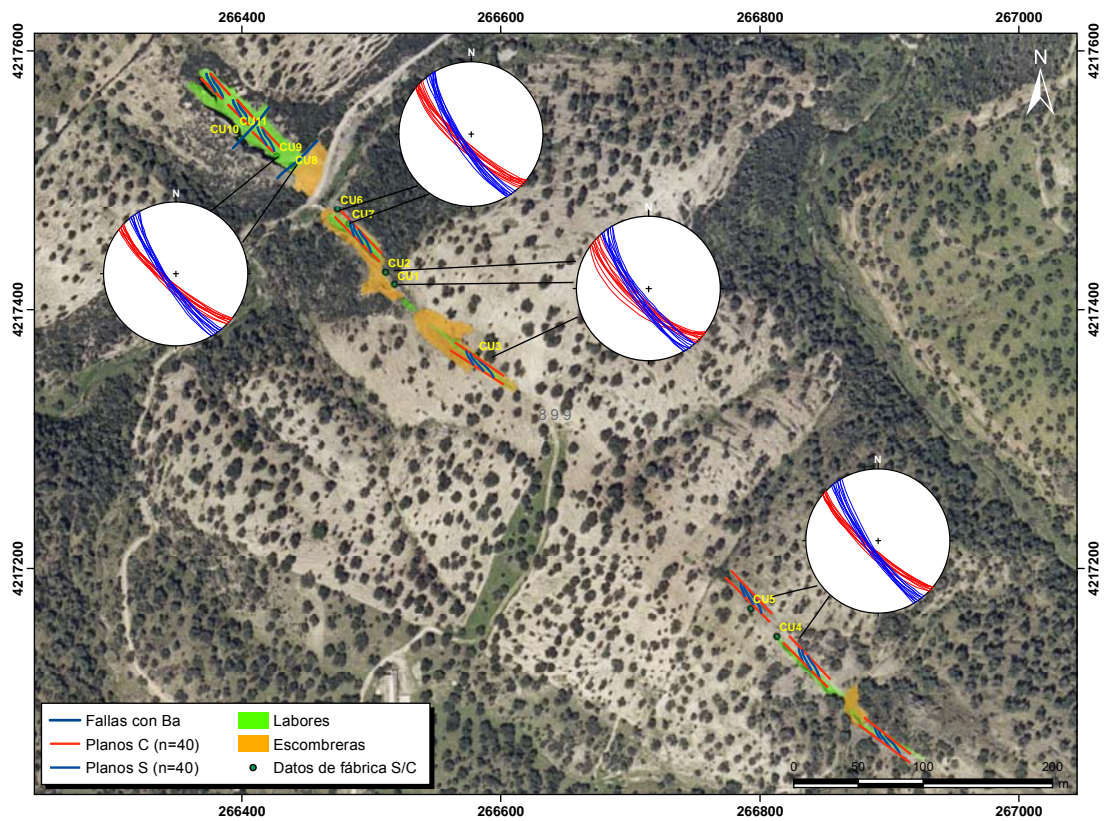


**Foto 65.** Removilizaciones de malaquita y/o calcopirita alterada a malaquita relleno una red de fisuras en las metavolcanitas.



**Foto 66.** Detalle de la calcopirita en planos C y disseminación de malaquita en la *Mina San Pedro* (Alanís).





**Figura 36.** Cartografía estructural de los planos C/S que controlan la mineralización de Cu en los alrededores de la *Mina San Pedro* (Alanís).



**Foto 67.** Marcadores cinemáticos que señalan movimiento senestro de las cizallas en la *Mina San Pedro* (Alanís).



Otros indicios pertenecientes a este tipo se presentan en la Figura 37 y

pueden consultarse en la Tabla 6.

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
Cu/c-1	257190	4222494	Cu	TARTESSO	Estratiforme	Guadalcanal
Cu/c-2	255125	4222427	Cu	Blanca Nieves	Estratiforme	Guadalcanal
Cu/c-3	256599	4221105	Cu	Divina Pastora	Estratiforme	Guadalcanal
Cu/c-4	267567	4218798	Cu	Demasia a la Esperanza	Estratiforme	Alanís
Cu/c-5	265763	4218248	Cu	Montecristo Centro	Estratiforme	Alanís
Cu/c-6	267517	4217987	Cu	Prolongación de Esperanza	Estratiforme	Alanís
Cu/c-7	266429	4217512	Cu	San Pedro	Estratiforme	Alanís
Cu/c-8	267977	4217480	Cu	Esperanza	Estratiforme	Alanís
Cu/c-9	268237	4217282	Cu	Esperanza SE	Estratiforme	Alanís
Cu/c-10	267385	4217218	Cu	San Rafael NO	Estratiforme	Alanís
Cu/c-11	266824	4217133	Cu	San Martín	Estratiforme	Alanís
Cu/c-12	267804	4216544	Cu	Discusión	Estratiforme	Alanís
Cu/c-13	266969	4215939	Cu	Mina Ana Angélica	Estratiforme	Alanís

**Tabla 6.** Indicios pertenecientes al Tipo Mineralizaciones de Cu estratiforme relacionadas con zonas de cizalla dúctil-frágil Variscas.

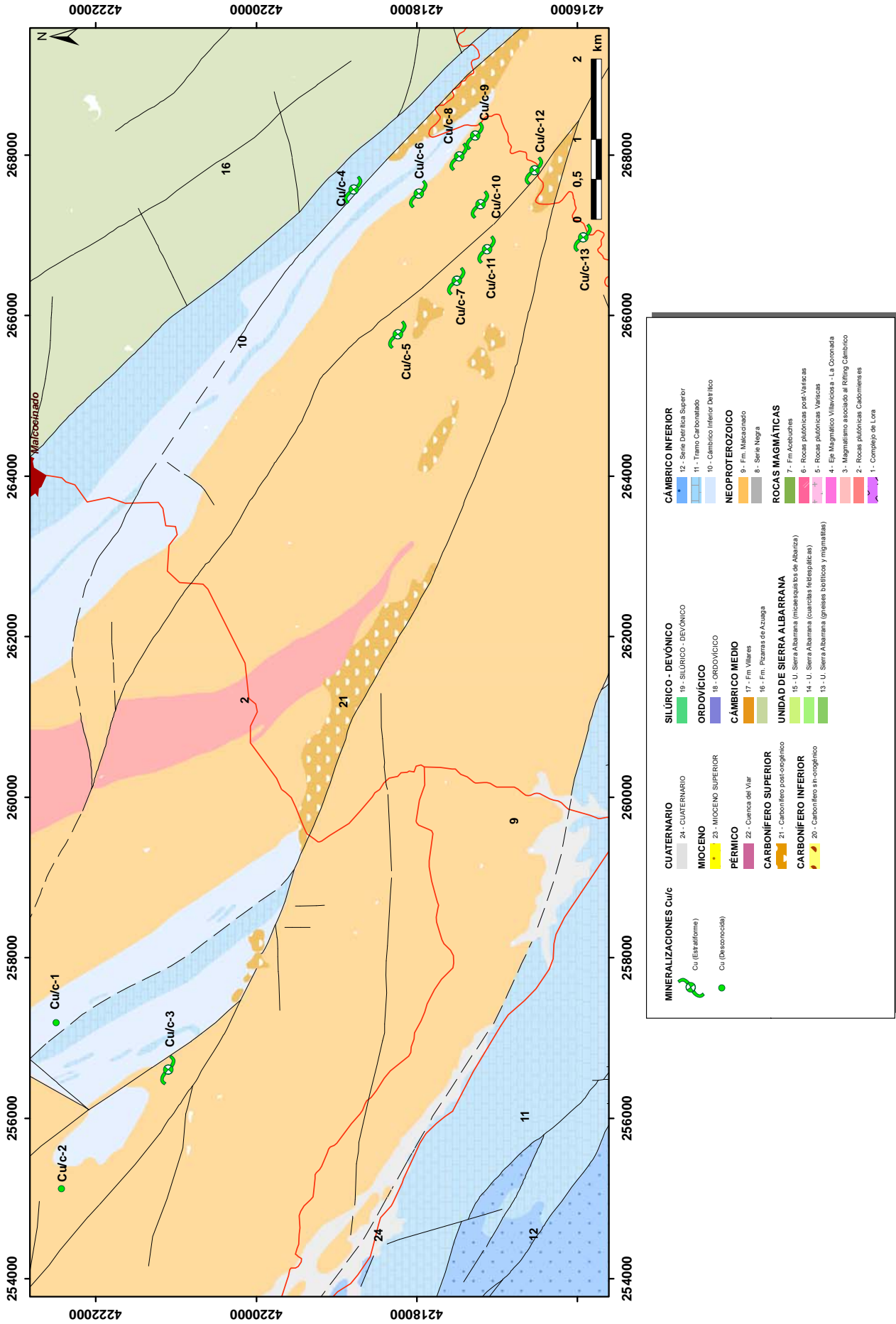
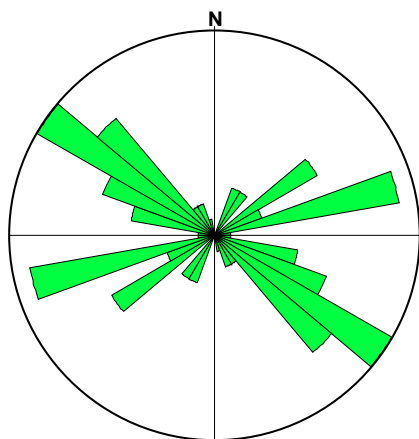


Figura 37. Indicios pertenecientes al Tipo Mineralizaciones de calcopirita estratiforme, relacionadas con zonas de cizalla dúctil-frágil Variscas.

### 5.2.2. Mineralizaciones filonianas de cobre asociadas a fallas de extensión Variscas y tardi-Variscas

Este grupo de mineralizaciones es el tercero en abundancia después del grupo de los yacimientos e indicios de Pb-Zn-Ag y barita. Se han reconocido 74 indicios filonianos de cobre en la zona (Tabla 7), que generalmente aprovechan estructuras extensionales Variscas y tardi-Variscas, que atraviesan desde el Precámbrico superior-Cámbrico inferior hasta el Carbonífero inferior (Culm).

Las mineralizaciones filonianas de cobre, al igual que las mineralizaciones de Fe relacionadas con hidrotermalismo, tienen un marcado control estructural según las mismas fallas de orientación principal NO-SE (N120°-140°E, 17.91%, Figura 38). Le sigue en importancia el conjunto de fallas ENE-OSO (N70°-80°E) que adquiere gran importancia en el yacimiento de cobre de *Cerro Muriano*.



**Figura 38.** Diagrama en rosa de orientaciones de fracturas mineralizadas en Cu en el entorno del yacimiento de *Cerro Muriano* (N=67. Máximo: 17.91 %).

Las paragénesis suelen ser simples y están constituidas en su mayor parte por calcopirita, y en todas las mineralizaciones de este grupo son muy llamativos los minerales secundarios de cobre, especialmente malaquita y azurita. El yaci-

miento-tipo seleccionado, por su magnitud y por la importancia económica que tuvo en el pasado, es el de *Cerro Muriano* (Cu/f-23-26) en Córdoba (Foto 68 y Figura 39).

La mineralización de cobre de *Cerro Muriano* rellena una estructura de magnitud kilométrica, que es una zona de falla de desgarre con componente extensional, de orientación ENE-OSO y buzamientos de 70° NE, que atraviesa micaesquitos, gneises y anfibolitas de la Unidad Central en su extremo SO, y lutitas, pizarras, areniscas y conglomerados del Culm en su extremo NE (Foto 69). También hay indicios de cobre a favor de fallas de orientación ONO-ESE (N130°E) que están restringidos al Culm (Figura 39).

En el entorno de estas mineralizaciones hay diques de pórfidos graníticos de orientación ONO-ESE, que se disponen en relevo y que por sus características geométricas, podrían estar rellenando grietas de tensión relacionadas con una cizalla frágil de orientación ENE-OSO y movimiento dextro (Figura 39).

La paragénesis de este yacimiento está formada por calcopirita mayoritaria (Foto 70), pirita y cantidades variables, pero generalmente accesorias, de galena y esfalerita en ganga de cuarzo y calcita. Son abundantes los minerales secundarios de cobre, principalmente azurita y malaquita (Foto 71). Son frecuentes las brechificaciones locales y la mineralización rellena espacios abiertos en los filones, con clásicas texturas de multiestados de relleno y apertura.

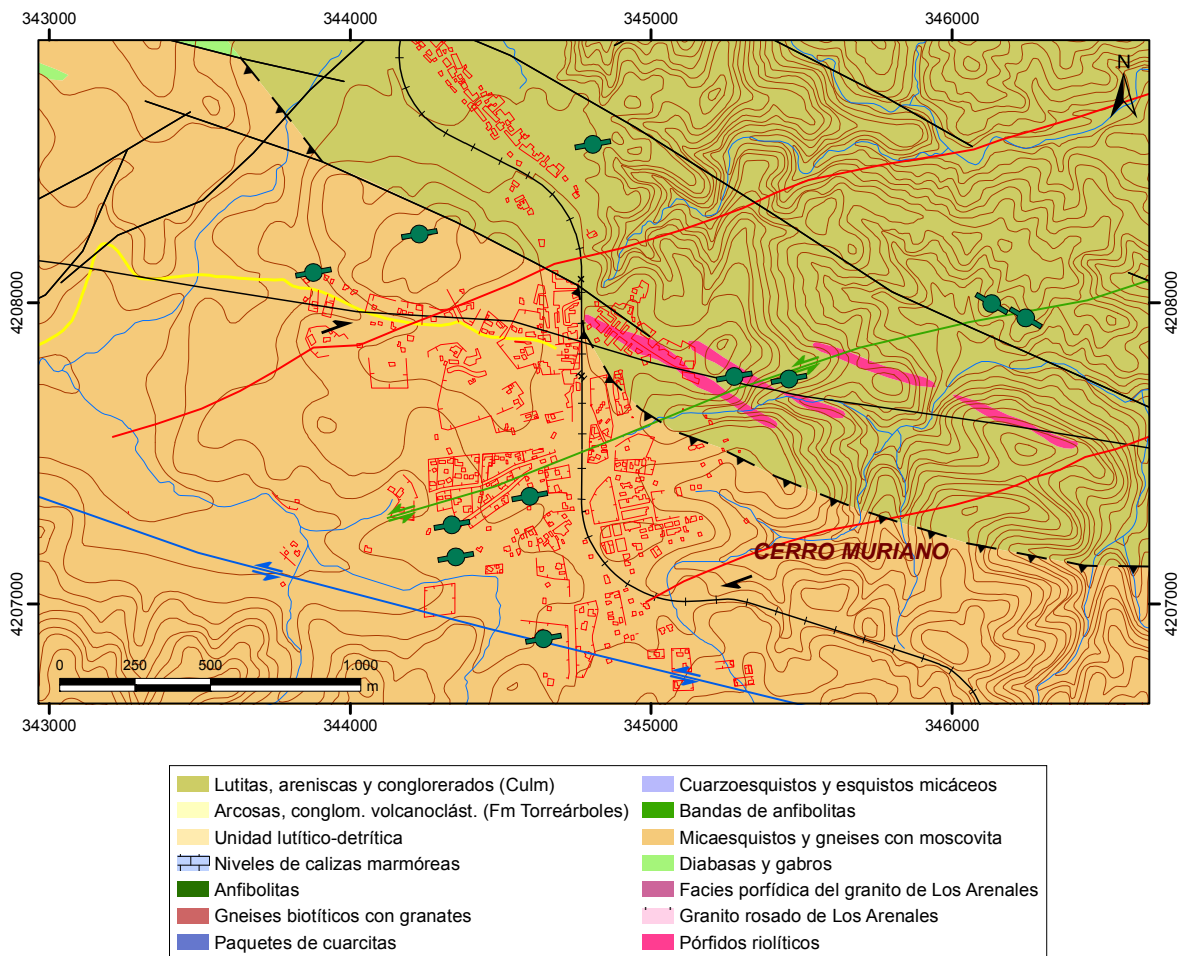
El control estructural de esta mineralización es muy notable, y a falta de resultados isotópicos y de inclusiones fluidas, la hipótesis metalogénica sobre el origen de la misma, parte de un modelo evolutivo estructural como el que se resume a continuación. En un estadio previo se desarrollaron cizallas con orientación ENE-OSO y movimiento dextro, que



permitieron la intrusión de diques de pórfidos ácidos rellenando grietas de tensión de orientación N130°-140°E (Figura 39). Como resultado de reactivaciones posteriores de estas estructuras con movimiento contrario (senestro), y relacionados probablemente con una etapa transtensiva, se produjeron sistemas conjugados de fallas de orientaciones ENE-OSO (N70°-80° E) y ONO-ESE. Estas fallas probablemente sufrieron

nuevas reactivaciones con una importante componente extensional, dando lugar a la formación de brechas de colapso y favoreciendo la canalización y el flujo localizado de los fluidos hidrotermales.

El origen último de la mineralización de cobre podría estar relacionado con dichos fluidos hidrotermales que pueden provenir de algún intrusivo no muy lejano o existente en profundidad.



**Figura 39.** Cartografía geológica del entorno de las mineralizaciones de cobre de *Cerro Muriano* (Córdoba).



**Foto 68.** Lavadero para la extracción de cobre instalado por la Real Compañía Inglesa en la última etapa de explotación de los filones de cobre de *Cerro Muriano*.

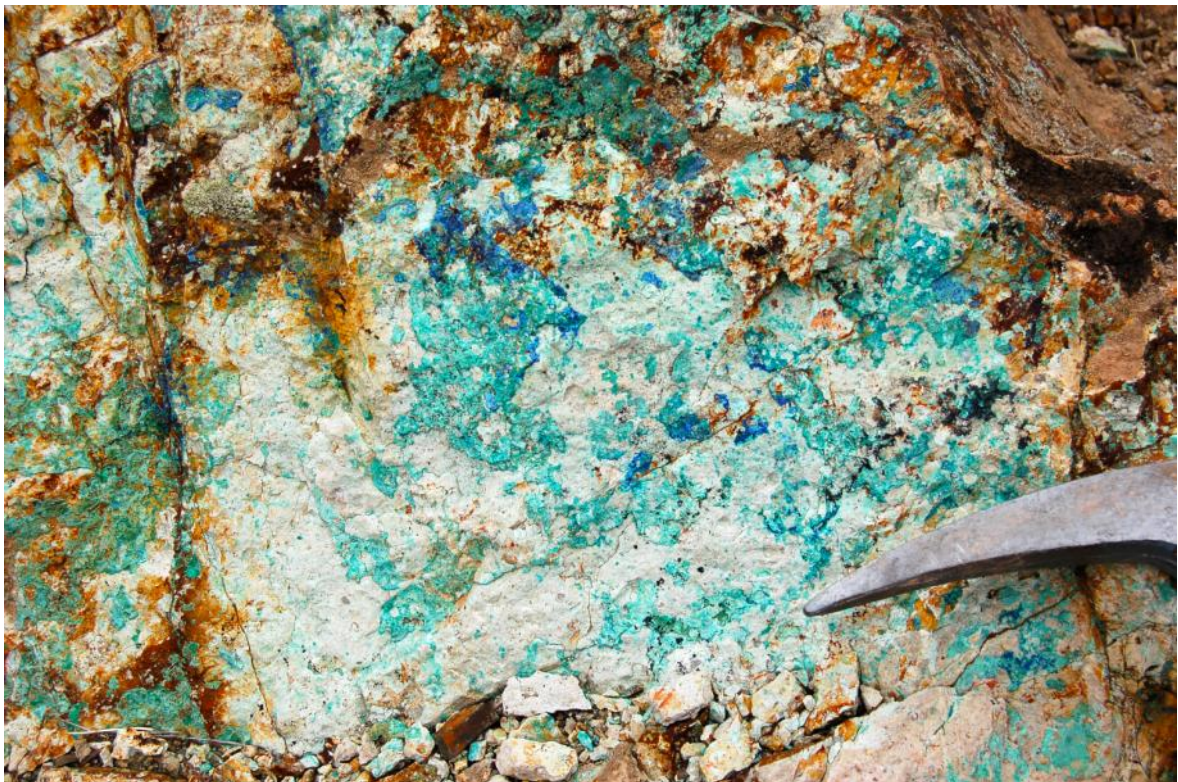


**Foto 69.** Labores en el Culm. Prolongación NE de la estructura mineralizada en Cu de *Cerro Muriano*.





**Foto 70.** Muestra de calcopirita masiva de los filones de cobre de *Cerro Muriano*.



**Foto 71.** Impregnaciones de azurita y malaquita en el yacimiento de cobre de *Cerro Muriano*.



Los numerosos indicios pertenecientes a este tipo en la zona se presentan en

la Tabla 7 y pueden verse en la Figura 40.

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Cu/f-1</b>	251185	4226790	Cu	La Campanilla	Filoniano	Guadalcanal
<b>Cu/f-2</b>	251738	4226695	Cu	La Cosca	Filoniano	Guadalcanal
<b>Cu/f-3</b>	296737	4226240	Cu	Tablada-Medinas	Filoniano	Fuenteobejuna
<b>Cu/f-4</b>	260850	4223970	Cu	Desconocido	Filoniano	Malcocinado
<b>Cu/f-5</b>	235476	4223559	Cu	Desconocido	Filoniano	Reina
<b>Cu/f-6</b>	260170	4222550	Cu	Desconocido	Filoniano	Malcocinado
<b>Cu/f-7</b>	224352	4222015	Cu	Cortijo de Clavijo	Filoniano	Montemolín
<b>Cu/f-8</b>	260800	4221820	Cu	Desconocido	Filoniano	Malcocinado
<b>Cu/f-9</b>	263250	4220460	Cu	Desconocido	Filoniano	Malcocinado
<b>Cu/f-10</b>	228684	4220031	Cu	Dehesa de Arriba	Filoniano	Puebla del Maestre
<b>Cu/f-11</b>	223596	4217303	Cu	Desconocido	Filoniano	Monesterio
<b>Cu/f-12</b>	228477	4216837	Cu	Desconocido	Filoniano	Puebla del Maestre
<b>Cu/f-13</b>	278715	4214109	Cu	Desconocido	Filoniano	Alanís
<b>Cu/f-14</b>	305017	4210027	Cu	Mina Elisa	Filoniano	Espiel
<b>Cu/f-15</b>	305235	4209613	Cu	El Escambrón	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Cu/f-16</b>	294352	4209334	Cu	Desconocido	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-17</b>	294941	4209301	Cu	Desconocido	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-18</b>	266056	4209061	Cu	El Coto	Filoniano	San Nicolás del Puerto
<b>Cu/f-19</b>	294670	4208973	Cu	Desconocido	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-20</b>	344659	4208676	Cu	Pozo Esperanza	Filoniano	Obejo
<b>Cu/f-21</b>	344321	4207994	Cu	Pozo San Lorenzo	Filoniano	Córdoba
<b>Cu/f-22</b>	346188	4207973	Cu	Pozo San Arturo	Filoniano	Obejo
<b>Cu/f-23</b>	345296	4207720	Cu	Pozo de Levante (Cu Cerro Muriano)	Filoniano	Obejo
<b>Cu/f-24</b>	344638	4207416	Cu	Pozo San Rafael (Cu Cerro Muriano)	Filoniano	Córdoba
<b>Cu/f-25</b>	344345	4207209	Cu	Pozo Victoria	Filoniano	Córdoba
<b>Cu/f-26</b>	344643	4206883	Cu	Pozo Santa Isabel (Cu Cerro Muriano)	Filoniano	Córdoba

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Cu/f-27</b>	249271	4204365	Cu	La Mineta del Maragato W	Filoniano	Cazalla de la Sierra
<b>Cu/f-28</b>	331003	4203999	Cu	El Quejigo	Filoniano	Córdoba
<b>Cu/f-29</b>	330240	4203981	Cu	Castro y Picón	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Cu/f-30</b>	334245	4202172	Cu	Las Viejas S	Filoniano	Córdoba
<b>Cu/f-31</b>	334102	4201214	Cu	Carmela (Mina El Duende)	Filoniano	Córdoba
<b>Cu/f-32</b>	249578	4201093	Cu	Mina de Los Conejos NO principal	Filoniano	Cazalla de la Sierra
<b>Cu/f-33</b>	317192	4200799	Cu	Fuente Vieja norte	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Cu/f-34</b>	249918	4200748	Cu	Los Conejos NO	Filoniano	Cazalla de la Sierra
<b>Cu/f-35</b>	251276	4200615	Cu	Los Conejos E	Filoniano	Cazalla de la Sierra
<b>Cu/f-36</b>	317904	4200462	Cu	Fuente Vieja sur	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Cu/f-37</b>	250323	4200321	Cu	Los Conejos_Galería	Filoniano	Cazalla de la Sierra
<b>Cu/f-38</b>	312158	4199639	Cu	La Escandalosa-Rodal del Gato	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-39</b>	301491	4199148	Cu	Mina Iberia	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-40</b>	299932	4199101	Cu	Los Posaderos	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-41</b>	305782	4198969	Cu	Los Morenos_Oeste	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-42</b>	306499	4198898	Cu	Los Morenos_Este	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-43</b>	302085	4198818	Cu	Mina El Romano	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-44</b>	311284	4198771	Cu	Los Azules_Centro	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-45</b>	314787	4198719	Cu	Mojón Blanco	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-46</b>	329540	4198696	Cu	La Brazona sur	Filoniano	Córdoba
<b>Cu/f-47</b>	311587	4198527	Cu	Los Azules_sur	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-48</b>	302885	4198434	Cu	Mina Esparta	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-49</b>	229647	4198324	Cu	Mina San Miguel	Filoniano	Almadén de La Plata
<b>Cu/f-50</b>	236538	4198183	Cu	Mina Cañada García	Filoniano	Almadén de La Plata
<b>Cu/f-51</b>	231084	4197903	Cu	San Bartolomé norte	Filoniano	Almadén de La Plata
<b>Cu/f-52</b>	227591	4197736	Cu	San Bruno y Santa Rita	Filoniano	Almadén de La Plata
<b>Cu/f-53</b>	230406	4196754	Cu	San Bartolomé	Filoniano	Almadén de La Plata
<b>Cu/f-54</b>	298975	4194971	Cu	Cobre Rincón sur	Filoniano	Hornachuelos

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Cu/f-55</b>	323831	4194466	Cu	La Tejonera	Filoniano	Almodovar del Río
<b>Cu/f-56</b>	276955	4194221	Cu	La Constancia	Filoniano	Constantina
<b>Cu/f-57</b>	225789	4193589	Cu	Puerto de La Media Legua	Filoniano	Almadén de La Plata
<b>Cu/f-58</b>	224442	4193491	Cu	La Porfia	Filoniano	Almadén de La Plata
<b>Cu/f-59</b>	280870	4191975	Cu	Gibla SO (San Enrique)	Filoniano	Constantina
<b>Cu/f-60</b>	306060	4190990	Cu	Guadalvacarejo	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-61</b>	305251	4189819	Cu	Santo Viejo_NO	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-62</b>	292088	4189760	Cu	El quemado del inglés	Filoniano	La Puebla de los Infantes
<b>Cu/f-63</b>	291895	4189373	Cu	La Minilla	Filoniano	La Puebla de los Infantes
<b>Cu/f-64</b>	295291	4189056	Cu	Reventones S	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-65</b>	288359	4188907	Cu	Navazos sur	Filoniano	La Puebla de los Infantes
<b>Cu/f-66</b>	288867	4188284	Cu	La Fuente de la Mujer	Filoniano	La Puebla de los Infantes
<b>Cu/f-67</b>	296914	4188181	Cu	Pingarrillo	Filoniano	Hornachuelos
<b>Cu/f-68</b>	288706	4185757	Cu	La Enredadera	Filoniano	La Puebla de los Infantes
<b>Cu/f-69</b>	255642	4183845	Cu	Mina Forcada	Filoniano	El Pedroso
<b>Cu/f-70</b>	276086	4179085	Cu	norte Casa de la Grama	Filoniano	Lora del Río
<b>Cu/f-71</b>	255799	4177479	Cu	NO de Arenillas	Filoniano	Villanueva del Río y Minas
<b>Cu/f-72</b>	293512	4176972	Cu	La Preciosa_galería_2	Filoniano	Peñaflor
<b>Cu/f-73</b>	256908	4176794	Cu	Mina Arenillas	Filoniano	Villanueva del Río y Minas
<b>Cu/f-74</b>	260064	4174504	Cu	Mulva	Filoniano	Villanueva del Río y Minas

**Tabla 7.** Indicios y yacimientos minerales del Tipo Mineralizaciones filonianas de cobre asociadas a fallas de extensión Variscas y tardi-Variscas.



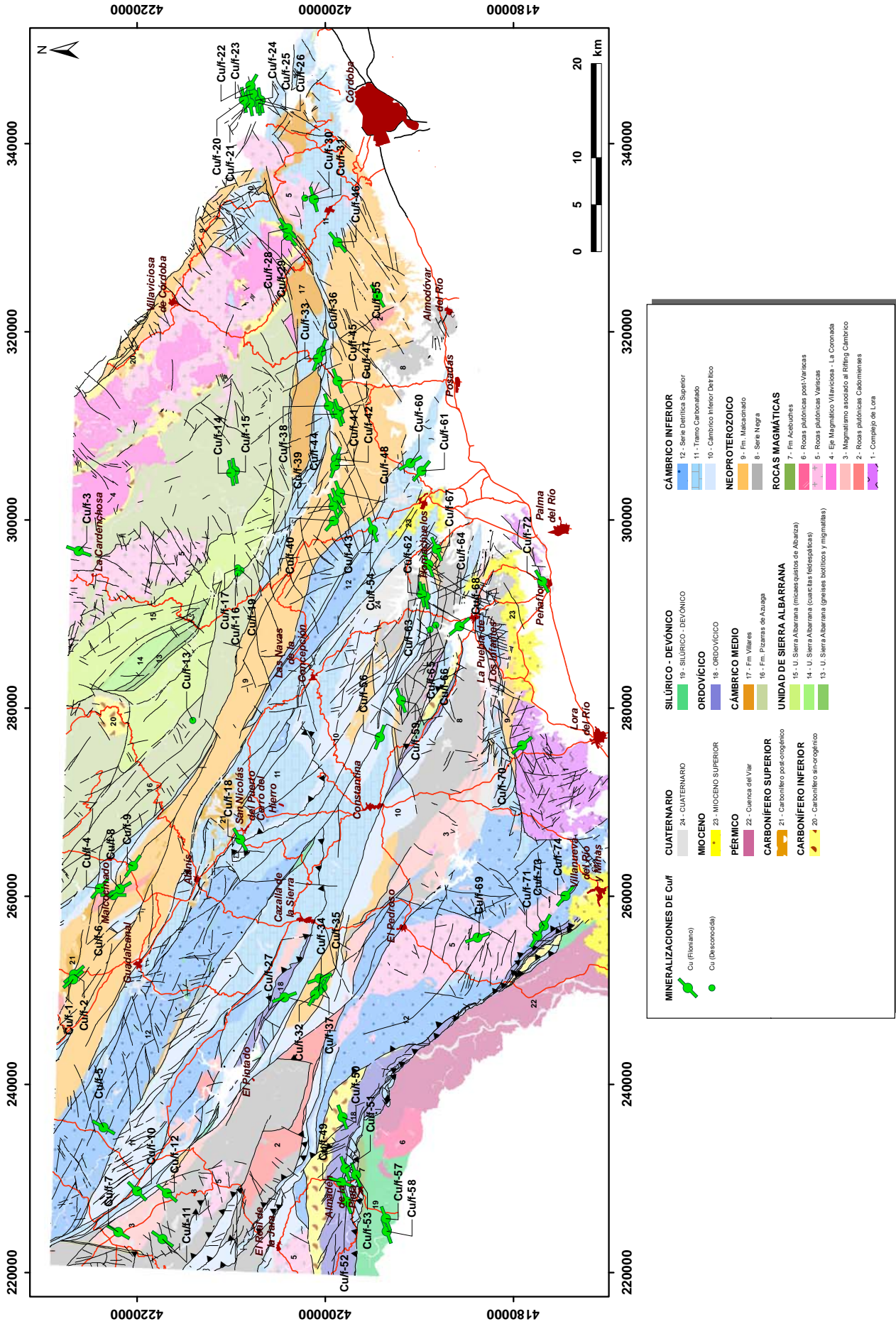


Figura 40. Situación de los indicios minerales del Tipo Mineralizaciones filonianas de cobre asociadas a fallas de extensión Variscas y tardi-Variscas.

### 5.3. MINERALIZACIONES DE Pb-Zn-Ag-(Cu) ASOCIADAS A ESTRUCTURAS EXTENSIONALES TARDI-VARISCAS

Este grupo es el mayoritario de la zona ya que se han reconocido 95 yacimientos e indicios filonianos de Pb-Zn-Ag-(Cu) asociados a estructuras extensionales tardi-Variscas (Tabla 8). Las mineralizaciones se presentan en “campos filonianos” que, a veces, tuvieron gran importancia económica en el pasado

(e.g., las minas de Casiano del Prado, PuertoBlanco, Cinco Amigos-Calamón, Cansavacas, Los Marines, El Rincón, El Grupo Minero de Onza, Chirivia y Gualdocalanal). El yacimiento-tipo seleccionado es por su importancia el de *Casiano del Prado* (Pb/f-72 y 73) situado cerca de Posadas, Córdoba (Foto 72).



**Foto 72.** Panorámica del yacimiento de *Casiano del Prado*. Obsérvese la dimensión y el volumen de escombreras tratadas.

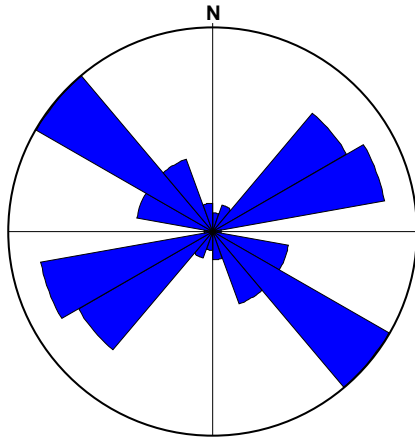
La característica principal de estas mineralizaciones en la zona es su marcado control estructural a favor de fallas extensionales tardi-Variscas. Algunas de estas estructuras pueden ser Variscas, posiblemente reactivadas en una etapa extensional posterior.

Los principales yacimientos se asocian a dos sistemas de fallas probablemente conjugados y de orientaciones NO-SE (N120°-140°E, 26.25 %) y NE-SO (N40°-60°E y N60°-80°E, Figura 41).

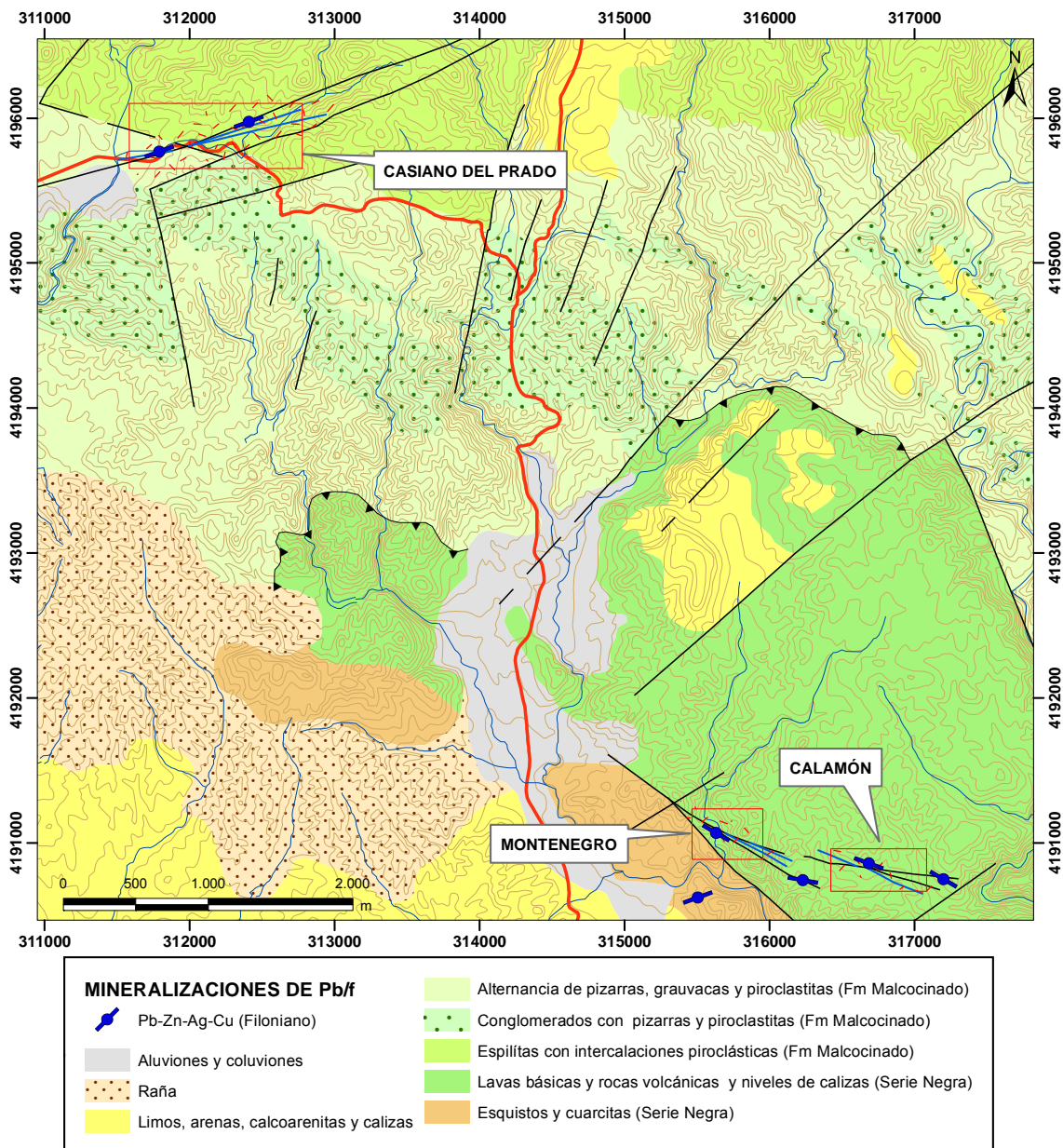
También se observan haces de venas acompañantes en forma de ramificaciones (“pinnate veins”) de orientación N100°-110°E, por ejemplo, en las mineralizaciones de Montenegro y Calamón (Figura 42).

Estas ramificaciones conectan con las fallas principales, siendo frecuente las zonas de enriquecimientos locales en “bolsadas” (pull-aparts) y en zonas de intersecciones entre los distintos sistemas de fallas.





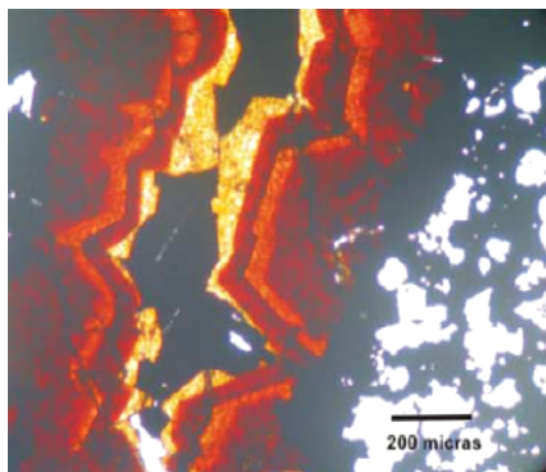
**Figura 41.** Diagrama en rosa de orientaciones de las fallas que controlan las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-(Cu) de la zona (N=80. Máximo: 26.25%).



**Figura 42.** Geología del entorno de los yacimientos de Pb-Zn-Ag-(Cu) de *Casiano del Prado*, *Montenegro* y *Calamón* (Posadas, Córdoba).



Las texturas de las mineralizaciones son clásicas de multiestados de relleno de espacios abiertos, como resultado de los procesos extensionales. Son frecuentes las texturas en escarapel (Foto 73) y los bandeados simétricos como resultado del relleno episódico de los filones, controlado por sucesivas etapas de apertura y brechificación.

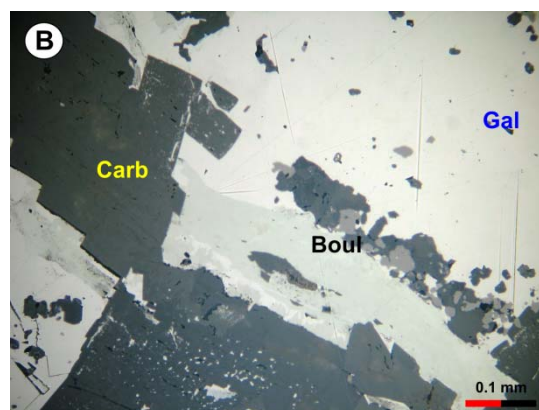
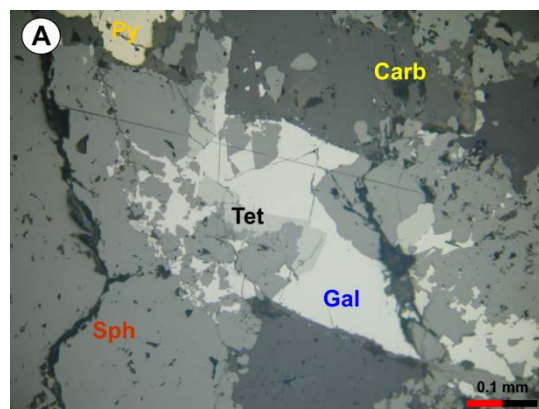


**Foto 73.** Esfalerita con texturas en escarapel (*Casiano del Prado*), L.N.

Las secuencias paragenéticas de estos yacimientos suelen ser complejas, y el representante más significativo es *Casiano del Prado* (Figura 43), de donde se extrajo la mayor concentración de plata de la zona, junto con las minas de Puerto Blanco y Guadalcanal (Tabla 8).

El proceso de concentración mineral se caracteriza por el depósito temprano de sulfuros de Fe y Cu (pirita y calcopirita, Foto 74 A) junto con cuarzo microcristalino (calcedonia). El segundo estadio es rico en Ag (pirargirita) y sulfosales de Pb-Cu, como tetraedrita (Foto 74 A), boulangierita y bournonita (Foto 74 B y Foto 75 A). A continuación, tuvo lugar la fase principal de concentración de plomo, mayoritaria en el yacimiento, y acompañando a la galena (a veces muy argentífera) hay abundante ankerita. Posteriormente en la cuarta etapa, se forma esfalerita y cuarzo (Foto 75 B). Finalmente en el quinto estadio, se depositó calcita y

de forma más accesoria barita. Los principales minerales supergénicos son goethita, malaquita, cerusita y covelina. La alteración hidrotermal es muy característica en estos yacimientos y está representada por procesos de silicificación, carbonatización y cloritización (Figura 43, De la Riva, 2011).



**Foto 74.** **A)** Pirita temprana (Py). Tetraedrita (Tet) incluida en galena (Gal) y ambas corroídas por esfalerita (Sph) y carbonatos (Carb). **B)** Galena (Gal) y boulangierita (Boul) incluida en carbonatos (Carb), L.N.

Las distintas etapas de precipitación mineral reflejan la evolución y apertura de los sistemas de fracturas. Las primeras tres etapas forman un episodio bastante continuo de relleno de las venas en las fracturas. La cuarta etapa se deposita después de un episodio de brechificación al igual que la quinta. Esta última etapa es la más tardía, y por comparación con los depósitos similares de Linares-La Carolina, su edad puede ser triásica.

ASOCIACIÓN MINERAL	1º ESTADIO	2º ESTADIO	3º ESTADIO (PRINCIPALES METALES BÁSICOS)	4º ESTADIO	5º ESTADIO	ESTADIO SUPERGÉNICO
Pirita	—	—	—			
Calcopirita	—		—	—		
Calcedonia	—					
Siderita		—	—			
Tetraedrita		—				
Boulangerita		—	—			
Pirargirita		—				
Galena		—	—			
Ankerita		—	—			
Esfalerita				—		
Cuarzo				—	—	
Barita					—	
Calcita					—	
Covellina						—
Cerusita						—
Goethita						—
Malaquita						—

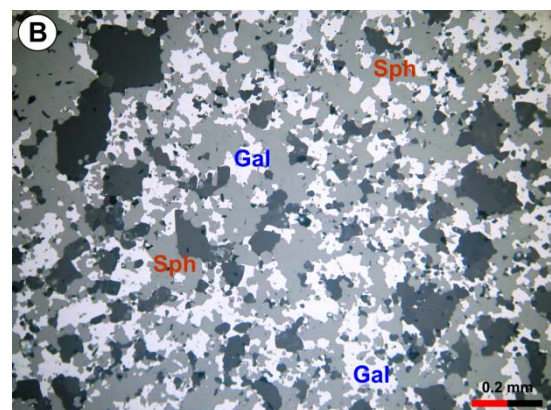
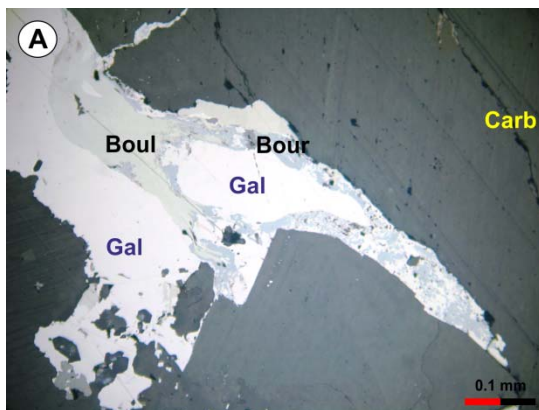
Vertical labels in the table:  
 - Apertura (between 1st and 2nd stages)  
 - Reapertura (between 2nd and 3rd stages)  
 - BRECHIFICACIÓN (between 3rd and 4th stages)  
 - BRECHIFICACIÓN (between 4th and 5th stages)

Process labels in the table:  
 - Silicificación Cloritización (under 1st stage)  
 - Carbonatación silicificación cloritización (under 3rd stage)  
 - cloritización (under 4th stage)

**Figura 43.** Paragénesis y secuencia de deposición mineral del yacimiento de *Casiano del Prado*.

Estas cinco etapas de precipitación mineral se reconocen también en los depósitos pertenecientes al tipo “E” descritos por Palero (1991), donde se muestra un empobrecimiento en Ag y aumento en Zn y Ba a medida que aumenta la distancia a los cuerpos graníticos, en este caso, con respecto al batolito de Los Pedroches.

Los yacimientos más cercanos a los granitos se caracterizan por el predominio de las etapas 1, 2 y 3, y más lejos desaparecen progresivamente las primeras etapas y predominan las posteriores. Ocurre lo mismo con la distribución del contenido en Ag, mayor cuanto más cerca de los intrusivos (Palero *et al.*, 2003; Palero y Martín-Izard, 2005).



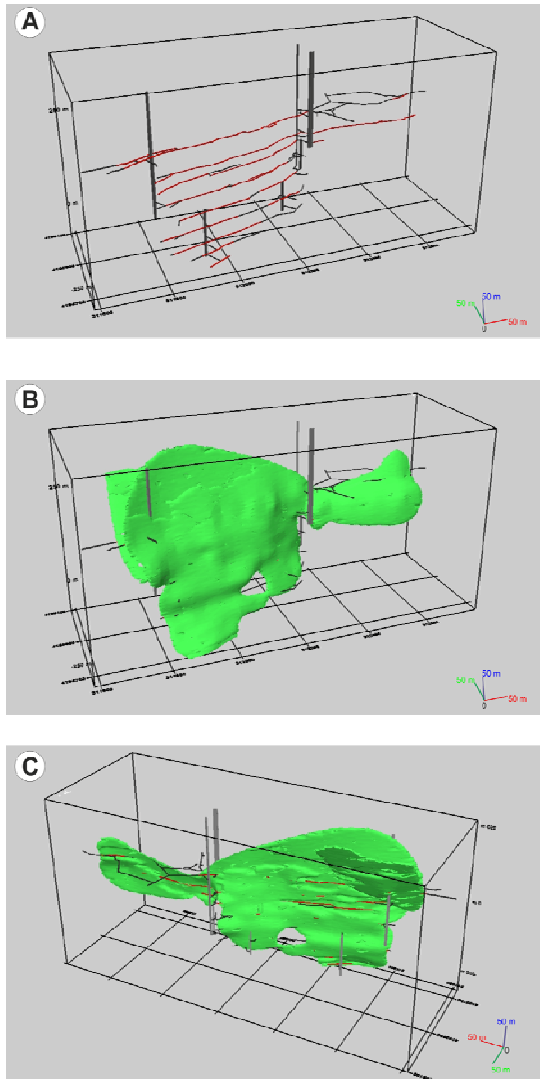
**Foto 75.** A) Boulangerita (Boul), Bournonita (Bour) y galena (Gal) incluidas en carbonatos (Carb). B) Galena (Gal) incluida en esfalerita (Sph), L.N.

Se han realizado modelos geológicos 3D de varias mineralizaciones de Pb-Ag-Zn-Cu filonianas de la zona (Figura 44, Figura 45 y Figura 46) y han sido georeferenciados en un SIG. Se han digitalizado los antiguos mapas de labores mineras, y

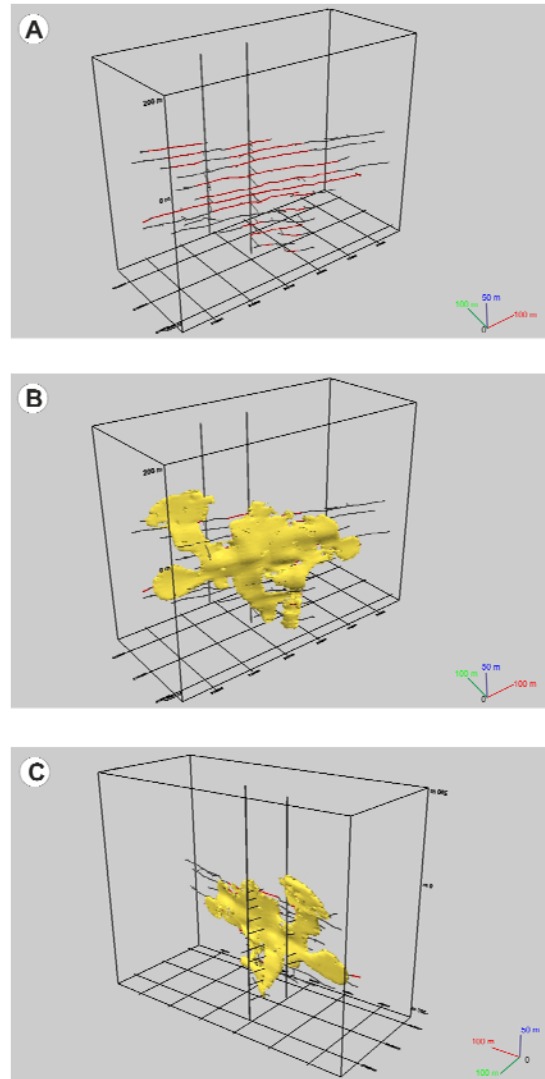
utilizando la proyección ortogonal de las trazas de los realces mineros reflejados en dichos mapas, se ha conseguido obtener una representación tridimensional realista de la geometría de los cuerpos mineralizados en profundidad (Gumiel *et*

al., 2010 b). Esta es una metodología laboriosa, pero muy útil para el estudio de aquellas mineralizaciones cuyo acceso es imposible, pero de las que se dispone de los antiguos planos de labores.

Los modelos geológicos 3-D han sido generados utilizando un software específico y se basan en la interpretación estructural de los afloramientos existentes en la zona de las mineralizaciones.

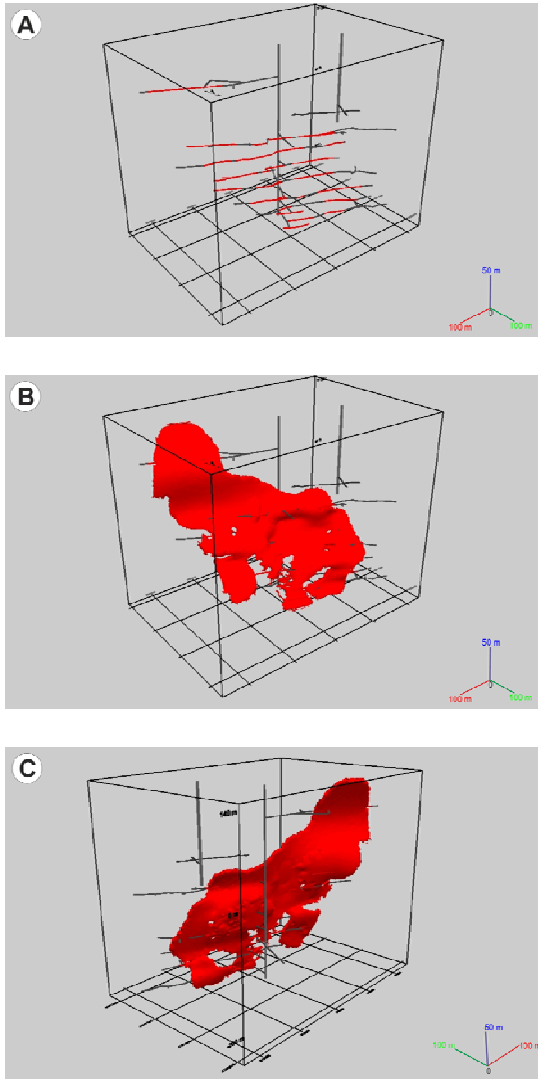


**Figura 44.** Modelo 3D de la mina *Casiano del Prado* en el que se observa la traza de las galerías (A) y diferentes perspectivas de la geometría del cuerpo mineralizado en profundidad (B) y (C).



**Figura 45.** Modelo 3D de la mina *Montenegro* en el que se observa la traza de las galerías (A) y diferentes perspectivas de la geometría del cuerpo mineralizado en profundidad (B) y (C).





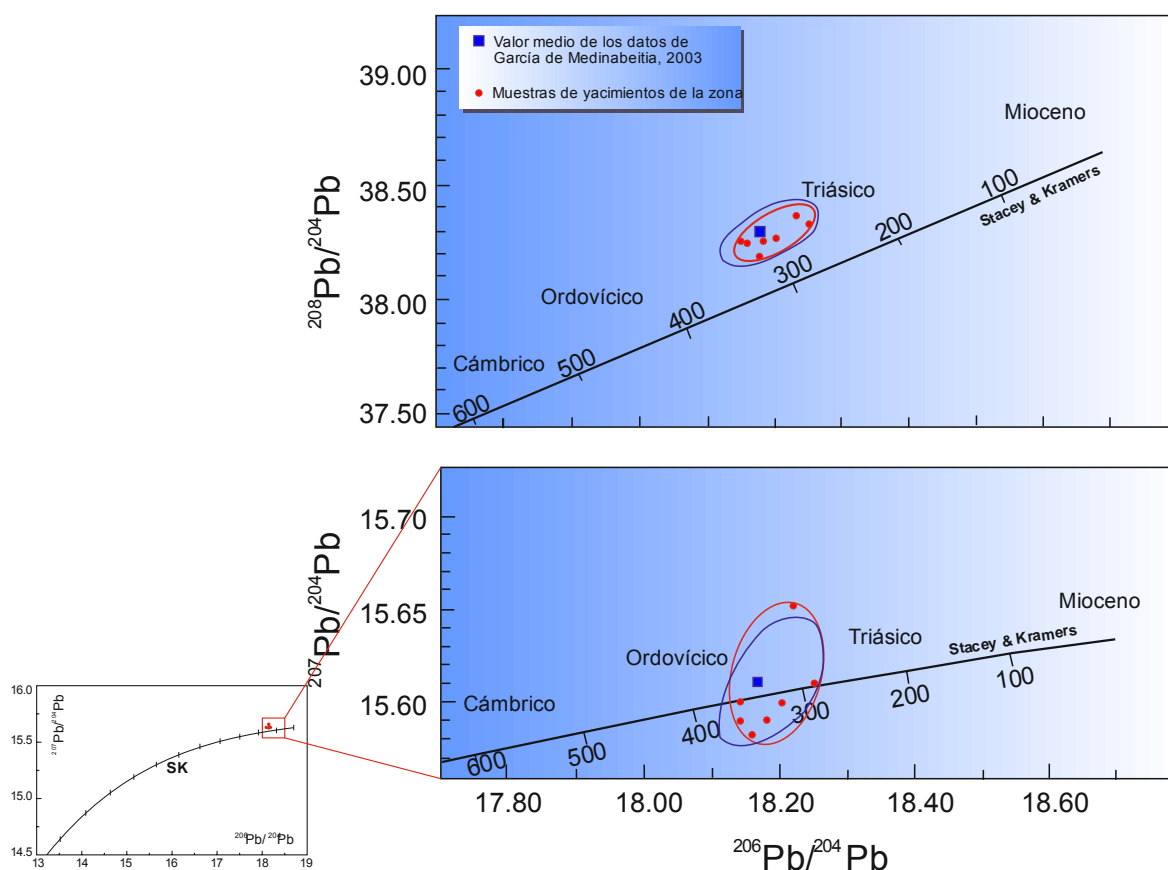
**Figura 46.** Modelo 3D de la mina *Cinco Amigos (Calamón)* en el que se observa la traza de las galerías (A) y diferentes perspectivas de la geometría del cuerpo mineralizado en profundidad (B) y (C).

Para la caracterización isotópica de estos yacimientos, se han realizado isótopos de C, S y O en la Universidad de Salamanca y de Pb/Pb en la Universidad del País Vasco y han sido financiados por el MICINN, a través del proyecto (CGL2008-03046/BTE).

Desde un punto de vista genético, las composiciones isotópicas de los carbonatos y sulfuros proporcionan información sobre el origen de los fluidos mineralizadores y la influencia de las rocas encajantes. Los valores del  $\delta^{13}\text{C}$  en ankerita y calcita, y de  $\delta^{34}\text{S}$  en galena y esfalerita son muy ligeros, mostrando la

posible influencia de sedimentos ricos en materia orgánica. Esto podría deberse a la circulación de los fluidos hidrotermales a través de las pizarras negras del Neoproterozoico (Serie Negra), disolviendo estos elementos, y precipitándolos posteriormente en las fracturas para formar carbonatos y sulfuros.

Hay algún valor de  $\delta^{34}\text{S}$  menos negativo, que el cual estaría indicando una cierta influencia de los intrusivos ígneos del entorno, aunque no se observa ninguna relación entre los valores obtenidos y la distancia a los granitos (De la Riva, 2011).



**Figura 47.** Diagramas Pb/Pb mostrando la composición isotópica del Pb de las galenas de los yacimientos de la zona de estudio y su comparación con la media de los valores de García de Madinabeitia, (2002). Línea SK de Stacey y Kramers (1975).

Los isótopos de Pb ( $18.25 > {}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} > 18.17$ ;  $15.65 > {}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} > 15.58$ ;  $38.37 > {}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb} > 38.17$ ) de estas mineralizaciones son muy próximos al tipo “E”, Linares-La Carolina, Castuera y Los Pedroches (Palero y Martín-Izard, 2005; García de Madinabeitia, 2002). Todos ellos forman un grupo bastante homogéneo, con una edad modelo del Pb de unos 330 Ma (Figura 47) y el origen del Pb parece estar relacionado con los granitos Variscos. Los granitos, además de ser la fuente del Pb, como ponen de manifiesto los diagramas Pb/Pb (Figura 47) son el foco térmico necesario para la puesta en circulación de fluidos hidrotermales.

Probablemente durante la formación de

los sistemas de fracturas, los granitos todavía eran una fuente de calor, activando las corrientes convectivas (celdas hidrotermales geotérmicas a escala regional), de aguas formacionales y/o meteóricas (“basinal brines” de Palero *et al.*, 2003) alrededor de los cuerpos ígneos. Este proceso se iniciaría en el Varisco, continuando en etapas tardi-Variscas y es prolongado en el tiempo, con brechificaciones asociadas a procesos posteriores, probablemente relacionados con la extensión del Pérmico e incluso del Mesozoico para la etapa con precipitación de barita.

Los numerosos indicios pertenecientes a este tipo se presentan en la Tabla 8 y pueden verse en la Figura 48.

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Pb/f-1</b>	265150	4227800	Pb		Filoniano	Azuaga
<b>Pb/f-2</b>	269130	4227600	Pb	Los Cuatro	Filoniano	Azuaga
<b>Pb/f-3</b>	263500	4227570	Pb		Filoniano	Malcocinado
<b>Pb/f-4</b>	262532	4227561	Pb	El Encinar	Desconocida	Guadalcanal
<b>Pb/f-5</b>	271660	4227360	Pb	El Membrillo	Filoniano	Azuaga
<b>Pb/f-6</b>	290066	4227114	Pb	Casas Del Rubio- Abulladero	Filoniano	Fuenteobejuna
<b>Pb/f-7</b>	280554	4227016	Pb	Segoviana Baja	Filoniano	Fuenteobejuna
<b>Pb/f-8</b>	264850	4226850	Pb		Filoniano	Malcocinado
<b>Pb/f-9</b>	287105	4226790	Pb	Molinillos	Filoniano	Fuenteobejuna
<b>Pb/f-10</b>	287468	4226706	Pb	Rica Andaluza-Beleña	Filoniano	Fuenteobejuna
<b>Pb/f-11</b>	268820	4226460	Pb		Filoniano	Azuaga
<b>Pb/f-12</b>	278557	4225967	Pb	Los Llanos norte	Filoniano	Hornachuelos
<b>Pb/f-13</b>	265140	4225900	Pb		Filoniano	Azuaga
<b>Pb/f-14</b>	285250	4225890	Pb	Mina Maria	Filoniano	Fuenteobejuna
<b>Pb/f-15</b>	268700	4225850	Pb		Filoniano	Azuaga
<b>Pb/f-16</b>	278076	4225435	Pb	Los Llanos sur	Filoniano	Hornachuelos
<b>Pb/f-17</b>	265950	4225360	Pb		Filoniano	Azuaga
<b>Pb/f-18</b>	286597	4224804	Pb	El Carrasco	Filoniano	Hornachuelos
<b>Pb/f-19</b>	280066	4224625	Pb	Valdeinfierno	Filoniano	Hornachuelos
<b>Pb/f-20</b>	287570	4224558	Pb	La Patuda	Filoniano	Hornachuelos
<b>Pb/f-21</b>	290700	4224270	Pb	Fuente de las Corujas	Filoniano	Fuenteobejuna
<b>Pb/f-22</b>	279216	4224171	Pb	Cerro de Valdeinfierno Viejo SO	Filoniano	Hornachuelos
<b>Pb/f-23</b>	267800	4224100	Pb		Filoniano	Azuaga
<b>Pb/f-24</b>	269774	4224021	Pb	Prolongación norte Marín Alto	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-25</b>	292424	4223912	Pb	Las Chozas	Filoniano	Fuenteobejuna
<b>Pb/f-26</b>	269567	4223532	Pb	Marín Alto	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-27</b>	291320	4223052	Pb	Torilejos	Filoniano	Hornachuelos
<b>Pb/f-28</b>	270637	4222988	Pb	Marín Bajo	Filoniano	Alanís



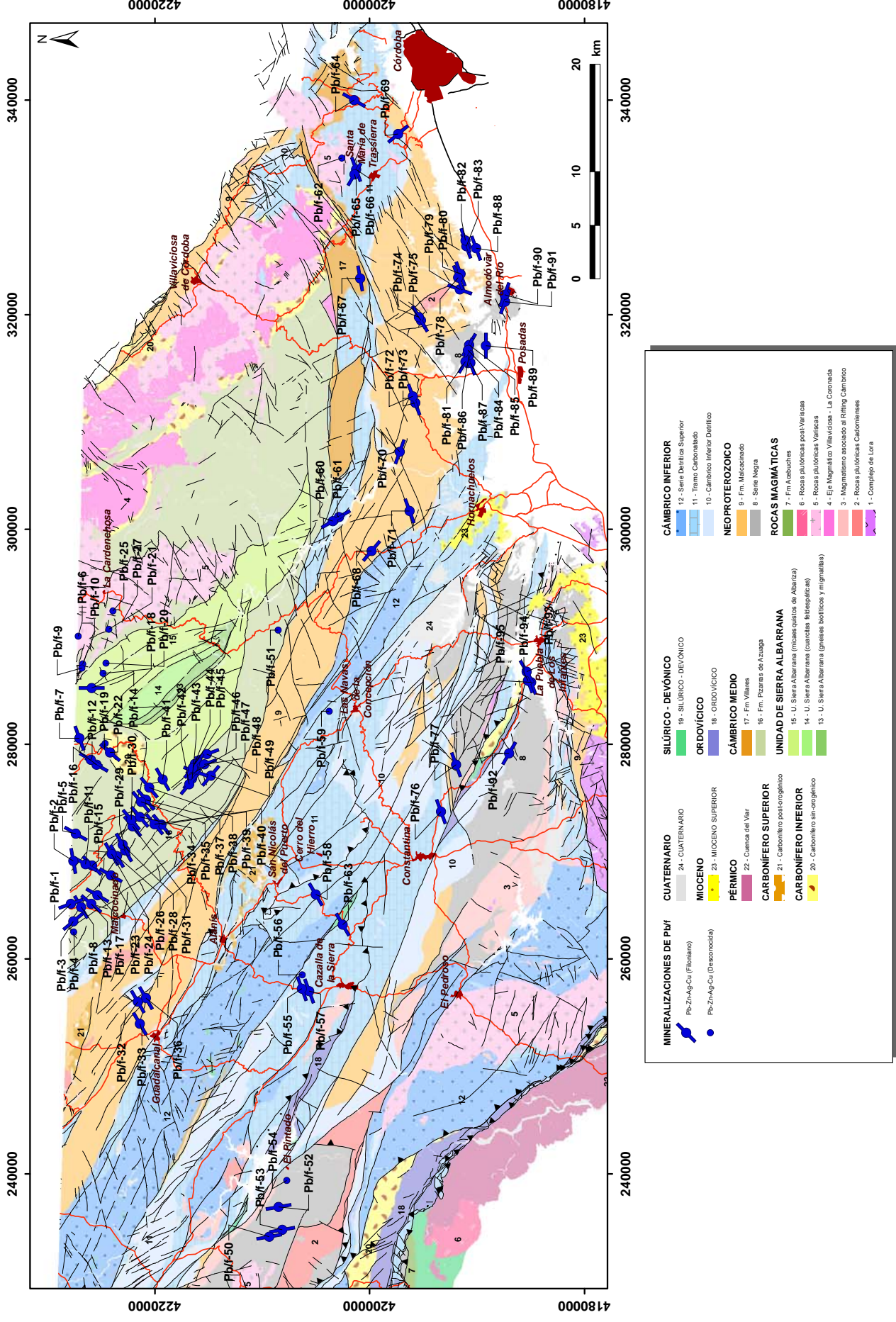
INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Pb/f-29</b>	270129	4222757	Pb	Marín Bajo	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-30</b>	272967	4222203	Pb	Los Romerales	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-31</b>	272358	4222059	Pb	Los Romerales Oeste	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-32</b>	256005	4221582	Pb	Betis	Filoniano	Guadalcanal
<b>Pb/f-33</b>	253986	4221383	Pb	Magrado	Filoniano	Guadalcanal
<b>Pb/f-34</b>	273213	4221380	Pb	Chiriva NW	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-35</b>	274630	4221264	Pb	Los Mármoles	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-36</b>	256384	4220831	Pb	Pozo Rico	Filoniano	Guadalcanal
<b>Pb/f-37</b>	274835	4220827	Pb	Chirivia	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-38</b>	275963	4220530	Pb	Martín Alonso	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-39</b>	272542	4220040	Pb	El Romo	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-40</b>	272525	4219379	Pb	Borriquillo	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-41</b>	276735	4219260	Pb	Los Chivatos sur-Las Niñas	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-42</b>	276287	4216794	Pb	Grupo Minero: Minas de Onza	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-43</b>	276807	4216518	Pb	Grupo Minero: Minas de Onza	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-44</b>	277780	4216448	Pb	Minas de Onza_Las Parejas	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-45</b>	278177	4216284	Pb	Grupo Minero: Minas de Onza	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-46</b>	277455	4216180	Pb	Grupo Minero: Minas de Onza	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-47</b>	278114	4215384	Pb	Grupo Minero: Minas de Onza	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-48</b>	279092	4215157	Pb	Grupo Minero: Minas de Onza	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-49</b>	277079	4214785	Pb	Grupo Minero: Minas de Onza	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-50</b>	234157	4209365	Pb	Mina de Campos	Filoniano	El Real de La Jara
<b>Pb/f-51</b>	290620	4208505	Pb	Santa Rosa Y Prodigiosa	Filoniano	Hornachuelos
<b>Pb/f-52</b>	236921	4208459	Pb	San Luis, y San José 3ª	Filoniano	El Real de La Jara
<b>Pb/f-53</b>	234788	4208146	Pb	Lola, San José y San Jose 2ª	Filoniano	El Real de La Jara
<b>Pb/f-54</b>	239377	4207715	Pb	Reconocida en la Ortoimagen	Desconocida	El Real de La Jara
<b>Pb/f-55</b>	257222	4206318	Pb	Puerto Blanco norte	Filoniano	Cazalla de la Sierra
<b>Pb/f-56</b>	258518	4206267	Pb	Casa La Mina Don Carlos	Desconocida	Cazalla de la Sierra

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Pb/f-57</b>	256994	4205609	Pb	Puerto Blanco sur	Filoniano	Cazalla de la Sierra
<b>Pb/f-58</b>	266015	4205020	Pb	Ribera del Hueznar NO	Filoniano	Alanís
<b>Pb/f-59</b>	283068	4203784	Pb	Lorito 2	Desconocida	Las Navas de la Concepción
<b>Pb/f-60</b>	300756	4203417	Pb	Bembézar 1	Filoniano	Hornachuelos
<b>Pb/f-61</b>	301142	4202867	Pb	Bembézar 3	Filoniano	Hornachuelos
<b>Pb/f-62</b>	334572	4202586	Pb	Casa del Desierto	Desconocida	Córdoba
<b>Pb/f-63</b>	263194	4202525	Pb	Ribera del Huezna	Filoniano	Cazalla de la Sierra
<b>Pb/f-64</b>	339981	4201461	Pb	Perseverancia 8ª - San Pedro	Filoniano	Córdoba
<b>Pb/f-65</b>	333058	4201394	Pb	El Romero	Filoniano	Córdoba
<b>Pb/f-66</b>	333501	4201270	Pb	San Camilo	Filoniano	Córdoba
<b>Pb/f-67</b>	323359	4200882	Pb	La Torbilla	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Pb/f-68</b>	298009	4199798	Pb	Corchos Bajos	Filoniano	Hornachuelos
<b>Pb/f-69</b>	336820	4197337	Pb	Las Niñas_norte	Filoniano	Córdoba
<b>Pb/f-70</b>	307223	4197189	Pb	Nª Sª del Carmen (Sierra del Caballo)	Filoniano	Hornachuelos
<b>Pb/f-71</b>	301726	4196285	Pb	Rincón Alto 3	Filoniano	Hornachuelos
<b>Pb/f-72</b>	312408	4195975	Pb	Casiano del Prado. Pozo San José	Filoniano	Posadas
<b>Pb/f-73</b>	311790	4195770	Pb	Casiano Pozo San Guillermo	Filoniano	Posadas
<b>Pb/f-74</b>	319768	4195412	Pb	Las Corchetillas	Filoniano	Almodovar del Río
<b>Pb/f-75</b>	319468	4195231	Pb	El Francés	Filoniano	Almodovar del Río
<b>Pb/f-76</b>	273725	4193368	Pb	La Favorita	Filoniano	Constantina
<b>Pb/f-77</b>	278075	4191936	Pb	Caña Santa	Filoniano	Constantina
<b>Pb/f-78</b>	323439	4191746	Pb	NO de Los Calderones	Filoniano	Almodovar del Río
<b>Pb/f-79</b>	322335	4191595	Pb	Los Mareros	Filoniano	Almodovar del Río
<b>Pb/f-80</b>	323791	4191549	Pb	Prieto (Los Calderones)	Filoniano	Almodovar del Río
<b>Pb/f-81</b>	315633	4191069	Pb	Montenegro pozo cegado	Filoniano	Posadas
<b>Pb/f-82</b>	326902	4191064	Pb	Florita (Pozo César)	Filoniano	Almodovar del Río
<b>Pb/f-83</b>	326369	4191011	Pb	El Injertal norte. Antigua Carmita	Filoniano	Almodovar del Río
<b>Pb/f-84</b>	316686	4190862	Pb	Mina 5 Amigos 3 (Calamón)	Filoniano	Posadas

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Pb/f-85</b>	317199	4190752	Pb	Gran Capitán	Filoniano	Posadas
<b>Pb/f-86</b>	316229	4190745	Pb	Montenegro_Mayo 3°	Filoniano	Posadas
<b>Pb/f-87</b>	315504	4190623	Pb	Contrapozo_Lavadero	Filoniano	Posadas
<b>Pb/f-88</b>	326170	4190086	Pb	El Injertal sur	Filoniano	Almodovar del Río
<b>Pb/f-89</b>	317095	4189167	Pb	Luisa (Cádiz)	Filoniano	Posadas
<b>Pb/f-90</b>	321847	4187424	Pb	Peña del Águila	Filoniano	Almodovar del Río
<b>Pb/f-91</b>	321207	4187398	Pb	La Caballera	Filoniano	Almodovar del Río
<b>Pb/f-92</b>	279140	4187001	Pb	Recitales_NO	Filoniano	La Puebla de los Infantes
<b>Pb/f-93</b>	286764	4185365	Pb	Galayos E	Filoniano	La Puebla de los Infantes
<b>Pb/f-94</b>	285906	4185274	Pb	Galayos SW	Filoniano	La Puebla de los Infantes
<b>Pb/f-95</b>	285775	4184955	Pb	Mina Galayos	Filoniano	La Puebla de los Infantes

**Tabla 8.** Indicios y yacimientos minerales del Tipo Mineralizaciones filonianas de Pb-Ag-Zn-Cu asociadas a estructuras extensionales tardi-Variscas.





**Figura 48.** Situación de los indicios y yacimientos minerales pertenecientes al Tipo Mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-(Cu) asociadas a estructuras extensionales tardi-Variscas.

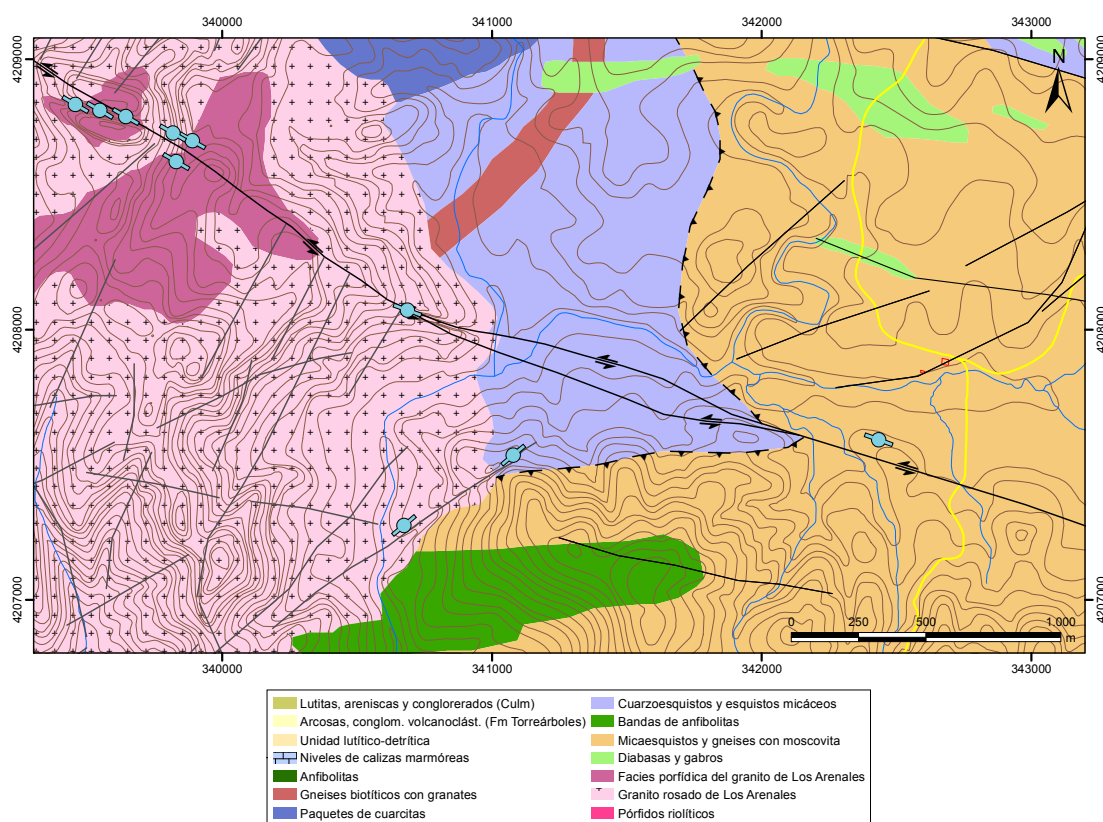
## 5.4. MINERALIZACIONES FILONIANAS DE FLUORITA

A este tipo pertenece un grupo de mineralizaciones filonianas de fluorita, con 15 yacimientos e indicios reconocidos en la zona (Tabla 9). En su mayoría son mineralizaciones intragraníticas, situadas en granitos Variscos (e.g. en el granito de La Cardenchoa y en Los Arenales, Cerro Muriano), y se asocian a fallas post-Variscas de trazado kilométrico que reactivan estructuras Variscas y tardi-Variscas. Tienen la misma orientación que las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-Cu descritas anteriormente.

El yacimiento-tipo seleccionado es *Cerro Muriano* en Córdoba (F/f-11), en el que la mineralización de fluorita rellena una falla de extensión kilométrica de orientación principal N120°-130°E y otra subordinada N60°-70°E, probablemente conjugadas (Figura 49). En las zonas de falla son frecuentes las brechificaciones

locales, con el desarrollo de bolsas de fluorita de hasta 3,5 m de potencia (Foto 76). La paragénesis mineral está constituida por fluorita mayoritaria, barita accesorio, con trazas de piritita, pirrotina, calcopirita, tetraedrita, esfalerita y galena, en ganga de cuarzo, calcedonia y calcita. Las principales alteraciones hidrotermales consisten en sericitización y silicificación en las proximidades de las estructuras mineralizadas.

Este yacimiento es un buen ejemplo de redes de venas conectadas, que favorecieron el flujo episódico de fluidos (Foto 77). La mezcla de fluidos favoreció la concentración de la mineralización, como resultado de multiestados de relleno y apertura de las fracturas (Foto 77), procesos relacionados con el mecanismo de sellado y apertura de fracturas o hidrofracturas móviles (Bons, 2001).



**Figura 49.** Cartografía geológica del entorno de las mineralizaciones de fluorita de *Cerro Muriano* (Córdoba).





**Foto 76.** Filón brechoide de fluorita de potencia métrica (3 m), en las labores subterráneas del yacimiento de *Cerro Muriano* (Córdoba).



**Foto 77.** Conectividad de venas y multiestados episódicos de relleno y apertura de las venas en el yacimiento de fluorita de *Cerro Muriano*.

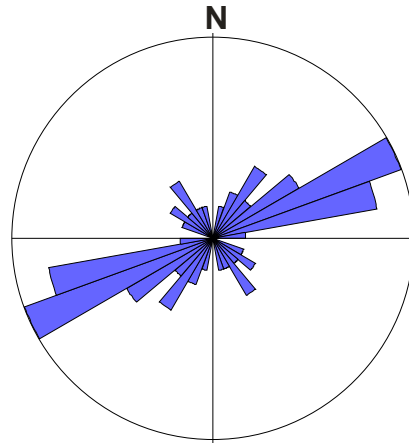


Otros yacimientos de interés, que tuvieron importancia económica en la zona y que pertenecen al mismo tipo son; el *Grupo Minas de Gloria* (La Hortezueta – F/f-3-, Foto 78) y el de *La Florina-Mirabueno* (F/f-4-8, Foto 79).

Son mineralizaciones filonianas de fluorita principalmente (Foto 79) y barita subordinada, que ocupan estructuras kilométricas (unos 2 km de longitud), a favor de fallas de extensión de orientación NE-SO (N60°-N70°E) mayoritarias en este grupo de yacimientos (20.7%), a diferencia con el de Cerro Muriano (Figura 50).

Otras fracturas de orientaciones norteadas (NNE-SSO) actúan como ramificaciones (“pinnate veins”) conectando con las del grupo anterior y dando lugar a enriquecimientos de la mineralización de fluorita en las intersecciones de las fallas.

Puede haber zonas de enriquecimiento de la mineralización en “pull-aparts”, desarrollados entre segmentos de las fallas, como resultado de reactivaciones tardías de desgarre oblicuo, con fuerte componente extensional y debidas probablemente a los movimientos alpinos.



**Figura 50.** Diagrama en rosa de las fallas con mineralizaciones de fluorita. (N=85, Máximo: 20.7%).



**Foto 78.** Panorámica de la explotación a cielo abierto de fluorita de la Mina de La Hortezueta (*Grupo Minas de Gloria*, Espiel).



**Foto 79.** Detalle de la mineralización de fluorita cristalizada del *Grupo Mirabueno*, Hornachuelos.

Los indicios pertenecientes a este tipo se presentan en la Tabla 9 y pueden verse en la Figura 51.

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>F/f-1</b>	294665	4216359	F	Minas de Gloria II	Filoniano	Hornachuelos
<b>F/f-2</b>	298248	4216330	F	La Vaquera	Filoniano	Espiel
<b>F/f-3</b>	297462	4215778	F	Mina de La Hortezueta (Minas de Gloria)	Filoniano	Espiel
<b>F/f-4</b>	293675	4215578	F	Grupo Minero Mirabueno	Filoniano	Hornachuelos
<b>F/f-5</b>	296951	4215325	F	Pozo de Castro	Filoniano	Hornachuelos
<b>F/f-6</b>	296515	4214999	F	Mina de La Florina Chica	Filoniano	Hornachuelos
<b>F/f-7</b>	296000	4214662	F	Mina de La Florina	Filoniano	Hornachuelos
<b>F/f-8</b>	295606	4214419	F	SO_Florina	Filoniano	Hornachuelos
<b>F/f-9</b>	296243	4214318	F	Minas del Zauzalejo	Filoniano	Hornachuelos
<b>F/f-10</b>	299499	4212553	F	VENUS	Filoniano	Espiel

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>F/f-11</b>	339686	4208746	F	Cerro Muriano_F	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>F/f-12</b>	340687	4208070	F	Vera (Cerro Muriano)	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>F/f-13</b>	341790	4207651	F	Termas	Filoniano	Córdoba
<b>F/f-14</b>	341079	4207535	F	El Chaparral_NE	Filoniano	Córdoba
<b>F/f-15</b>	340674	4207274	F	El Chaparral_SO	Filoniano	Córdoba

**Tabla 9.** Indicios y yacimientos minerales pertenecientes al Tipo Mineralizaciones filonianas de fluorita.



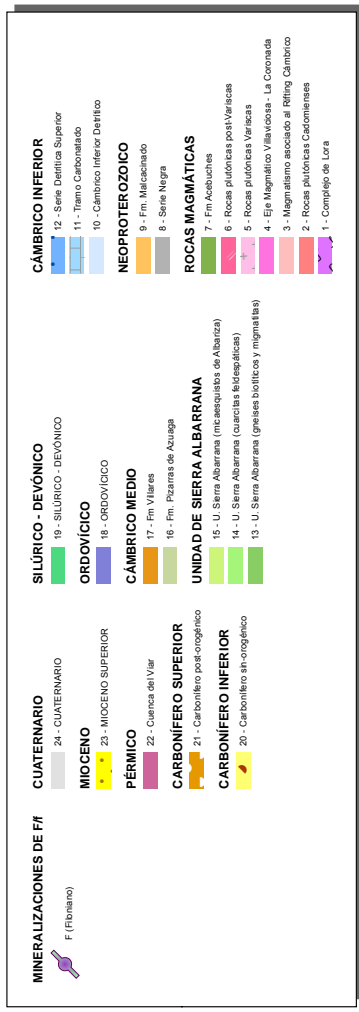
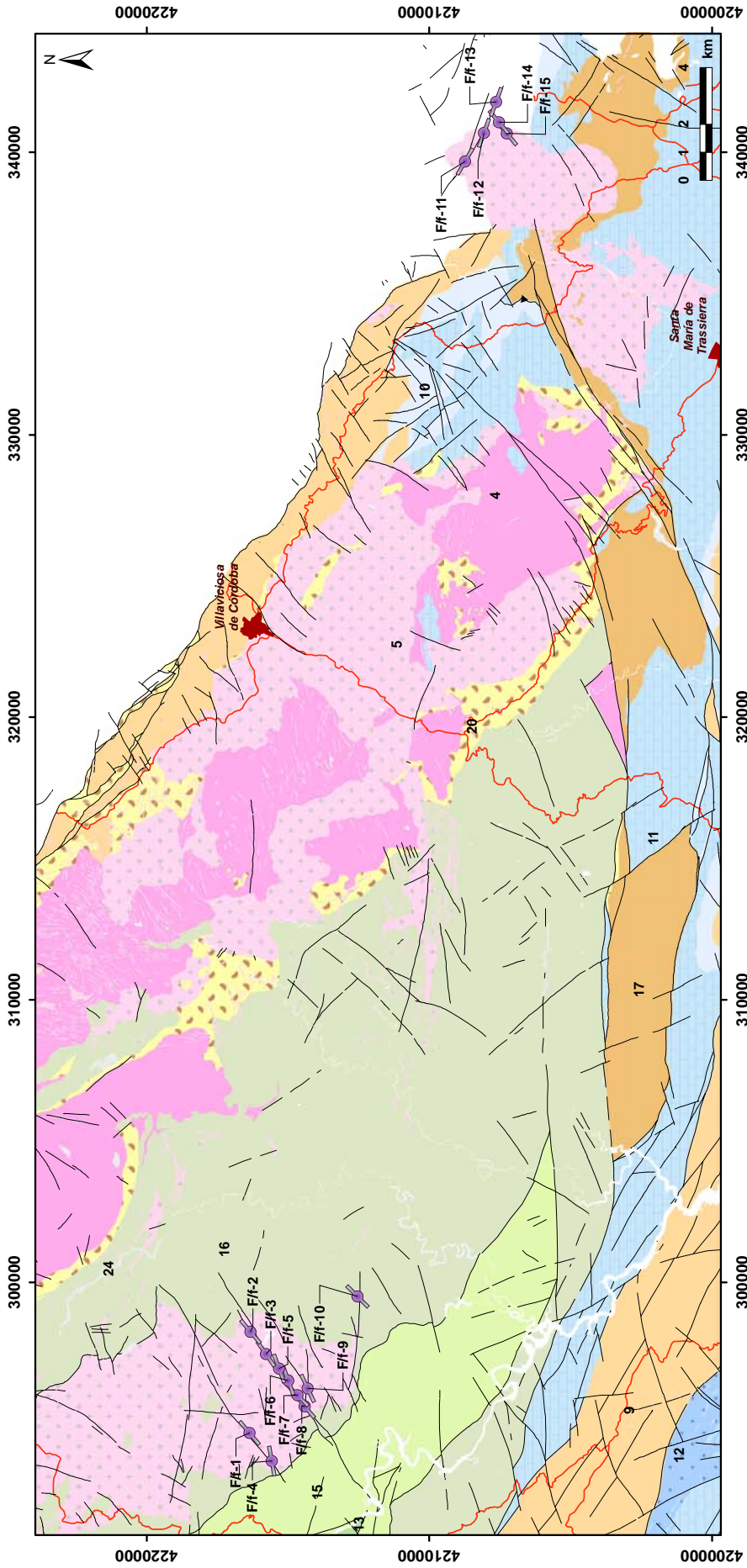


Figura 51. Indicios y yacimientos minerales pertenecientes al Tipo Mineralizaciones filonianas de fluorita.

## 5.5. MINERALIZACIONES FILONIANAS DE BARITA

Son numerosas las mineralizaciones de barita en este segmento de la ZOM, que con 84 indicios y yacimientos minerales, (Tabla 10) constituyen el segundo grupo en abundancia después de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-Cu. Aunque encajan en diferentes formaciones (e.g. en la Formación Malcocinado y en el Cámbrico inferior) predominan las situadas en granitoides y rocas volcánicas (epiclastitas, traquitas y traquiandesitas del Complejo La Campana), perteneciente al *Eje Magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada*.

Un ejemplo de este tipo de mineralizaciones encajando en rocas magmáticas es el *Grupo Minero Las Erillas* (Ba/f-10-13), en el término municipal de Villanueva del Rey (Foto 80).

Otras mineralizaciones de barita se presentan en situación extratolítica, como por ejemplo las del *Robledo* y el *Espino* en Constantina, (Foto 81) situadas en las calizas del Cámbrico inferior (Tabla 10).

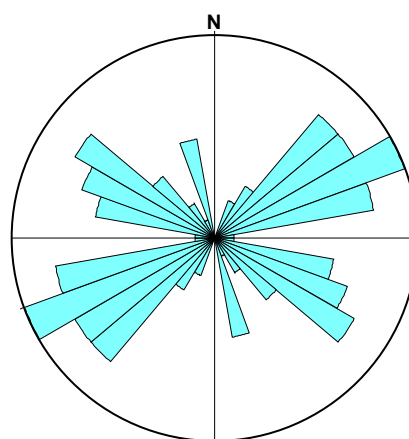
En todos los casos se trata de mineralizaciones filonianas de barita con fluorita subordinada y los restantes minerales que forman las paragénesis se encuentran en cantidades accesorias, pero muy variables en cada indicio. La calcopirita suele ser el principal mineral accesorio, que puede estar reemplazada en parte por bornita y el principal mineral secundario es malaquita, en ganga de cuarzo y calcita.

La barita frecuentemente muestra texturas palmeadas (Foto 82), o crece a favor de fibras de extensión ortogonales a las paredes de las venas (Foto 80). Son muy frecuentes las texturas de relleno multi-episódico de espacios abiertos en las fracturas mineralizadas.

El control estructural de las mineralizaciones de fluorita y barita es a través de

los mismos sistemas de fracturas (fallas), por lo que en el tratamiento estadístico espacial y en los modelos de simulación multifractal que se han realizado se estudian estas sustancias conjuntamente (apartados 7.4.4 y 9.2.3).

Las mineralizaciones aprovechan estructuras extensionales de orientación principal ENE-OSO (N60°-70°E, 13.51%) y ONO-ESE (N110°-130°E) probablemente conjugadas (Figura 52), y con predominio de un determinado grupo de fallas, dependiendo del yacimiento. También hay mineralizaciones a favor de fallas de orientación NE-SO (N40°-60°E) y más accesorias, las de orientaciones NNO-SSE (N160°-170°E) y NNE-SSO (N10°-30°E, Figura 52).



**Figura 52.** Diagrama en rosa de orientaciones de las fracturas mineralizadas en barita en área de estudio (N=74, Máximo: 13.51%).

Las estructuras mineralizadas muestran reactivaciones oblicuas, debidas a desgarres tardíos con fuerte componente extensional (probablemente Alpinos) y que generan zonas de dilatación ("pull-aparts"), donde se producen enriquecimientos en forma de bolsadas.

También hay enriquecimientos de barita y fluorita en zonas de intersecciones entre los grupos de fracturas mencionados, actuando las norteadas (NNE-SSO)

como ramificaciones (“pinnate veins”) de las NE-SO, dando lugar a sistemas de venas con alto grado de conectividad.

Hay que resaltar que en la zona de estudio los yacimientos de fluorita encajan casi en exclusiva en granitos, y sin embargo, los de barita también lo hacen en el encajante sedimentario y/o metamórfico. En todos los yacimientos siempre se encuentran los dos minerales, cuando la fluorita es dominante, la barita es accesoria y viceversa. El control estructural para ambos es el mismo tipo de fracturas.

La hipótesis sobre el origen de estas mineralizaciones, a falta de isótopos e inclusiones fluidas, contempla la posibilidad de que la fuente del F pueden ser los granitos (posiblemente el F contenido en las biotitas) y la del Ba es mixto. Por una parte, puede haber contribución de las rocas sedimentarias ricas en Ba y por otra de los granitos, a partir del Ba con-

tenido en los feldespatos. En ambos casos los fluidos hidrotermales pudieron lixiviar de ambos encajantes el F y el Ba en etapas post-Variscas. Para estas mineralizaciones, los granitos ya estarían muy fríos y difícilmente serían el foco de calor del hidrotermalismo.

La puesta en funcionamiento de los sistemas hidrotermales sería la descompresión permo-triásica que liberaría fluidos confinados a alta presión y algo calientes, que circularían por las fracturas conectadas, antes mencionadas, en sucesivos pulsos, dando lugar a multiestados de apertura y relleno. Según se producía la descompresión, se extraería el F de las biotitas y el Ba de los sedimentos y de los feldespatos de los granitos.

Reactivaciones posteriores de las estructuras mineralizadas, relacionadas con los movimientos Alpinos, favorecerían los enriquecimientos de estas mineralizaciones.



**Foto 80.** Filón de barita intragranítico. *Grupo Minero Las Erillas* (Villanueva del Rey).





**Foto 81.** Venas de barita en calizas del Cámbrico inferior, El Espino, Constantina.



**Foto 82.** Detalle de la textura palmeada de la mineralización de barita en la Mina Calvario, Villanueva del Rey.

Los indicios pertenecientes a este tipo se presentan en la Tabla 10 y pueden verse en la Figura 53.

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Ba/f-1</b>	266550	4227350	Ba	Paquillo	Filoniano	Azuaga
<b>Ba/f-2</b>	257419	4226229	Ba	Julita-José (Rabanales norte)	Filoniano	Guadalcanal
<b>Ba/f-3</b>	306615	4226118	Ba	Las Berrazas Extensión SO	Filoniano	Villanueva del Rey
<b>Ba/f-4</b>	257391	4225925	Ba	Julita-José (Rabanales sur)	Filoniano	Guadalcanal
<b>Ba/f-5</b>	258047	4225470	Ba	La Barita	Filoniano	Guadalcanal
<b>Ba/f-6</b>	267200	4225270	Ba	Desconocido	Filoniano	Azuaga
<b>Ba/f-7</b>	305540	4224913	Ba	El Carmen	Filoniano	Villanueva del Rey
<b>Ba/f-8</b>	264900	4224750	Ba	Desilusión	Filoniano	Azuaga
<b>Ba/f-9</b>	262110	4224380	Ba	Los Prados	Filoniano	Guadalcanal
<b>Ba/f-10</b>	304492	4223778	Ba	Las Erillas norte	Filoniano	Villanueva del Rey
<b>Ba/f-11</b>	315784	4223431	Ba		Filoniano	Espiel
<b>Ba/f-12</b>	303703	4223307	Ba	Mina Manolita Principal	Filoniano	Villanueva del Rey
<b>Ba/f-13</b>	304052	4223063	Ba	Las Erillas de La Cuadra	Filoniano	Villanueva del Rey
<b>Ba/f-14</b>	260480	4223000	Ba	Desconocido	Filoniano	Malcocinado
<b>Ba/f-15</b>	304178	4222779	Ba	Los Aviones norte	Filoniano	Villanueva del Rey
<b>Ba/f-16</b>	303695	4222147	Ba	Mina Calvario	Filoniano	Villanueva del Rey
<b>Ba/f-17</b>	316152	4221163	Ba	Mina Carmen	Filoniano	Espiel
<b>Ba/f-18</b>	257219	4220911	Ba	Desconocido	Filoniano	Guadalcanal
<b>Ba/f-19</b>	317737	4220871	Ba	Desconocido	Filoniano	Espiel
<b>Ba/f-20</b>	318931	4220638	Ba	San Antonio 5º	Filoniano	Espiel
<b>Ba/f-21</b>	313850	4220627	Ba		Filoniano	Espiel
<b>Ba/f-22</b>	264870	4220170	Ba	Desconocido	Filoniano	Azuaga
<b>Ba/f-23</b>	263470	4219770	Ba		Filoniano	Azuaga
<b>Ba/f-24</b>	297289	4219640	Ba	Las Carboneras	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-25</b>	264988	4219201	Ba	El Calero	Filoniano	Alanís
<b>Ba/f-26</b>	263340	4218830	Ba		Filoniano	Azuaga



INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Ba/f-27</b>	265008	4218767	Ba	Demasía a El Calero	Filoniano	Alanís
<b>Ba/f-28</b>	262589	4218443	Ba	La Encarnación	Filoniano	Alanís
<b>Ba/f-29</b>	265079	4218358	Ba	El Calero sur	Filoniano	Alanís
<b>Ba/f-30</b>	322902	4217264	Ba	San Fernando 4º	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-31</b>	322579	4217205	Ba	Desconocido	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-32</b>	322098	4217044	Ba	Pepito	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-33</b>	298025	4216176	Ba	Arroyo de Las Porqueras	Filoniano	Espiel
<b>Ba/f-34</b>	313243	4215463	Ba	Castillo del Nevalo	Filoniano	Espiel
<b>Ba/f-35</b>	297575	4214126	Ba	Este de Hortezueta	Filoniano	Espiel
<b>Ba/f-36</b>	297255	4213527	Ba	Los Membrillos	Filoniano	Espiel
<b>Ba/f-37</b>	316899	4213488	Ba	Alberto	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-38</b>	297523	4212595	Ba	El Barrero	Filoniano	Espiel
<b>Ba/f-39</b>	267257	4212510	Ba	Adolfito Oeste	Filoniano	Alanís
<b>Ba/f-40</b>	268055	4212481	Ba	Adolfito	Filoniano	Alanís
<b>Ba/f-41</b>	318320	4212230	Ba	San Luis	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-42</b>	319278	4212219	Ba	San Luis 3º	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-43</b>	317258	4211766	Ba	Inesita	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-44</b>	316853	4211562	Ba	Maria Luisa 3ª	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-45</b>	316327	4211217	Ba	Charito	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-46</b>	320119	4210827	Ba	Purita 1ª	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-47</b>	320468	4210704	Ba	Juanito	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-48</b>	317258	4210644	Ba	Desconocido	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-49</b>	322237	4209240	Ba		Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-50</b>	324876	4207094	Ba	El Higerón	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-51</b>	324051	4206935	Ba	El Priscalajo-Santa Teresa_1	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-52</b>	324547	4206864	Ba	El Priscalajo-Santa Teresa_2	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba



INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Ba/f-53</b>	325366	4206359	Ba	Cincomajadas, La Campana	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-54</b>	323578	4206066	Ba	El Priscালেjo-Santa Teresa_3	Filoniano	Villaviciosa de Córdoba
<b>Ba/f-55</b>	271173	4205212	Ba	El Robledo_N	Filoniano	San Nicolás del Puerto
<b>Ba/f-56</b>	272247	4204511	Ba	El Robledo corta	Filoniano	Constantina
<b>Ba/f-57</b>	292634	4200835	Ba	El Tinte	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-58</b>	284430	4200177	Ba	Desconocido	Filoniano	Las Navas de la Concepción
<b>Ba/f-59</b>	283532	4199474	Ba	Mina de Salgado (El Quejigal)	Filoniano	Las Navas de la Concepción
<b>Ba/f-60</b>	283358	4198937	Ba	Mina El Molino	Filoniano	Las Navas de la Concepción
<b>Ba/f-61</b>	288325	4198800	Ba	Desconocido	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-62</b>	294330	4198550	Ba	La Toba	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-63</b>	284486	4198482	Ba	Mina de Salgado	Filoniano	Las Navas de la Concepción
<b>Ba/f-64</b>	312599	4198397	Ba	Aljabara	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-65</b>	308051	4198105	Ba	Collado de las Víboras	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-66</b>	267383	4197320	Ba	El Espino	Filoniano	Constantina
<b>Ba/f-67</b>	297883	4196780	Ba	Nava Corchos Altos	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-68</b>	297322	4196644	Ba	Oeste_Nava Corchos Altos	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-69</b>	313599	4196305	Ba	El Bocero Alto	Filoniano	Posadas
<b>Ba/f-70</b>	312612	4196065	Ba	Casiano del Prado. Pozo San Jaime	Filoniano	Posadas
<b>Ba/f-71</b>	296141	4195965	Ba	Navacorchos_SO	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-72</b>	312434	4195813	Ba	Casiano del Prado. Pozo San Carlos	Filoniano	Posadas
<b>Ba/f-73</b>	312653	4195575	Ba	El Bocero Oeste	Filoniano	Posadas
<b>Ba/f-74</b>	314424	4195558	Ba	La Torre	Filoniano	Posadas
<b>Ba/f-75</b>	313789	4195445	Ba	El Bocero Este	Filoniano	Posadas
<b>Ba/f-76</b>	299915	4194558	Ba	Rincón sur	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-77</b>	300228	4194378	Ba	Rincón SE	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-78</b>	312169	4194047	Ba	Las Labradillas	Filoniano	Posadas

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
<b>Ba/f-79</b>	313475	4194035	Ba	Morán	Filoniano	Posadas
<b>Ba/f-80</b>	299382	4193627	Ba	La Sevillana. Cor- ta_norte	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-81</b>	301485	4191983	Ba	Pepe_Luis	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-82</b>	294591	4191324	Ba	La Collada	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-83</b>	299213	4190331	Ba	Reconocida en la Ortoimagen	Filoniano	Hornachuelos
<b>Ba/f-84</b>	300839	4190091	Ba	Desconocido	Filoniano	Hornachuelos

**Tabla 10.** Indicios minerales del Tipo Mineralizaciones filonianas de barita.

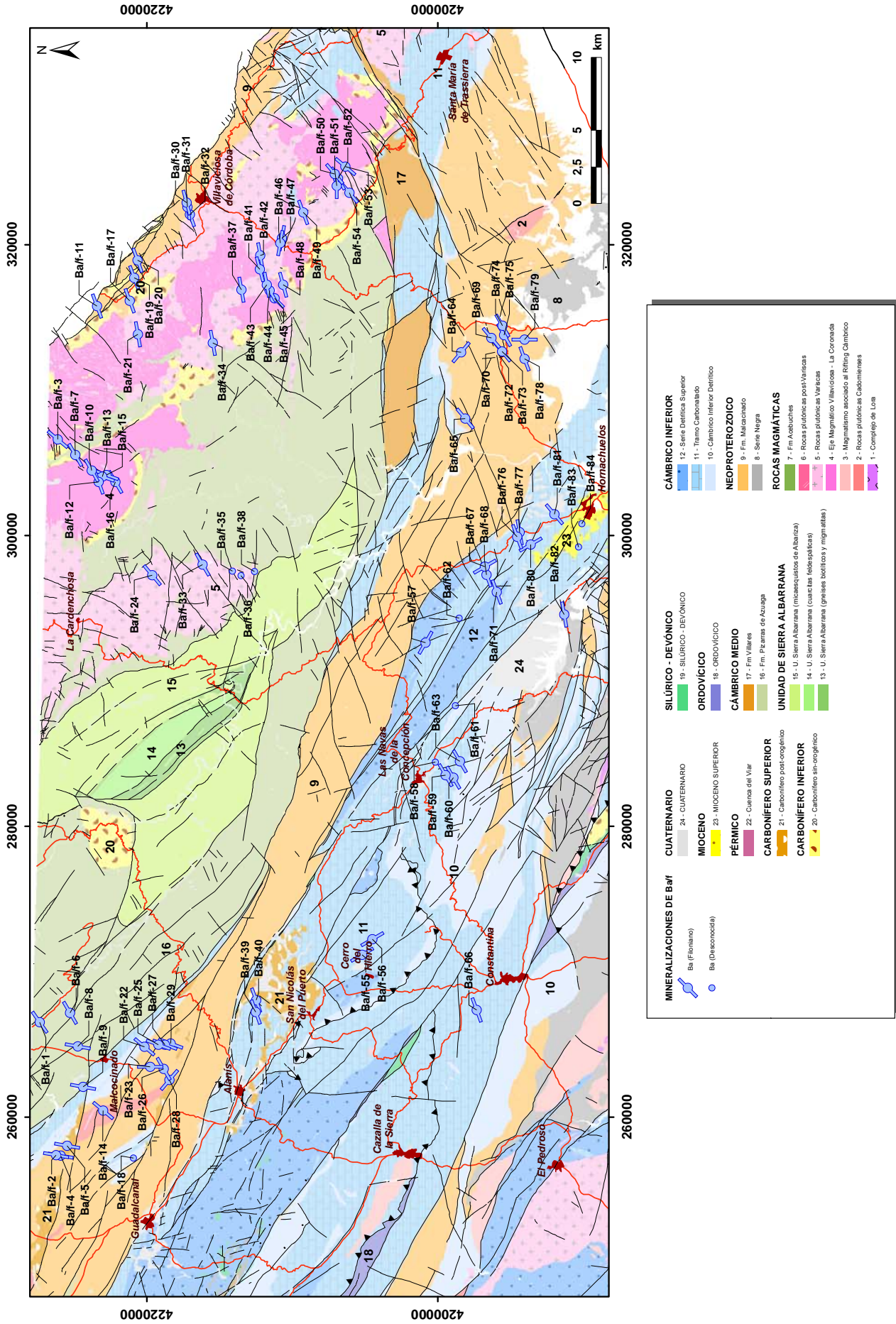


Figura 53. Situación de los indicios y yacimientos pertenecientes al Tipo Mineralizaciones filonianas de barita.



## 5.6. OTRAS MINERALIZACIONES

Por el escaso número de indicios y la poca representatividad de las mineralizaciones de antimonio (2 indicios, Tabla 11), oro (2 indicios, Tabla 12) y fosfatos (3 indicios, Tabla 13) en la zona, no se estudian por separado. Su situación puede observarse en Figura 54.

### 5.6.1. Mineralizaciones de antimonio

Las mineralizaciones de antimonio se presentan como diseminaciones y removilizaciones a favor de fallas de orientación aproximada E-O, encajando en granitos y en las calizas del Cámbrico inferior de Santa María de Trasierra. Estos indicios no ha sido posible visitarlos ya que hay fincas privadas y construcciones recientes que tapan las antiguas labores, por lo que se han utilizado los datos de Gumiel (1983).

El yacimiento-tipo es *Sierra Morena 2ª* en Santa María de Trasierra (Córdoba). La mineralización de estibina rellena una falla de orientación E-O que atraviesa las calizas del Cámbrico inferior y las dioritas y monzodioritas cercanas pertenecientes al Eje magmático de Villaviciosa de Córdoba-La Coronada.

La paragénesis está constituida por estibina (Foto 83), berthierita, estibiconita (Foto 84), pirita, marcasita, melnikovita, arsenopirita, y como accesorios famatinita y antimonio nativo en ganga de cuarzo. La estibina se presenta rellenando fisuras y como impregnaciones en forma de agregados aciculares (Foto 83) y

laminares de tendencia fibroso-radiada en las calizas, en las proximidades de la falla. La distribución de la mineralización es irregular, en forma de concentraciones a lo largo del plano de falla, que dan lugar a bolsadas lenticulares de estibina que fueron objeto de la explotación. La longitud total de la estructura es de unos 4 km.



**Foto 83.** Agregados de estibina en la *Mina Sierra Morena 2ª*, Santa María de Trasierra (Córdoba), tomada de Gumiel (1983).



**Foto 84.** Agregados de estibiconita en la *Mina Sierra Morena 2ª*, Santa María de Trasierra (Córdoba), tomada de Gumiel (1983).

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
Sb-1	333339	4202391	Sb	Sierra Morena 2º	Filoniano	Córdoba
Sb-2	334546	4202304	Sb	Sierra Morena 1º	Filoniano	Córdoba

**Tabla 11.** Mineralizaciones de antimonio en la zona de estudio.

### 5.6.2. Mineralizaciones de oro

Las mineralizaciones de oro son principalmente de tipo aluvionar, como por ejemplo en *La Nava*, cerca de Peñaflores (Foto 85).



**Foto 85.** Panorámica de un aluvial aurífero en La Nava, Peñaflores (Sevilla).

Estos aluviones están desarrollados sobre margas y calizas del Mioceno y tienen cantos de pizarras negras de la Serie Negra y abundantes cantos de rocas básicas (gabros) de la zona de La Almenara.

Pero el recurso que habría que investigar en la zona, por su posible potencial aurífero, son las trazas de oro que hay en la mayoría de los yacimientos de tipo IOCG que ya han sido descritos en detalle en el apartado 5.1.1. Aunque en general los contenidos de oro en estos yacimientos son bajos, en algún caso puede tener interés potencial, como por ejemplo en la *Mina San José*, *La Almenara* en Peñaflores, donde se ha encontrado oro visible en la paragénesis (véase el apartado 5.1.1 y la Foto 50 B).

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
Au-1	287234	4179537	Au	La Nava	Aluvionar	Peñaflores
Au-2	284443	4178469	Au	El Prioratillo	Aluvionar	Lora del Río

**Tabla 12.** Mineralizaciones de oro en la zona de estudio.

### 5.6.3. Mineralizaciones de fosfatos

Son labores mineras de pequeña envergadura, en su mayoría pequeños socavones y galerías subterráneas en mal estado de conservación. Se trata de mineralizaciones de fosforita (colofanapatito-dahlita), junto con hematites, calcita, dolomita y cuarzo. Estas mineralizaciones son de morfología estratiforme

con removilizaciones filonianas a favor de fallas de extensión de orientaciones N100° y N150°E, encajadas en las calizas del Cámbrico inferior. En las proximidades suele haber cuerpos de gabros y gabrodioritas. La mineralización tipo son las minas del *Cerro de San Cristóbal* en las cercanías del municipio de la Puebla de los Infantes, Sevilla (Figura 54).

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
P-1	288706.549	4182352.46	P, Fe	Minas de San Cristóbal_norte	Estratiforme	Peñaflores
P-2	288649.183	4182281.58	P, Fe	Minas de San Cristóbal_sur	Estratiforme	Peñaflores
P-3	283458.365	4179396.33	P	Mayoreja	Filoniano	Lora del Río

**Tabla 13.** Mineralizaciones de fosfatos en la zona de estudio.

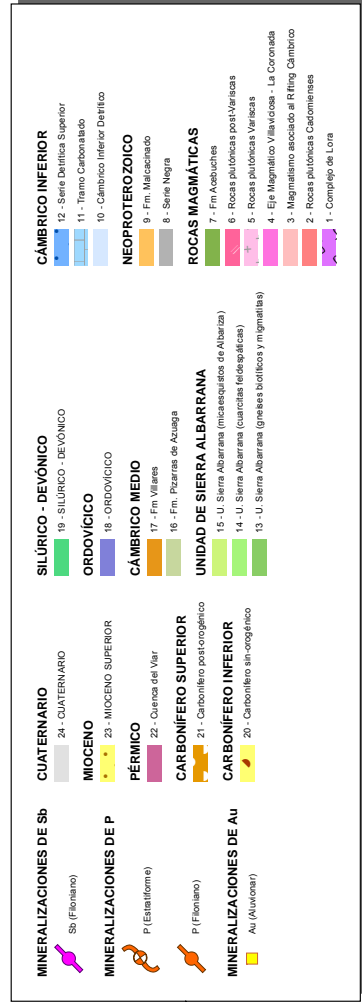
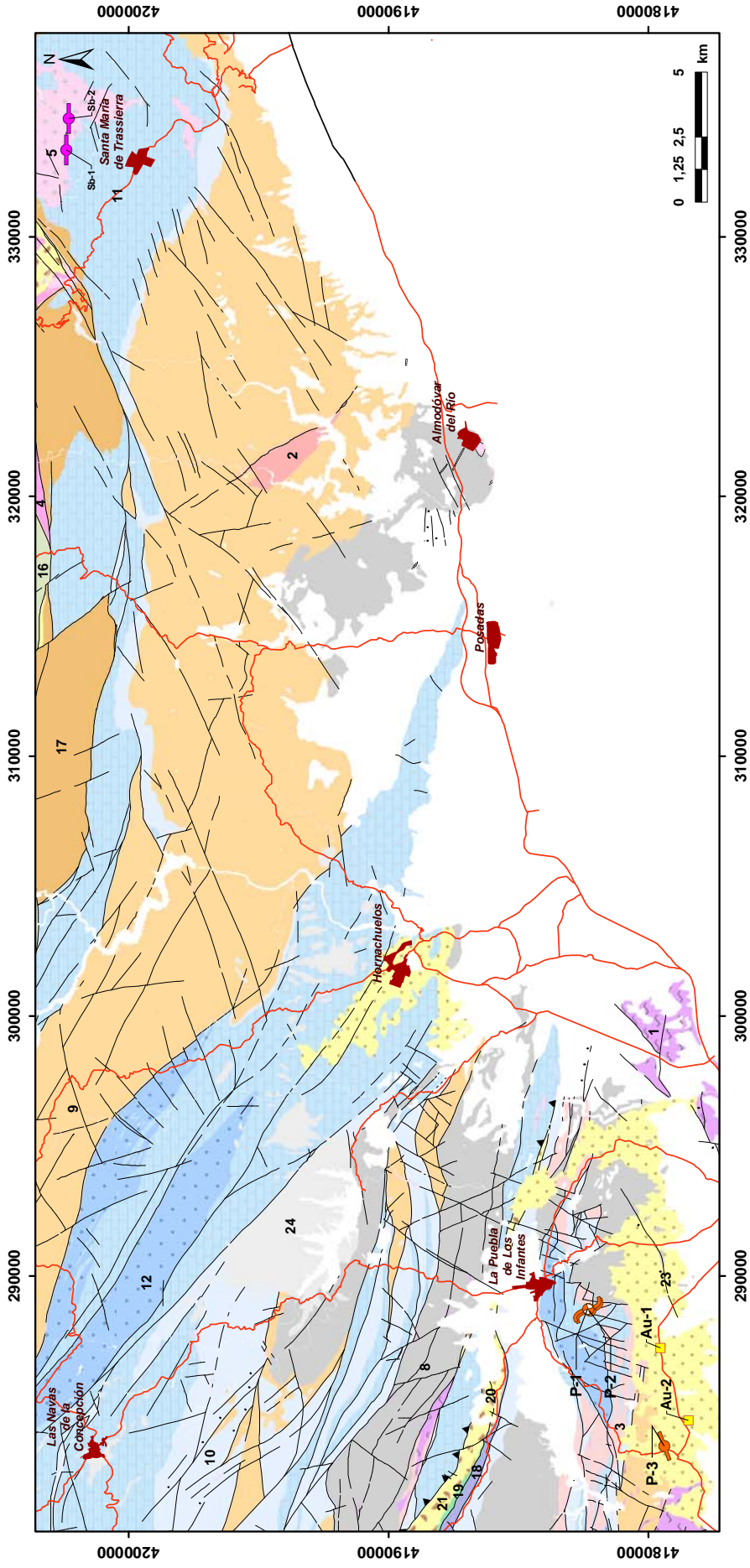


Figura 54. Mineralizaciones de antimonio, oro y fosfatos en el área de estudio.



## 5.7. MINERALIZACIONES DE URANIO

Las mineralizaciones de uranio no son muy abundantes en este sector de Ossa Morena, pero en el entorno del Cabril se han reconocido 5 indicios que están siempre en relación con las pegmatitas de la Unidad de Sierra Albarrana (Tabla 14 y Figura 55).

Estos yacimientos pertenecen al tipo “Yacimientos de Uranio en aplitas y pegmatitas” de Arribas (1974), que no tienen equivalente en otras áreas del Varisco en Europa.

Las principales explotaciones de uranio en Sierra Albarrana fueron la *mina Diéresis* (Foto 86) y la *mina Beta* (todas en el área restringida de El Cabril), siendo necesario un permiso por parte de EN-RESA para visitarlas.



**Foto 86.** *Mina Diéresis*. Corta a cielo abierto de unos 100 m de longitud, en la que se observan varios cuerpos pegmatíticos.

Las mineralizaciones de uranio y radiactivos encajan en pegmatitas anatécicas en su mayoría, de orientación ONO-ESE (N110° E a N130° E) con buzamientos de unos 30°-50° al SO. Su morfología es de tipo lentejónar, con potencias métricas y longitudes no superiores a 300 m. Todas están situadas en el núcleo metamórfico con gneises biotíticos y cuarcitas feldespáticas de Sierra Albarrana.

Las paragénesis y asociaciones minerales son complejas y fueron estudiadas

por varios autores, como por ejemplo, Arribas (1967, 1974), González del Tánago (1995) y Abad (1995).

El principal mineral de uranio es uraninita o pechblenda (Foto 87), a veces pseudomorfizada en uranofana (Calvo y González del Tánago, 1996), cristales de brannerita  $[(U,Ca,Y,Ce)(Ti,Fe)_2O_6]$  de tamaños excepcionales, que son los mayores del mundo (hasta 15 cm de arista, Foto 88), y la mayoría están cubiertos por una costra de schoepita ( $UO_3 \cdot 2H_2O$ ) (Arribas, 1967, 1974). Además, se encuentra becquerelita  $[Ca(UO_2)_6O_4(OH)_6 \cdot 8H_2O]$ , autuninita, torbenita, junto con monacita, ilménita, ilménita-rutilo, (Foto 89), e ilménita-rutilo uranífero (identificado por M.E. en la Universidad de Oviedo, -Foto 90-).



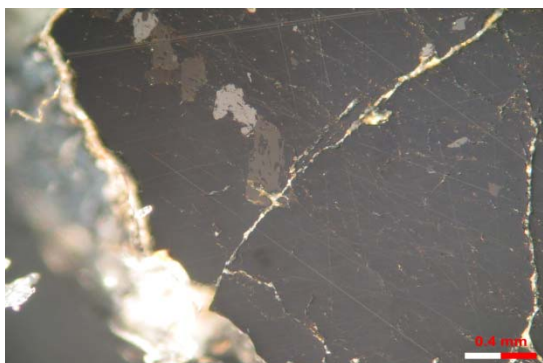
**Foto 87.** Uraninita de la *Mina Diéresis*. Muestra del Museo GeoMinero del IGME.



**Foto 88.** El mayor cristal de Brannerita conocido. *Mina Diéresis*. Muestra del Museo GeoMinero del IGME.



**Foto 89.** Ilmeno-rutilo en feldespato potásico. *Mina Diéresis*.



**Foto 90.** Ilmeno-rutilo uranífero de la *Mina Diéresis* (Probeta pulida, N.C.).

Otros minerales que se encuentran de forma accesoria en las paragénesis son calcopirita y pirita. La mineralización se presenta rellenando huecos en las pegmatitas junto con cristales de Fto-K, micas (moscovita-biotita) y turmalinas que suelen disponerse hacia los bordes de los cuerpos pegmatíticos (Foto 91).

El origen de las mineralizaciones de uranio en la Unidad de Sierra Albarrana está relacionado con las fases de evolución de las pegmatitas; la uraninita es un

mineral petrogenético y su concentración está condicionada por el tipo de pegmatita, en la que se concentran elementos incompatibles, especialmente el U. Por la cantidad de U y siguiendo la clasificación de Černý y Ercit (2005) serían pegmatitas anatécicas abisales con U en transición a las pegmatitas de moscovita. La concentración de la mineralización también está favorecida por factores tectónicos y fisco-químicos (Arribas, 1967).



**Foto 91.** Turmalinas en los bordes de los cuerpos pegmatíticos en *Mina Beta*.

Por otra parte, y teniendo en cuenta el origen por segregación metamórfica, que algunos autores han asignado a las pegmatitas de Sierra Albarrana (Garrote *et al.*, 1980), la génesis de la mineralización de uranio, probablemente estaría relacionada con la evolución metamórfica de las pegmatitas, pero es un tema que no se ha abordado, ya que se sale de los objetivos de esta Tesis.

Los indicios pertenecientes a este tipo se presentan en la Tabla 14 y pueden verse en la Figura 55.

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
U-1	287833	4216754	U, radioactivos, Feldespato	Corta Beta_2	Lentejonar	Hornachuelos
U-2	287814	4216638	U, radioactivos, pegmatitas	Mina Beta (Galería)	Lentejonar	Hornachuelos
U-3	288099	4216017	U, radioactivos, Feldespato	Diéresis	Lentejonar	Hornachuelos

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
U-4	288243	4215908	U, radioactivos, Feldespato	Diéresis_2	Lentejonar	Hornachuelos
U-5	288533	4215348	U, radioactivos	Mina La Umbría	Lentejonar	Hornachuelos

**Tabla 14.** Indicios minerales del Tipo Mineralizaciones de uranio.



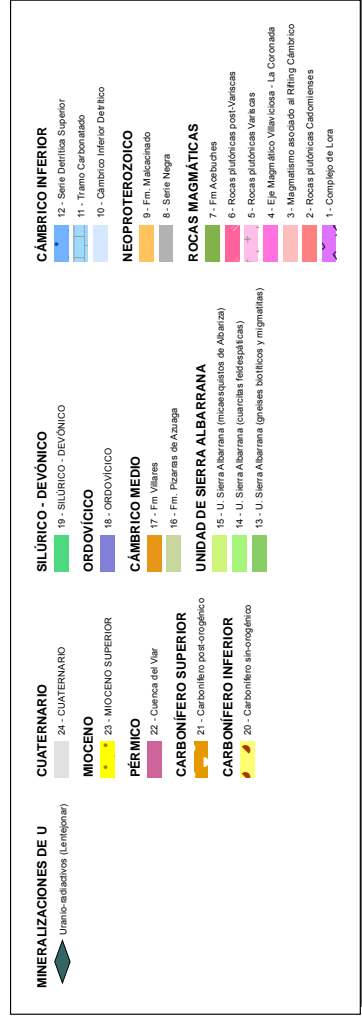
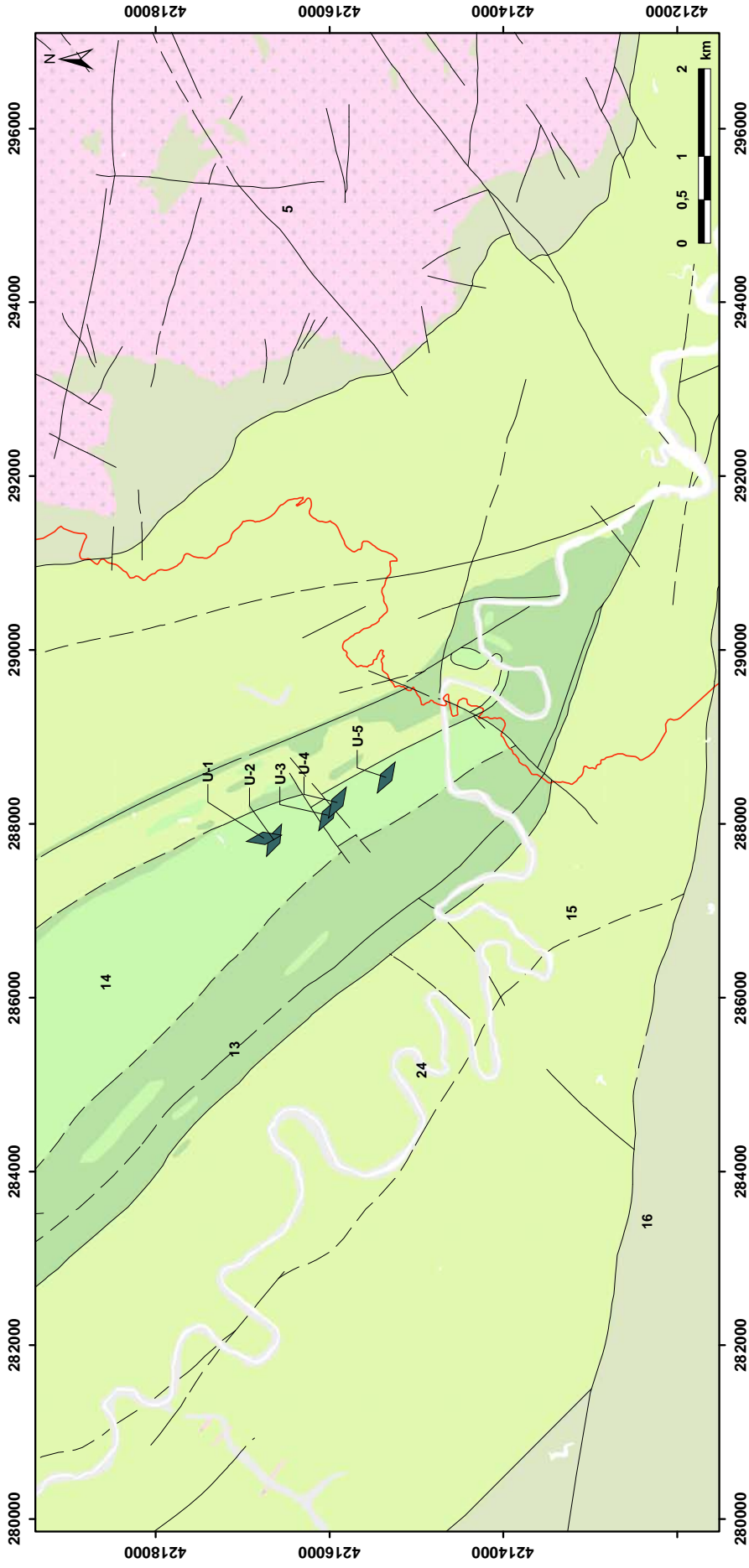


Figura 55. Situación de los indicios pertenecientes al Tipo Mineralizaciones de uranio.

## 5.8. MINERALIZACIONES DE CARBÓN

Las mineralizaciones de carbón, representadas por 22 yacimientos e indicios en la zona, están localizadas principalmente en el Carbonífero inferior sinorogénico. Las más productivas fueron las de la *Cuenca de Villanueva del Río y Minas*, la *mina Virgen de Linarejo* en la Cuenca de Benjarafe y las de la Cuenca de Valdeinfierno (véanse apartados 4.2.2.5.1, 4.2.2.5.2, 4.2.2.5.3 y Tabla 15).

Las minas de carbón de *Villanueva del Río y Minas* se explotaron en galerías subterráneas mediante 5 pozos de extracción de más de 600 m de profundidad. Tuvieron gran importancia económica, siendo el principal suministro de carbón de Renfe hasta los años 60.

La última etapa de extracción se realizó mediante labores a cielo abierto en la

*Corta San Fernando* (Foto 92). Las capas de carbón, principalmente hulla, presentan suave buzamiento hacia el E y el nivel productivo está situado en un sinclinal de orientación N160°E con capas de carbón de orientación N120°E. La mineralización encaja en lutitas y pudingas del Carbonífero productivo.

Otra mineralización de carbón de interés es la de la *mina Virgen de Linarejo* en Fuenteobejuna (Tabla 15). Se trata de una mineralización constituida por varias capas de carbón, principalmente hulla, de potencia variable entre 1 y 3.5 m, de orientación N140°E y con buzamientos de unos 40° hacia el NE (Foto 93). La mineralización encaja en las pizarras y areniscas del Tournaisiense superior-Viseense inferior de la Cuenca de Benjarafe.



**Foto 92.** *Corta San Fernando*, Villanueva del Río y Minas.



**Foto 93.** Capas de carbón de potencias métricas y orientación N140° E, buzando 40° NE. *Mina La Virgen de Linarejo* (Fuenteobajuna).

El tercer grupo de importancia económica son las *minas de Valdeinfierno*, en el término municipal de Hornachuelos, que son tres indicios (C-6, C-7 y C-8), incluyendo la mina de *La Coma* situada al NE de las minas de Valdeinfierno (Foto 94). Esta mineralización de carbón se explotó

en labores subterráneas, mediante pozos de extracción de más de 200 m de profundidad (Foto 94) y galerías (plantas) en dos niveles de explotación, a cotas -100 m y -160 m. En general, se trata de capas métricas de carbón, principalmente hulla, que encajan en brechas poligénicas y lutitas arenosas del Carbonífero (Tournaisiense superior) de la Cuenca de Valdeinfierno.

Las potencias de las capas productivas son métricas, llegando incluso hasta 3 m de potencia máxima. La extensión de la zona mineralizada es de más de 1 km, con una orientación N70°E, siendo la mina de La Coma la prolongación NE de la estructura.

Los indicios pertenecientes a este tipo se presentan en la Tabla 15 y pueden verse en la Figura 56.



**Foto 94.** Pozo principal de explotación de la *Mina de La Coma*, NE de Valdeinfierno.



INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
C-1	253577	4227184	Carbón	Santa Marina norte	Estratiforme	Guadalcanal
C-2	254069	4227125	Carbón	Charco de La Sal	Estratiforme	Guadalcanal
C-3	253961	4227097	Carbón	Charco de La Sal	Estratiforme	Guadalcanal
C-4	253969	4226720	Carbón	Santa Marina	Estratiforme	Guadalcanal
C-5	254991	4226093	Carbón	Santa Marina Este	Estratiforme	Guadalcanal
C-6	280675	4224403	Carbón (Hulla)	Mina de La Coma	Estratiforme	Hornachuelos
C-7	279528	4224057	Carbón (Hulla)	Mina de Valdeinfierro	Estratiforme	Hornachuelos
C-8	279137	4223951	Carbón	Mina de Valdeinfierro	Estratiforme	Hornachuelos
C-9	300226	4222865	Carbón (Hulla)	Virgen de Linarejo	Estratiforme	Fuenteobejuna
C-10	300875	4222352	Carbón (Hulla)	SE Virgen de Linarejo	Estratiforme	Villanueva del Rey
C-11	300753	4221888	Carbón (Hulla)	Corta Azahara	Estratiforme	Villanueva del Rey
C-12	301678	4221332	Carbón (Hulla)	Solana del Castillo	Estratiforme	Villanueva del Rey
C-13	301949	4221108	Carbón (Hulla)	Fuente de los Perros	Estratiforme	Villanueva del Rey
C-14	302648	4220848	Carbón (Hulla)	Los Hatillos Altos	Estratiforme	Villanueva del Rey
C-15	302329	4220819	Carbón (Hulla)	Los Hatillos Altos	Estratiforme	Villanueva del Rey
C-16	260448	4219153	Carbón	La Burdana-Oeste	Estratiforme	Alanís
C-17	260565	4219110	Carbón	La Burdana-Este	Estratiforme	Alanís
C-18	259746	4172422	Carbón	Corta San Fernando	Estratiforme	Villanueva del Río y Minas
C-19	260358	4171190	Carbón	Minas La Reunión Pozo Maestro	Estratiforme	Villanueva del Río y Minas
C-20	261511	4170237	Carbón	Minas La Reunión. Pozo 11	Estratiforme	Villanueva del Río y Minas
C-21	262036	4169846	Carbón	Minas La Reunión. Pozo Los	Estratiforme	Villanueva del Río y Minas
C-22	260550	4169769	Carbón	Minas La Reunión. Pozo Car-	Estratiforme	Villanueva del Río y Minas

**Tabla 15.** Indicios y yacimientos minerales del Tipo Mineralizaciones de carbón.

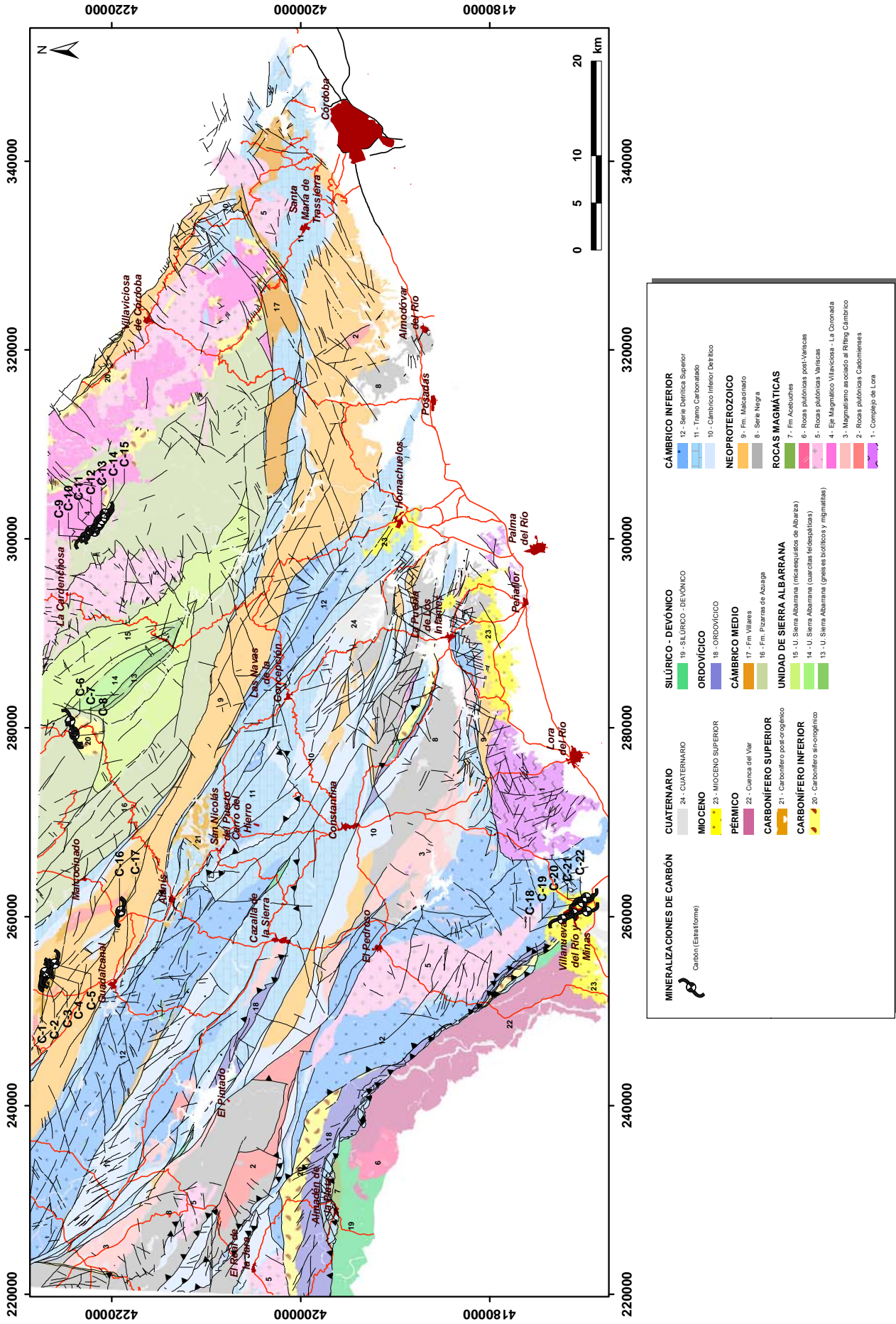
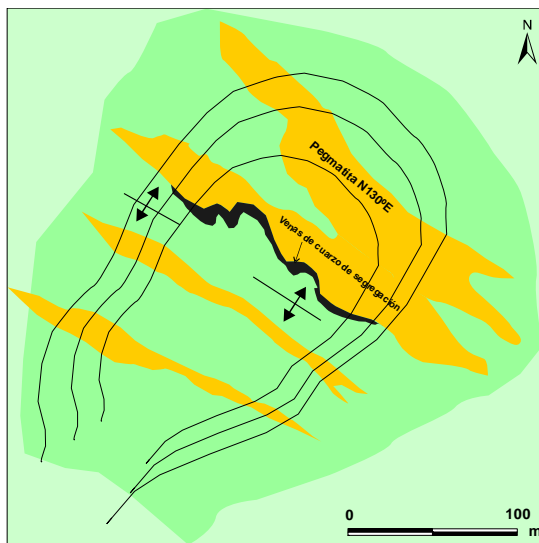


Figura 56. Situación de los indicios pertenecientes al Tipo Mineralizaciones de carbón en la zona de estudio.

## 5.9. ROCAS INDUSTRIALES: FELDESPATO-K ASOCIADO A PEGMATITAS

Las mineralizaciones de feldespato-K son abundantes en la zona, ya que se han reconocido 21 indicios, y siempre están asociadas a pegmatitas de la Unidad de Sierra Albarrana (Tabla 16). El yacimiento tipo seleccionado es, por su magnitud, el del *Cerro de La Sal* en el término municipal de Hornachuelos (Figura 57).



**Figura 57.** Esquema de las trazas cartográficas de orientación NO-SE de las pegmatitas del *Cerro de La Sal*, Hornachuelos.

La mineralización de feldespato-K se asocia a cuerpos pegmatíticos, de orientación general NO-SE (entre N120° y N140° E, Figura 57 y Foto 95) con buzamientos de unos 70° al SO y al NE. Tienen formas irregulares o lantejonares, subconcordantes con la esquistosidad regional. Las potencias de las pegmatitas son variables, normalmente métricas, y en concreto las del *Cerro de La Sal* alcanzan hasta más de 20 m (Foto 96) y llegan a tener una longitud de 300 m.

Las pegmatitas cuarzo-feldespáticas de Sierra Albarrana presentan una minera-

logía compleja, con cuarzo, feldespato potásico, albita, moscovita, biotita, turmalina, berilo, prehnita, granate, minerales de uranio, apatito, ilmeneo-rutilo y otros minerales metálicos. Encajan en materiales de alto grado metamórfico (zona de sillimanita-feldespato potásico), o en la zona de más alta temperatura del grado medio (sillimanita-moscovita).

Las rocas metamórficas encajantes son cuarcitas feldespáticas, gneises migmatíticos, gneises biotíticos, gneises anfibólicos y esquistos. La génesis propuesta para las pegmatitas de Sierra Albarrana es que se forman por un proceso de diferenciación y segregación metamórfica, a partir de rocas muy alumínicas que alcanzaron, al menos, condiciones de metamorfismo de grado medio, en las zonas más profundas del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana y se emplazaron en la zona perianatóctica (Garrote et al., 1980). Estas pegmatitas pertenecen al subtipo de pegmatitas con moscovita (Abad, 1995). En ningún caso se han encontrado pegmatitas cuarzo-feldespáticas en las zonas metamórficas con estauroлита, andalucita, granate, biotita o clorita (Garrote et al., op. cit.).

Hay que resaltar que los numerosos indicios de pegmatitas del entorno de Sierra Albarrana (Figura 58) pueden representar un importante potencial como recurso de explotaciones de rocas industriales en la zona. Por sus reservas, calidad química de los minerales, tamaño de grano y texturas es planteable la obtención industrial de cuarzo, feldespato-K, feldespato sódico y moscovita.

Los indicios pertenecientes a este tipo se presentan en la Tabla 16 y pueden verse en la Figura 58.





**Foto 95.** Panorámica de la cantera *Peña Grajera* para la extracción de feldespato-K en las pegmatitas del *Cerro de La Sal*, Hornachuelos.



**Foto 96.** Pegmatitas con más de 20 m de potencia en el *Cerro de La Sal*.

INDICIO	XUTM	YUTM	Sustancia	Nombre	Morfología	TTMM
FtoK-1	283120	4224159	Feldespatos (Pegmatitas)	Valdelaspilas	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-2	283272	4223974	Feldespatos (Pegmatitas)	Valdelaspilas	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-3	283504	4223783	Feldespatos (Pegmatitas)	Valdelaspilas	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-4	283021	4222964	Feldespatos (Pegmatitas)	El Madroño	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-5	283291	4222741	Feldespatos (Pegmatitas)	Taravilla	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-6	281708	4222121	Feldespatos (Pegmatitas)	Cruz del Chaparral	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-7	282622	4221758	Feldespatos (Pegmatitas)	Mina Abandonada	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-8	281486	4221206	Feldespatos (Pegmatitas)	Mina Abandonada de Juan Calvillo	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-9	282033	4221201	Feldespatos (Pegmatitas)	Calvillo	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-10	282865	4221038	Feldespatos (Pegmatitas)	La Albarrana norte	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-11	283071	4220507	Feldespatos (Pegmatitas)	La Albarrana	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-12	282347	4219776	Feldespatos (Pegmatitas)	Juan Calvillo	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-13	282963	4218992	Feldespatos (Pegmatitas)	Alameda	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-14	284095	4218520	Feldespatos (Pegmatitas)	El Acebuche	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-15	283794	4218393	Feldespatos (Pegmatitas)	Alameda Este	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-16	284481	4218225	Feldespatos (Pegmatitas)	Norte del Cerro de La Sal	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-17	284306	4217905	Feldespatos (Pegmatitas)	Cerro de La Sal	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-18	284861	4217841	Feldespatos (Pegmatitas)	Cerro de La Sal Este	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-19	286159	4217827	Feldespatos (Pegmatitas)	Los Morales	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-20	284383	4217572	Feldespatos (Pegmatitas)	Cantera Peña Grajera (Cerro de La Sal)	Lentejonar	Hornachuelos
FtoK-21	288261	4215438	Feldespatos (Pegmatitas)	Mina Morales	Lentejonar	Hornachuelos

Tabla 16. Rocas industriales: feldespatos-K en pegmatitas.



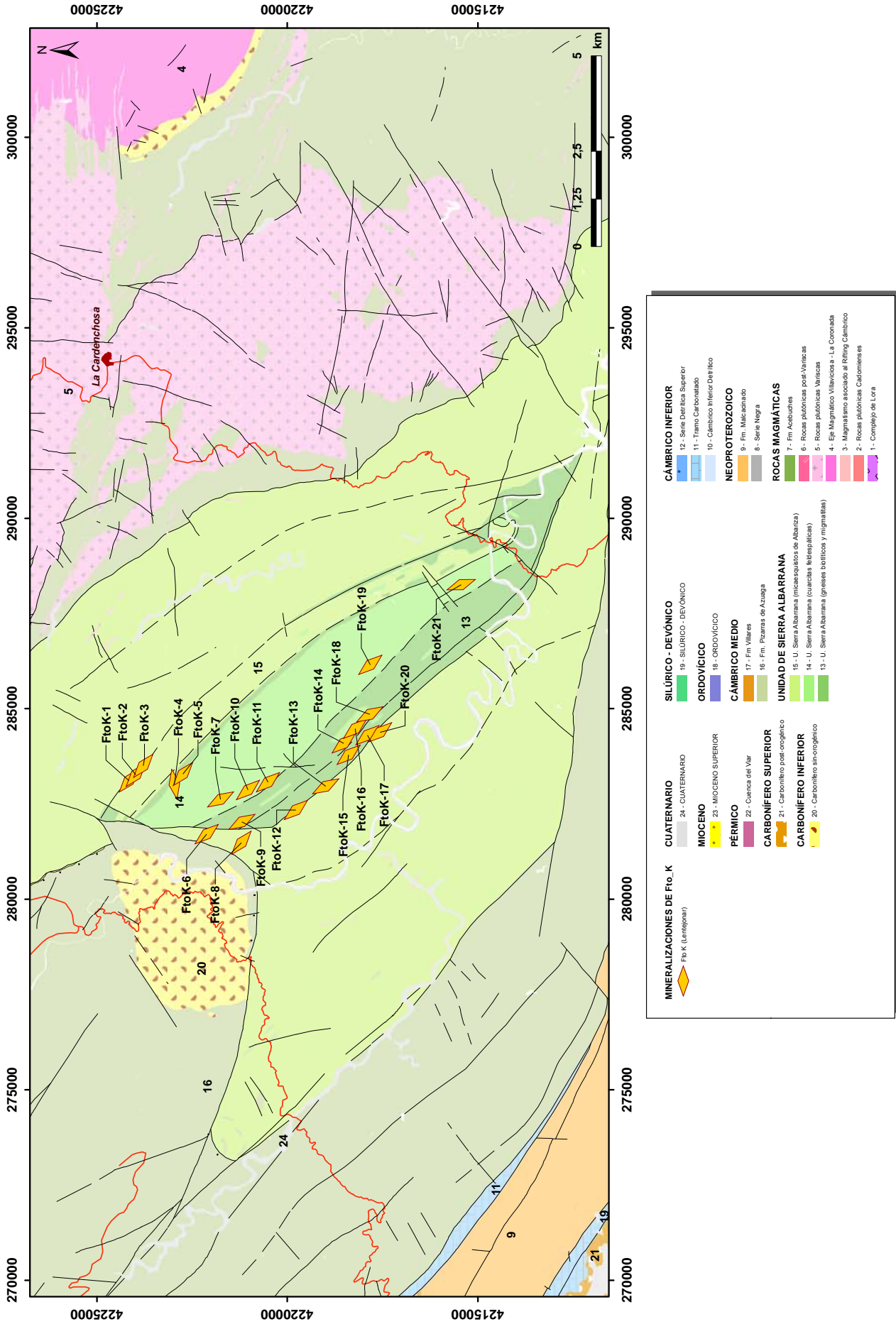


Figura 58. Situación de los indicios pertenecientes al Tipo Mineralizaciones de feldespatos-K en pegmatitas de la Unidad de Sierra Albarrana.













## **6-. SÍNTESIS METALOGÉNICA**



## 6. SÍNTESIS METALOGÉNICA

Una característica esencial de Ossa Morena es la presencia de varios Ciclos Metalogénicos que no se observan de manera tan clara en otros terrenos del Macizo Varisco. Estas características tan particulares hacen que sea un dominio de gran interés metalogénico y minero, en lo que se refiere principalmente a tipos de mineralizaciones, algunas poco frecuentes en el Orogéno Varisco.

Las mineralizaciones de esta zona, que se han resumido en los tipos antes mencionados, probablemente se asocian a los Ciclos Metalogénicos que se exponen a continuación y que se han establecido para el conjunto de Ossa Morena (Locutura *et al.*, 1990; Tornos *et al.*, 2004; Gumiel y Quesada, 2003; Gumiel *et al.*, 2010 a, c).

### 6.1. CICLO 1. MINERALIZACIONES RELACIONADAS CON EL CICLO CADOMIENSE Y CON EL PROCESO DE RIFTING DEL CÁMBRICO INFERIOR

---

Son mineralizaciones probablemente relacionadas con la Orogenia Cadomiense que desarrollan en un esquema de “tipo andino” entre la ZCI y la ZOM, durante el Neoproterozoico y el Cámbrico inferior.

En ocasiones, parece existir una continuidad entre las mineralizaciones ligadas a la Orogenia Cadomiense propiamente dicha y las secuencias carbonatadas y el volcanismo suprayacente relacionado con el posterior proceso de Rifting del Cámbrico inferior.

En la zona de estudio, a este grupo pertenecen las mineralizaciones estratiformes de Fe-Cu-(±Au) tipo IOCG, de posible génesis exhalativa relacionada con una actividad hidrotermal submarina,

ligada a un margen continental activo de tipo andino. Estas mineralizaciones de la zona de estudio son correlacionables con las del extremo NO de la ZOM, (e.g. los IOCG y sulfuros masivos polimetálicos de Puebla de la Reina, Badajoz), cuyas características sugieren que el holotipo más similar sería el modelo tipo bimodal félsico de Barrie y Hannington (1999) como ha sido sugerido por Tornos *et al.*, (2003).

Finalmente, las mineralizaciones de cobre diseminadas, principalmente en la Formación Malcocinado pueden estar relacionadas con el proceso de “tipo andino” entre la ZCI y la ZOM, durante el Cámbrico inferior y removilizadas a favor de cizallas dúctil-frágil Variscas en el ciclo siguiente.

### 6.2. CICLO 2. MINERALIZACIONES RELACIONADAS CON EL MAGMATISMO VARISCO

---

A este Ciclo pertenecen las mineralizaciones de Fe tipo skarn, relacionadas con el magmatismo Varisco y situadas en niveles carbonatados del Cámbrico inferior. Igualmente, las mineralizaciones

de hematites especular que son removilizaciones de las mineralizaciones de Fe previas relacionadas con el proceso de Rifting del Cámbrico inferior. Las removilizaciones se producen a favor de fractu-

ras, generalmente en las calizas y areniscas del Cámbrico inferior detrítico, y en las proximidades de cuerpos magmáticos intrusivos (gabros con indicios de Ni-Cu y pórfidos graníticos).

Como se ha descrito anteriormente, la mineralización de magnetita del skarn de Navalázaro está relacionada con los granitoides del Pedroso. El modelo genético propuesto de la mineralización contempla en primer lugar, el emplazamiento del Plutón a favor de una estructura en pull-apart, generada por un desgarre extensional de orientación ONO-ESE y movimiento dextro (véase la Figura 29). El movimiento del desgarre debe ser de edad aproximada Tournaisiense (359 a 345 Ma) ya que la edad del granito del Pedroso es de  $345.5 \pm 3.9$  Ma.

El desarrollo de estas estructuras, a escala litosférica, tuvo un importante papel acomodando la deformación, y a su vez, favoreciendo la intrusión de un gran volumen de magma, la circulación de fluidos hidrotermales y la formación de yacimientos minerales.

A escala regional, hay una relación es-

pecial entre las mineralizaciones de hierro del Cámbrico inferior y las de tipo skarn, lo que induce a plantear la hipótesis de que, gran parte del hierro de las mineralizaciones Variscas probablemente proviene de la asimilación magmática y/o removilización hidrotermal de la magnetita de los depósitos IOCG.

Las mineralizaciones de Cu diseminado en la Formación Malcocinado, han sufrido enriquecimientos a favor de zonas de cizalla dúctil-frágil Variscas durante este ciclo.

Por último, no hay que olvidar que el cuerpo ultramáfico (IRB) Varisco emplazado en la corteza media, puesto de manifiesto en el perfil IBERSEIS (Simancas *et al.*, 2003), podría ser un agente removilizador y concentrador de las mineralizaciones previas del tipo IOCG en este sector de la ZOM, ya que existen indicios de Ni Variscos en las proximidades de las mineralizaciones de tipo IOCG en el área de Peñaflor (Sevilla), lo que puede avalar la hipótesis de Tornos y Casquet (2005) sobre la inusual asociación de mineralizaciones tipo IOCG y Ni-(Cu) en esta zona.

### 6.3. CICLO 3. MINERALIZACIONES FILONIANAS ASOCIADAS A ESTRUCTURAS EXTENSIONALES TARDI-VARISCAS

A este Ciclo pertenecen las mineralizaciones filonianas hidrotermales de Pb-Zn-Ag asociadas a estructuras extensionales tardi-Variscas y las mineralizaciones de Fe del tipo “ankerita-hematites-barita” relacionadas con hidrotermalismo, cuyo representante principal es la mineralización del Cerro del Hierro. Estas últimas son concentraciones estratiformes de hierro que sufrieron importantes procesos de enriquecimiento hidrotermal, relacionados con removilizaciones a favor de fallas de desgarre con una fuerte componente extensional.

Las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag se

presentan en “*campos filonianos*” que, a veces, tuvieron gran importancia económica en el pasado (e.g., las minas de Casiano del Prado, Puerto Blanco, Cinco Amigos-Calamón, Cansavacas, Los Marines, El Rincón, El Grupo Minero de Onza, Chirivía y Gualdalcanal). La característica principal de estos yacimientos en toda la zona es su marcado control estructural a favor de fallas extensionales tardi-Variscas. Estas fallas aprovechan estructuras de desgarre previas (Variscas) reactivadas en una etapa extensional posterior.

Los principales yacimientos se asocian a

dos sistemas de fallas conjugados y de orientaciones N60°-70°E y N120°-130°E, aunque frecuentemente también se observan haces de venas acompañantes en forma de ramificaciones (“pinnate veins” de orientación N100°-110°E), que conectan con las estructuras principales, siendo frecuente las zonas de enriquecimientos locales en “bolsadas” (pull-aparts) y en zonas de intersecciones entre los distintos sistemas de fallas.

Desde un punto de vista genético, los isótopos de S y C muestran la influencia de sedimentos ricos en materia orgánica, lo que podría deberse a la circulación de los fluidos a través de las pizarras negras del Neoproterozoico.

Por otra parte, las inclusiones fluidas en ankerita realizadas por Palero *et al.*, (2003) indican que los fluidos involucrados en la formación de estos yacimientos eran de baja temperatura, con una salinidad muy variable y una composición típica de las salmueras formacionales. Los valores obtenidos de  $\delta^{18}\text{O}$  son similares a los obtenidos en los yacimientos

de tipo “E” del Valle de Alcudia (Palero, 1991; Palero *et al.*, 2003) y son típicos de las salmueras, lo que está corroborado también por los valores de  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  (De la Riva, 2011). Igualmente los isótopos de Pb de estas mineralizaciones son muy próximos al tipo “E” de Palero (1991).

El origen del Pb puede estar relacionado con los granitos Variscos. Éstos, además de ser la fuente del Pb, proporcionaron el foco de calor necesario para la puesta en circulación de los fluidos hidrotermales.

Durante la formación de los sistemas de fracturas, los granitos todavía actuarían como focos térmicos, activando las corrientes convectivas (celdas hidrotermales a escala regional), de aguas formacionales y/o meteóricas alrededor de los cuerpos ígneos. Este proceso se iniciaría en las etapas tardi-Variscas y continuó de forma prolongada en el tiempo, con brechificaciones asociadas con procesos posteriores, probablemente relacionados con la extensión del Pérmico e incluso del Mesozoico.

## 6.4. CICLO 4. MINERALIZACIONES FILONIANAS ASOCIADAS A ESTRUCTURAS EXTENSIONALES POST-VARISCAS

Por último, a este Ciclo pertenecen las mineralizaciones filonianas de fluorita y barita. En su mayoría se asocian a fallas post-Variscas (Alpinas) de trazado kilométrico, que reactivan estructuras Variscas y tardi-Variscas de la misma orientación (N120°-130°E y N60°-70°E), que las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag del Ciclo anterior.

La hipótesis sobre el origen de estas mineralizaciones, a falta de isótopos e inclusiones fluidas, contempla la posibilidad de que la fuente del F pueden ser los granitos (posiblemente el F contenido

en las biotitas) y la del Ba puede ser el contenido en los sedimentos y en los feldespatos de los granitos.

En ambos casos los fluidos hidrotermales pudieron lixiviar de ambos encajantes el F y el Ba en etapas post-Variscas. Los sistemas hidrotermales se pondrían en funcionamiento durante la descompresión permo-triásica que liberaría fluidos que circularían por las fracturas conectadas antes mencionadas, en sucesivos pulsos, dando lugar a multiestados de apertura y relleno, como se observan en los filones (e.g. Cerro Muriano).













**7-. MAPAS DE PROSPECTIVIDAD  
DE MINERALIZACIONES:  
MODELIZACIÓN ESPACIAL  
MEDIANTE SIG**



## 7. MAPAS DE PROSPECTIVIDAD DE MINERALIZACIONES: MODELIZACIÓN ESPACIAL MEDIANTE SIG

El análisis de un recurso geológico, como es el caso de los yacimientos minerales puede ser muy complejo, ya que en su proceso de formación intervienen muchos factores, que en la mayoría de los casos suelen ser difícilmente cuantificables. Generalmente se suele disponer de un gran volumen de información espacial en diferentes capas de información, cuyo origen pueden ser fuentes muy distintas y heterogéneas. La correcta organización, análisis y visualización conjunta posibilita la obtención de la información precisa (Bonham-Carter, 1994).

Uno de los objetivos principales del análisis de toda esta información geológica es la realización y elaboración de **mapas de prospectividad** de yacimientos minerales, es decir mapas en los cuales se resalten aquellas zonas que son más favorables, o susceptibles de contener un determinado tipo de mineralización. El desarrollo de este tipo de cartografías se ha visto favorecido por la implementación de modelos descriptivos y herramientas de análisis espacial dentro de los Sistemas de Información Geográfica (SIG).

### 7.1. ANALISIS ESPACIAL DE LA DISTRIBUCIÓN DE LAS MINERALIZACIONES DE LA ZONA DE ESTUDIO

En el análisis espacial de las distribuciones de puntos, esquemáticamente, se reconocen tres tipos básicos de patrones espaciales (Diggle, 1983; Boots y Getis, 1988; Wong y Lee, 2001), - Figura 59 -:

1. **Patrón de aleatoriedad** espacial completa es aquel en el que los puntos carecen de interacción entre sí. Este patrón sugiere que los objetos resultantes de procesos independientes ocurren por casualidad.
2. **Patrón agrupado** es aquel en el que los puntos tienden a formar grupos, a diferencia con el anterior. Este patrón sugiere que los puntos son el resultado de algún tipo de interacción entre los procesos. Esto implica "**concentración**" de grupos de objetos en ciertos lugares.
3. **Patrón regular** es aquel en el que los puntos tienden a estar mucho más alejados en comparación con el

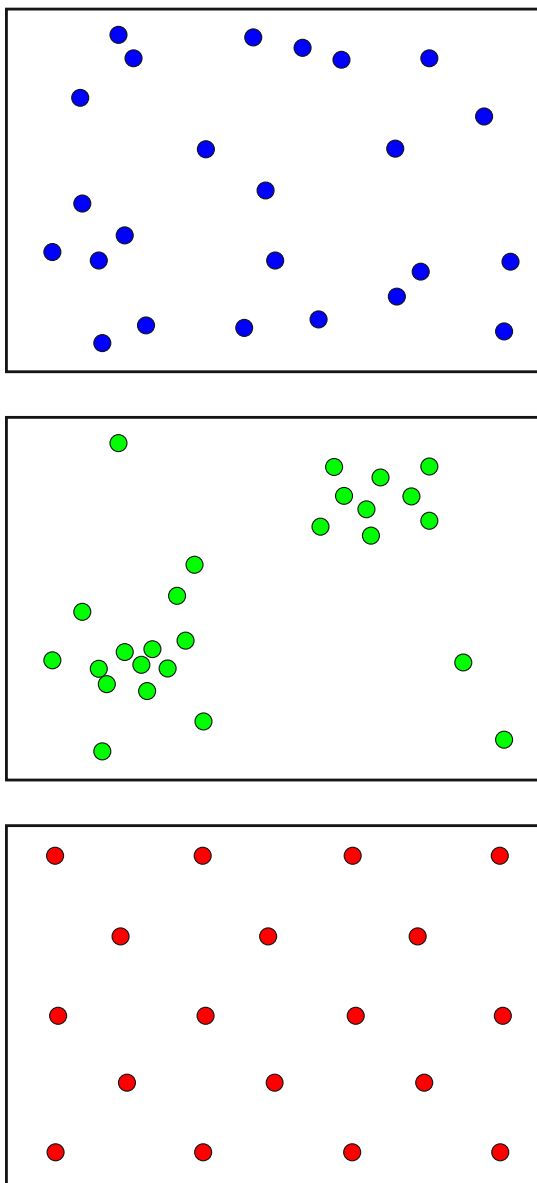
anterior. Este patrón sugiere que los objetos resultantes de la interacción de los procesos implican "**circulación**" de objetos hacia ciertos lugares.

La estadística espacial se utiliza para estudiar la distribución de un conjunto de puntos, como por ejemplo los depósitos minerales de la zona de estudio, y determinar si esa distribución corresponde a un determinado tipo de patrón, es decir, agrupado, disperso o aleatorio.

Es necesario analizar la distribución de las mineralizaciones en el área de estudio, porque nos puede dar una idea de los condicionantes geológicos que han favorecido la localización, en un lugar determinado, de un yacimiento mineral. Por lo que este análisis es el primer estadio para el establecimiento del marco conceptual en el desarrollo de un modelo de prospectividad para una determinada

concentración mineral en una posible zona de interés (Carranza, 2009).

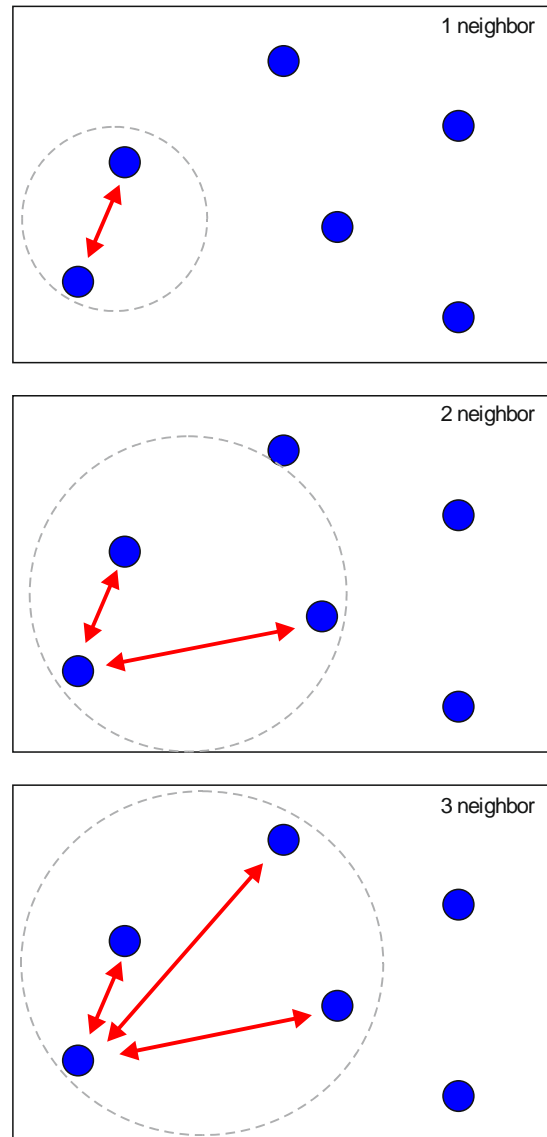
Para el estudio del patrón de la distribución espacial de las mineralizaciones en la zona de estudio se han utilizado los algoritmos de los *N*-vecinos más cercanos ("*N-nearest neighbor*") y la "*función K-Ripley*". De esta forma, podemos establecer e identificar las características espaciales del conjunto de mineralizaciones analizadas.



**Figura 59.** Diagramas representando una distribución de puntos aleatoria, agrupada y regular.

### 7.1.1. Análisis de los N-vecinos más cercanos (N-nearest neighbor)

El método de los N-vecinos más cercanos se realiza en base al cálculo de la distancia promedio desde cada punto (e.g. los yacimientos minerales) hasta los vecinos más cercanos (Figura 60).



**Figura 60.** Esquema del análisis de los N-vecinos más cercanos.

Un patrón de puntos determinado se compara con un patrón de puntos con una distribución aleatoria. La *hipótesis nula* es que el patrón de puntos analiza-

do asume aleatoriedad espacial, lo que significa que los objetos representados por los puntos son independientes entre sí y cada objeto es el resultado de un proceso aleatorio.

La *hipótesis alternativa* es que el patrón de puntos estudiado no asume la aleatoriedad espacial, y por lo tanto los objetos representados por los puntos están relacionados entre sí, porque fueron generados con una cierta interacción de determinados procesos. Por consiguiente, si se conoce que los depósitos minerales de un determinado tipo no son aleatorios, pueden mostrar una determinada pauta de agrupamiento espacial o una distribución espacial más o menos regular.

Hay varias técnicas que permiten probar la hipótesis nula o la hipótesis alternativa y se pueden agrupar generalmente en dos tipos de medidas (Boots y Getis, 1988): (1) medidas de dispersión, y (2) medidas de concentración. Como una medida de dispersión, las distancias entre yacimientos minerales, que se representan como puntos en la zona de estudio, se comparan con las distancias esperadas entre ellos si fueran espacialmente aleatorios, lo que es la base del análisis de los  $N$ -vecinos más cercanos, (véase la Figura 60).

En un conjunto de  $N$  puntos, las distancias promedio desde un punto a cada uno de los otros se refieren como  $1^a$ ,  $2^a$ ,  $3^a$ , o  $(N-1)^n$  órdenes de distancias a vecinos próximos; la  $1^a$  distancia es la distancia al vecino más cercano. Si la distancia promedio de las  $n$  distancias medidas a los vecinos más próximos es menor que el promedio de las  $n$  distancias esperadas en una distribución hipotética aleatoria, se considera que la distribución que se analiza es agrupada.

Por el contrario, si la distancia promedio de las  $n$  distancias medidas a los vecinos más próximos es mayor que el promedio

de las  $n$  distancias esperadas en una distribución hipotética aleatoria, se considera que la distribución que se analiza es dispersa o regular.

El ratio (relación) entre el promedio de los vecinos más cercanos se calcula como la distancia promedio observada dividida por la distancia promedio esperada (con la distancia promedio esperada basada en una distribución hipotética aleatoria con el mismo número de puntos que cubren la misma área). El significado de la diferencia entre el promedio de las  $n$  distancias medidas a vecinos cercanos y el promedio de las  $n$  distancias esperadas, se puede determinar estadísticamente en base a la distribución normal. Para más detalles se recomienda consultar a Boots y Getis (1988), o Wong y Lee (2001).

Las mineralizaciones que se han seleccionado, por su representatividad geológica, metalogénica y estadística, en base al número de yacimientos e indicios minerales existentes en la zona son las siguientes: Fe, Cu, Pb-Zn-Ag y F-Ba y una primera aproximación fue presentada por Gumiel *et al.* (2010 c).

Se han calculado 10 distancias (de menor a mayor) entre vecinos más cercanos, de las mineralizaciones mencionadas, utilizando el software gratuito "CrimeStat©" vs III (Levine, 2004).

Los resultados muestran que los yacimientos e indicios minerales de Cu, Pb-Zn-Ag y F-Ba muestran patrones de distribución agrupados, con ratios de distancia observada / distancia esperada menores que 1 en los 10 vecinos próximos. Sin embargo, el Fe muestra un comportamiento algo diferente ya que el patrón es agrupado hasta el vecino de orden  $5^o$ , pero a partir del  $6^o$  es mayor que 1, lo que quiere decir que a mayores distancias consideradas, el patrón de distribución tiende a ser más disperso (Tabla 17 y Figura 61).



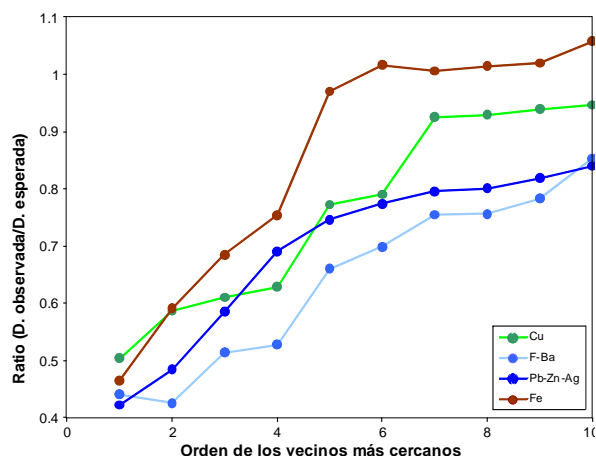
Fe			
Orden	D <sub>o</sub>	D <sub>e</sub>	D <sub>o</sub> /D <sub>e</sub>
1	2148.89	4618.46	0.47
2	4097.56	6927.68	0.59
3	5934.39	8659.61	0.69
4	7623.61	10102.87	0.75
5	11027.30	11365.73	0.97
6	12712.78	12502.30	1.02
7	13626.50	13544.16	1.01
8	14724.36	14511.60	1.01
9	15727.64	0.58	1.02
10	17222.27	16275.17	1.06

Pb-Zn-Ag			
Orden	D <sub>o</sub>	D <sub>e</sub>	D <sub>o</sub> /D <sub>e</sub>
1	1460.92	3454.25	0.42
2	2511.94	5181.38	0.48
3	3792.48	6476.72	0.59
4	5220.24	7556.17	0.69
5	6345.81	8500.69	0.75
6	7235.90	9350.76	0.77
7	8061.30	10129.99	0.80
8	8692.60	10853.57	0.80
9	9445.35	11531.91	0.82
10	10223.34	12172.57	0.84

Cu			
Orden	D <sub>o</sub>	D <sub>e</sub>	D <sub>o</sub> /D <sub>e</sub>
1	2164.36	4291.76	0.50
2	3776.76	6437.64	0.59
3	4914.24	8047.05	0.61
4	5907.77	9388.22	0.63
5	8159.42	10561.75	0.77
6	9186.62	11617.92	0.79
7	11650.41	12586.08	0.93
8	12537.81	13485.09	0.93
9	13457.41	14327.91	0.94
10	14313.75	15123.90	0.95

F-Ba			
Orden	D <sub>o</sub>	D <sub>e</sub>	D <sub>o</sub> /D <sub>e</sub>
1	1244.99	2820.85	0.44
2	1803.80	4231.28	0.43
3	2719.82	5289.10	0.51
4	3257.98	6170.62	0.53
5	4585.30	6941.95	0.66
6	5334.62	7636.14	0.70
7	6243.77	8272.49	0.75
8	6702.22	8863.38	0.76
9	7373.76	9417.34	0.78
10	8484.05	9940.53	0.85

**Tabla 17.** Cálculo de los 10-vecinos más cercanos de las mineralizaciones seleccionadas. D<sub>o</sub>: Distancia media observada (m); D<sub>e</sub>: Distancia media esperada (m).



**Figura 61.** Análisis espacial de las distribuciones de las mineralizaciones estudiadas en el borde SE de la ZOM: Diagrama del Ratio (Distancia observada / Distancia esperada) vs. orden de los 10 vecinos más cercanos.

### 7.1.2. Análisis espacial multidistancia (función K-Ripley)

La *función-K* de Ripley (1976) se utiliza para evaluar si la magnitud de la agrupación de una serie de puntos es uniforme a diferentes escalas. Por consiguiente, permite representar la aleatoriedad de una distribución de puntos a distancias variables.

Para obtener la *función-K*, se parte de un número de puntos  $N$  dentro de una zona de influencia alrededor de los mismos (buffer) a una determinada distancia  $h$ .

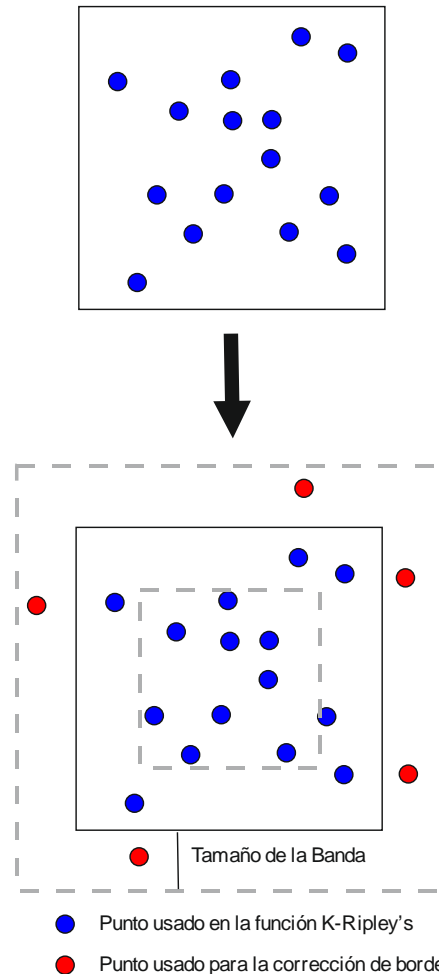
$$(5) \quad K(h) = \lambda^{-1} \sum_{i \neq j} I_h(d_{ij} < h),$$

donde  $d_{ij}$  es la distancia euclídea entre los puntos  $i$  y  $j$ ,  $I_h(d_{ij} < h)$  es la función indicadora, que toma el valor de 1 si la distancia entre los puntos  $i$  y  $j$  es menor que  $h$  y 0 en el caso contrario.  $\lambda$  es la densidad media de los puntos que generalmente se estima como  $A/N^2$ , donde  $A$  es el área de la región que contiene todos los puntos.

La *función-K* está sujeta a a “efectos de borde” (Figura 62), porque los puntos que aparecen fuera de los límites del área de estudio no se tienen en cuenta para estimar  $K(h)$ , aunque se encuentren a una distancia menor que  $h$  de un punto situado dentro del área. Si no se tienen en cuenta estos efectos de borde se producen estimaciones sesgadas de  $K(h)$  especialmente para valores grandes de  $h$ .

Por lo tanto, para minimizar este efecto se incluye un factor de ponderación  $w_i$ , para poder considerar los puntos situados en los bordes de la zona de estudio (Figura 62).

Formalmente,  $w_i$  es el peso de la zona de influencia (buffer) que está centrado en  $i$  y se encuentra dentro de la región de estudio.



**Figura 62.** Diagrama de la función *K-Ripley* (modificado de ArcGIS 9.2 © Help).

Con este peso incorporado en el análisis, la *función-K* se establece como

$$(6) \quad K(h) = \frac{A}{N^2} \sum_{i \neq j} \frac{I_h(d_{ij})}{w_i}$$

La función empírica  $K(h)$  es esencialmente una función de densidad de puntos a una determinada distancia  $h$  y puede compararse con la función de densidad de puntos aleatorios. Para un patrón aleatorio una buena aproximación de  $K(h)$  es el área de un círculo  $\pi h^2$ .

Para un patrón de distribución de puntos disperso o regular, la función  $K(h)$  será menor que  $\pi h^2$ . Por lo tanto, en lugar de representar juntas la *función-K* y la del patrón de puntos aleatorio, se utilizan

sus diferencias mediante la *función*  $L(h)$  que es una variante de la *función*- $K$  y que se define como

$$(7) \quad L(h) = \sqrt{\frac{K(h)}{\pi}} - h$$

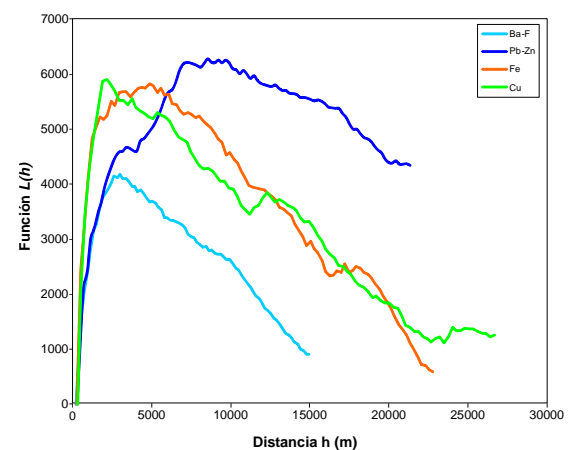
Cuando la *función*  $L(h)$  tiene valores positivos, el patrón espacial estudiado a una determinada distancia  $h$  es agrupado y si tiene valores negativos la distribución de los puntos es dispersa. La aplicación de la *función*  $L(h)$  al análisis de las distribuciones de las mineralizaciones seleccionadas corrobora los resultados obtenidos en el análisis de los  $K$ -vecinos más cercanos.

Se observa una tendencia de agrupamiento de las distribuciones de las mineralizaciones a diferentes distancias. La forma de las diferentes curvas muestra valores altos de la *función*  $L(h)$ , especialmente para las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag, Fe y Cu (algo menores para el F-Ba), lo que indica un fuerte grado de agrupamiento de los yacimientos considerados a distancias por debajo de 5 km. Las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag también permanecen agrupadas a distancias algo mayores (7-8 km).

Esto se observa por los pronunciados picos de las curvas a las distancias mencionadas (Figura 63). Además, las tendencias de las curvas indican que la *función*  $L(h)$  aumenta bruscamente a distancias pequeñas y gradualmente dismi-

nuye con el aumento de la distancia, siendo algo más brusca la disminución para los depósitos de Fe. Estas tendencias de las curvas señalan que el agrupamiento de las distribuciones de las mineralizaciones estudiadas se produce en distancias comprendidas entre aproximadamente 3 y 8 km, (es decir, a escala local o de yacimiento).

Las mineralizaciones de Cu tienen otro pequeño pico de agrupamiento a distancias de unos 12 km y las de Pb-Zn-Ag a unos 9-10 km, lo que confirma que la tendencia general para todas las mineralizaciones es que el grado de agrupamiento disminuye progresivamente a distancias mayores de 10-12 km (Figura 63).



**Figura 63.** Análisis espacial de las distribuciones de las mineralizaciones estudiadas en el borde SE de la ZOM: Análisis espacial de distancia múltiple utilizando la Función  $L(h)$  vs. distancia  $h(m)$ . Explicación en el texto.

## 7.2. CONDICIONANTES GEOLÓGICOS QUE INFLUYEN EN LA DISTRIBUCIÓN DE LAS MINERALIZACIONES

Las relaciones entre las mineralizaciones y los procesos geológicos que las originan son muy complejas y normalmente se establecen por criterios de campo. En su mayoría son descriptivas y sus mecanismos de interacción no son suficientemente conocidos.

A diferencia de otras disciplinas del conocimiento (por ejemplo, en estudios de meteorología, geofísica, etc.) en las que se pueden adquirir datos a partir de instrumentación, las relaciones de las mineralizaciones con los procesos geológicos que las originan solamente se pueden



estudiar desde el “*presente*”. Estos complejos procesos evolucionan durante millones de años y analizamos el resultado final que es la formación de un yacimiento mineral, siendo imposible la “*vuelta atrás*”, por lo que es prácticamente imposible poder caracterizar con precisión estos mecanismos de interacción.

En la actualidad, la única forma viable para tratar de cuantificar las relaciones entre las mineralizaciones y los procesos geológicos que las originan es a partir del análisis estadístico de los datos que se obtienen en la exploración (e.g. Yao y Cheng, 2011), que incluyen la caracterización de los yacimientos y de las rocas encajantes, así como el establecimiento de los controles geológicos y geoquímicos de las mineralizaciones.

En este capítulo se presentan las bases para establecer los condicionantes (controles geológicos) que han podido influir en la distribución y localización de las principales mineralizaciones de la zona.

En primer lugar, se ha realizado un análisis de la densidad de fracturas/fallas en la zona, así como de la densidad de los yacimientos e indicios minerales. En segundo lugar, se han establecido los condicionantes geológicos; estratigráficos (rocas encajantes favorables) y estructurales (indicios minerales situados a menos de 500 m de fracturas/fallas favorables). En tercer lugar, se ha utilizado el método de los *Pesos de Evidencia* (Weights of Evidence - WofE -) de Bonham-Carter *et al.*, (1989) y Bonham-Carter (1994).

### 7.2.1. Densidad de fracturas y mineralizaciones

---

En primer lugar, se ha generado un mapa de densidad de las fracturas/ fallas de toda la zona de estudio, utilizando una *función de densidad de probabilidad Kernel* (Figura 64). Igualmente, se ha realizado un mapa de densidad de indi-

cios y yacimientos minerales de la zona cubriendo la misma área, para su comparación con el mapa de densidad de fracturas.

Hay que resaltar que en general hay una correlación positiva entre las zonas de alta densidad de fractura y la mayor densidad de yacimientos e indicios minerales en la zona (Figura 64).

De la observación conjunta de ambos mapas hay que enfatizar que las áreas de alta densidad de fracturas/fallas facilitan el flujo localizado de fluidos, la conectividad entre determinados sistemas de fracturas, que se discriminan posteriormente en el capítulo 7.2.2, y la concentración mineral en determinadas zonas favorables.

Además, estas estructuras facilitan, tanto el emplazamiento de un volumen considerable de magmas, como la removilización de las mineralizaciones primarias, las de Fe tipo IOCG relacionadas con el Rifting Cámbrico, y el desarrollo de celdas hidrotermales convectivas durante la Orogenia Varisca.

Las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-Cu se forman desde el Varisco y muestran diferentes etapas de concentración y relleno en estructuras extensionales tardi-Variscas, mediante fluidos canalizados a través de los sistemas de fallas conectadas antes mencionadas. En etapas post-Variscas se forman las mineralizaciones de F y Ba.

Las removilizaciones juegan un papel importante en la concentración de algunas mineralizaciones, por ejemplo, las de Fe hidrotermal a favor de fallas extensionales. Los primitivos sistemas hidrotermales se reactivan en etapas posteriores, relacionadas con la extensión del Pérmico, del Mesozoico y los movimientos alpinos, lo que es muy importante para la concentración de las mineralizaciones de F y las de Ba de la zona.

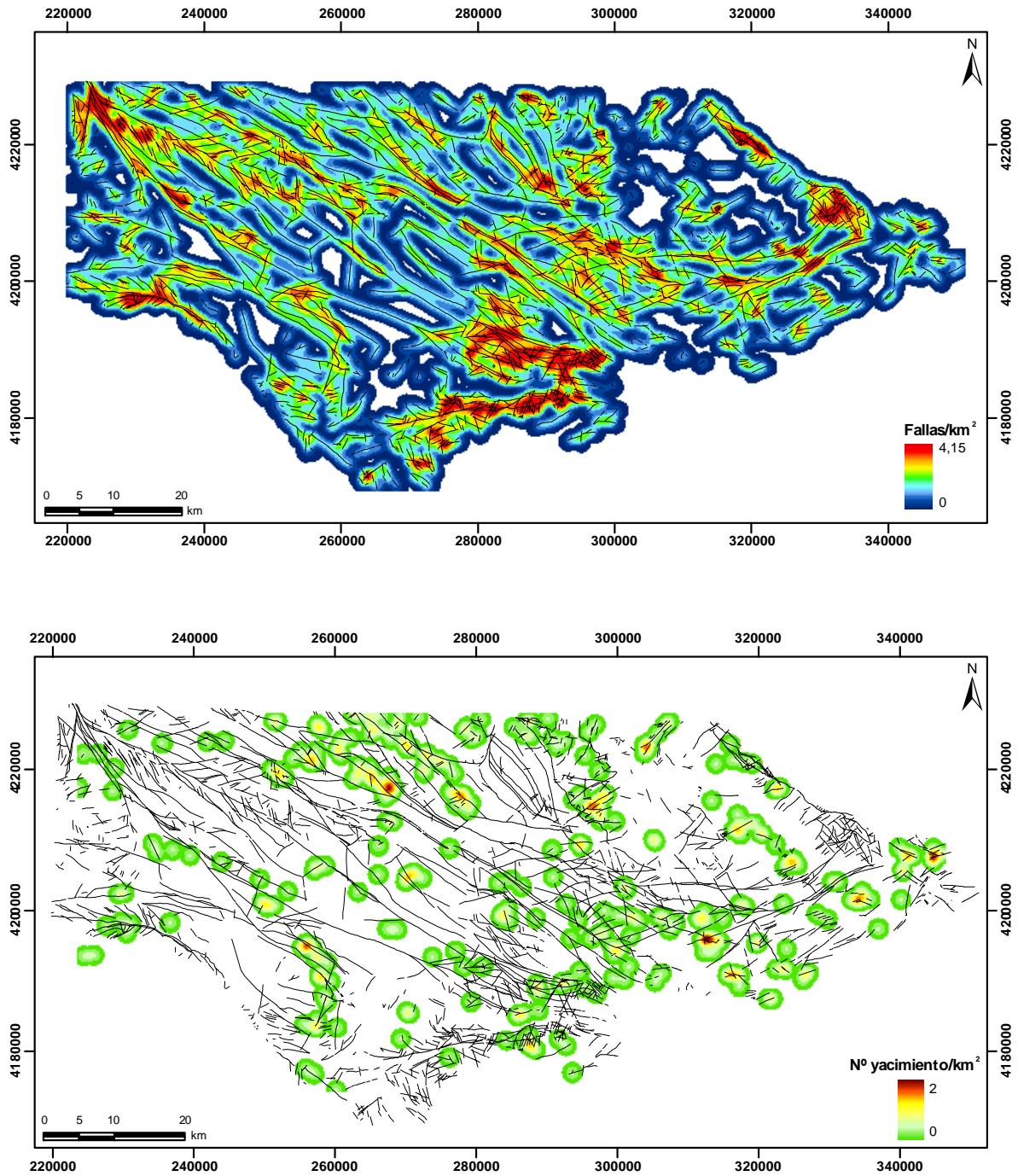
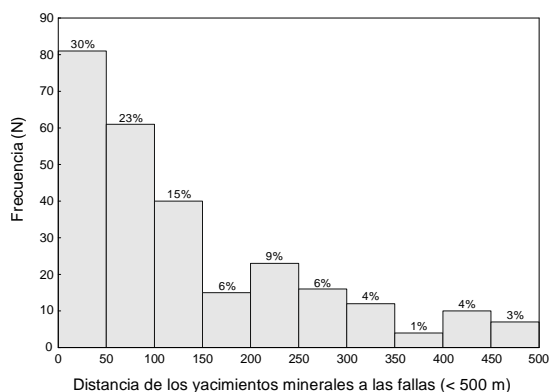


Figura 64. Mapas de densidad de fracturas/fallas y de yacimientos e indicios minerales de la zona utilizando una función de densidad de probabilidad Kernel.

## 7.2.2. Condicionantes estructurales

Se ha realizado un análisis de estadística espacial de los diferentes sistemas de fracturas (fallas) y de los grupos de mineralizaciones con ellos relacionados.

Las mineralizaciones seleccionadas (Fe, Cu, Pb-Zn-Ag y F-Ba) muestran un fuerte control estructural, ya que, de los 343 yacimientos e indicios minerales de las sustancias mencionadas (Tabla 18), el 78.4% del total de indicios minerales se encuentran situados a menos de 500 m de un determinado grupo de fallas, y en concreto el 53% está situado a menos de 100 m (Figura 65).



**Figura 65.** Histogramas de frecuencia de distancias (< 500 m) de los yacimientos e indicios minerales a las fallas.

La discriminación de fracturas / fallas por cuadrantes corrobora que los sistemas

de orientación NO-SE (26%) y ENE-OSO (20%) o NE-SO (19%), probablemente conjugados, son los que mayoritariamente están relacionados con las mineralizaciones de la zona (Figura 66).

Del análisis sistemático de la situación de las mineralizaciones seleccionadas a menos de 500 m de las fallas (Tabla 18), se deduce lo siguiente:

- Las **mineralizaciones de Fe** (Figura 67), en concreto el tipo relacionado con hidrotermalismo, están asociadas a las NO-SE (27%).
- Las **mineralizaciones de Cu** (Figura 68) están asociadas principalmente a las familias de fallas de orientación NO-SE (31.3%) y ENE-OSO (20.9%). La mineralización de Cu de Cerro Muriano presenta esta última orientación.
- Las **mineralizaciones de Pb-Zn-Ag** (Figura 69), se asocian a las NO-SE (30%) y NE-SO (23.75%), e.g: la mayoría de los campos filonianos de Pb de la zona.
- Finalmente, las **mineralizaciones de F-Ba** (Figura 70) se asocian a las familias NE-SO y ENE-OSO (22.97%).

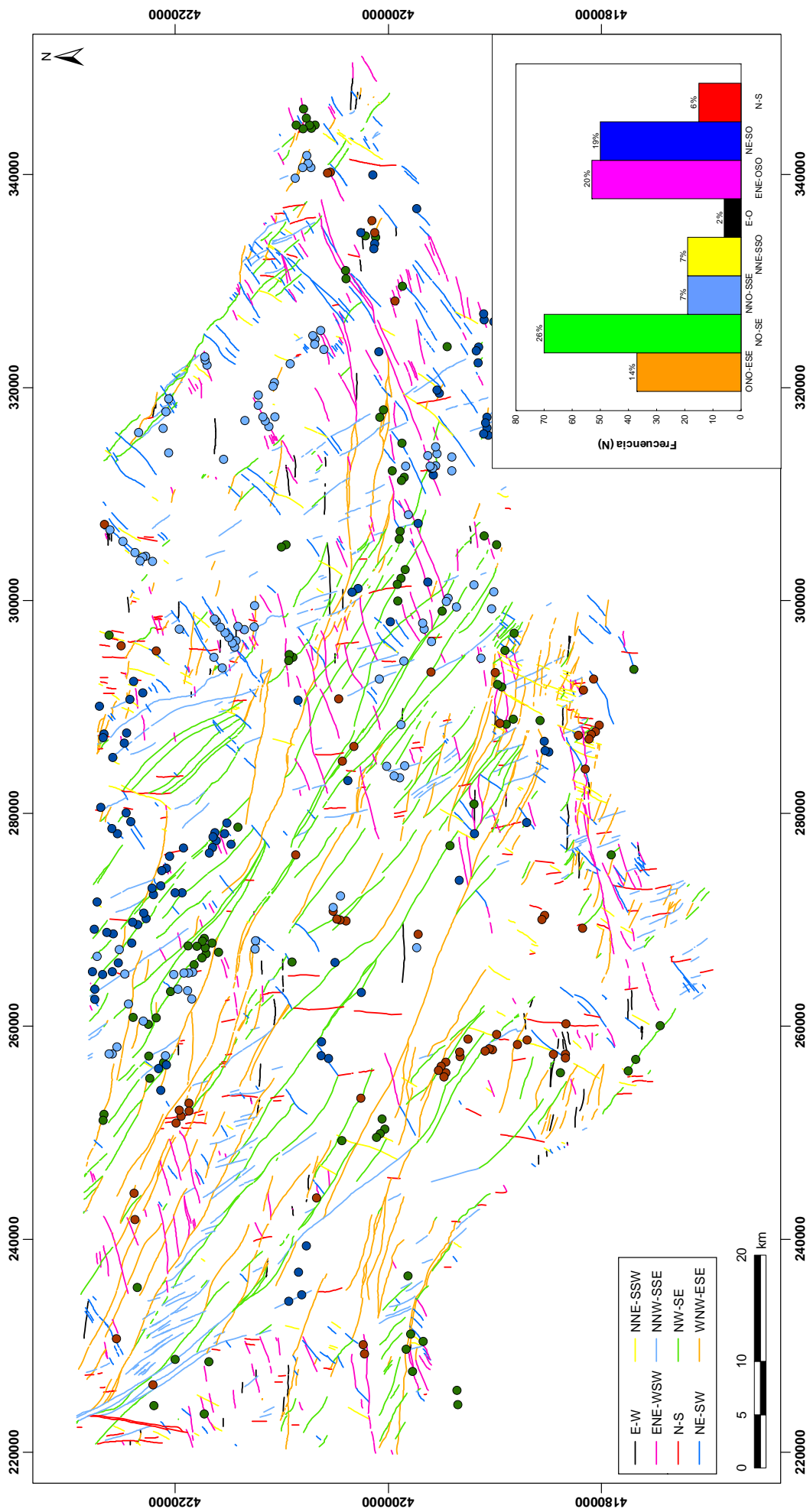
Este análisis estadístico detallado se ha llevado a cabo para el cálculo de los pesos de influencia de los controles geológicos establecidos en el capítulo 7.3.

Cuadrante	Fe		Cu		Pb		F-Ba		Total por cuadrante
	N	%	N	%	N	%	N	%	
<b>ENE-OSO</b>	7	14.58	14	<b>20.90</b>	15	18.75	17	<b>22.97</b>	53
<b>E-O</b>	-	-	2	2.99	1	1.25	3	4.05	6
<b>NE-SO</b>	7	14.58	7	10.45	19	<b>23.75</b>	17	<b>22.97</b>	50
<b>NNE-SSO</b>	5	10.42	6	8.96	3	3.75	5	6.76	19
<b>NNO-SSE</b>	3	6.25	5	7.46	6	7.50	5	6.76	19
<b>N-S</b>	8	16.67	-	-	4	5.00	3	4.05	15



Cuadrante	Fe		Cu		Pb		F-Ba		Total por cuadrante
	N	%	N	%	N	%	N	%	
<b>NO-SE</b>	13	<b>27.08</b>	21	<b>31.34</b>	24	<b>30.00</b>	12	16.22	70
<b>ONO-ESE</b>	5	10.42	12	17.91	8	10.00	12	16.22	37
<b>Total &lt;500 m</b>	<b>48</b>		<b>67</b>		<b>80</b>		<b>74</b>		<b>269</b>
<b>% indicios</b>	<b>77.42%</b>		<b>77.01%</b>		<b>84.21%</b>		<b>74.75%</b>		<b>78.43%</b>

**Tabla 18.** Número de indicios (N) y porcentajes de las mineralizaciones seleccionadas situadas a menos de 500 m de los grupos de fallas orientadas por cuadrantes.



**Figura 66.** Mapa de fracturas con la totalidad de indicios estudiados. Histograma con el porcentaje de indicios asociados a los diferentes grupos de fallas.

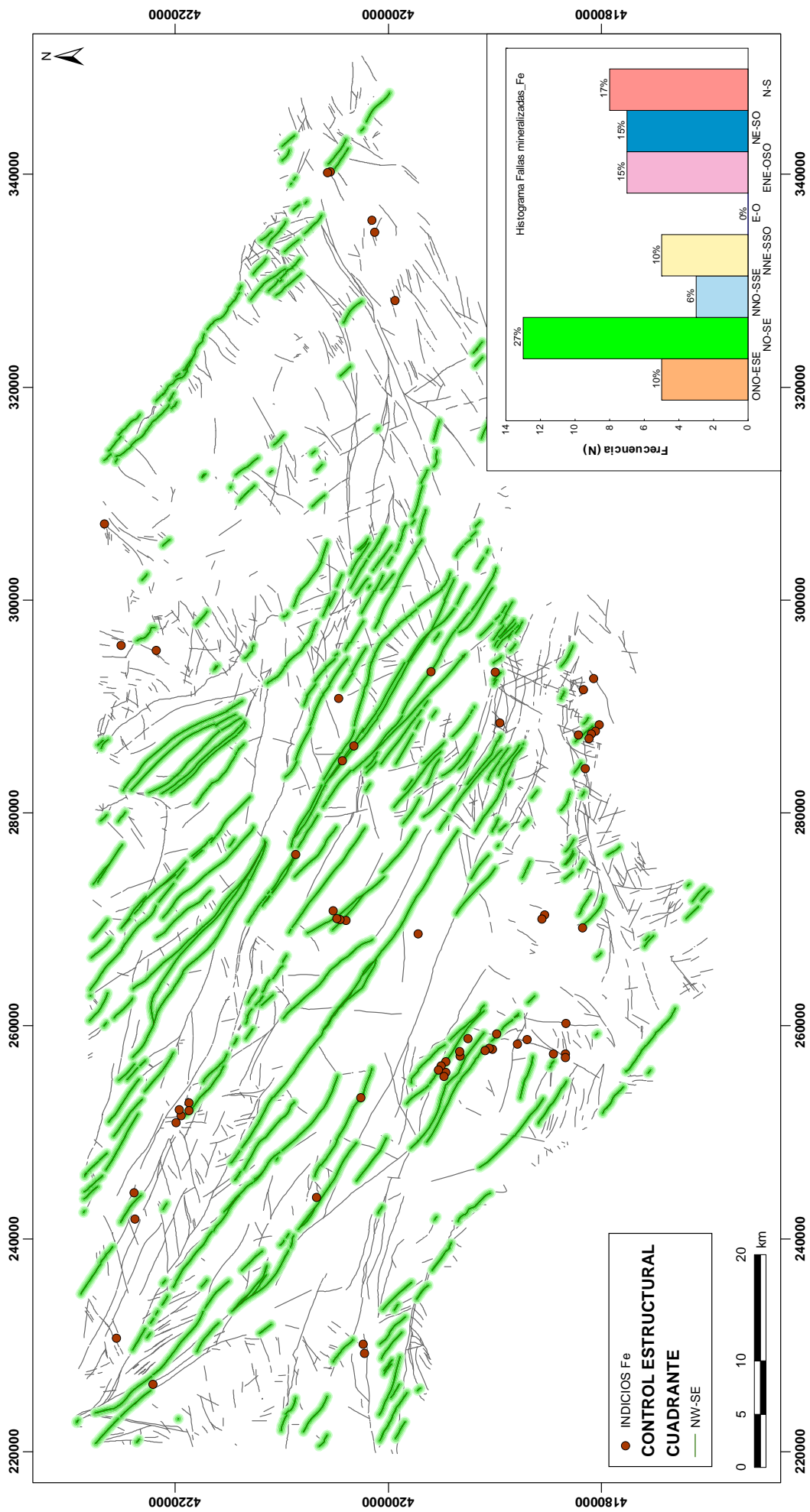


Figura 67. Condicionantes estructurales para las mineralizaciones de Fe.



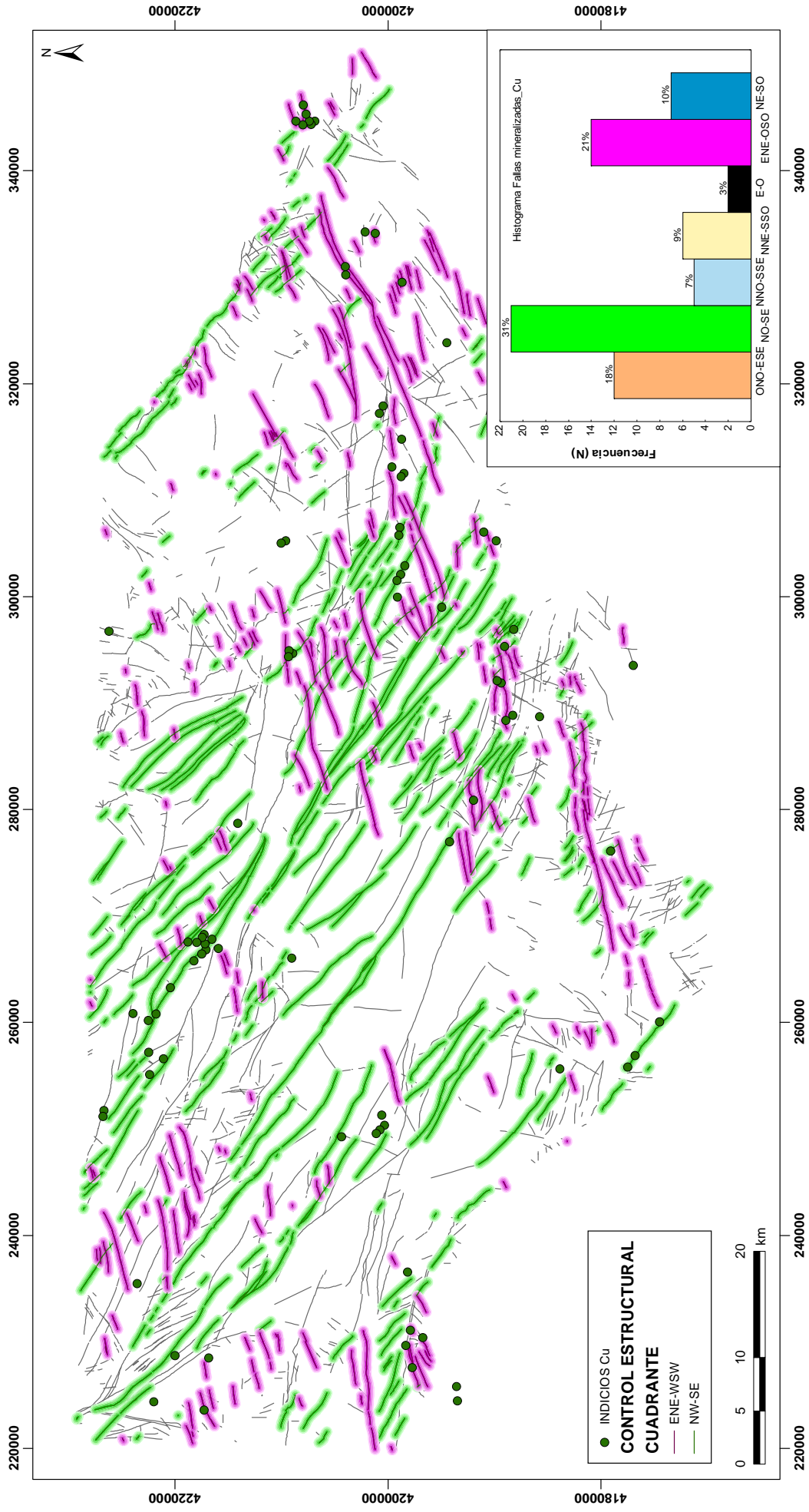


Figura 68. Condicionantes estructurales para las mineralizaciones de Cu.

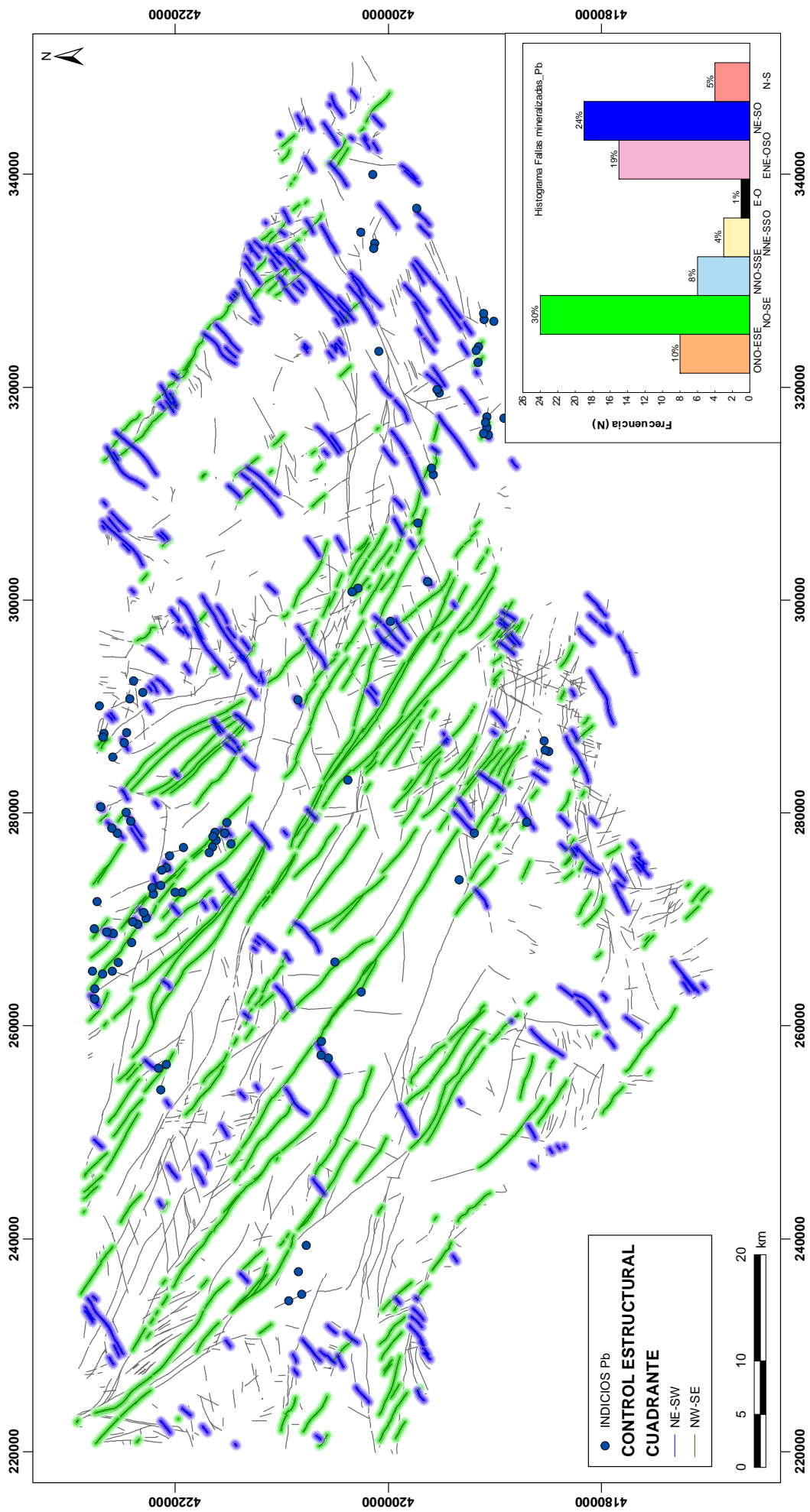


Figura 69. Condicionantes estructurales para las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag.

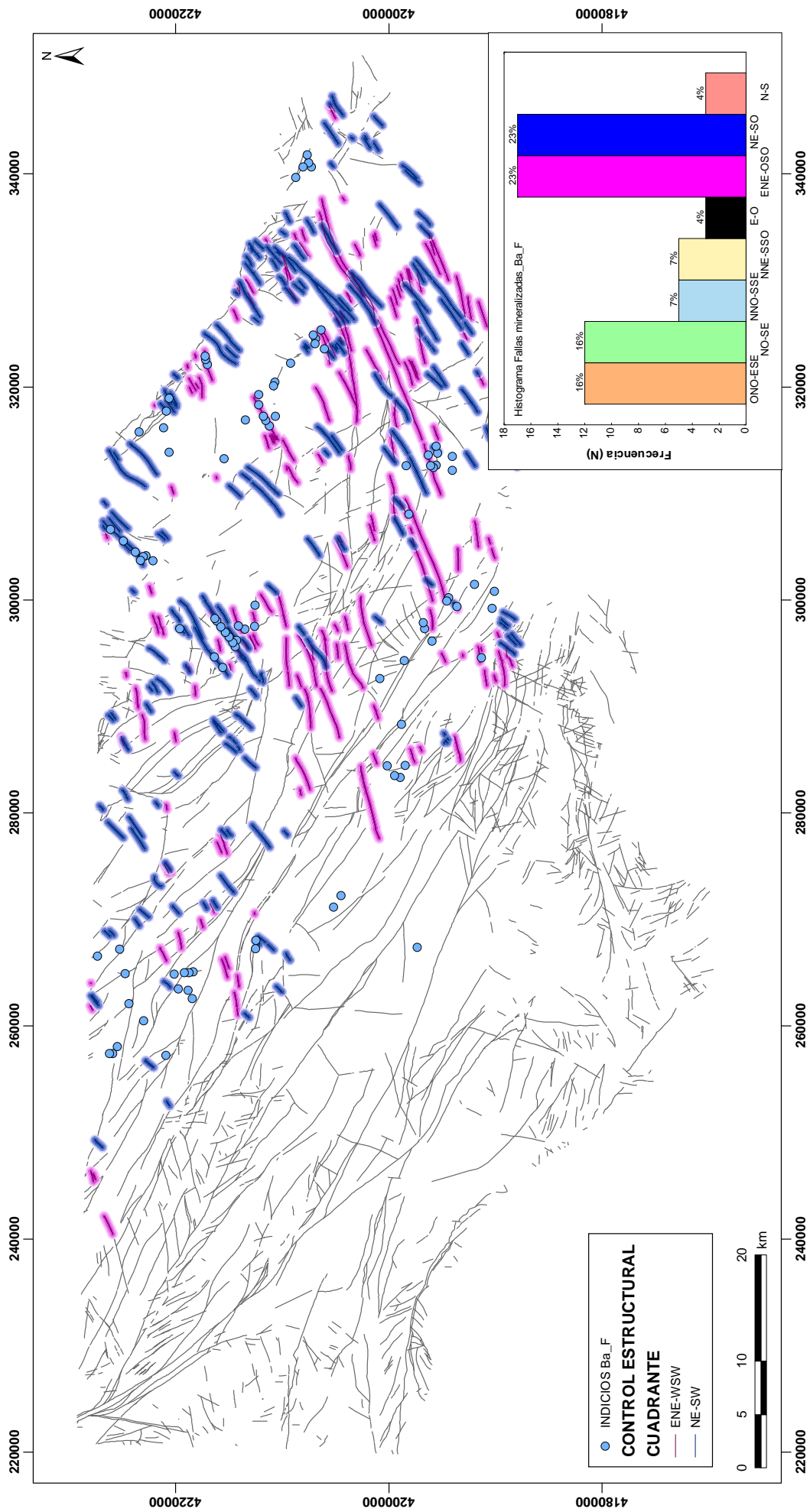


Figura 70. Condicionantes estructurales para las mineralizaciones de F-Ba.



### 7.2.3. Condicionantes litológicos

Los controles litológicos que influyen en la distribución de las mineralizaciones son los que a continuación se describen y se pueden observar en la Tabla 19, en la cual se muestra el número de indicios de cada tipo de mineralización situados en las litologías correspondientes, así como el porcentaje de los mismos respecto al total de mineralizaciones.

- El **Cámbrico inferior** que es el encajante principal de las mineralizaciones de Fe (Figura 71), ya que como se explicó anteriormente al describir los tipos de mineralizaciones, éstas son estratoides y estratiformes que encajan en las rocas de esta edad, y posiblemente están relacionadas con el Rifting del Cámbrico inferior. Posteriormente durante la Orogenia Varisca fueron removilizadas a favor de fracturas.
- La **Formación Malcocinado** ya que muchas de las mineralizaciones de Cu, especialmente las diseminaciones removilizadas por cizallas Variscas, encajan en esta formación (Figura 72).
- La **Serie Negra (SN) y las Pizarras de Azuaga (PA)**, ya que un elevado número de mineralizaciones de Pb-Zn-Ag encajan en estas formaciones (Figura 73).

La mayoría de los depósitos son de tipo filoniano, asociados a estructuras extensionales tardi-Variscas. No obstante hay criterios, en base a los estudios isotópicos realizados, como para pensar que los fluidos hidrotermales al atravesar estas formaciones se pudieron enriquecer en elementos, que posteriormente precipitaron dando lugar a este tipo de mineralizaciones.

- Y finalmente las **Rocas Magmáticas del Eje de Villaviciosa de Córdoba (RMEV)** que es el encajante principal de los yacimientos filonianos de F-Ba, aunque algunos de Ba también encajan en rocas metamórficas y sedimentarias (Figura 74).

SUST.	LITOLOGÍA	Nº	%
Fe	Cámbrico inferior	52	84
Cu	Fm. Malcocinado	32	37
Pb-Zn-Ag	Serie Negra (SN) y Piz. Azuaga (PA)	44	46
F-Ba	RMEV	44	44

**Tabla 19.** Controles litológicos de las mineralizaciones seleccionadas en el área de estudio.

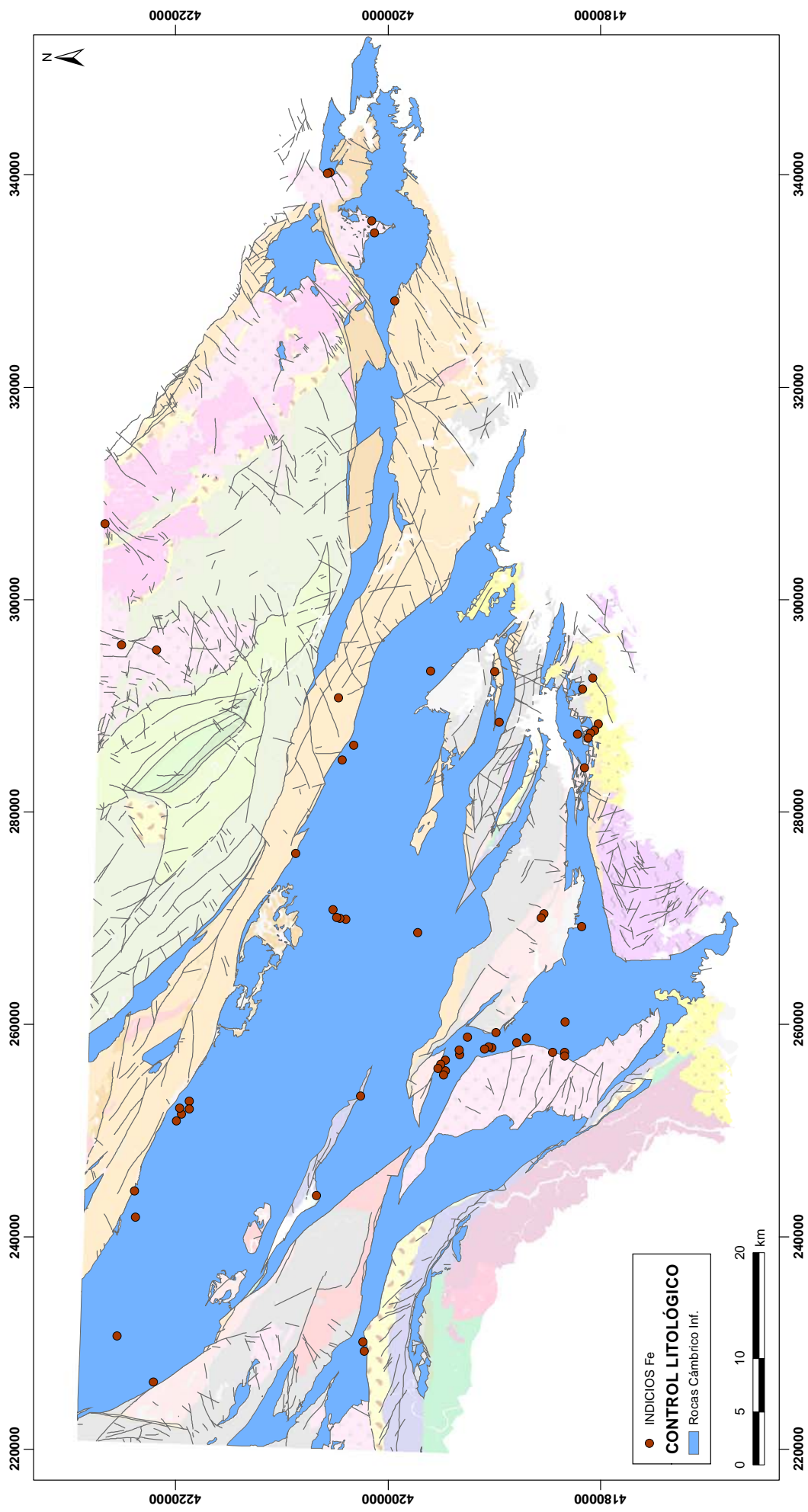


Figura 71. Condicionantes litológicos para las mineralizaciones de Fe.

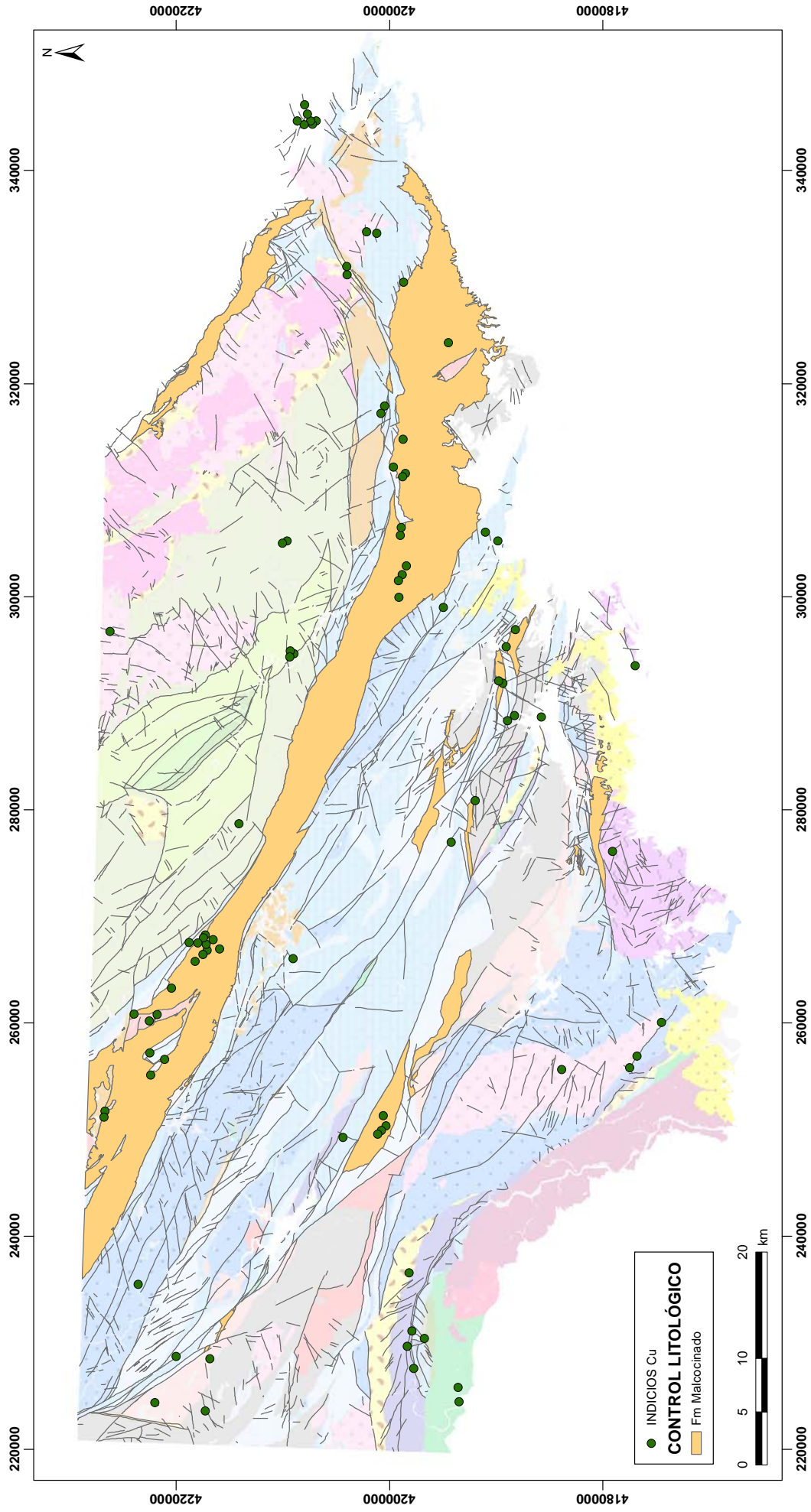


Figura 72. Condicionantes litológicos para las mineralizaciones de Cu.



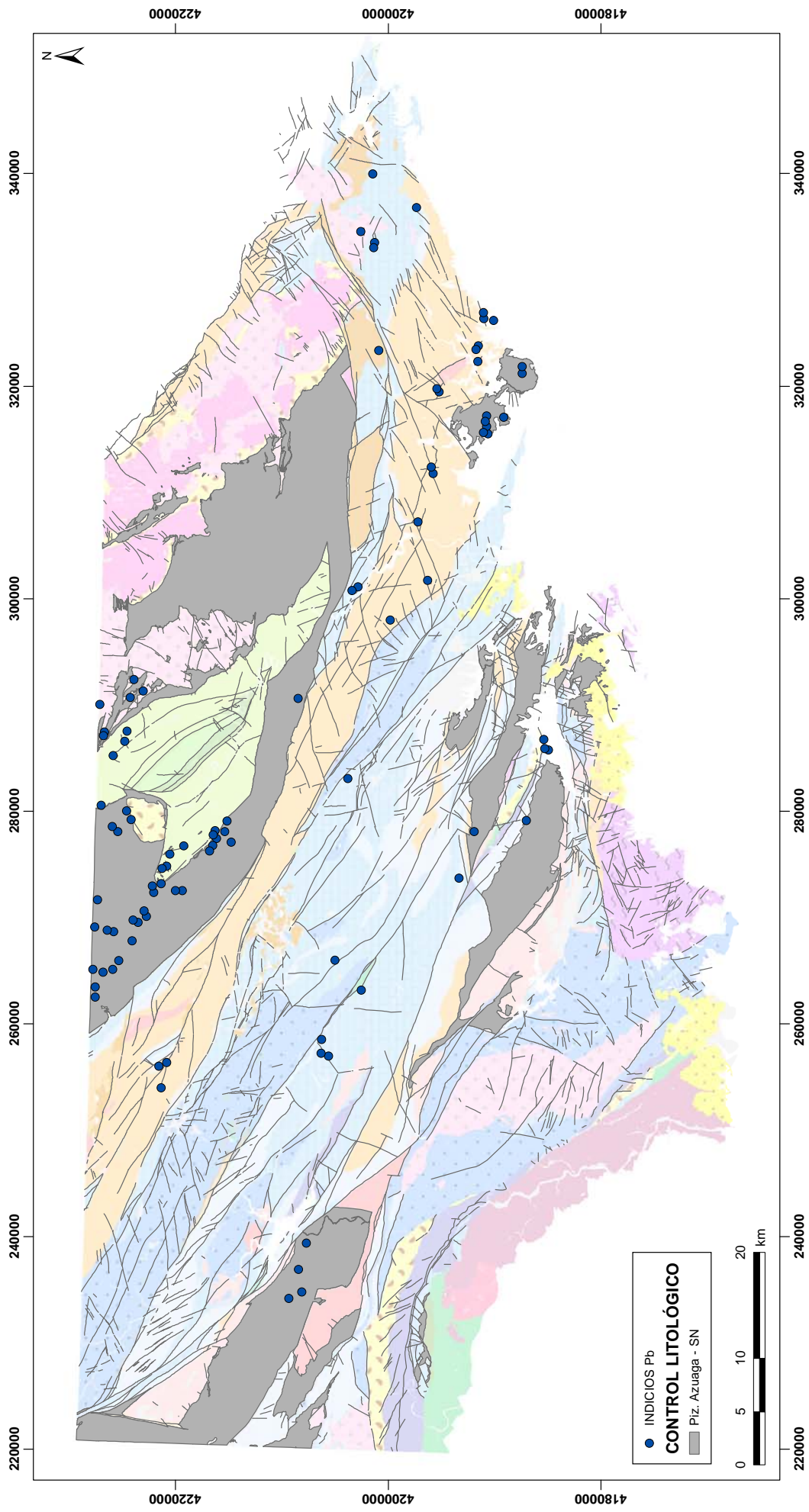


Figura 73. Condicionantes litológicos para las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag.

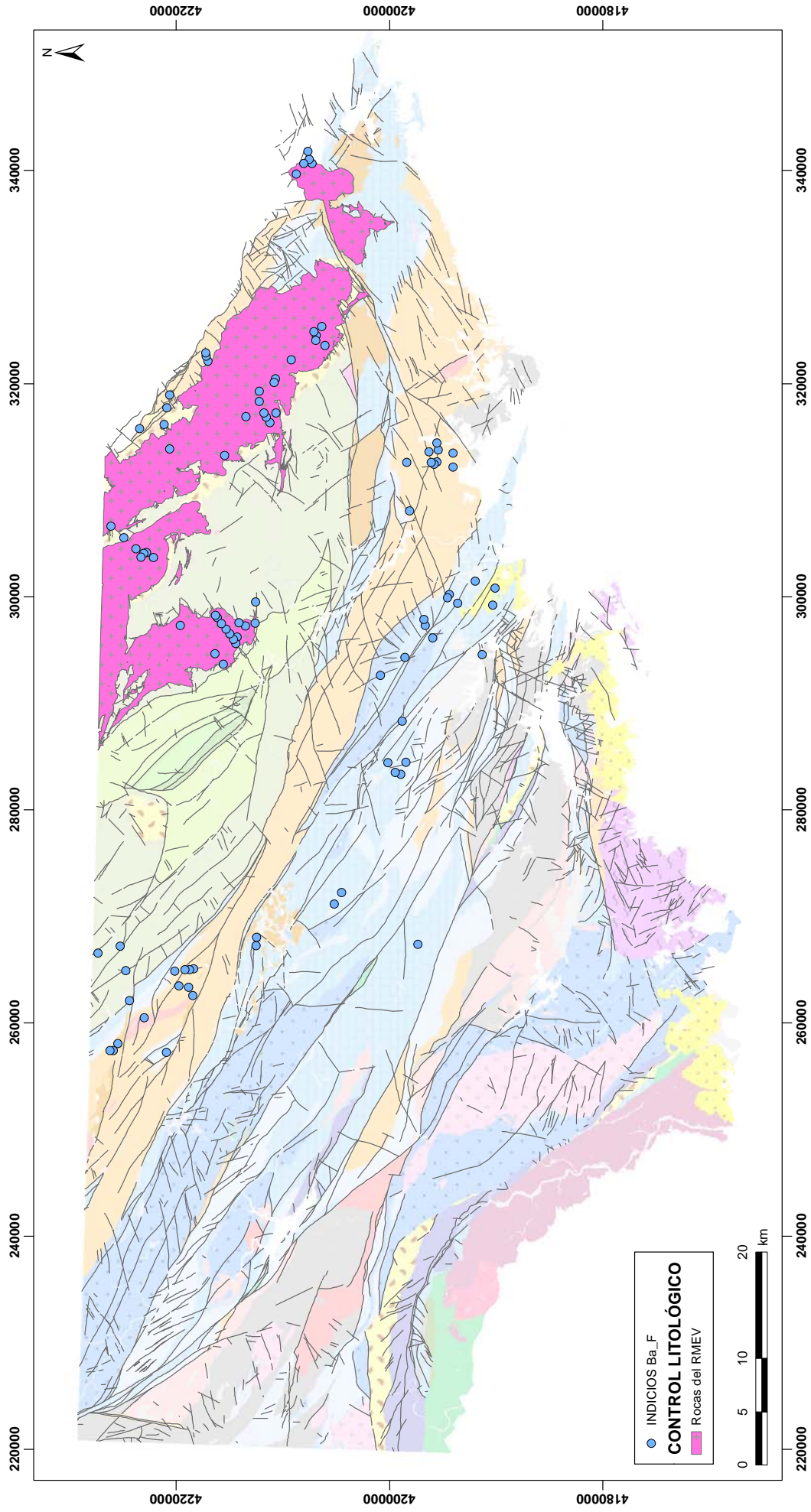


Figura 74. Condicionantes litológicos para las mineralizaciones de F-Ba.

### 7.3. MÉTODO DE LOS PESOS DE EVIDENCIA (WEIGHTS OF EVIDENCE, -WofE-)

---

Se han realizado esfuerzos por comprender los mecanismos de interacción entre los procesos geológicos y las mineralizaciones, destacando el método de los *Pesos de Evidencia* ("Weights of Evidence", -WofE- de Bonhan-Carter *et al.*, 1988; Bonhan-Carter, 1994; Cheng y Agterberg, 1999). Este método básicamente contempla los diferentes controles geológicos de las mineralizaciones por separado, como *capas de evidencia*, que integradas en forma de probabilidades ponen de relieve zonas con potencial interés para las mineralizaciones.

Los eventos geológicos que tienen una correlación positiva con los yacimientos minerales son favorables y los que no la tienen son desfavorables. Las relaciones entre las mineralizaciones y los eventos geológicos favorables se transforman en probabilidades de que se encuentre una determinada mineralización, con la condición de que ese evento exista. De esta forma se generan mapas que pueden ser útiles para la prospectividad de una zona determinada.

El análisis de la influencia de los condicionantes geológicos en la distribución de los yacimientos e indicios minerales se ha realizado mediante un análisis probabilístico de las mineralizaciones y de sus controles geológicos, utilizando el mencionado método de los Pesos de Evidencia (WofE), y con objeto de establecer mapas de probabilidad que pueden considerarse como mapas de prospectividad en la zona de estudio.

El método WofE es una aproximación mediante análisis bayesiano en su forma log-lineal, a la cuantificación de la influencia que tiene un determinado condicionante geológico para que se produzca el evento que se esté estudiando (Bonham-Carter, 1994; Spiegelhalter, 1986),

para lo cual, se utilizan las probabilidades "a priori" y "a posteriori".

El método se basa en la asociación espacial entre los denominados *temas o capas de evidencia* y los yacimientos minerales que se están estudiando. Las capas de evidencia son mapas binarios con la información de los condicionantes geológicos, geofísicos o geoquímicos establecidos para cada una de las mineralizaciones que se estudian. Se construyen patrones binarios, de tal manera que el valor 1 represente zonas favorables y el valor 0 zonas no favorables, para la presencia de una mineralización determinada.

A estos mapas binarios, se les asigna un peso positivo o negativo, en función de si existe una asociación espacial o no, respectivamente, entre el control geológico y la mineralización. Una vez asignados los pesos, estos mapas binarios se combinan utilizando técnicas estadísticas bayesianas para obtener los mapas de prospectividad minera (Bonham-Carter, 1994).

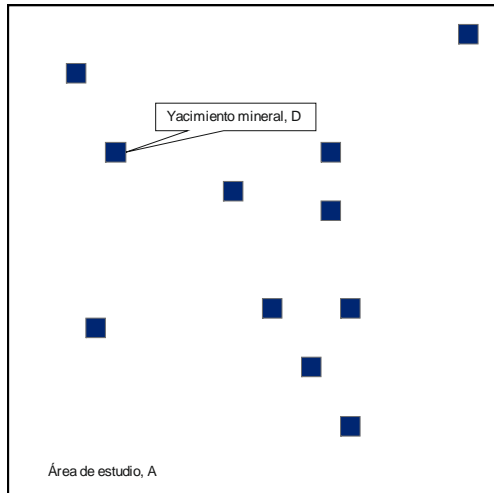
Este método se aplica fácilmente mediante el uso de los SIG, ya que son una herramienta muy potente para la gestión, creación y análisis de una gran cantidad de información espacial. La implementación del método en un SIG, se realiza de la siguiente manera:

- Convertir nuestra capa de yacimientos e indicios minerales (puntos) a una capa en formato ráster, en la cual una celda representa una mineralización determinada.
- Una vez establecidos, los diferentes controles geológicos, transformar cada uno de ellos a un mapa binario, en el cual el valor 1 represente la



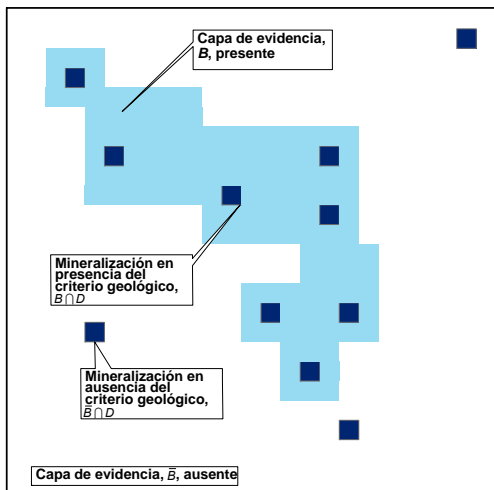
presencia del criterio y el 0 la ausencia del mismo.

- Calcular la probabilidad a priori para las mineralizaciones en la zona de estudio, siendo ésta el número de yacimientos minerales en el área de estudio (Figura 75).



**Figura 75.** Probabilidad a priori,  $n^0$  de celdas ocupadas por yacimientos minerales (D), en toda el área de estudio, A. (modificado de Bonham-Carter, 1994).

- Calcular las probabilidades condicionales para cada uno de los temas de evidencia (Figura 76).



**Figura 76.** Probabilidad condicional de la capa de evidencia B, es el número de yacimientos minerales que existen en el área que ocupa la capa de evidencia, (modificado de Bonham-Carter, 1994).

Con el fin de calcular el valor de la probabilidad a posteriori, la cual nos va a servir como valor indicativo de la potencialidad minera de una zona, hay que establecer los valores de los pesos según Bonham-Carter, 1994.

Los valores de los pesos positivos y negativos ( $W^+$  y  $W^-$ ) se han calculado para cada pixel en cada mapa binario. Estos valores proporcionan una medida de la asociación espacial entre los "training points" (los respectivos yacimientos e indicios minerales de cada sustancia) y los condicionantes geológicos.

Se ha calculado el peso de cada clase de condicionantes geológicos a partir de las ecuaciones (8) y (9).

$$(8) \quad W^+(B) = \ln \left( \frac{P(B|D)}{P(B|\bar{D})} \right)$$

$$(9) \quad W^-(B) = \ln \left( \frac{P(\bar{B}|D)}{P(\bar{B}|\bar{D})} \right)$$

Donde  $D$  es el número de celdas que contienen yacimientos y  $B$  es el número de celdas que contienen los controles geológicos favorables.  $P(B|D)$ , probabilidad condicional, es la probabilidad de que se den controles geológicos favorables dada la condición de que contengan algún yacimiento mineral.  $P(B|\bar{D})$  es la probabilidad de que se den controles geológicos favorables, dada la condición de que no existan yacimientos minerales.  $P(\bar{B}|D)$  es la probabilidad de que no existan controles geológicos favorables, dada la condición de que exista algún yacimiento mineral y finalmente,  $P(\bar{B}|\bar{D})$  es la probabilidad de que no existan controles geológicos favorables ni que exista ningún yacimiento o indicio mineral.

El contraste  $C$  es la diferencia entre los pesos ( $C = W^+ - W^-$ ) y es una medida global de la asociación espacial entre los yacimientos minerales de cada sustancia

(*training points*) y los controles geológicos establecidos, combinando los efectos de ambos pesos. El contraste  $C$  es positivo para cada una de las mineralizaciones seleccionadas (Tabla 20 a 23) y es un buen índice para zonas con numerosos yacimientos e indicios minerales (Bonham-Carter, 1994), como es el caso del sector SE de Ossa Morena.

Se han utilizado los valores máximos de  $C$  y del estadístico *T-student*, porque son los que proporcionan la mejor medida de correlación espacial entre las mineralizaciones seleccionadas y los respectivos controles litológicos y estructurales, teniendo en cuenta las diferentes zonas de influencia de las fallas (Tabla 20, Tabla 21, Tabla 22 y Tabla 23).

Por otra parte, se ha calculado la varianza de los pesos ( $s^2$ ) de  $W^+$ ,  $W^-$  y del contraste  $C$ , mediante las ecuaciones (10), (11) y (12)

$$(10) \quad s^2(W^+) = \frac{1}{N(B \cap D)} + \frac{1}{N(B \cap \bar{D})}$$

$$(11) \quad s^2(W^-) = \frac{1}{N(\bar{B} \cap D)} + \frac{1}{N(\bar{B} \cap \bar{D})}$$

$$(12) \quad s^2(C) = s^2(W^+) + s^2(W^-)$$

Siendo  $N(B \cap D)$  el número de celdas  $B$  que contienen yacimientos minerales  $D$ ,  $N(B \cap \bar{D})$  el número de celdas  $B$  que no contienen yacimientos minerales  $\bar{D}$ ,  $N(\bar{B} \cap D)$  el número de celdas distintas de  $B$  pero que contienen yacimientos minerales y  $N(\bar{B} \cap \bar{D})$  el número de celdas distintas de  $B$  que no contienen yacimientos minerales.

Además, se ha calculado la desviación típica de  $C$  como:

$$(13) \quad s(C) = \sqrt{s^2(W^+) + s^2(W^-)}$$

junto con los estadísticos- $T$  o pruebas  $T$ -

*student*, considerando el ratio de  $C$  con su desviación típica  $C/s(C)$  y las pruebas de *independencia condicional*  $\chi^2$  para validar los resultados.

(14)

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^4 \frac{(\text{observado}_i - \text{esperado}_i)^2}{\text{esperado}_i}$$

Debido a que los yacimientos e indicios minerales se consideran como puntos (observados y/o esperados), los valores resultantes de  $\chi^2$  no se ven afectados por las unidades de medida del área. El valor calculado se puede comparar con valores tabulados de  $\chi^2$  con un grado de libertad (Bonham-Carter, 1994) y cuanto menor es el valor de  $\chi^2$ , mayor es el grado de independencia entre las capas.

Después, los pesos se han convertido en probabilidades a posteriori en combinación con las probabilidades a priori  $P(D)$ , utilizando la forma log-lineal de la ecuación:

$$(15) \quad P(D/B) = P(D) * \frac{P(B/D)}{P(B)}$$

El resultado de esta transformación log-lineal utilizando la función logit ( $L$ ), si los criterios geológicos están presentes es:

$$(16) \quad L(D/B) = L(D) + W^+$$

o si éstos están ausentes:

$$(17) \quad L(D/\bar{B}) = L(D) + W^-$$

El logit de la probabilidad es el logaritmo neperiano de los odds

$$(18) \quad L(D) = \ln O(D)$$

$$(19) \quad O(D) = \frac{P(D)}{1 - P(D)}$$

Si se utilizan varias capas de evidencia,

el logit se calcula según la ecuación:

(20)

$$L(D/B_1 \cap B_2 \cap \dots \cap B_n) = L(D) + \sum_{i=1}^n W_i^k$$

Donde  $W_i^k$  denota los pesos positivos o negativos ( $W_i^+$  o  $W_i^-$ ) aportados por la presencia o ausencia de cada capa de evidencia,  $B_i$ .

Estos logit pueden ser transformados en probabilidad a posteriori ( $P_k$ ) mediante la ecuación (21).

$$(21) \quad P_k = \frac{e^{\sum_{i=1}^n W_i^k + \text{Ln}O(D)}}{1 + e^{\sum_{i=1}^n W_i^k + \text{Ln}O(D)}}$$

## 7.4. MAPAS DE PROSPECTIVIDAD DEL ÁREA DE ESTUDIO

El análisis de la influencia de los condicionantes geológicos en la distribución de los yacimientos e indicios minerales de la zona, se ha realizado mediante un análisis probabilístico de las mineralizaciones y de sus controles geológicos, utilizando el mencionado método de los Pesos de Evidencia (WofE). El objeto es establecer mapas de probabilidad que puedan considerarse como *mapas de prospectividad* de la zona de estudio.

El objetivo de este análisis probabilístico de los condicionantes geológicos y de las mineralizaciones es establecer zonas favorables, que potencialmente pueden ser susceptibles de albergar mineralizaciones, hasta la fecha no descubiertas.

Para la elaboración de los mapas de prospectividad, se ha seguido la metodología explicada en el apartado anterior y que esquemáticamente consiste en los siguientes puntos (Figura 77):

- Creación de los mapas binarios de los controles geológicos (ráster con una resolución espacial de 200 m).
- Aplicación del método WofE, con la aplicación de los test de independencia de las variables utilizadas, mediante el uso de un SIG con el fin de obtener un Mapa de Probabilidad a posteriori.

Como el 53% de las mineralizaciones seleccionadas está situado a menos de

100 m de las fallas consideradas favorables (véase la Figura 66) para cada tipo se han establecido 5 zonas de influencia (buffer) en torno a dichas fallas, de 100 m cada una, hasta los 500 m que es la distancia espacial máxima establecida de influencia de las mismas sobre los yacimientos. La elección de una distancia u otra dependerá del valor de C que se obtenga. Hay que resaltar que los valores del contraste C en todos estos mapas son muy altos, lo que a su vez está corroborado por los altos valores del estadístico T-student, probando así la fuerte correlación espacial existente entre las formaciones geológicas seleccionadas y las respectivas mineralizaciones (Tabla 20 a Tabla 23).

El resultado final son cuatro mapas de probabilidad a posteriori de las mineralizaciones seleccionadas (Figura 80, Figura 84, Figura 88 y Figura 92), obtenidos a partir de la combinación de las distintas capas de evidencia (*evidential layers*) y proporcionan una medida relativa para priorizar áreas de potencial exploración, de aquí su importancia como herramienta para la prospectividad de la zona de estudio. Los mapas obtenidos para cada una de las mineralizaciones pueden ser considerados como mapas de prospectividad en este segmento de la ZOM, siendo muy notable el grado de correlación espacial entre los yacimientos e indicios minerales seleccionados y los controles geológicos establecidos.



## DATOS GEOLÓGICOS

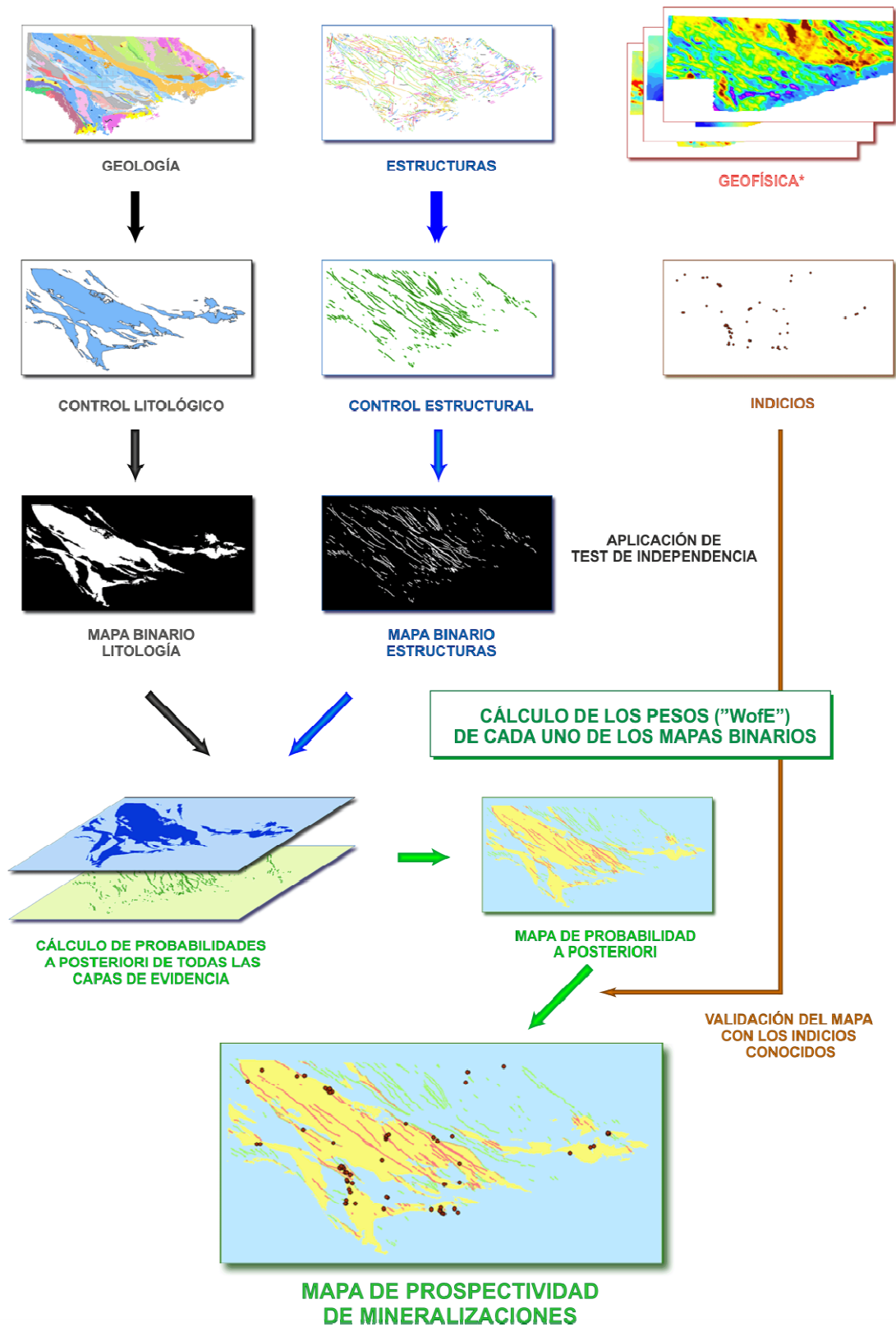
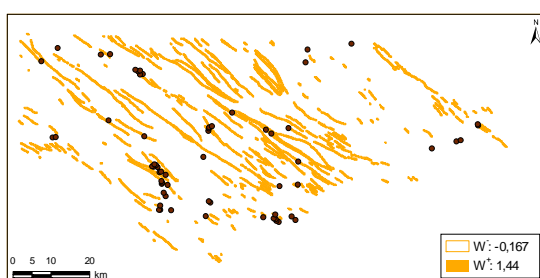


Figura 77. Metodología para la obtención de mapas de prospectividad de las mineralizaciones.

### 7.4.1. Mapa de prospectividad de Fe

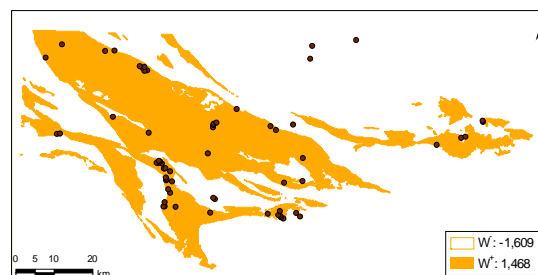
Para la realización del mapa de prospectividad de las mineralizaciones de Fe de la zona de estudio, se han establecido los siguientes controles geológicos:

**CONTROL ESTRUCTURAL:** Fallas NO-SE, ya que las mineralizaciones de Fe, especialmente las relacionadas con hidrotermalismo, están asociadas principalmente a este grupo de fracturas (Figura 78).



**Figura 78.** Mapa binario del control estructural del Fe (fallas de orientación NO-SE).

**CONTROL LITOLÓGICO:** Formaciones del Cámbrico inferior, ya que un 84% de las mineralizaciones se encuentran en estas rocas (Figura 79).



**Figura 79.** Mapa binario del control litológico del Fe (Cámbrico inferior).

Los resultados del método WofE quedan resumidos en la Tabla 20, en donde se puede comprobar que el valor de C es muy alto en el caso del control litológico. En los mapas del control estructural a distintas distancias de las fallas, el valor del contraste es mayor a 200 m de las fallas NO-SE, por lo tanto, es el que se ha utilizado.

CONTROLES GEOLÓGICOS	% area	Nº celdas	N(D)	P(B D)	P( $\bar{B}$  D)	P(B  $\bar{D}$ )	P( $\bar{B}$   $\bar{D}$ )	$P_k$
<b>LITOLOGÍA</b>	19.326	47348	52	0.839	0.161	0.193	0.807	0.00110
<b>FALLAS NO-SE</b>								
< 100 m	2.273	5569	6	0.097	0.903	0.023	0.977	0.00108
< 200 m	4.589	11242	12	0.194	0.806	0.046	0.954	0.00107
< 300 m	6.884	16866	15	0.242	0.758	0.069	0.931	0.00089
< 400 m	9.205	22552	17	0.274	0.726	0.092	0.908	0.00075
< 500 m	11.458	28072	21	0.339	0.661	0.114	0.885	0.00075

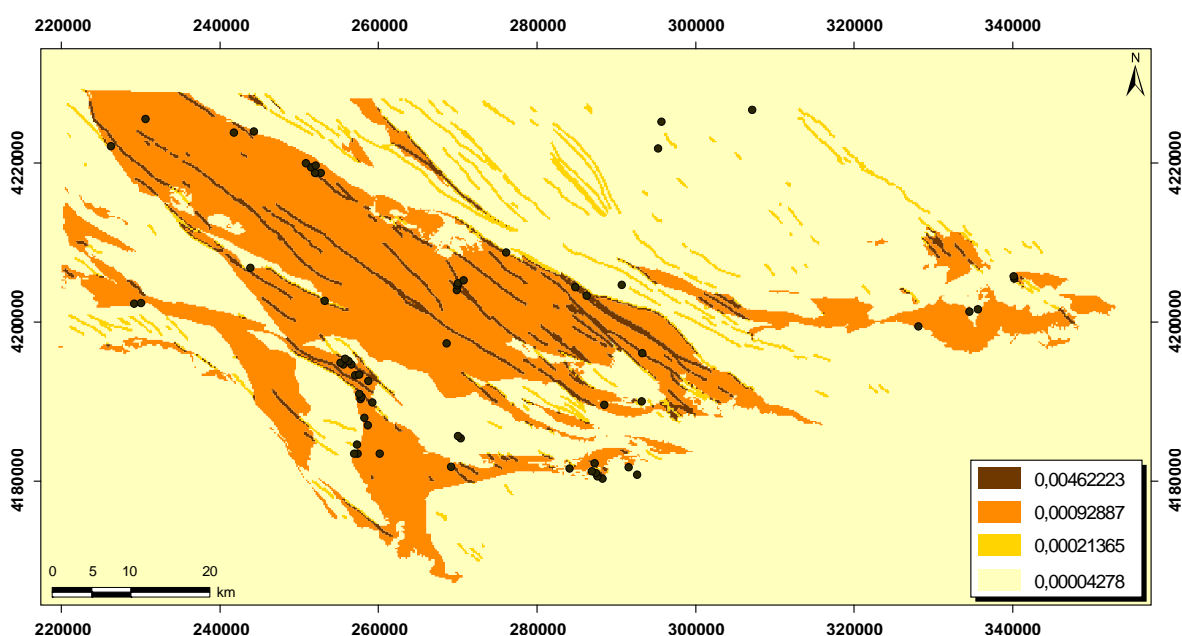
CONTROLES GEOLÓGICOS	$W^+$	$W^-$	C	$s(W^+)$	$s(W^-)$	$s(C)$	T-Stud(C)
<b>LITOLOGÍA</b>	1.469	-1.610	<b>3.079</b>	0.139	0.316	0.345	<b>8.915</b>
<b>FALLAS NO-SE</b>							
< 100 m	1.450	-0.079	1.528	0.408	0.134	0.430	3.556
< 200 m	<b>1.440</b>	<b>-0.168</b>	<b>1.608</b>	<b>0.289</b>	<b>0.141</b>	<b>0.322</b>	<b>5.001</b>
< 300 m	1.258	-0.205	1.463	0.258	0.146	0.297	4.932

CONTROLES GEOLÓGICOS	$W^*$	$W$	$C$	$s(W^*)$	$s(W)$	$s(C)$	$T\text{-Stud}(C)$
< 400 m	1.092	-0.224	1.316	0.243	0.149	0.285	4.621
< 500 m	1.085	-0.292	1.376	0.218	0.156	0.268	5.127

**Tabla 20.** Pesos y probabilidades a posteriori (Pk) de los controles geológicos establecidos para las mineralizaciones de Fe, utilizando el método de Pesos de Evidencia (WofE). Número de yacimientos 62. **Probabilidad a priori: 0.0002531.** Número de celdas total área: 245,000. Tamaño de celda 200 m.

Si observamos el mapa de probabilidad a posteriori que se ha obtenido (Figura 80), existe una clara relación espacial entre las zonas más favorables (zonas con los valores más altos de probabili-

dad) y las mineralizaciones de Fe. Estas zonas presentan una probabilidad a posteriori hasta 18 veces superior a la probabilidad a priori del Fe en el área de estudio.



**Figura 80.** Mapa de probabilidad a posteriori obtenido a partir del método WofE que se puede considerar como un mapa de prospectividad de las mineralizaciones de Fe de la zona.

#### 7.4.2. Mapa de prospectividad de Cu

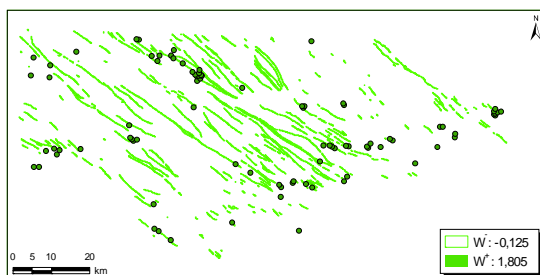
Para la realización del mapa de prospectividad de las mineralizaciones de Cu de la zona de estudio, se han establecido los siguientes controles geológicos:

**CONTROL ESTRUCTURAL:** Familias de fallas NO-SE y ENE-OSO (Figura 81 y Figura 82), actuando como estructuras conjugadas.

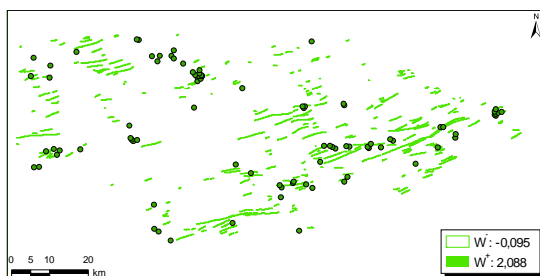
**CONTROL LITOLÓGICO:** Formación Malcocinado, ya que un 37% de las mineralizaciones se encuentran en esta formación (Figura 83).

Los resultados del método WofE quedan resumidos en la Tabla 21. En este caso, según los valores de  $C$ , se han utilizado los mapas de distancia de 100 m a las fallas de orientación NO-SE y ENE-OSO. Ambos controles contienen el 24% de los indicios de Cu.

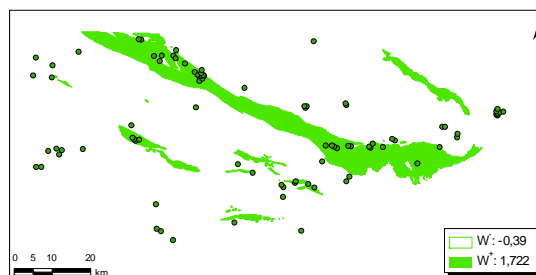




**Figura 81.** Mapa binario del control estructural del Cu (fallas de orientación NO-SE)



**Figura 82.** Mapa binario del control estructural del Cu (fallas de orientación ENE-OSO)



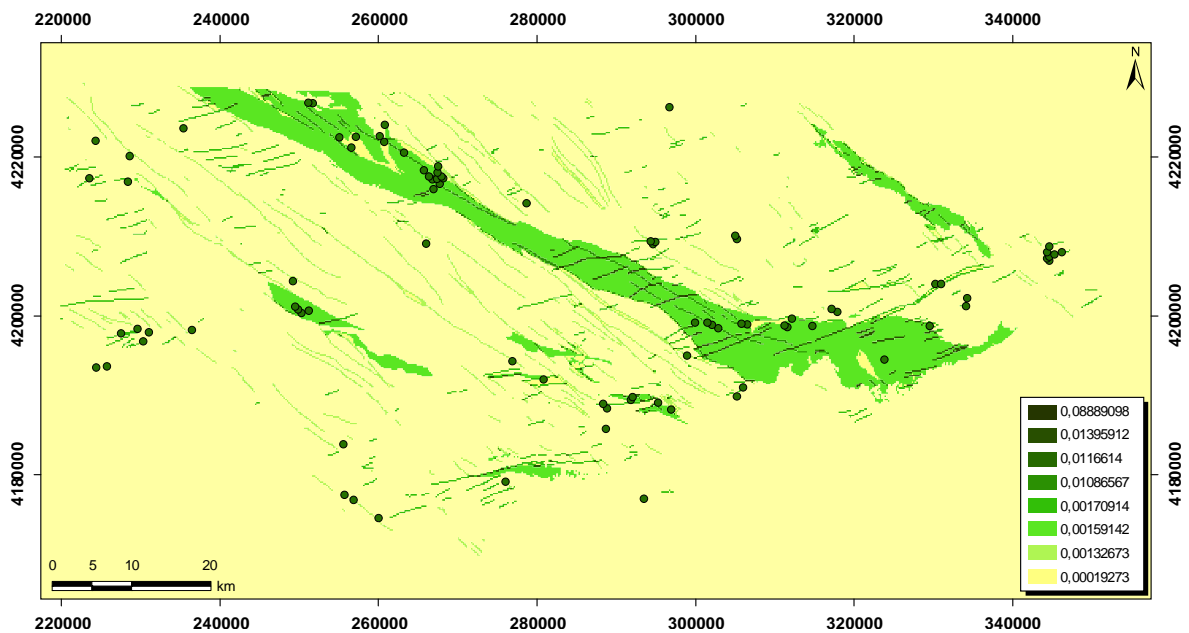
**Figura 83.** Mapa binario del control litológico del Cu (Fm Malcocinado).

En el mapa de probabilidad a posteriori que se ha obtenido (Figura 84) se observa que existe una clara relación espacial entre las zonas con los valores más altos de probabilidad y las mineralizaciones de Cu existentes. Las zonas con mayor probabilidad a posteriori llegan a tener un valor 40 veces superior a la probabilidad a priori para las mineralizaciones de Cu de la zona.

CONTROLES GEOLÓGICOS	% area	Nº celdas	N(D)	P(B D)	P( $\bar{B}$  D)	P(B  $\bar{D}$ )	P( $\bar{B}$   $\bar{D}$ )	$P_k$
<b>LITOLOGÍA</b>	6.584	16132	32	0.368	0.632	0.066	0.934	0.00198
<b>FALLAS NO-SE</b>								
< 100 m	2.273	5569	12	0.138	0.862	0.023	0.977	0.00215
< 200 m	4.589	11242	17	0.195	0.805	0.046	0.954	0.00151
< 300 m	6.884	16866	23	0.264	0.736	0.069	0.931	0.00136
< 400 m	9.205	22552	24	0.276	0.724	0.092	0.908	0.00106
< 500 m	11.458	28072	30	0.345	0.655	0.114	0.885	0.00107
<b>FALLAS ENE-OSO</b>								
< 100 m	1.286	3150	9	0.103	0.897	0.013	0.987	0.00286
< 200 m	2.682	6572	16	0.184	0.816	0.027	0.973	0.00243
< 300 m	4.139	10140	10	0.115	0.885	0.041	0.958	0.00099
< 400 m	5.656	13856	21	0.241	0.759	0.056	0.943	0.00152
< 500 m	7.162	17548	23	0.264	0.736	0.072	0.928	0.00131

CONTROLES GEOLÓGICOS	$W^*$	$W$	$C$	$s(W^*)$	$s(W)$	$s(C)$	$T\text{-Stud}(C)$
LITOLOGÍA	1.722	-0.390	<b>2.112</b>	0.177	0.135	0.222	<b>9.495</b>
<b>FALLAS NO-SE</b>							
< 100 m	<b>1.805</b>	<b>-0.125</b>	<b>1.930</b>	<b>0.289</b>	<b>0.115</b>	<b>0.311</b>	<b>6.203</b>
< 200 m	1.450	-0.170	1.621	0.243	0.120	0.271	5.990
< 300 m	1.347	-0.235	1.582	0.209	0.125	0.243	6.505
< 400 m	1.099	-0.226	1.325	0.204	0.126	0.240	5.520
< 500 m	1.103	-0.301	1.404	0.183	0.132	0.226	6.221
<b>FALLAS ENE-OSO</b>							
< 100 m	<b>2.088</b>	<b>-0.096</b>	<b>2.184</b>	<b>0.334</b>	<b>0.113</b>	<b>0.352</b>	<b>6.196</b>
< 200 m	1.928	-0.176	2.103	0.250	0.119	0.277	7.593
< 300 m	1.022	-0.080	1.102	0.316	0.114	0.336	3.277
< 400 m	1.453	-0.218	1.670	0.218	0.123	0.251	6.663
< 500 m	1.307	-0.232	1.540	0.209	0.125	0.243	6.330

**Tabla 21.** Pesos y probabilidades a posteriori (Pk) de los controles geológicos establecidos para las mineralizaciones de Cu, utilizando el método de Pesos de Evidencia (WofE). Número de yacimientos 87. **Probabilidad a priori: 0.0003551.** Número de celdas total área 245,000. Tamaño de celda 200 m.

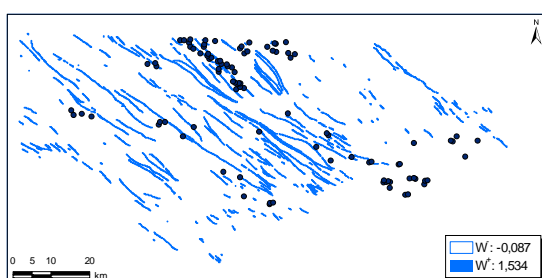


**Figura 84.** Mapa de probabilidad a posteriori obtenido a partir del método WofE que se puede considerar como un mapa de prospectividad de las mineralizaciones de Cu de la zona.

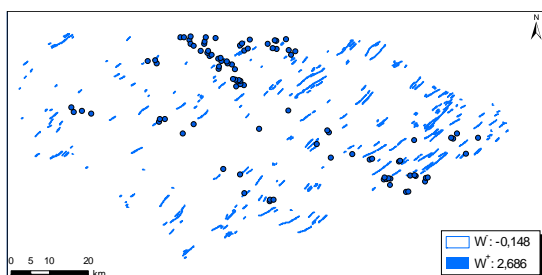
### 7.4.3. Mapa de prospectividad de Pb-Zn-Ag

Para la realización del mapa de prospectividad de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag de la zona de estudio, se han establecido los siguientes controles geológicos:

**CONTROL ESTRUCTURAL:** Las familias de fallas NO-SE y las conjugadas NE-SO son los principales grupos de fallas que controlan estas mineralizaciones (Figura 85 y Figura 86).

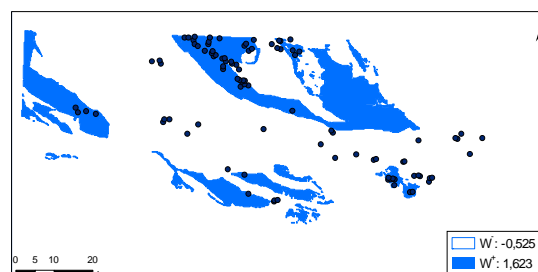


**Figura 85.** Mapa binario del control estructural del Pb-Zn-Ag (fallas NO-SE).



**Figura 86.** Mapa binario del control estructural del Pb-Zn-Ag (fallas NE-SO).

**CONTROL LITOLÓGICO:** Formación Pizarras de Azuaga y la Serie Negra, ya que un 46% de las mineralizaciones se encuentran en estas formaciones geológicas (Figura 87).



**Figura 87.** Mapa binario del control litológico del Pb-Zn-Ag (Serie Negra y Pizarras de Azuaga).

Los resultados del método WofE quedan resumidos en la Tabla 22. En este caso, según los valores de  $C$ , se han utilizado los mapas de distancia de 100 m a las fallas de orientación NO-SE y NE-SO.

En el mapa de probabilidad a posteriori obtenido (Figura 88), se observa que hay una clara relación espacial entre las zonas con los valores más altos de probabilidad y las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag existentes.

Las zonas de mayor probabilidad a posteriori llegan a tener un valor 70 veces superior a la probabilidad a priori para estas mineralizaciones en la zona de estudio.

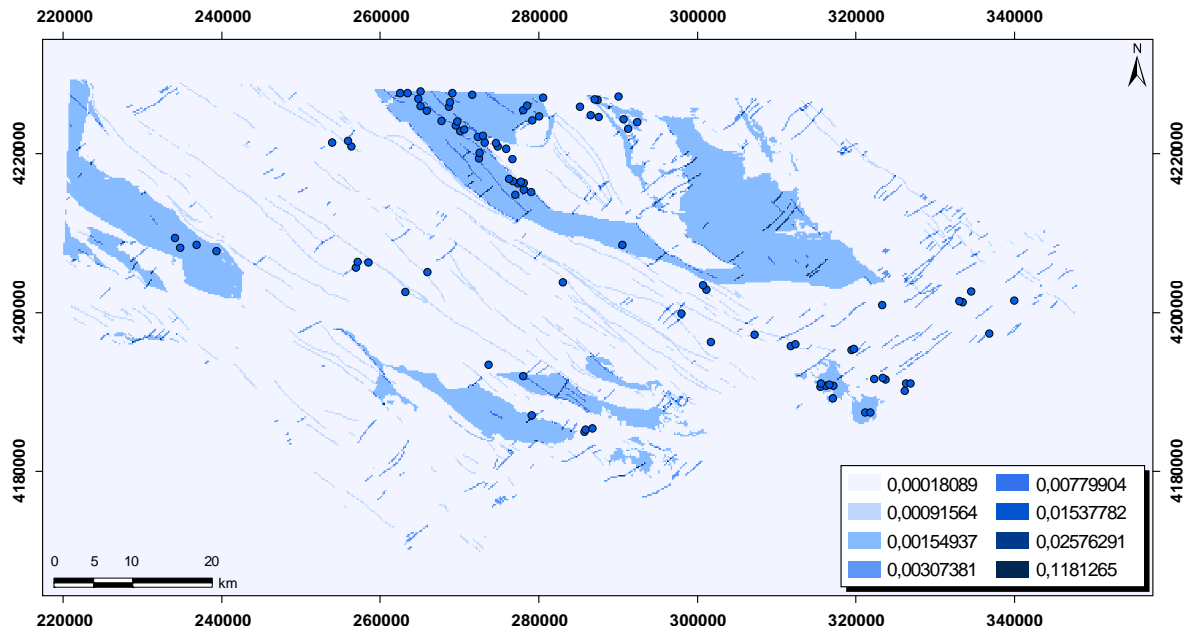
CONTROLES GEOLÓGICOS	% area	Nº celdas	N(D)	P(B D)	P( $\bar{B}$  D)	P(B  $\bar{D}$ )	P( $\bar{B}$   $\bar{D}$ )	$P_k$
<b>LITOLOGÍA</b>	9.154	22428	44	0.463	0.537	0.091	0.908	0.00196
<b>FALLAS NO-SE</b>								
< 100 m	2.273	5569	10	0.105	0.895	0.023	0.977	0.00180
< 200 m	4.589	11242	16	0.168	0.832	0.046	0.954	0.00142
< 300 m	6.884	16866	25	0.263	0.737	0.069	0.931	0.00148
< 400 m	9.205	22552	30	0.316	0.684	0.092	0.908	0.00133
< 500 m	11.458	28072	39	0.411	0.589	0.114	0.885	0.00139



CONTROLES GEOLÓGICOS	% area	Nº celdas	N(D)	P(B D)	P( $\bar{B}$  D)	P(B  $\bar{D}$ )	P( $\bar{B}$   $\bar{D}$ )	$P_k$
<b>FALLAS NE-SO</b>								
< 100 m	1.009	2473	14	0.147	0.853	0.010	0.990	0.00566
< 200 m	2.114	5180	17	0.179	0.821	0.021	0.979	0.00328
< 300 m	3.319	8131	22	0.232	0.768	0.033	0.967	0.00271
< 400 m	4.571	11199	24	0.253	0.747	0.046	0.954	0.00214
< 500 m	5.883	14414	27	0.284	0.716	0.059	0.941	0.00187

CONTROLES GEOLÓGICOS	$W^*$	$W$	$C$	$s(W^*)$	$s(W)$	$s(C)$	$T\text{-Stud}(C)$
<b>LITOLOGÍA</b>	1.623	-0.526	<b>2.149</b>	0.151	0.140	0.206	<b>10.439</b>
<b>FALLAS NO-SE</b>							
< 100 m	<b>1.535</b>	<b>-0.088</b>	<b>1.622</b>	<b>0.317</b>	<b>0.108</b>	<b>0.335</b>	<b>4.849</b>
< 200 m	1.302	-0.137	1.439	0.250	0.113	0.274	5.245
< 300 m	1.342	-0.234	1.576	0.200	0.120	0.233	6.761
< 400 m	1.234	-0.283	1.517	0.183	0.124	0.221	6.868
< 500 m	1.278	-0.407	1.684	0.160	0.134	0.209	8.071
<b>FALLAS NE-SO</b>							
< 100 m	<b>2.687</b>	<b>-0.149</b>	<b>2.836</b>	<b>0.268</b>	<b>0.111</b>	<b>0.290</b>	<b>9.773</b>
< 200 m	2.139	-0.175	2.315	0.243	0.113	0.268	8.635
< 300 m	1.945	-0.229	2.175	0.213	0.117	0.243	8.932
< 400 m	1.712	-0.244	1.956	0.204	0.119	0.236	8.276
< 500 m	1.577	-0.273	1.850	0.193	0.121	0.228	8.129

**Tabla 22.** Pesos y probabilidades a posteriori ( $P_k$ ) de los controles geológicos establecidos para las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag utilizando el método de Pesos de Evidencia (WofE). Número de yacimientos 95. **Probabilidad a priori: 0.00038776.** Número de celdas total área 245,000. Tamaño de celda 200 m.

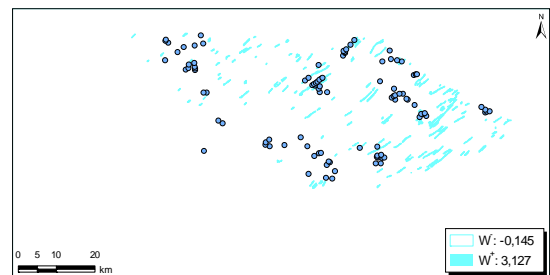


**Figura 88.** Mapa de probabilidad a posteriori obtenido a partir del método WofE que se puede considerar como un mapa de prospectividad de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag de la zona.

#### 7.4.4. Mapa de prospectividad de F-Ba

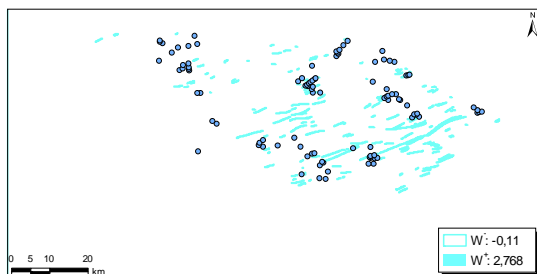
Para las mineralizaciones de F-Ba que se encuentran localizadas principalmente en el cuadrante NE de la zona de estudio, se han establecido los siguientes controles geológicos:

**CONTROL ESTRUCTURAL:** Este tipo de mineralizaciones tienen un marcado condicionante estructural, ya que son mineralizaciones filonianas. Las familias de fracturas que controlan estas mineralizaciones son las ENE-OSO y las NE-SO (Figura 89 y Figura 90).

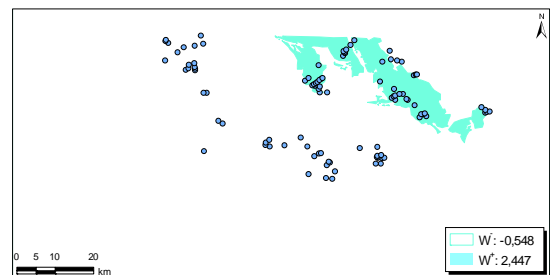


**Figura 90.** Mapa binario del control estructural del F-Ba (fallas NE-SO).

**CONTROL LITOLÓGICO:** Rocas magmáticas de Eje Villaviciosa. Asociado a estas rocas magmáticas se localiza el 44% de las mineralizaciones de F-Ba estudiadas (Figura 91).



**Figura 89.** Mapa binario del control estructural del F-Ba (fallas ENE-OSO).



**Figura 91.** Mapa binario del control litológico del F-Ba (Rocas Magmáticas del Eje de Villaviciosa).

CONTROLES GEOLÓGICOS	% area	Nº celdas	N(D)	P(B D)	P( $\bar{B}$  D)	P(B  $\bar{D}$ )	P( $\bar{B}$   $\bar{D}$ )	$P_k$
LITOLOGÍA	3.863	9465	44	0.444	0.556	0.038	0.961	0.00465
<b>FALLAS NE-SO</b>								
< 100 m	0.626	1533	14	0.141	0.859	0.006	0.993	0.00913
< 200 m	1.309	3208	18	0.182	0.818	0.013	0.987	0.00561
< 300 m	2.041	5001	20	0.202	0.798	0.020	0.979	0.00400
< 400 m	2.784	6822	22	0.222	0.778	0.028	0.972	0.00322
< 500 m	3.572	8752	22	0.222	0.778	0.036	0.964	0.00251
<b>FALLAS ENE-OSO</b>								
< 100 m	0.702	1719	11	0.111	0.889	0.007	0.993	0.00640
< 200 m	1.453	3561	15	0.152	0.848	0.014	0.985	0.00421
< 300 m	2.235	5476	17	0.172	0.828	0.022	0.977	0.00310
< 400 m	3.050	7472	20	0.202	0.798	0.030	0.969	0.00268
< 500 m	3.878	9501	21	0.212	0.788	0.039	0.961	0.00221

CONTROLES GEOLÓGICOS	$W^+$	$W$	$C$	$s(W^+)$	$s(W)$	$s(C)$	$T\text{-Stud}(C)$
LITOLOGÍA	2.447	-0.548	<b>2.996</b>	0.151	0.135	0.203	<b>14.790</b>
<b>FALLAS NE-SO</b>							
< 100 m	<b>3.127</b>	<b>-0.146</b>	<b>3.273</b>	<b>0.268</b>	<b>0.108</b>	<b>0.290</b>	<b>11.303</b>
< 200 m	2.636	-0.187	2.824	0.236	0.111	0.261	10.811
< 300 m	2.296	-0.205	2.501	0.224	0.113	0.251	9.975
< 400 m	2.080	-0.223	2.303	0.214	0.114	0.242	9.514
< 500 m	1.830	-0.215	2.045	0.213	0.114	0.242	8.451
<b>FALLAS ENE-OSO</b>							
< 100 m	<b>2.769</b>	<b>-0.110</b>	<b>2.879</b>	<b>0.302</b>	<b>0.107</b>	<b>0.321</b>	<b>8.977</b>
< 200 m	2.348	-0.149	2.498	0.259	0.109	0.281	8.894
< 300 m	2.042	-0.165	2.208	0.243	0.110	0.267	8.273
< 400 m	1.893	-0.194	2.088	0.224	0.113	0.251	8.331
< 500 m	1.701	-0.199	1.900	0.218	0.113	0.246	7.721

**Tabla 23.** Pesos y probabilidades a posteriori ( $P_k$ ) de los controles geológicos establecidos para las mineralizaciones de F-Ba, utilizando el método de Pesos de Evidencia (WofE). Número de yacimientos 99. **Probabilidad a priori: 0.00040408.** Número de celdas 245,000. Tamaño de celda 200 m.

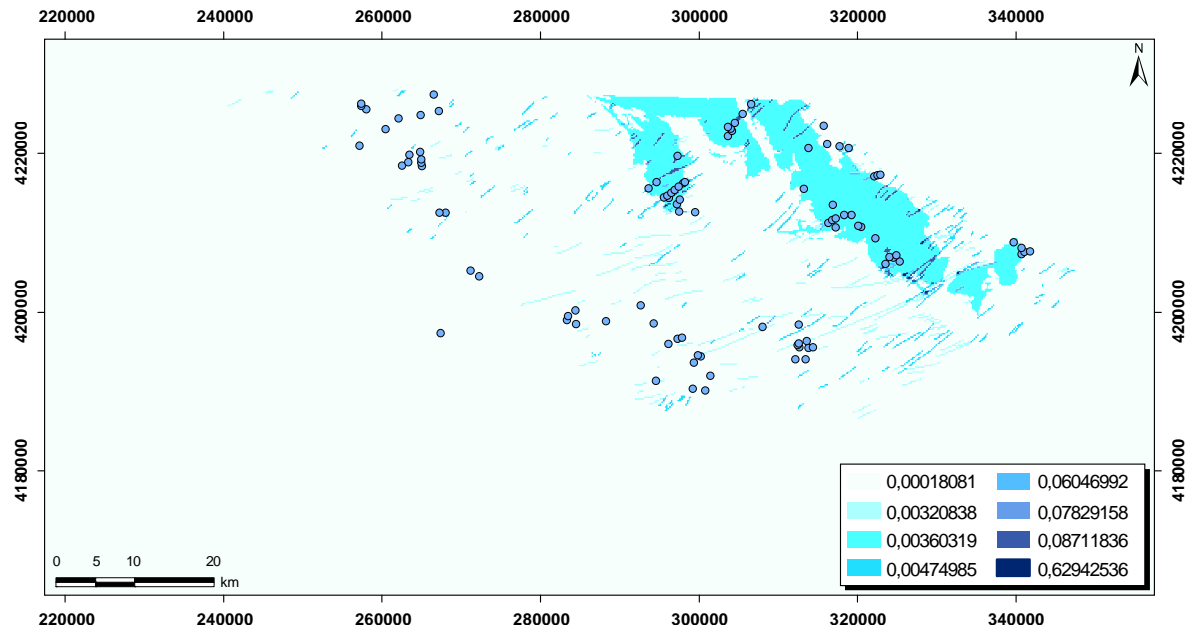
Los resultados del método WofE quedan resumidos en la Tabla 23. Al igual que sucedía con las mineralizaciones de Cu y de Pb-Zn-Ag, se ha utilizado la distan-

cia de 100 m a las dos familias de fallas mencionadas, ya que a esta distancia los valores del  $C$  son más elevados (Tabla 23). Igual que en los anteriores mapas,

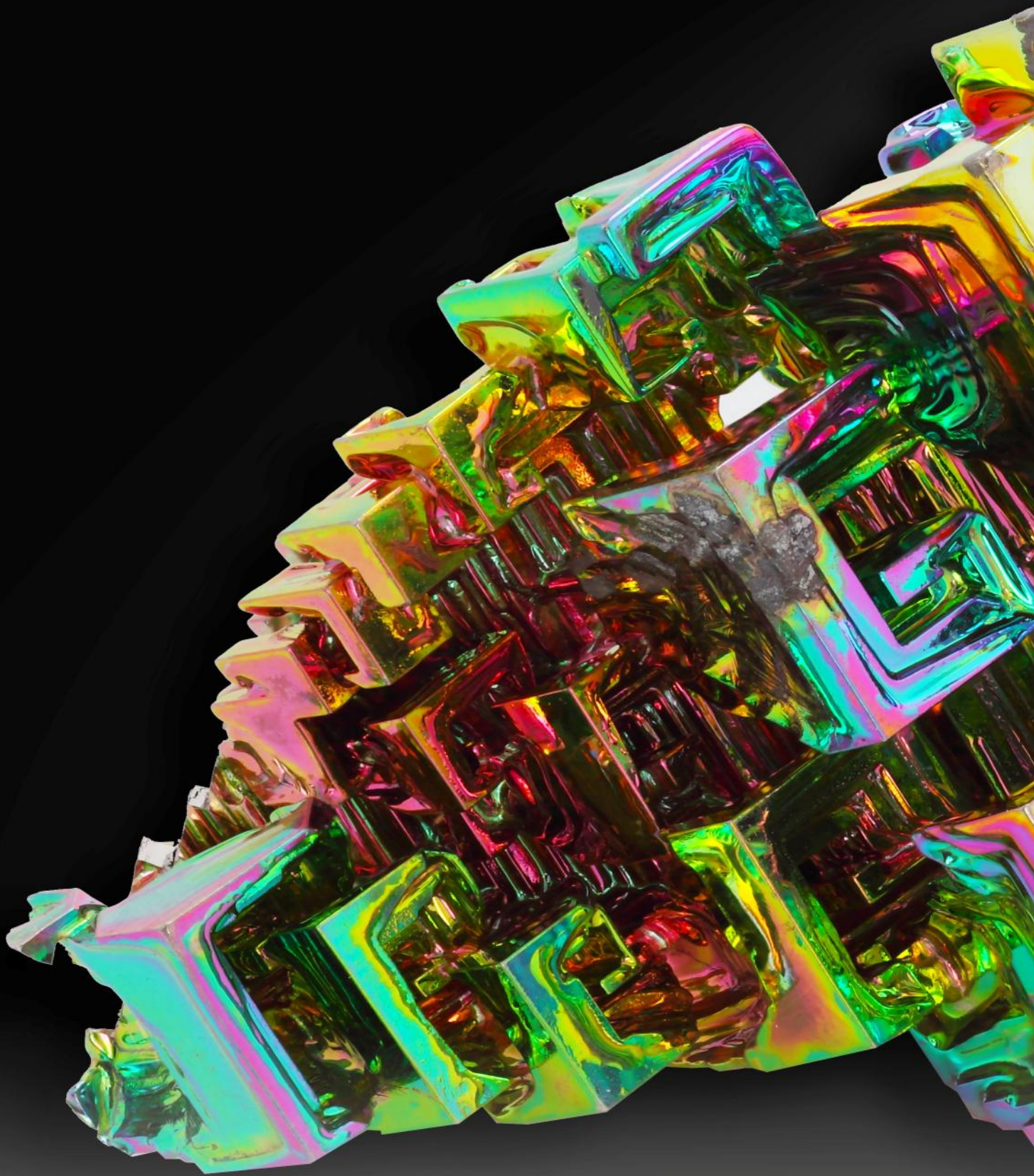


en el mapa de probabilidad a posteriori obtenido para las mineralizaciones de F-Ba (Figura 92) se observa que las zonas con mayor probabilidad a posteriori

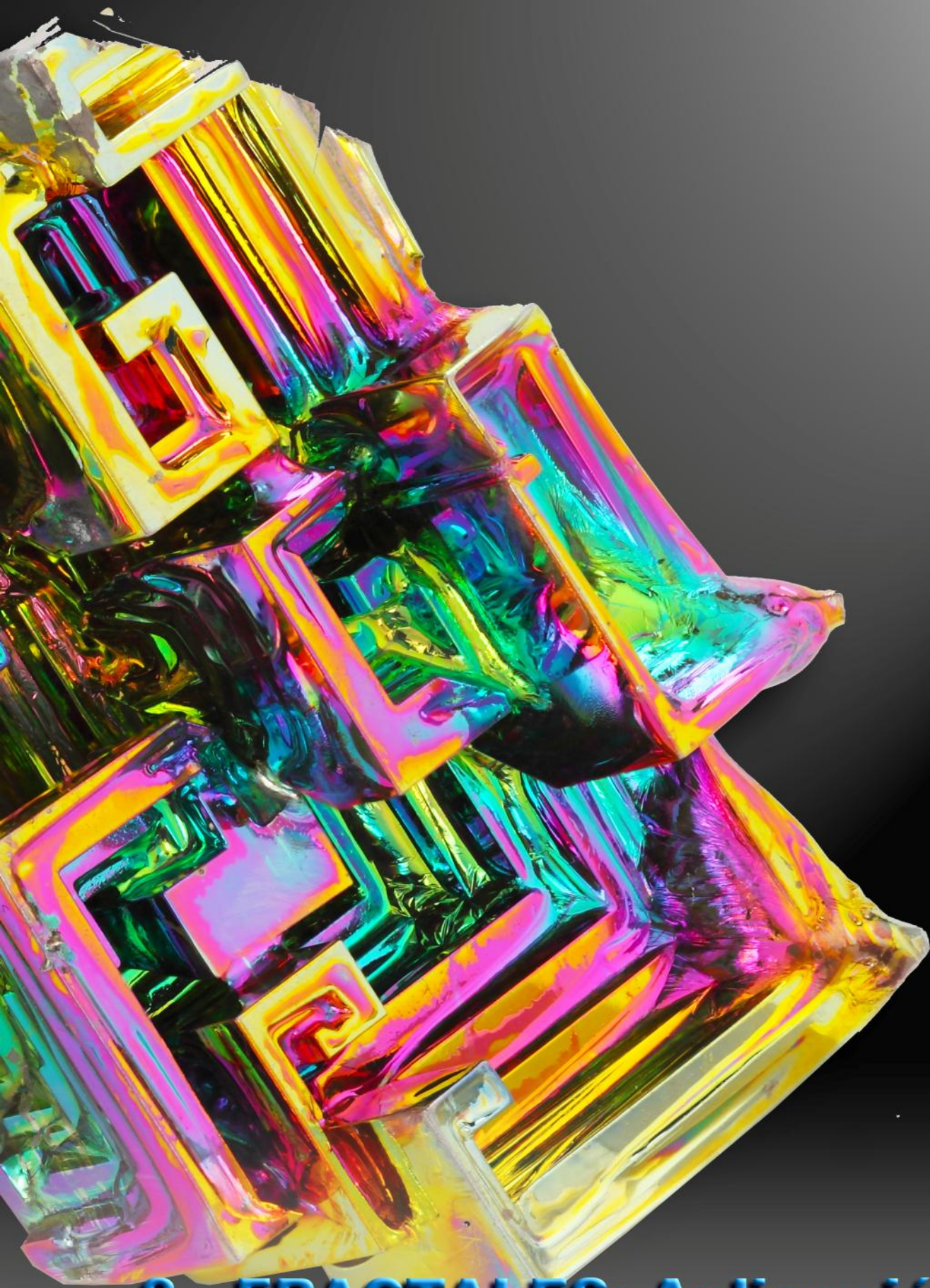
para contener mineralizaciones de F-Ba llegan a tener un valor 70 veces superior a la probabilidad a priori para estas mineralizaciones en la zona de estudio.



**Figura 92.** Mapa de probabilidad a posteriori obtenido a partir del método WofE que se puede considerar como un mapa de prospectividad de las mineralizaciones de F-Ba de la zona.







## **8-. FRACTALES: Aplicación a la distribución de las mineralizaciones**



## 8. FRACTALES: APLICACIÓN A LA DISTRIBUCIÓN DE LAS MINERALIZACIONES

### 8.1. FRACTALES: BREVE RESEÑA HISTÓRICA

Los fractales surgieron como respuesta a una necesidad que se produjo a comienzos del siglo XX, al estudiar los conjuntos de puntos que se distribuían sobre la recta real que poseían medida de Lebesgue nula. Se encontraban algunos conjuntos que tenían unas características geométricas, aritméticas ó analíticas muy especiales, pasando a ser considerados como “*monstruos matemáticos*”. A medida que las ciencias exactas fueron avanzando, se descubrían aspectos más interesantes de estos conjuntos, y en algunos casos se podía asociar su comportamiento con algunos de los que se observaban en la naturaleza.

Hausdorff en 1919 construyó una teoría matemática que permitía estudiar estos conjuntos tan peculiares. Bajo el nombre de fractales, término acuñado por Mandelbrot en los años sesenta (Mandelbrot, 1967, 1975), los diversos autores entienden un conjunto de realidades con una serie de rasgos comunes, aunque es difícil precisar una única definición de un fractal. Una de las mejores aproximaciones es la de Mandelbrot (1982): “*Un fractal es por definición un conjunto para el cual la dimensión de Hausdorff es mayor que su dimensión topológica ( $D_T$ ) que es siempre un número entero*”.

Otra definición más intuitiva es la de Mandelbrot (1985): “*Un fractal es una estructura que está formada por partes semejantes, en cierta manera, al conjunto completo*”.

Una de las percepciones físicas claves en la definición conceptual de un fractal, es que todo proceso u objeto muestra características semejantes a diferentes

escalas, por consiguiente, es invariante al cambio de escala. 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 hiperbólicas, donde la propiedad ( $P$ ) está relacionada con el tamaño ( $t$ ) mediante la ecuación (22), y el exponente  $D$  está frecuentemente asociado a una dimensión, valor habitualmente no entero, que suele coincidir con la dimensión fractal del sistema, que se obtiene de la ecuación (22) aplicando logaritmos,

$$(22) \quad P \propto C t^{-D}$$

$$\log P \propto \log C - D \log t, \text{ y por lo tanto}$$

$$D \propto (\log P - \log C) / \log (1/t)$$

Se verifica que  $D_T \leq D \leq D_E$ , siendo  $D_T$  la dimensión topológica y  $D_E$  la dimensión euclídea.

La Dimensión fractal ( $D$ ), en sentido genérico, es un número que sirve para cuantificar el grado de heterogeneidad y fragmentación de un conjunto geométrico, o de un objeto u objetos naturales.

La naturaleza de los fractales queda reflejada en el significado de su nombre; fractal, del latín “*fractus*” (irregular o fragmentado), que son aquellos objetos que tienen una forma sumamente irregular o interrumpida.

Los fractales se basan en el concepto de *autosemejanza*, una propiedad que presentan aquellos sistemas cuyas estructu-

ras permanecen constantes al variar la escala de observación; en otras palabras, cuando “*las partes*”, por pequeñas que éstas sean, se parecen al *todo*. Éstos son los *fractales autosemejantes*. Los *fractales autoafines* son aquellos en los que el objeto es parecido a diferentes escalas, pero no como un *calco* de la realidad.

A partir de los descubrimientos de Mandelbrot sobre la organización fractal de la naturaleza, alejándose de la geometría clásica euclidiana, estos conceptos comenzaron a aplicarse en muchas disciplinas del conocimiento, por ejemplo, en Física, Química, Astronomía, Biología Molecular, y también en Geología.

Muchos fenómenos naturales muestran características fractales, principalmente por su similitud en un amplio rango de escalas (*invarianza al cambio de escala*) y por lo tanto, algunas propiedades presentan distribuciones hiperbólicas (fractales o “*power-law*”).

Esto es muy importante de cara a evaluar la prospectividad de una región, ya que proporciona una base para aplicar la información de una escala determinada (e.g. a escala de yacimiento) a otra (e.g. la distribución de yacimientos a escala regional o de Distribución Minero).

Muchos aspectos relacionados con los procesos de fracturación en la corteza terrestre se ha demostrado que tienen comportamientos fractales, como la magnitud de los terremotos (Gutenberg y Richter, 1954; Turcotte, 1989), el tamaño de las partículas de roca triturada y salbandas o *harinas* de fallas -*fault gouges*- (Sammis et al., 1986), los desplazamientos que producen las fallas (e.g., Scholz y Cowie, 1990; Walsh et al., 1991), y la distribución espacial y propiedades de escalado (auto-organización) de las redes de fracturas (e.g. Barton y Larsen, 1985).

De mayor relevancia para el estudio de los yacimientos minerales es el hecho de que la distribución de las potencias de las venas mineralizadas son generalmente fractales (e.g. Sanderson et al., 1994, 2008; Gumiel et al., 1992, 1995, 1996; Johnston y McCaffrey, 1996; McCaffrey y Johnston, 1996; Roberts et al., 1998). De igual forma, el tonelaje y la ley de los yacimientos minerales pueden tener relaciones fractales (Turcotte, 1986; 1989). En esta línea Carlson (1991), Blenkinsop (1994), y Blenkinsop y Sanderson (1999) comprobaron que la distribución de algunos yacimientos, como los de oro del cratón de Zimbabue, muestra características que se pueden asemejar a un *polvo fractal*.

## 8.2. ANÁLISIS GEOMÉTRICO DE FRACTURAS Y VENAS. MODELO DE PERCOLACIÓN

En España, el análisis de la distribución de potencias de venas en afloramientos y en sondeos se empezó a utilizar como un método eficaz de discriminación de sistemas filonianos auríferos en algunas zonas del Sinclinal de La Codosera, en Badajoz (Gumiel et al., 1992, Sanderson et al., 1994) y también se ha utilizado para la caracterización geométrica de otros conjuntos filonianos del Macizo Varisco, en particular para los de la Mina

de La Parrilla (Cáceres) y los del distrito de Cornualles en el Reino Unido (Gumiel et al., 1995, 1996; Roberts et al., 1998; 1999; Sanderson et al., 2008).

La fractalidad de los sistemas filonianos estudiados, a escala unidimensional en transversales de muestreo, se estableció en base a las siguientes dimensiones fractales; *dimensión de distribución de potencias de venas* ( $D_v$ ), *dimensión de*

espaciado ( $D_s$ ) y dimensión de información ( $D_i$ ).

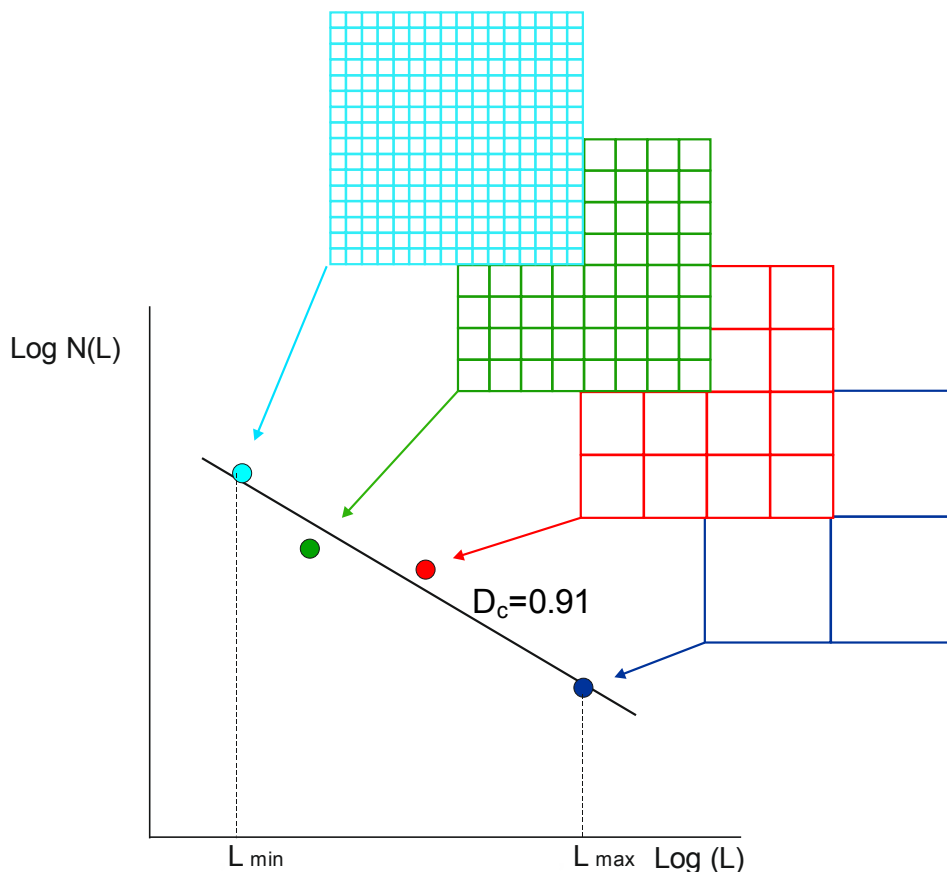
A escala bidimensional, y con objeto de completar y contrastar las anteriores dimensiones fractales, se determinaron; la *dimensión de capacidad* ( $D_c$ ) por el método de contaje de cajas (*box-counting*), y la *dimensión de masa* ( $D_m$ ), por el método de agregación, a partir de la digitalización de las venas intersectadas en las transversales realizadas.

El método de contaje de cajas (*box-counting*) consiste en cubrir el área de estudio, mediante sucesivas mallas de diferentes tamaños de cajas ( $1, 1/2, 1/2^2,$

$1/2^3, 1/2^4, 1/2^5, 1/2^6$  etc., Figura 93). La dimensión de capacidad ( $D_c$ ) se obtiene a partir de un diagrama bilogarítmico, en el que se comparan el número de cajas  $N(L)$ , de tamaño  $L$  que son necesarias para contener, al menos, algún elemento analizado (e.g. depósitos minerales, fracturas etc.), con el tamaño de las cajas  $L$ , según la ecuación hiperbólica (22), en este caso,  $N(L) \propto L^{-D_c}$ .

La pendiente de la función, ( $D_c$ ), es la dimensión de capacidad del grupo de objetos considerados y viene definida como

$$D_c = \log N(L) / \log(1/L) .$$



**Figura 93.** Esquema del método de contaje de cajas (*box-counting*) para la estimación de la dimensión de capacidad ( $D_c$ ) de un conjunto de objetos.

Generalmente, se han utilizado diagramas bilogarítmicos normalizados  $\log N/m$  (*frecuencia acumulada del número de venas/longitud de las transversales*) frente a la *potencia de las venas* (Figura 94)

y se ha comprobado que la potencia (apertura) generalmente sigue distribuciones exponenciales, que pueden ser interpretadas en términos de escalado fractal *autoafín* de la geometría de las

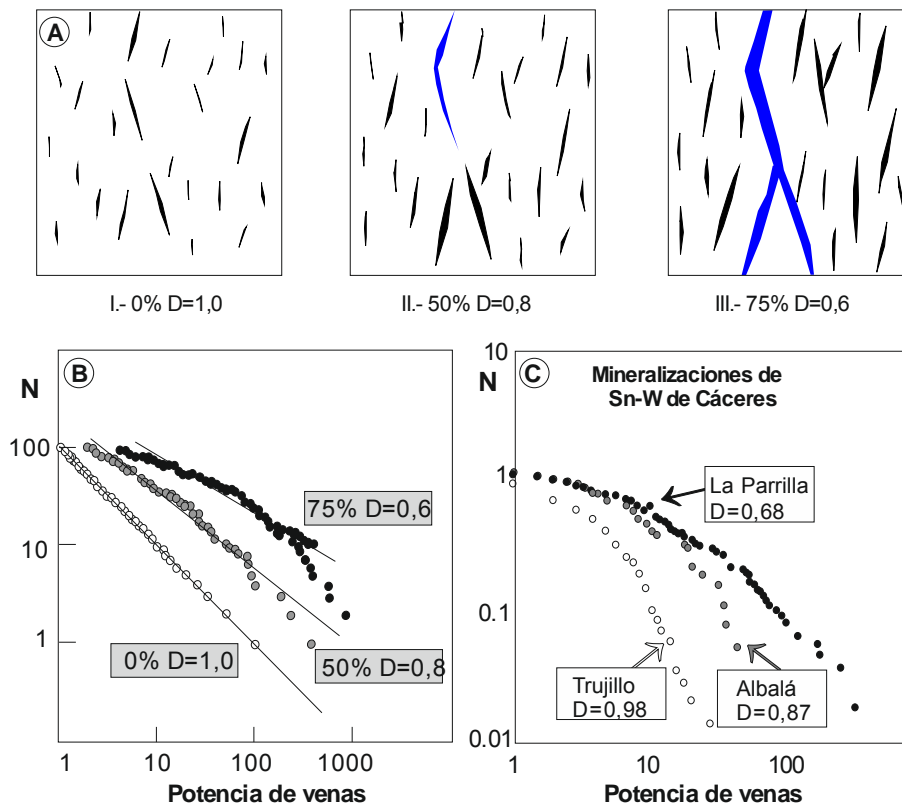


venas. Conjuntos de venas con diferente potencial mineral difieren en sus parámetros escalares  $D$  y  $C$ , en la relación exponencial (22), en este caso,  $N_{(t)} \propto C t^D$ , donde  $N_{(t)}$  es el número de venas con potencias mayores que  $t$ , y  $C$  es una constante de proporcionalidad que depende del número de venas. En general, aquellos conjuntos de venas con  $D < 1$  tienen mayores contenidos minerales.

En base a los resultados obtenidos, se elaboró un modelo evolutivo de percolación de una red de fracturas (Roberts *et al.*, 1999) que sirve para explicar la formación de muchos yacimientos filonianos (Figura 94). Se parte de un conjunto inicial de fracturas aisladas y distribuidas de forma aleatoria en un macizo rocoso, las cuales tienen una distribución fractal  $D=1.0$  (Estado I Figura 94 A). Estas fracturas van creciendo proporcionalmente a su longitud y potencia uniéndose por sus

extremos. Cuando el 50% de las fracturas han conectado, la distribución pasa a tener una dimensión fractal  $D=0.8$  (Estado II, Figura 94 A). Finalmente, cuando se conecta el 75% de las fracturas se forma un *grupo de percolación (backbone)* a una determinada densidad de fractura, cuya distribución tiene menor dimensión fractal  $D=0.6$  (Estado III, Figura 94 A). En este estadio el sistema percola a través de este grupo de fracturas, que favorece el flujo localizado de fluidos y el aumento de la deformación, y si las condiciones físico-químicas son idóneas se puede producir una determinada concentración mineral.

Las curvas de distribución obtenidas a partir del modelo (Figura 94 B) son análogas a las curvas obtenidas con los datos reales de los sistemas de fracturas, o conjuntos filonianos que fueron estudiados en Extremadura (Figura 94 C).



**Figura 94.** A) Modelo evolutivo de percolación de una red de fracturas, (modificado de Roberts *et al.*, 1999). B) diagramas bilogarámticos (*Número de venas vs. potencia de venas*) obtenidos a partir del modelo. C) diagramas bilogarámticos con los datos obtenidos a partir de sistemas filonianos reales de Extremadura.

### 8.3. CÁLCULO DE LAS DIMENSIONES FRACTALES POR EL MÉTODO DE CAJAS RELLENAS

Generalmente, la dimensión de capacidad ( $D_c$ ) que se utiliza en el análisis de la distribución de un conjunto de objetos, en este caso de los yacimientos e indicios minerales de la zona, se obtiene por el método de conteo de cajas (box-counting, Figura 93).

Pero hay que llevar cuidado cuando se estiman las dimensiones fractales a partir de puntos que son los yacimientos e indicios minerales, ya que el número de cajas ocupadas por los puntos (yacimientos) no puede exceder el número de yacimientos existentes en la zona. Esto se manifiesta por una desviación pronunciada de las curvas de frecuencia acumulada en los tamaños de cajas más pequeños (efecto “roll-over” de Blenkinsop y Sanderson, 1999). También hay que tener en cuenta que un depósito mineral se representa por un punto, cuando en realidad son pequeñas áreas finitas. Para minimizar estos efectos, al calcular las dimensiones fractales de los patrones de distribución de las mineralizaciones seleccionadas, se han utilizado tamaños de cajas comprendidos entre 300 m (ocupa un yacimiento) y 70 km.

En esta Tesis se ha aplicado un novedoso método de cálculo de la dimensión fractal que es una variante del de conteo de cajas (box-counting); es el denominado de cajas rellenas (*filled-boxes*), para establecer proporciones entre las dimensiones fractales de las mineralizaciones seleccionadas y las de sus controles litológicos (encajantes favorables) y estructurales (grupos de fallas). Por consiguiente, con este método se obtienen de forma discriminada, tanto las dimensiones fractales de las mineralizaciones, como las de las rocas encajantes y las de los grupos de fallas que ejercen un control sobre los yacimientos minerales.

Además, un aspecto muy importante es que los valores de las dimensiones fractales se regionalizan, en función del área de los diferentes controles geológicos establecidos, y de esta forma se consigue una *redistribución* de los valores que proporciona información sobre los datos espaciales *reconstruidos*. Se han calculado las siguientes dimensiones fractales para tratar de caracterizar la heterogeneidad de estos sistemas naturales:

1. La dimensión fractal de las mineralizaciones ( $D_{cm}$ ), es decir del número de yacimientos e indicios minerales por tipos seleccionados.
2. La dimensión fractal de los controles litológicos -encajantes favorables ( $D_{cl}$ ), que son:
  - El Cámbrico inferior para las mineralizaciones de Fe.
  - La Formación Malcocinado para las mineralizaciones de Cu.
  - La Serie Negra (SN) y las Pizarras de Azuaga (PA) para las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag.
  - Las Rocas Magmáticas del Eje de Villaviciosa (RMEV) para las mineralizaciones de F-Ba.
3. La dimensión fractal del número de yacimientos e indicios de cada sustancia en su respectivo control litológico ( $D_{cml}$ ).
4. La dimensión fractal de los grupos de fallas ( $D_{cf}$ ) que ejercen un control sobre las mineralizaciones que son:
  - Fracturas/Fallas NO-SE para las mineralizaciones de Fe.
  - Fracturas/Fallas NO-SE y ENE-OSO para las mineralizaciones de Cu.

- Fracturas/Fallas NO-SE y NE-SO para las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag.
  - Fracturas/Fallas NE-SO y ENE-OSO para las mineralizaciones de F-Ba.
5. La dimensión fractal de las mineralizaciones asociadas a los grupos de fallas mencionados ( $D_{cmf}$ ) que ejercen un control sobre las mismas.
  6. Valores de dimensión fractal para los datos regionalizados (reconstruidos) en base a las siguientes proporciones:

**Primera proporción**

$$D_{R\ total} = \frac{N_{\text{indicios en control geológico}}}{N_{\text{indicios TOTAL}} * \text{Area}_{\text{TOTAL}}}$$

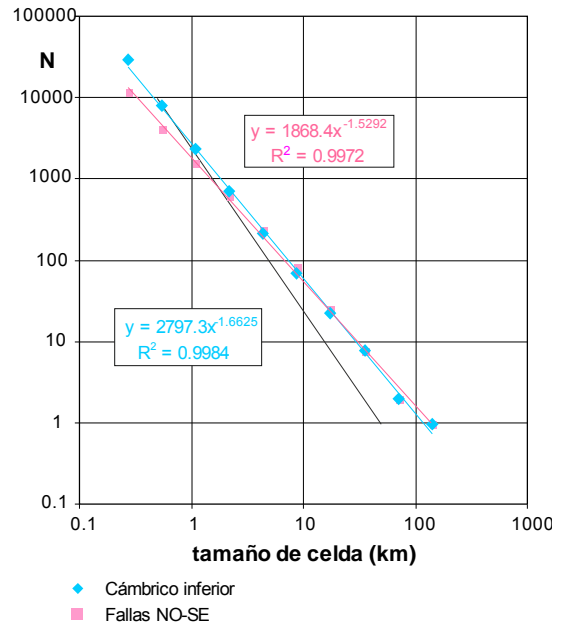
**Segunda proporción**

$$D_{R\ control} = \frac{N_{\text{indicios en control geológico}}}{N_{\text{indicios TOTAL}} * \text{Area}_{\text{Control Geológico}}}$$

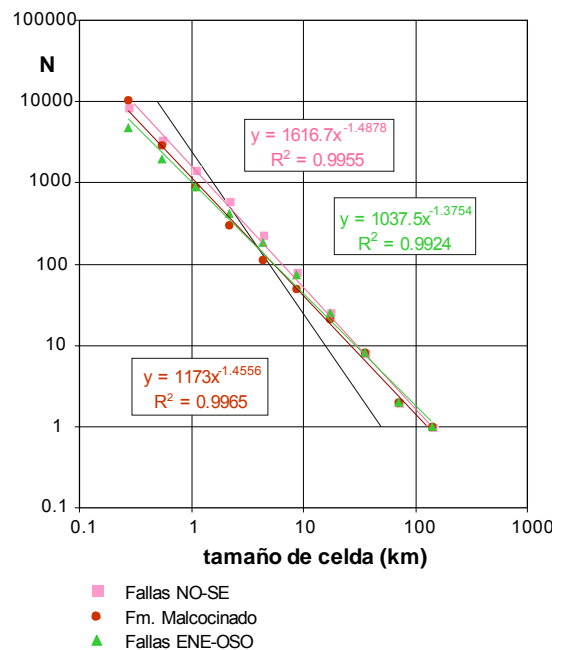
**8.3.1. Dimensiones fractales de los condicionantes geológicos**

Los valores de dimensión fractal ( $D_{cl}$ ) de los controles geológicos establecidos son los siguientes (Figura 95 a Figura 98):

	LITOLOGÍA	$D_{cl}$
Fe	Cámbrico inf.	1.66
Cu	F.Malcocinado	1.45
Pb-Zn	SN y PA	1.53
F-Ba	RMEV	1.40

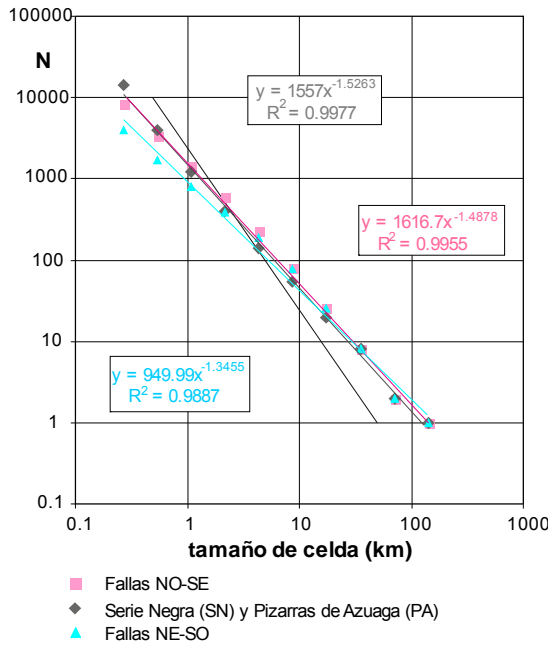


**Figura 95.** Dimensiones fractales de los condicionantes de las mineralizaciones de Fe: El Cámbrico inferior y las fallas NO-SE.

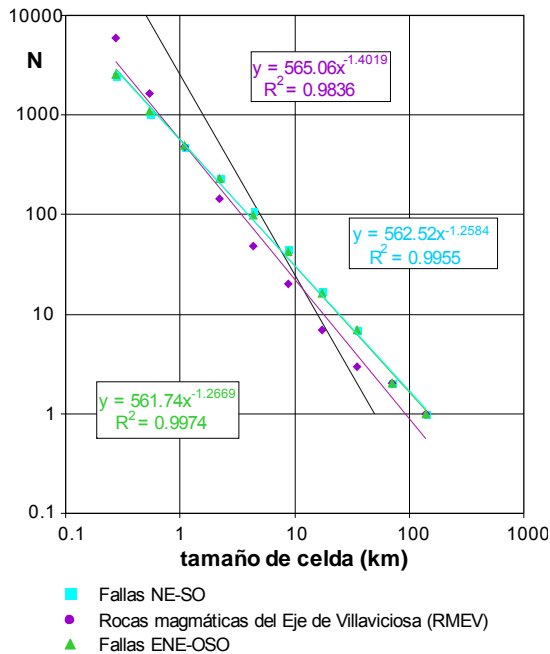


**Figura 96.** Dimensiones fractales de los condicionantes de las mineralizaciones de Cu: La Formación Malcocinado y las fallas NO-SE y ENE-OSO.





**Figura 97.** Dimensiones fractales de los condicionantes de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag: La Serie Negra y las Pizarras de Azuaga, y de las familias de fallas NO-SE y las NE-SO.



**Figura 98.** Dimensiones fractales de los condicionantes de las mineralizaciones de F-Ba: Las rocas magmáticas del eje Villaviciosa (RMEV), y de las familias de fallas ENE-OSO y las NE-SO.

Así mismo, las dimensiones fractales ( $D_{cf}$ ) de los controles estructurales esta-

blecidos, por los grupos de fallas que ejercen un control sobre las mineralizaciones pueden verse en Figura 95 a Figura 98 y son las siguientes:

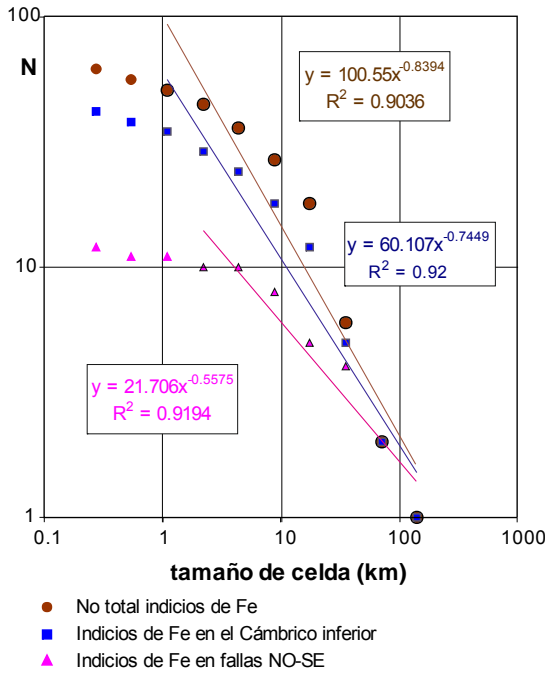
	FALLAS	$D_{cf}$
<b>Fe</b>	NO-SE.	1.53
	ENE-OSE	1.37
<b>Cu</b>	NO-SE	1.49
	NE-SO	1.35
<b>Pb-Zn</b>	NO-SE	1.49
	NE-SO	1.35
<b>F-Ba</b>	NE-SO	1.26
	ENE-OSO	1.27

La disminución progresiva de los valores está relacionada con el número de segmentos de fallas digitalizadas, siendo menor el número de fallas a las que se asocian las mineralizaciones de F-Ba, pero éstas están muy localizadas.

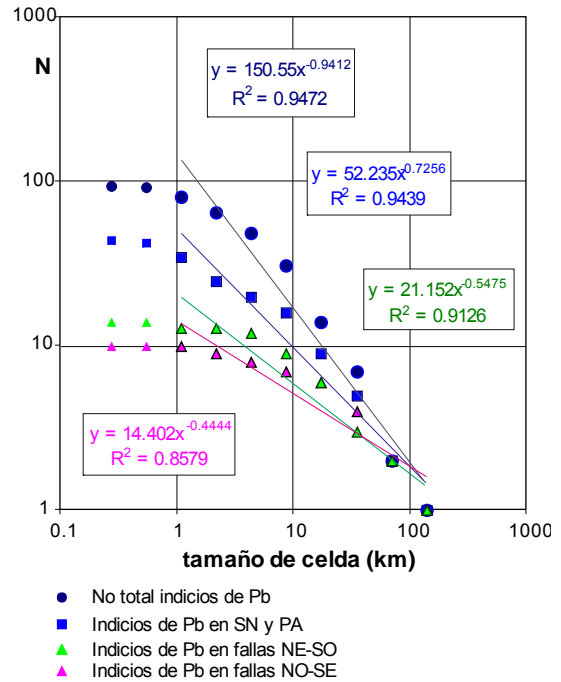
### 8.3.2. Dimensiones fractales de las mineralizaciones en función de sus controles geológicos

Los valores de  $D_{cm}$  obtenidos de las mineralizaciones seleccionadas, en general son bajos y del mismo orden de magnitud, aunque algo menor para las mineralizaciones de Fe ( $D_{cm} = 0.84$ ),  $D_{cm} = 0.91$  para las de Cu y  $D_{cm} = 0.94$  para las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag y F-Ba (Figura 99 a Figura 102). Estos valores corroboran el grado de agrupamiento de las distribuciones de las mineralizaciones seleccionadas en la zona, según lo establecido en el análisis espacial llevado a cabo en el apartado 7.1.

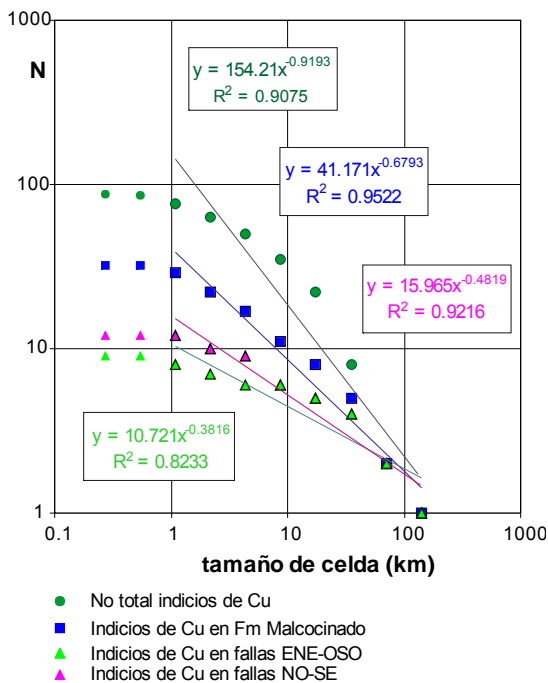
Además, los bajos valores de  $D_{cm}$  obtenidos se deben al relativamente pequeño número de yacimientos e indicios minerales comparado con el área total de la zona. Los indicios representan un pequeño recubrimiento de "masa" del área soporte, lo que está de acuerdo con la distribución real y con el número de yacimientos que se encuentran en la zona.



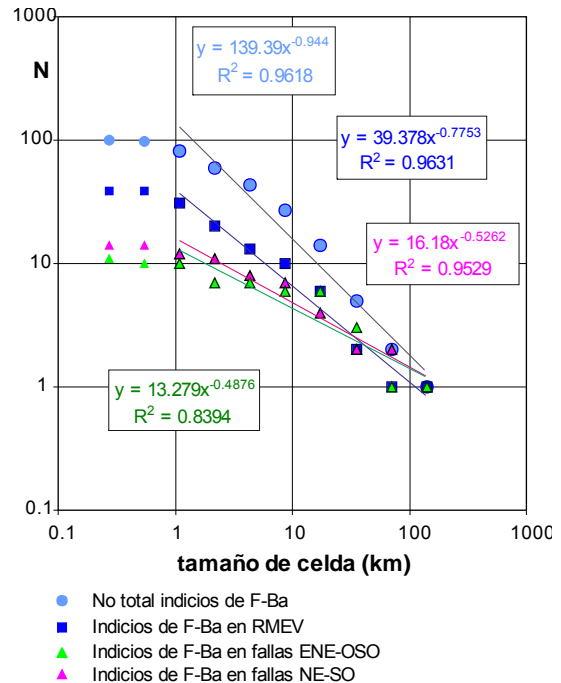
**Figura 99.** Dimensiones fractales de las mineralizaciones de Fe calculadas teniendo en cuenta los controles geológicos de las mismas.



**Figura 101.** Dimensiones fractales de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag calculadas teniendo en cuenta los controles geológicos de las mismas.



**Figura 100.** Dimensiones fractales de las mineralizaciones de Cu calculadas teniendo en cuenta los controles geológicos de las mismas.



**Figura 102.** Dimensiones fractales de las mineralizaciones de F-Ba calculadas teniendo en cuenta los controles geológicos de las mismas.

## Dimensiones fractales de las mineralizaciones condicionadas por la litología

Los valores de  $D_{cmf}$  de las mineralizaciones disminuyen cuando se considera el número de indicios y yacimientos de cada tipo sobre el área soporte, calculada para cada uno de los controles litológicos (Figura 99 a Figura 102). La disminución de los valores es proporcional al número de yacimientos e indicios minerales y los valores de  $D_{cmf}$  obtenidos son del mismo orden de magnitud:

	LITOLOGIA	$D_{cmf}$
Fe	Cámbrico inf.	0.75
Cu	Malcocinado	0.68
Pb-Zn	SN y PA	0.72
F-Ba	RMEV	0.77

Las dimensiones  $D_{cm}$  serían correlacionables con las *dimensiones de capacidad* y las  $D_{cmf}$  con las *dimensiones de información* de las diferentes distribuciones de las mineralizaciones.

## Dimensiones fractales condicionadas por las estructuras (fallas)

Las dimensiones fractales  $D_{cmf}$  de las mineralizaciones asociadas a los grupos de fallas mencionadas tienen valores menores que las propias fallas, ya que se cuentan tan solo los segmentos de falla en los que se encuentran situados los indicios minerales y son las siguientes:

	FALLAS	$D_{cmf}$
Fe	NO-SE	0.56
Cu	NO-SE	0.48
	ENE-OSE	0.38
Pb-Zn	NO-SE	0.44
	NE-SO	0.55
F-Ba	NE-SO	0.53
	ENE-OSO	0.49

A partir de estos valores se deduce una conclusión muy importante, y es que generalmente los valores más altos de dimensiones fractales de los grupos de mineralizaciones asociados a las fallas ( $D_{cmf}$ ) discriminan claramente las orientaciones de los grupos de fallas que ejercen un mayor control estructural. Es decir, las NO-SE para las mineralizaciones de Cu y las NE-SO para las de Pb-Zn-Ag y F-Ba de la zona.

## 8.3.3. Dimensiones fractales regionalizadas

Los valores de las dimensiones fractales de los datos regionalizados o reconstruidos son más elevados para todas las mineralizaciones y para sus controles litológicos y estructurales (Figura 103 a Figura 106). Esto es lógico porque al establecer las proporciones antes mencionadas, se redistribuyen los valores al multiplicar por el número total de celdas que cubre el área de la zona.

Esto se cumple, tanto en el cálculo de la  $D_{R\ total}$ , como en el de la  $D_{R\ control}$  para el área que ocupa el control seleccionado. Por esta razón, los valores obtenidos de las dimensiones fractales regionalizadas se aproximan al exponente 2 ya que hay más celdas ocupadas por los elementos analizados y la tendencia es que el espacio de la zona soporte está más relleno.

## Dimensiones fractales regionalizadas por el control litológico

Los valores de las dimensiones fractales regionalizadas según los controles litológicos, tanto para el área total ( $D_{R\ total}$ ) como para el área que ocupa la litología del control ( $D_{R\ control}$ ) son muy elevados para el Fe y el F-Ba, y menores para el Pb-Zn-Ag y el Cu (Figura 103 a 106).

	LITOLOGIA	$D_{R\ total}$	$D_{R\ control}$
Fe	Cámbrico inf.	1.94	1.64



<b>Cu</b>	Malcocinado	1,87	1.34
<b>Pb-Zn</b>	SN y PA	1.86	1.41
<b>F-Ba</b>	RMEV	1.96	1.44

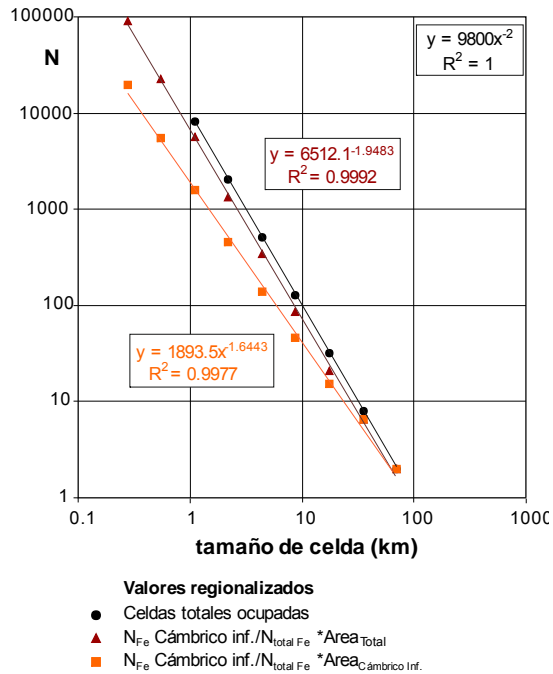


Figura 103. Dimensión fractal de las mineralizaciones de Fe regionalizadas según control litológico.

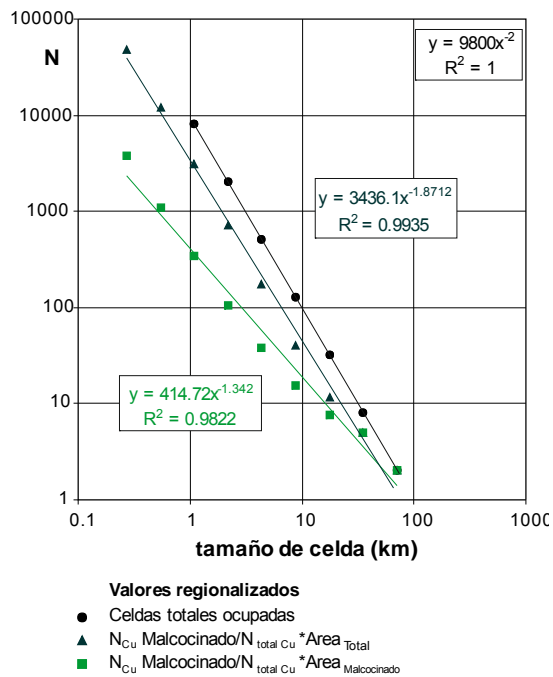


Figura 104. Dimensión fractal de las mineralizaciones de Cu regionalizadas según control litológico.

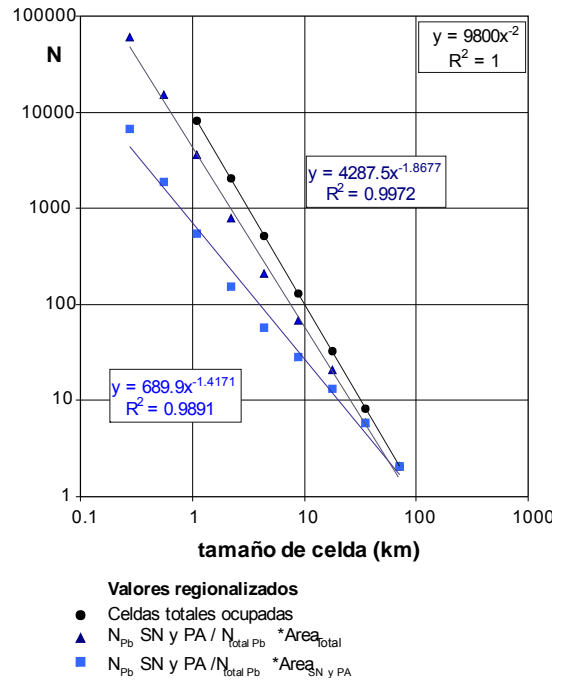


Figura 105. Dimensión fractal de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag regionalizadas según control litológico.

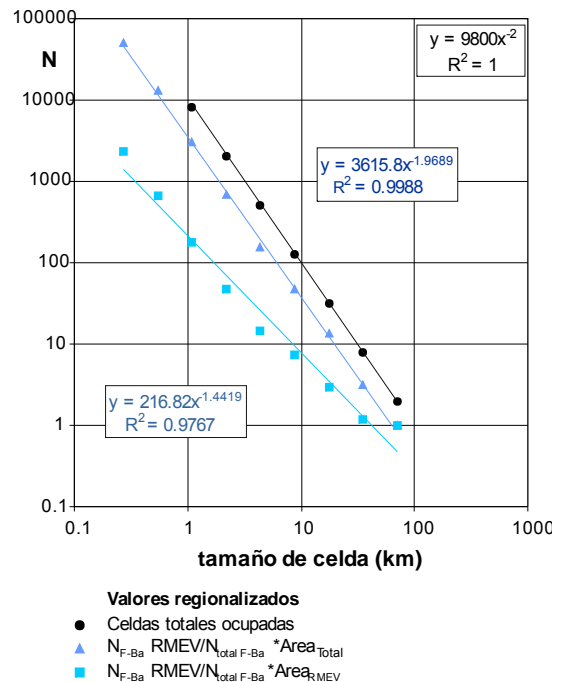


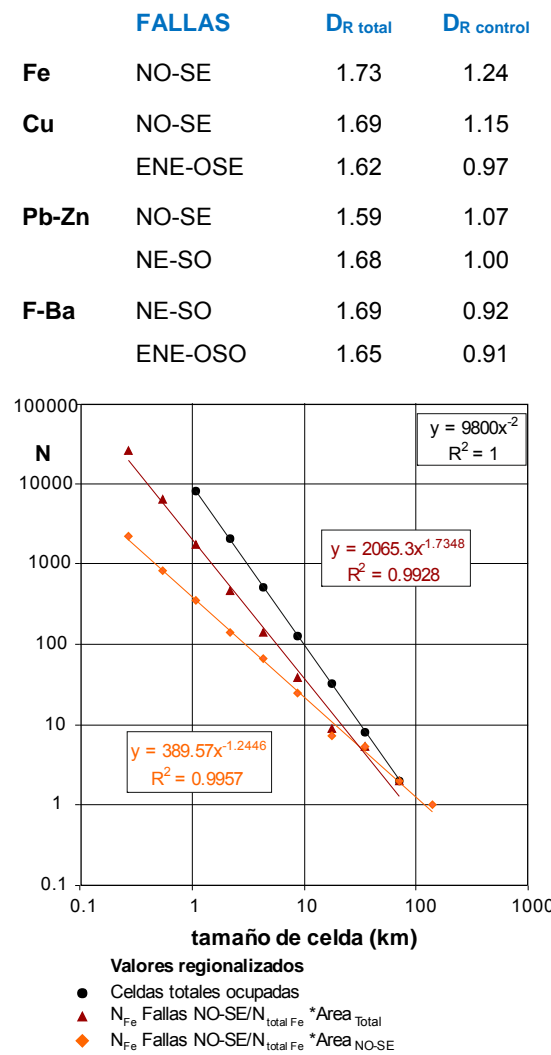
Figura 106. Dimensión fractal de las mineralizaciones de F-Ba regionalizadas según control litológico.

Esto corrobora la fuerte correlación espacial existente entre las distribuciones de las mineralizaciones y sus rocas en-

cajantes favorables. En particular, destaca el control litológico del Cámbrico inferior para las mineralizaciones de Fe con el valor más alto de la  $D_{R\ total}$  y de la  $D_{R\ control}$  (Figura 103 a Figura 106).

### Dimensiones fractales regionalizadas por el control estructural

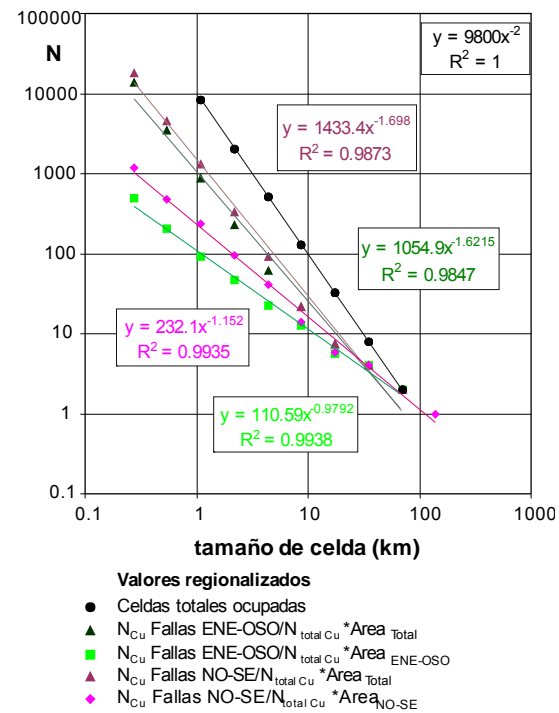
Los valores de las dimensiones fractales regionalizadas en función los controles estructurales, son en general más bajos, pero muestran también un fuerte grado de correlación espacial entre las distribuciones de las mineralizaciones y los grupos de fallas asociadas (Figura 107 a Figura 110).



**Figura 107.** Dimensión fractal de las mineralizaciones de Fe regionalizadas según su control estructural.

La dimensión fractal regionalizada de las mineralizaciones de Fe asociadas a las fallas NO-SE es alta, lo que indica el significativo control de este grupo de fallas sobre las mineralizaciones, especialmente las que están relacionadas con hidrotermalismo.

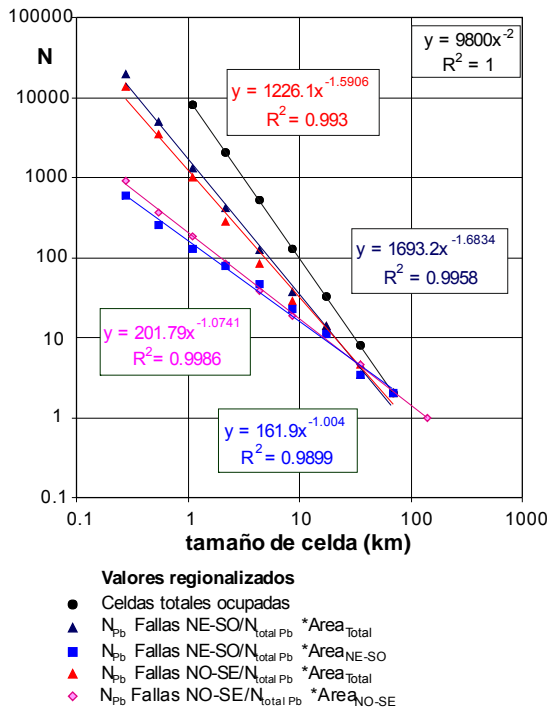
Comparando el valor de la dimensión fractal regionalizada de la mineralización de Cu asociada a fallas NO-SE y a las ENE-OSO, se observa que es mayor en el primer grupo de fallas, ya que esta familia ejerce un mayor control estructural de las mineralizaciones de Cu en la zona, aunque las de orientación ENE-OSO son importantes a escala de yacimiento en algún caso concreto, como es en el yacimiento de Cerro Muriano.



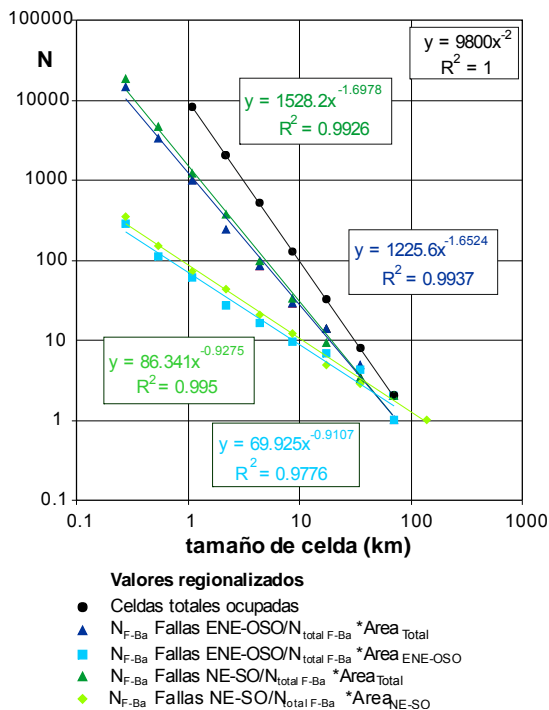
**Figura 108.** Dimensión fractal de las mineralizaciones de Cu regionalizadas según su control estructural.

En cuanto a las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag y de F-Ba, observando los valores de las dimensiones fractales regionalizadas, se comprueba que los valores más altos corresponden, para ambas mineralizaciones, con la familia de fallas NE-SO, lo cual indica que este conjunto,

ejerce un mayor control en ambas mineralizaciones.



**Figura 109.** Dimensión fractal de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag regionalizadas según su control estructural.



**Figura 110.** Dimensión fractal de las mineralizaciones de F-Ba regionalizadas según su control estructural.

Esto se puede comprobar, ya que existe un mayor número de yacimientos, tanto de Pb-Zn-Ag, como de F-Ba, que tienen esta dirección.

Por consiguiente, este método es un buen método de discriminación, ya que sirve para analizar la influencia que ejercen los controles litológicos y estructurales, discriminando las litologías y los grupos de fallas que ejercen un mayor control sobre las mineralizaciones, en base a los valores de las dimensiones fractales.

### 8.3.4. Comparación de las dimensiones fractales obtenidas

En la Tabla 24 se han resumido todos los valores de las dimensiones fractales que se han calculado para los cuatro tipos de mineralizaciones estudiadas.

Al proyectar en un gráfico de dispersión de doble ordenada (Figura 111) los valores de las dimensiones fractales de las mineralizaciones en sus controles geológicos en su situación espacial actual (ordenada de la izquierda) y las dimensiones fractales de las mineralizaciones regionalizadas (ordenada de la derecha), frente a las dimensiones fractales de los controles geológicos (abscisa) se definen claramente dos poblaciones.

La **población 1** (puntos azules) está formada por los valores de las dimensiones fractales de las mineralizaciones y sus controles en su situación espacial actual. Los valores están comprendidos entre 0.38 y 0.77. La **población 2** (puntos rojos) está constituida por los valores regionalizados (reconstruidos) de las dimensiones fractales de las mineralizaciones y sus controles geológicos. Estos valores son más elevados, estando comprendidos entre 0.91 y 1.64.

La interpretación de la información suministrada por las dos poblaciones de dimensiones fractales tiene gran interés y



se resume a continuación (Figura 111). Los altos valores obtenidos de la  $D_f$  (próximos a 2) en los datos reconstruidos han quedado explicados anteriormente, pero su interpretación se debe probablemente a que las distribuciones de las mineralizaciones eran más aleatorias en origen (distribuciones de tendencias más uniformes, población 2). En esta etapa no se dan condiciones para que se formen yacimientos minerales siendo mayor la homogeneidad de los sistemas.

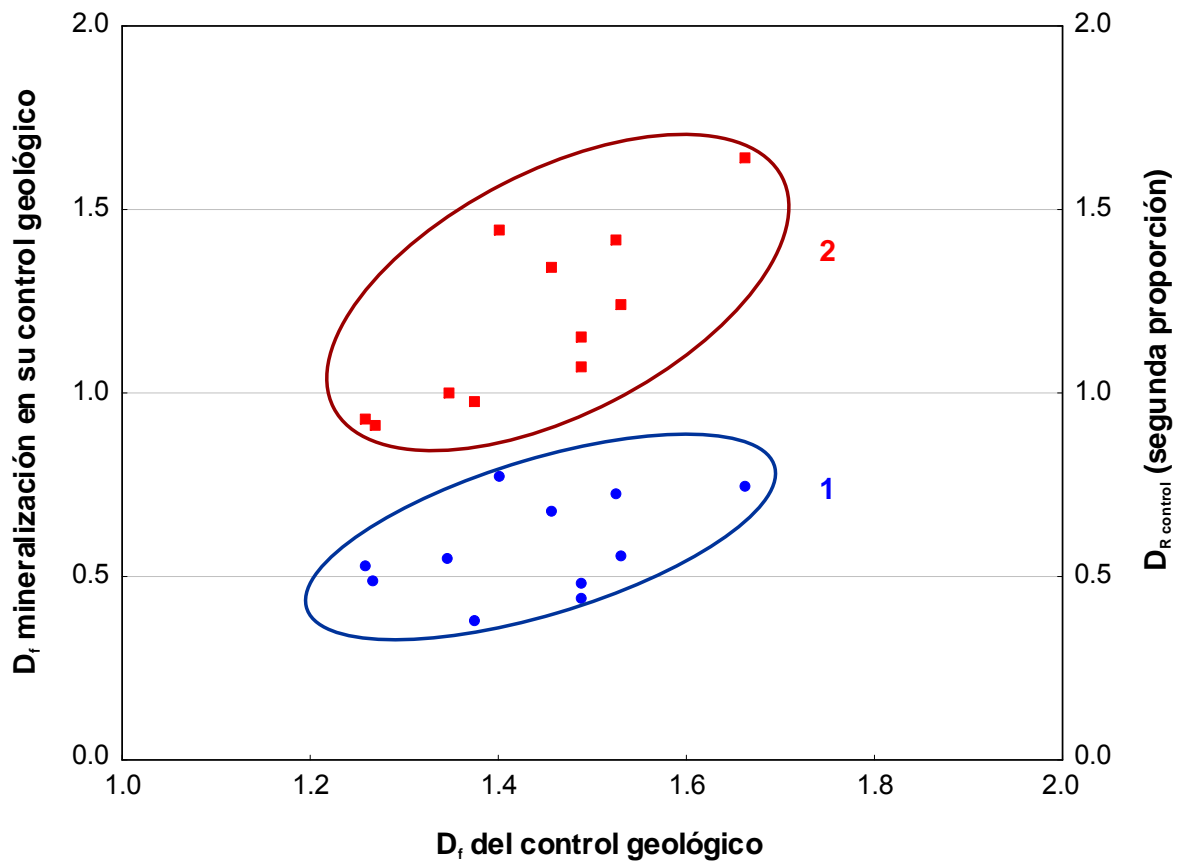
Posteriormente, la situación espacial actual (población 1) se puede explicar por una redistribución de las mineralizaciones, que da lugar a distribuciones espaciales agrupadas, y que está favorecida por el papel que ejercen los controles geológicos sobre las mineralizaciones. En esta etapa se pueden originar yacimientos minerales, siendo mayor la

heterogeneidad de los sistemas y menores las dimensiones fractales. Las litologías favorables ejercen posiblemente un control topoquímico para algunas mineralizaciones, (e.g., las calizas del Cámbrico inferior para las de Fe) y los fluidos hidrotermales se canalizan a favor de los grupos de fallas antes mencionados para cada tipo de mineralización, produciéndose concentraciones localizadas de yacimientos minerales. Estas concentraciones se producen a favor de redes de fracturas con un alto grado de conectividad.

Por consiguiente, la circulación de los fluidos hidrotermales está relacionada con los patrones de distribución de las mineralizaciones y por lo tanto, la caracterización fractal de estos sistemas puede ser una ayuda muy importante de cara a la prospectividad de la zona.

	Fe	Cu	Pb	F-Ba
$D_{cm}$	0,84	0,92	0,94	0,94
<b>C. LITOLÓGICO</b>	<b>Cámbrico Inf</b>	<b>Fm. Malcocinado</b>	<b>S.N. y P.A.</b>	<b>RMEV</b>
$D_{cl}$	1,66	1,46	1,53	1,40
$D_{cml}$	0,74	0,68	0,73	0,78
$D_{R\ total}$	1,95	1,87	1,87	1,97
$D_{R\ control}$	1,64	1,34	1,42	1,44
<b>C. ESTRUCTURAL</b>	<b>NO-SE</b>	<b>ENE-OSO</b>	<b>NO-SE</b>	<b>ENE-OSO</b>
$D_{cf}$	1,53	1,38	1,49	1,27
$D_{cmf}$	0,56	0,38	0,44	0,49
$D_{R\ total}$	1,73	1,62	1,59	1,65
$D_{R\ control}$	1,24	0,98	1,07	0,91
<b>C. ESTRUCTURAL</b>	-	<b>NO-SE</b>	<b>NE-SO</b>	<b>NE-SO</b>
$D_{cf}$	-	1,49	1,35	1,26
$D_{cmf}$	-	0,48	0,55	0,53
$D_{R\ total}$	-	1,70	1,68	1,70
$D_{R\ control}$	-	1,15	1,00	0,93

**Tabla 24.** Dimensiones fractales calculadas para las mineralizaciones estudiadas.



**Figura 111.** Relación entre las dimensiones fractales de las mineralizaciones y las de sus controles geológicos en su situación espacial actual (población 1, azul) y regionalizada (población 2, rojo). Interpretación en el texto.

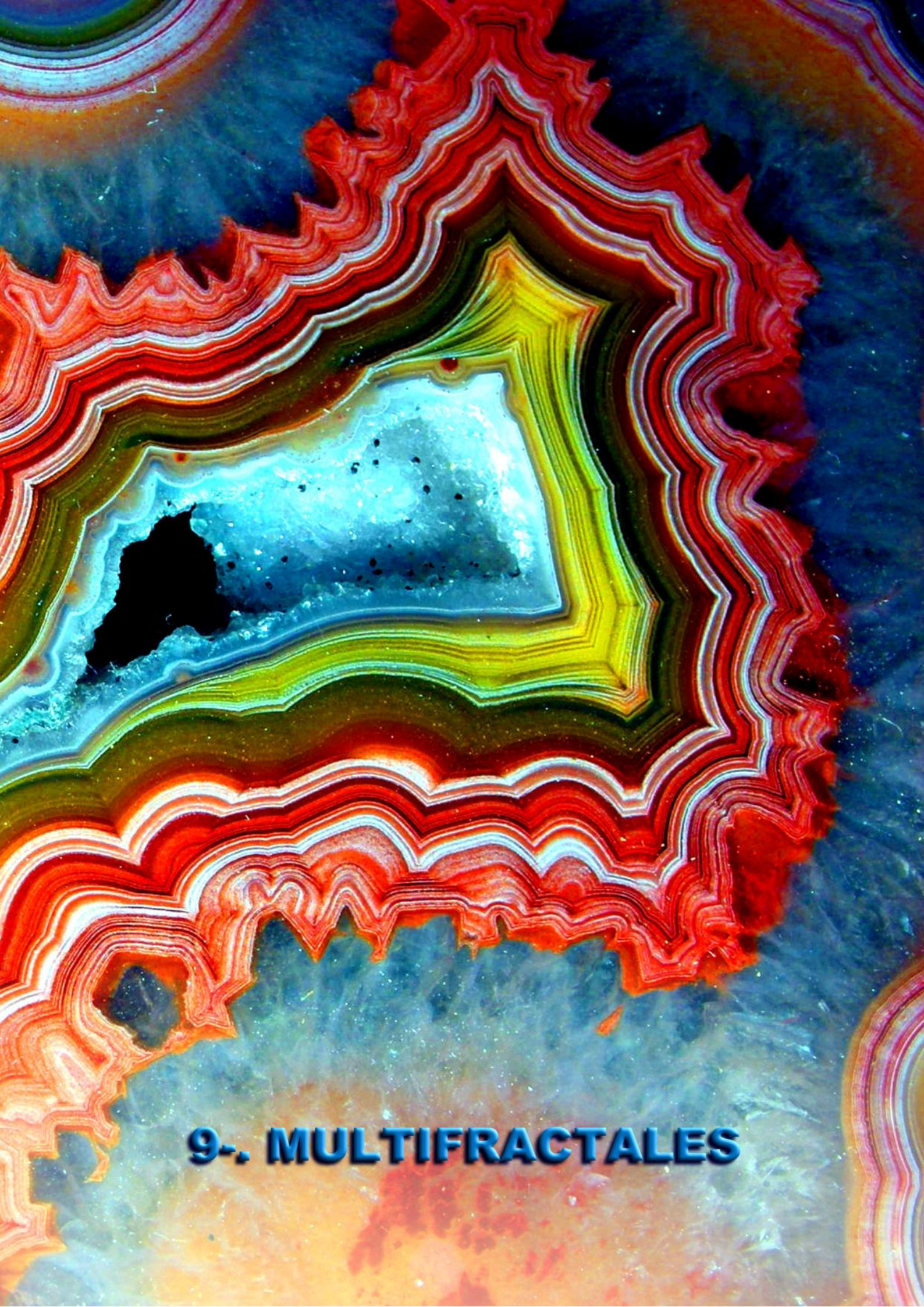
Sin embargo, los patrones de distribución de estas mineralizaciones no pueden explicarse como fractales simples, homogéneos e invariantes al cambio de escala, y como ha quedado reflejado, estos conjuntos fractales tienen un comportamiento multiescalar (multidimensional) y en definitiva se trata de fractales heterogéneos o multifractales.

El análisis de sus propiedades de escalamiento y organización espacial tiene que realizarse mediante técnicas multifractales que caracterizan una medida de distribución de la masa mediante el espectro de singularidad y otras funciones matemáticas, tal y como se expone a continuación en el capítulo 9.









## **9-. MULTIFRACTALES**





## 9. MULTIFRACTALES

Las relaciones que existen entre los procesos geológicos y las mineralizaciones pueden establecerse por el conocimiento geológico basado en observaciones de campo. Pero los mecanismos de interacción entre los procesos geológicos y las mineralizaciones todavía no se han estudiado en profundidad. La dinámica de estas interacciones es la llave para comprender las características fractales o multifractales de las mineralizaciones, así como la singularidad que produce la formación de un yacimiento mineral, es decir, una elevada concentración de metal en una zona muy pequeña (Yao y Cheng, 2011). Hay que tener en cuenta que los modelos metalogénicos establecen las condiciones favorables para que se produzca una determinada concentración mineral, pero son insuficientes para comprender los mecanismos de interacción que se producen entre los diferentes procesos geológicos y las mineralizaciones.

El estudio de las características fractales y multifractales de las mineralizaciones puede ayudar a conocer, más detalladamente, la manera en que interactúan los procesos geológicos y las mineralizaciones asociadas a los mismos, ya que estos procesos presentan una dinámica no-lineal. En la naturaleza existen numerosos procesos singulares, que serían comparables a los que dan lugar a la formación de mineralizaciones; algunos ejemplos son la formación de las nubes (Schertzer and Lovejoy, 1987), huracanes e inundaciones (Malamud *et al.*, 1996, Cheng 2008 a, b), terremotos (Turcotte, 1997), etc.

Estos procesos pueden considerarse anómalos y suelen producirse en espacios y/o tiempo reducido (Yao y Cheng, 2011).

En España, uno de los primeros trabajos en la aplicación de multifractales en Geología, en concreto a los medios fracturados fue el de Paredes y Elorza (1999). En la actualidad, estos conceptos también se están aplicando en estudios relacionados con la distribución de yacimientos minerales (e.g. Gumiel *et al.*, 2010 d y Arias *et al.*, 2011), en Hidrología e Hidrogeología (Neuman, 2010, 2011), en Estratigrafía y Ciclicidad (e.g. García-Hidalgo *et al.*, en revisión) así como en numerosas ramas del conocimiento, por ejemplo, en estudios de Ecología (e.g. Seuront, 2010).

En este capítulo se presenta una aplicación integrada en un SIG, que se basa en un proceso de *cascada multiplicativa en 2-D*, con el fin de determinar cuáles son los parámetros multifractales que caracterizan a las mineralizaciones del área de estudio.

Para conseguir que los modelos de simulación multifractal sean realistas y puedan ser una mejora de los mapas de prospectividad obtenidos con el método de Pesos de Evidencia (WofE), se han introducido los valores de la probabilidad de ocurrencia de una determinada mineralización (probabilidades a priori) y además los condicionantes geológicos que intervienen, mediante el uso de los valores calculados de probabilidades a posteriori.

## 9.1. CONCEPTOS Y PRINCIPALES FUNCIONES MATEMÁTICAS UTILIZADAS

Aquellos sistemas que se pueden caracterizar por una única dimensión fractal son sistemas *monofractales*, pero muchos sistemas naturales no se pueden caracterizar por una única dimensión fractal porque en realidad son *multifractales*. Como ejemplos se pueden mencionar; la concentración de leyes en los yacimientos minerales, la distribución y localización de mineralizaciones en un área determinada o la distribución espacial de anomalías geoquímicas en una región.

Recientemente, como resultado de la existencia de software cada vez más potente, y en particular con el uso generalizado de los SIG, cada vez son más numerosos los trabajos sobre análisis multifractal aplicados al estudio de los yacimientos minerales (e.g. Panahi y Cheng, 2004; Agterberg, 2007 a, 2007 b; Ford y Blenkinsop, 2009; Zuo *et al.*, 2009; Gumiel *et al.*, 2010 d; Arias *et al.*, 2011).

Un multifractal puede considerarse como el resultado de la interrelación de infinitos conjuntos fractales de diferentes dimensiones (e.g. Feder, 1988; Cheng, 1994, 1999; Cheng y Agterberg, 1996; Agterberg, 2001; Agterberg *et al.*, 1996a; Panahi y Cheng, 2004).

Los modelos multifractales están relacionados con distribuciones específicas de probabilidad, por ejemplo la distribución log-normal, que es aplicable a la distribución y leyes de los yacimientos minerales. En la actualidad, cada vez se aplican más los modelos multifractales en el análisis estadístico de este tipo de procesos.

La distribución espacial de los yacimientos minerales es un ejemplo de un *campo físico* con propiedades multiescales,

relacionado con estructuras que pueden ser descritas por la interrelación de subconjuntos fractales, que muestran distribuciones de escalado hiperbólicas (“power-law”) con una amplia gama de exponentes y dimensiones. En la generación de un conjunto multifractal normalmente intervienen *procesos multiplicativos en cascada*, mientras que en la generación de un fractal simple (monofractal) los procesos que intervienen son *aditivos* (e.g., Grassberger y Procaccia, 1983; Loehle y Li, 1996).

En un multifractal las variaciones espaciales del valor de una determinada propiedad se evalúan mediante medidas multifractales (e.g. utilizando los exponentes). Si cada medida muestra un grado de autosimilitud, la propiedad analizada tiene un comportamiento multifractal y puede ser considerada como tal (Evertsz y Mandelbrot, 1992).

En una zona de estudio y para determinar si una determinada propiedad es un multifractal continuo en dos dimensiones, se utiliza un método de conteo de cajas similar al box-counting, situando sobre la zona de estudio una malla con un tamaño de caja ( $\varepsilon$ ) y siendo el número de cajas  $N(\varepsilon)$ . La medida  $\mu_i(\varepsilon)$  se establece en función de los valores de los datos, multiplicados por el área de la caja  $\varepsilon^2$ . Evertsz y Mandelbrot (1992) establecieron la *Función de partición de masa*  $\chi_q(\varepsilon)$  para cada tamaño de caja y considerando una serie de números reales  $q$  que son los exponentes (ecuación 23)

$$(23) \quad \chi_q(\varepsilon) = \sum_{i=1}^{N(\varepsilon)} \mu_i^q(\varepsilon), \quad -\infty \leq q \leq +\infty$$

La *función de partición*  $\chi_q(\varepsilon)$  se proyecta en un gráfico bilogarítmico frente al tamaño de caja ( $\varepsilon$ ), y si se obtienen una



serie de líneas rectas, el *exponente de masa*  $\tau(q)$  coincide con la pendiente de  $\text{Ln}(\chi_q(\varepsilon))$  vs.  $\text{Ln}(\varepsilon)$  (ecuación 24)

$$(24) \quad \chi_q(\varepsilon) \approx \varepsilon^{\tau(q)}$$

Normalmente, se utilizan dos funciones para representar la multifractalidad de una medida: el *espectro multifractal*  $f(\alpha)$  y la *dimensión generalizada*  $D_q$  (espectro  $D_q$ ). La función  $f(\alpha)$  representa el espectro de dimensiones fractales de los subconjuntos que tienen el mismo *índice de singularidad*  $\alpha$ . Este índice cuantifica el grado de regularidad local de la distribución de un conjunto determinado de objetos, tal como los yacimientos minerales, o las anomalías geoquímicas de una región considerada.

El índice  $\alpha$  se ha calculado a partir de la ecuación (25) de Agterberg *et al.*, (1996 b) utilizando el método de las diferencias centrales finitas.

$$(25) \quad \alpha = \frac{d\tau_q}{dq}$$

La curva  $f(\alpha)$  es una función convexa especificada por Agterberg *et al.*, (1996 b) que se obtiene a partir de la ecuación (26).

$$(26) \quad f(\alpha) = q(\alpha) - \tau(q)$$

Si en el gráfico  $f(\alpha)$  vs.  $\alpha$ , la función  $f(\alpha)$  es parabólica y satisface las condiciones establecidas por Evertsz y Mandelbrot (1992), la distribución estudiada se puede considerar un multifractal continuo. Además, se puede demostrar que  $\alpha$  y  $f(\alpha)$  son variables transformadas de Legendre de  $q$  y  $(q-1) \cdot D_q$  (Cheng, 1994).

La *dimensión generalizada*  $D_q$  puede obtenerse a partir de la ecuación (27):

$$(27) \quad D_q = \frac{1}{q-1} [q\alpha(q) - f(\alpha(q))], \text{ y}$$

$$\tau(q) = (q-1) D_q$$

Los dos espectros  $f(\alpha)$  y  $D_q$  describen los mismos aspectos de cualquier multifractal, son equivalentes y pueden transformarse entre sí (e.g. Feder, 1988).

Un multifractal describe una medida no aleatoria que se cumple para todos los exponentes  $-\infty \leq q \leq +\infty$ . Para  $q = 0$ ,  $D_q$  coincide con la *dimensión de capacidad* ( $D_0$ ) del soporte de la medida, que se obtiene por box-counting. Cuando  $q = 1$ , entonces  $\chi_\varepsilon(1) = 1$ , y  $\tau(1) = 0$ , y por consiguiente,  $f(\alpha(1)) = \alpha(1)$ , siendo  $\alpha(1)$  la *dimensión de información* ( $D_1$ ), la cual refleja el tamaño del conjunto estudiado en el que se concentra la medida  $\mu_j$ .  $D_2$  es la *dimensión de correlación*, y la  $q > 2$  dimensión se conoce como la *dimensión generalizada*.

Para un fractal homogéneo (monofractal) se cumple que  $D_0 = D_1 = D_2$ , pero para los multifractales se verifica siempre que  $D_0 > D_1 > D_2$ . Mayor variación de  $D_q$  con respecto a  $q$  implica un mayor grado de heterogeneidad de la medida. Por consiguiente, las funciones  $f(\alpha)$  y  $D_q$  pueden utilizarse para cuantificar y comparar el grado de agrupamiento y heterogeneidad de diferentes distribuciones espaciales (Panahi y Cheng, 2004).

En la zona de estudio se han utilizado los mencionados índices matemáticos para tratar de cuantificar, en lo posible, los patrones de distribución de las mineralizaciones seleccionadas. Se han realizado una serie de modelos de simulación multifractal de las distribuciones de las mineralizaciones seleccionadas (Fe, Cu, Pb-Zn-Ag y F-Ba) en base a funciones con singularidades que varían localmente.

## 9.2. DESARROLLO DE UNA APLICACIÓN INFORMÁTICA PARA LA SIMULACIÓN MULTIFRACTAL

Como se ha dicho anteriormente, se han hecho esfuerzos considerables para tratar de comprender los mecanismos de interacción entre los procesos geológicos y las mineralizaciones. Una de las aproximaciones más importantes es el cálculo de los Pesos de Evidencia (método WofE) que es el que se ha aplicado en esta Tesis (apartado 7.3). Otras aproximaciones dignas de mención son por ejemplo, la utilización de *regresión logística* (Sahoo y Pandalai, 1999), *redes bayesianas* (Porwal *et al.*, 2003), *redes neuronales* (Singer y Kouda, 1996; Porwal *et al.*, 2003) y *funciones de evidencia* (Carranza *et al.*, 2005; Carranza, 2008). La mayoría de estos métodos ponen de manifiesto que la dinámica entre las mineralizaciones y ciertos procesos geológicos es inestable y se establece empíricamente en base a las observaciones.

Pero un salto cuantitativo ha sido la observación de que los procesos que dan lugar a las mineralizaciones son auto-organizativos y por consiguiente tienen un comportamiento no lineal. Es decir, una mineralización es un evento singular y es el resultado de la interacción de diferentes procesos geológicos muy prolongados en el tiempo. Esta interacción da lugar a características fractales y multifractales. En la actualidad, tal y como se ha constatado en el apartado anterior, cada vez es mayor el número de trabajos de investigación en esta línea que se están aplicando al estudio de las mineralizaciones.

Desde que Mandelbrot en 1967 acuñó el término fractal, los métodos basados en la teoría fractal y multifractal se han convertido en una herramienta muy útil para cuantificar los procesos relacionados con las mineralizaciones (Turcotte, 1996), y el análisis de su distribución espacial (Carlson, 1991; Agterberg *et al.*, 1996 a,

b; Raines, 2008, Gumiel *et al.*, 2010 c y d; Arias *et al.*, 2011), y en la actualidad cada vez son más numerosos los estudios de SIG aplicados al desarrollo de mapas de prospectividad (e.g. Carranza 2011).

En base al desarrollo matemático de teoría multifractal, se han realizado numerosas variantes de un proceso de cascada en 1-D, tales como el método C-A (*Concentración-Área*) de Cheng *et al.*, (1994), el E-A (*Espectro-Área*) de Cheng *et al.*, (2000) y el de *Mapas de singularidades* (Cheng, 2007 a, b; Cheng y Agterberg, 2009) para la discriminación de anomalías geoquímicas y cartografiar zonas de potencial interés minero.

### 9.2.1. Proceso de una cascada multiplicativa

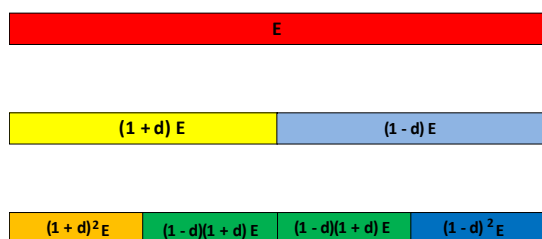
Hay que tener en cuenta que los procesos geológicos que intervienen en la formación y distribución de mineralizaciones lo hacen en forma de *cascada multiplicativa* a diferentes escalas, y presenta características multifractales.

A partir de esta reflexión y como uno de los objetivos principales de esta Tesis, se ha desarrollado una aplicación informática implementada en un SIG, (*Análisis multifractal en 2-D. Cascada multiplicativa de De Wijs, vs. 2.0*) para realizar modelos de simulación multifractal en forma de cascada multiplicativa, basada en el método de De Wijs (1951), que ayuden a comprender los procesos de distribución de las mineralizaciones.

Los modelos de simulación obtenidos con una primera versión del programa fueron realizados en la Faja Pirítica, que se seleccionó como área test de gran interés minero, para explicar la distribución de los yacimientos de sulfuros ma-

sivos (VMS) y así probar el método. Los resultados que se lograron han sido validados internacionalmente por la supervisión de expertos como los profesores: Sanderson, Agterberg y Blenkinsop, y han dado origen a dos recientes publicaciones en revistas del SCI (Gumiel *et al.*, 2010 d y Arias *et al.*, 2011).

El método se aplicó por primera vez para explicar los procesos de enriquecimiento y redistribución espacial del contenido de un determinado elemento en un yacimiento mineral (De Wijs, 1951; Turcotte, 1992). Según este modelo, se parte de una concentración inicial de un elemento  $E$ . En la siguiente iteración, la concentración inicial se divide en dos mitades, de forma que, cada una de ellas tendrá un valor de  $(1 + d) E$  y  $(1 - d) E$ , siendo  $d$  el coeficiente de dispersión. Este proceso puede repetirse indefinidamente, produciéndose una serie de máximos y de mínimos de concentración del elemento. El proceso de partición del área y redistribución de la concentración es invariante al cambio de escala (Figura 112).



**Figura 112.** Esquema del modelo de redistribución de un elemento propuesto por De Wijs en 1951.

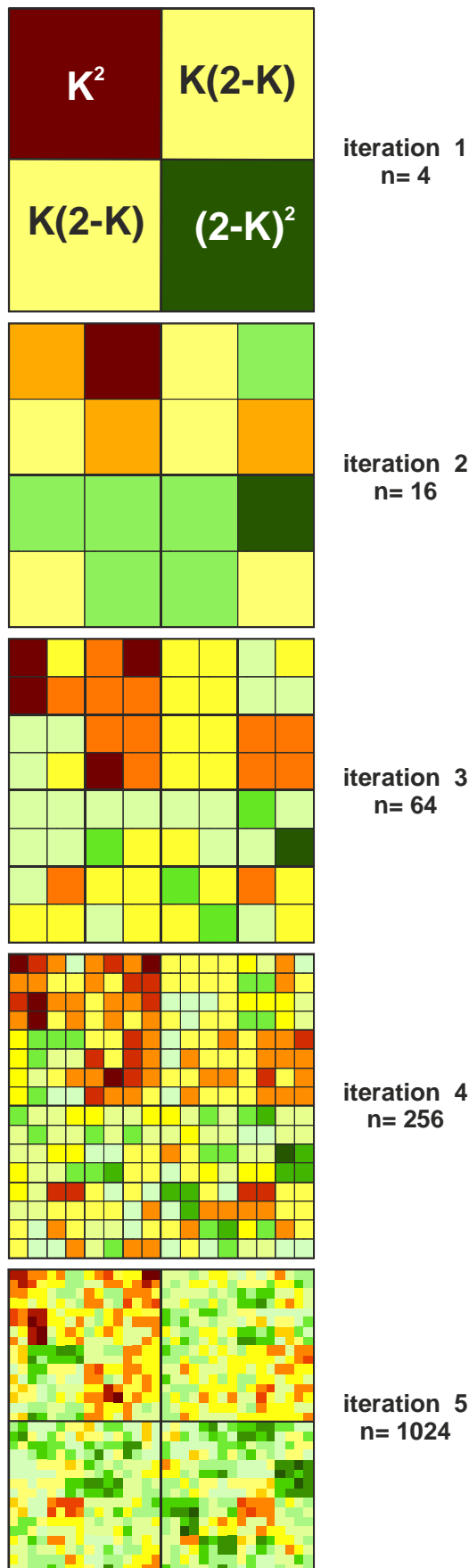
El resultado de la cascada multiplicativa del modelo de De Wijs se considera como un multifractal clásico (e.g., Mandelbrot, 1983, 1989; Agterberg, 2001; Xie y Bao, 2004; Panahi y Cheng, 2004) y se aplica, tanto en el análisis de anomalías geoquímicas, como en el estudio de los procesos de concentración de yacimientos minerales (e.g., Agterberg, 2007 a, b; Ford y Blenkinsop, 2009; Gumiel *et al.*, 2010 d; Yao y Cheng, 2011; Arias *et al.*, 2011).

En el desarrollo de la cascada multiplicativa en 2-D, se parte de un factor de concentración inicial ( $K$ ) que es independiente del tamaño de la celda y que sirve para redistribuir la masa. Posteriormente, el área se divide en dos mitades con concentraciones tales como  $K$  y  $(2-K)$ . A su vez, estas dos mitades son subdivididas (iteración 1) para generar cuatro cuadrantes con concentraciones  $K^2$ ,  $K(2-K)$ ,  $K(2-K)$ ,  $(2-K)^2$ , tal y como se muestra en la Figura 113. Tras esto, cada uno de los cuatros cuadrantes se divide en otros cuatro, disminuyendo progresivamente el tamaño de la celda en cada iteración y así sucesivamente.

El proceso iterativo puede repetirse indefinidamente, aunque el número máximo de iteraciones que debe considerarse hay que determinarlo en función de la escala de trabajo, de los objetivos de estudio y de los procesos geológicos que intervienen en las distribuciones de las mineralizaciones (Yao y Cheng, 2011).

**Figura 113.** Cascada multiplicativa de De Wijs después de 5 iteraciones, obtenida mediante la aplicación informática desarrollada.





La distribución de la frecuencia de las concentraciones en cualquier iteración es de tipo “logbinomial” porque los valores de las concentraciones transformados logarítmicamente satisfacen una distribución binomial (Agterberg, 2007 b).

El programa realiza cálculos binomiales mediante el proceso iterativo señalado, en un modelo de autoescalado en cascada multiplicativa, y asigna de forma aleatoria las concentraciones a cada cuadrante en cada una de las iteraciones que se realizan. Con esto se consigue una redistribución espacial de las concentraciones, que tiene un carácter multifractal, manteniéndose la distribución logbinomial, característica de este tipo de cascadas multiplicativas.

Como se dijo al principio de este apartado, uno de los problemas que se suelen plantear en el caso de “eventos singulares”, como son las mineralizaciones, es que los procesos que dan lugar a un yacimiento mineral son muy complejos, se producen durante un largo intervalo de tiempo e intervienen diferentes mecanismos geológicos difíciles de cuantificar. La manera más correcta de intentar cuantificarlos es mediante el análisis estadístico de las variables geológicas (Yao y Cheng, 2011).

Con objeto de que los modelos de simulación multifractal sean lo más reales posibles, en los cálculos de la cascada multiplicativa se han introducido los controles geológicos establecidos para cada una de las mineralizaciones estudiadas. Estos controles han sido cuantificados y analizados según el método de WofE (apartado 7.2), dando como resultado unos valores de probabilidades a posteriori para una mineralización determinada, en función de los condicionantes geológicos.

Por lo tanto, los valores de probabilidad a posteriori intervienen en el cálculo de la cascada multiplicativa para poder si-

mular de forma más realista la manera en que interactúan los diferentes procesos geológicos y las mineralizaciones.

Con esta metodología (cascada multiplicativa en la que se introducen los datos del método WofE), pueden evaluarse las interacciones de la dinámica no lineal que dan lugar a una determinada mineralización.

La aplicación desarrollada tiene las dos opciones, o bien realizar la cascada multiplicativa teórica, es decir sin que intervengan los condicionantes geológicos, o bien introduciéndolos mediante los valores de probabilidades a posteriori.

Si en las simulaciones no se introduce la influencia de los condicionantes geológicos, lo que significa que se obtienen patrones de distribución de la mineralización teóricos, no interviene la probabilidad a posteriori y la asignación del factor de concentración ( $K$ ) en cada cuadrante de las diferentes iteraciones es aleatoria. En este caso las celdas con los valores máximos y mínimos varían en cada simulación, pero no el patrón de distribución global de las mismas.

A diferencia del cálculo teórico, cuando se consideran los condicionantes geológicos en la cascada multiplicativa, la asignación del factor de concentración  $K$  no es aleatoria, sino que se asigna el valor más alto a las celdas que presentan una mayor probabilidad y viceversa.

El resultado final es una redistribución de la concentración mineral condicionada por los controles geológicos, obteniéndose un mayor grado de agrupamiento y modelos de distribución de las mineralizaciones más heterogéneos y consistentemente más realistas. En este sentido, el programa también tiene la opción de cambiar el patrón de redistribución espacial de las concentraciones a la hora de iniciar la cascada multiplicativa, para utilizar el que mejor se ajuste a

la distribución de las mineralizaciones objeto de estudio.

## 9.2.2. Desarrollo de la aplicación y su integración en un SIG

La aplicación desarrollada para la modelización de las características multifractales de la distribución de mineralizaciones, se ha realizado en el lenguaje de programación Visual Basic 6, para implementarla e integrarla en ArcGIS 9.2©.

La base de la aplicación es la realización de una cascada multiplicativa en 2-D siguiendo el esquema de De Wijs (1951), ya que Everstz y Mandelbrot (1992), determinaron que era un multifractal auto-semjante.

La aplicación consta de dos partes; la primera prepara los *layers* (capas de información) sobre los que se van a realizar los cálculos en un SIG, y la segunda calcula, sobre estos *layers*, las funciones que caracterizan los multifractales y su salida gráfica.

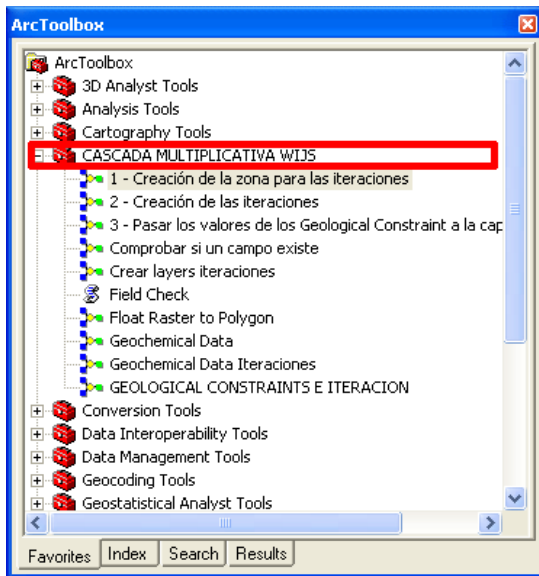
### 9.2.2.1. Caja de Herramientas (Arc-Toolbox) en ArcGIS©

Basándose en la funcionalidad completa de un SIG, se ha construido una *Caja de Herramientas* (Figura 114) dentro del programa ArcGIS, para que a partir de los datos y *layers* con información geológica, indicios minerales, etc., y los que se han obtenido tras la realización del método WofE, obtener otra serie de *layers* sobre los que calcular las funciones multifractales de las mineralizaciones seleccionadas en el área de estudio.

Antes de la descripción de la funcionalidad de la Caja de Herramientas realizada, es importante destacar el concepto de “*geoprocesamiento*” en el que se basan las herramientas de un SIG. El geoprocesamiento es un lenguaje que está compuesto por operadores o herramientas que trabajan con los datos, tanto espaciales, como de información anexa,

que están dentro de ArcGIS (tablas, layers, rásteres, TIN etc.) y realizan tareas necesarias para la manipulación, análisis y administración de la información geográfica en una gran variedad de disciplinas (ArcGIS © “Help”).

Las herramientas han sido creadas mediante un lenguaje de programación visual llamado “ModelBuilder” y con el lenguaje de programación “Phyton”.



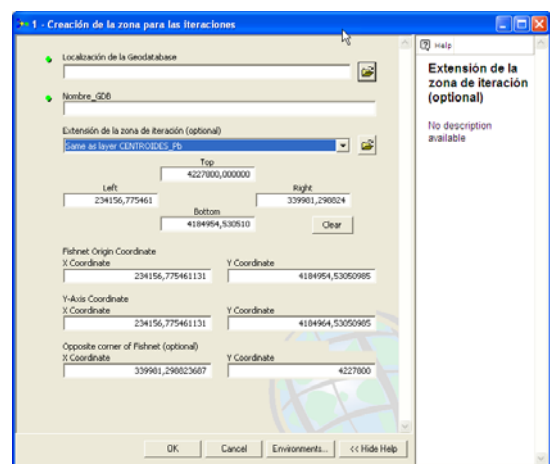
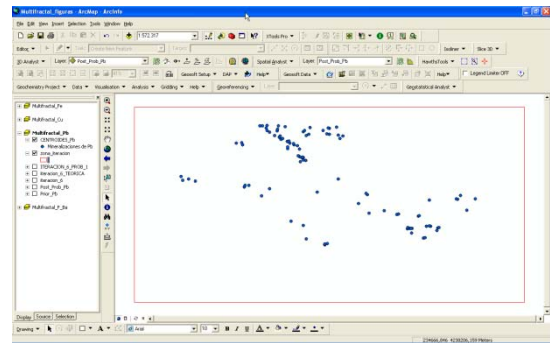
**Figura 114.** Caja de herramientas llamada CASCADA MULTIPLICATIVA WIJS con las diferentes funciones para generar los layers sobre los que se van a calcular las funciones multifractales.

Las herramientas creadas realizan las siguientes funciones:

**Definición de la zona geográfica en la que se va a realizar el modelo multifractal**

Este primer paso permite definir el área sobre la que se calcula la cascada multiplicativa.

El resultado y su formulario es el que se muestra en la Figura 115.

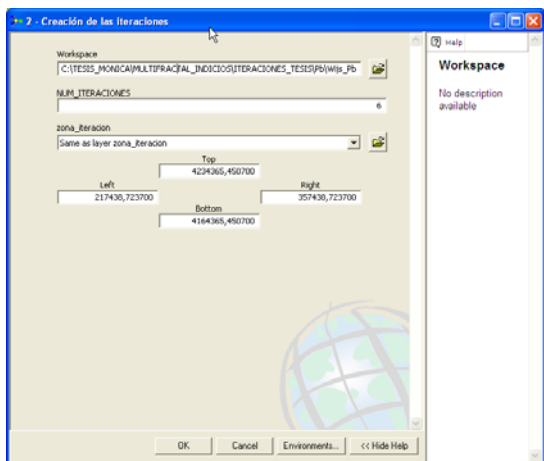
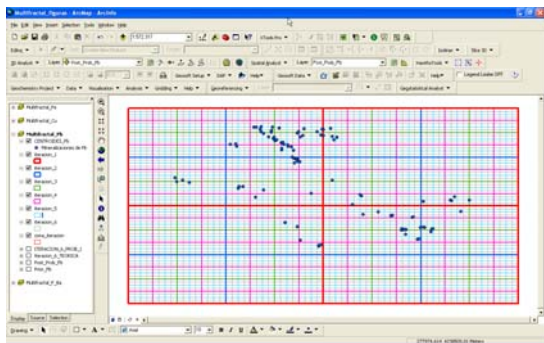


**Figura 115.** Formulario de la primera herramienta para definir la zona en la que se van a realizar las iteraciones.

**Creación de los layers de las iteraciones de la cascada multiplicativa del modelo multifractal**

Con este modelo, sobre la zona delimitada anteriormente, se crea un número de iteraciones definido por el usuario, que sirve para el cálculo multifractal (Figura 116). Hay que tener en cuenta que como se trata de un cálculo en 2-D, el número de iteraciones tiene que ser par, para que la masa se conserve (Agterberg, 2007 b).





**Figura 116.** Resultado y formulario de la primera herramienta para la creación de las iteraciones.

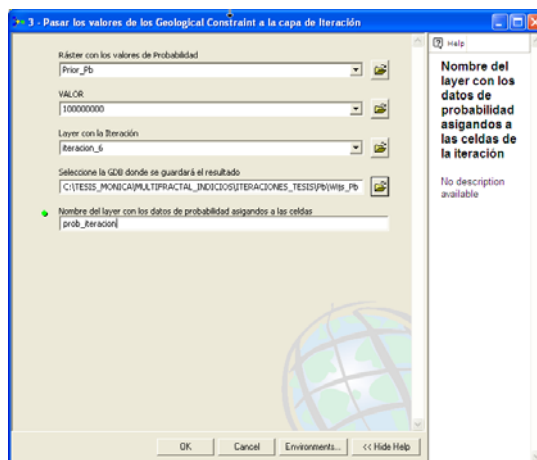
### Asignación de los condicionantes geológicos a cada una de las celdas de las iteraciones

Con el fin de que el resultado de la simulación multifractal sea lo más realista posible y queden relegadas las interacciones de los procesos geológicos y las mineralizaciones, esta información debe introducirse en el cálculo de la cascada multiplicativa.

Los datos que se han utilizado como valores de los condicionantes geológicos son los resultados de probabilidad obtenidos a partir del método WofE. Esta información, almacenada en ficheros de tipo ráster, se introduce en los layers obtenidos en la herramienta anterior, mediante la utilización de diferentes herramientas de geoprocésamiento (“Raster To Polygon”, “Calculate Values”, “Union”, “Spatial Join”, etc), para que el

programa asigne a cada celda de cada una de las iteraciones, el valor medio de la probabilidad a posteriori.

La ejecución del modelo, al igual que los casos anteriores, es mediante un formulario en ArcGIS (Figura 117), en el cual hay que rellenar los campos con los layers de las probabilidades y la Geodatabase en la que se almacenarán los layers de las iteraciones con la información de los condicionantes geológicos.



**Figura 117.** Formulario para la incorporación de los valores de probabilidad a posteriori a los layers de las iteraciones.

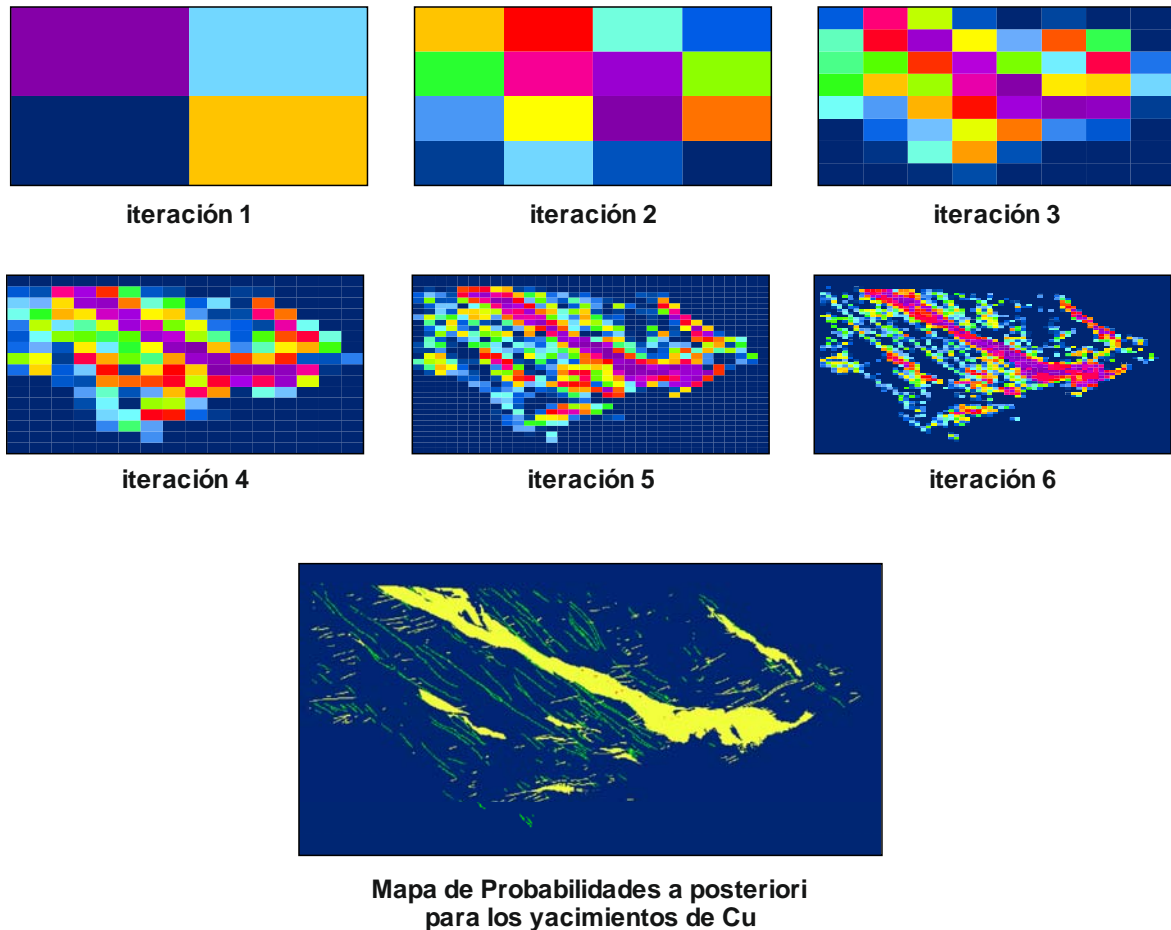
Tras la ejecución de las funciones que están implementadas, se crean unos nuevos campos dentro del *layer* (Figura 118) que son imprescindibles para posteriormente realizar la cascada multiplicativa y para el cálculo de las funciones multifractales.

ITERA_6_PESO : Tabla			
	Nombre del campo	Tipo de datos	
	OBJECTID	Autonumérico	Identificación
	Shape	Objeto OLE	
	Id_1	Número	Identificación
	Shape_Length	Número	Perímetro c
	Shape_Area	Número	Área de la
	PRIOR_PROB	Número	Valor de la
	SUM_PROB_ITERA_6	Número	Valor de la
	Ratio_prob_6	Número	Probabilidad
		Número	

**Figura 118.** Nuevos campos generados tras la aplicación de la herramienta.

El resultado para 6 iteraciones en el caso de los yacimientos de Cu es el que se muestra en la Figura 119. Obsérvese que, cuanto menor es la celda de la iteración, la distribución de los valores de los condicionantes geológicos es más

similar al ráster de probabilidades a posteriori. En las Figura 120 aFigura 122 se presentan los correspondientes diagramas de flujo de las herramientas del modelo.



**Figura 119.** Valores de las Probabilidades a posteriori (e.g. para el caso del Cu), ponderados en función del área de las celdas en cada iteración.

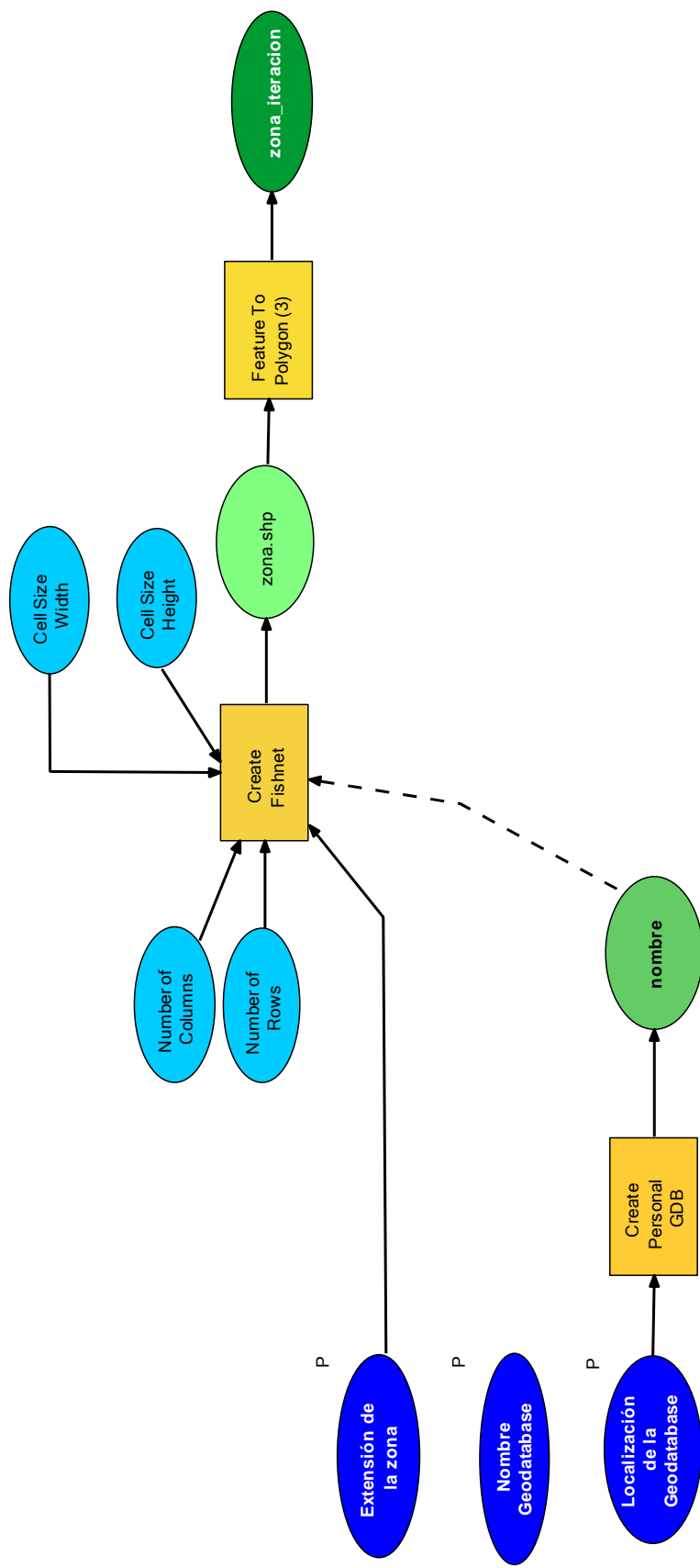


Figura 120. Modelo realizado en "ModelBuilder" para la definición de la zona en la que se va a realizar la cascada multiplicativa.



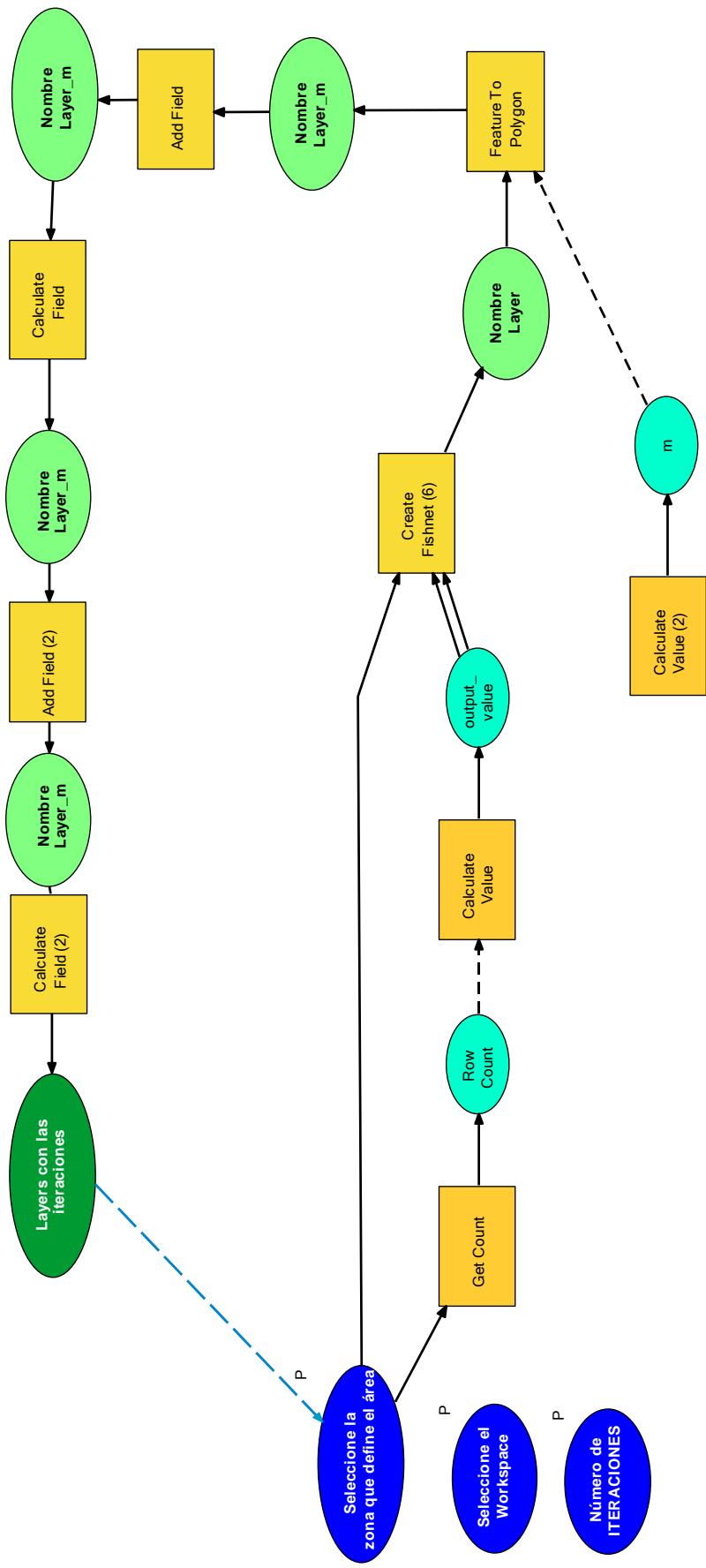
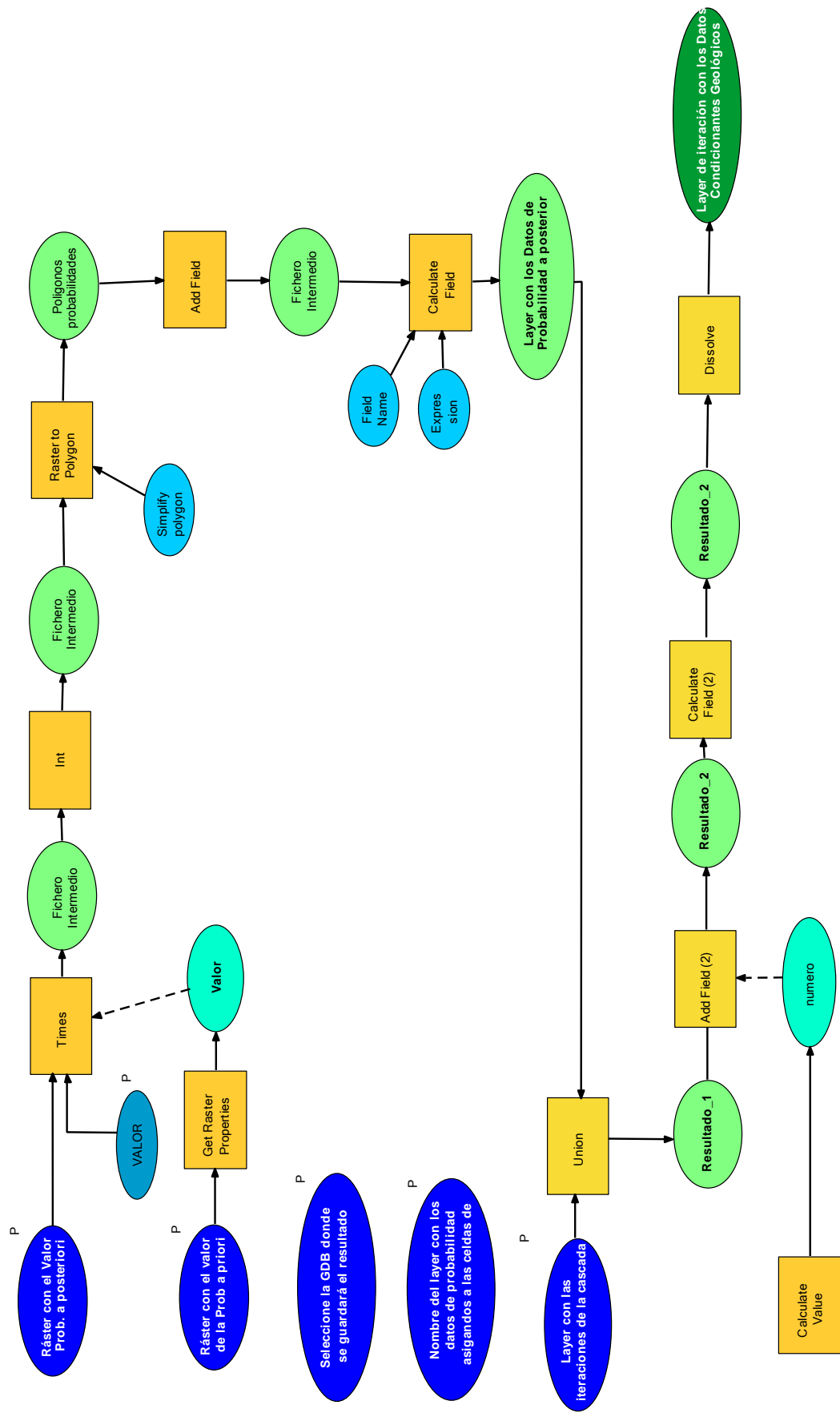


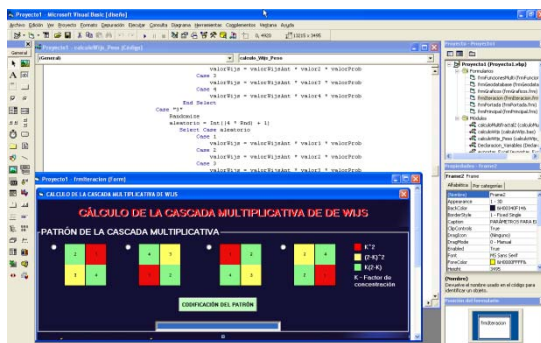
Figura 121. Modelo realizado en "ModelBuilder" para la obtención de los layers según el número de iteraciones que el usuario introduzca.



**Figura 122.** Modelo realizado en “ModelBuilder” para la obtención de los layers con los datos de los condicionantes geológicos introducidos en cada una de las celdas de cada iteración.

### 9.2.2.2. Aplicación para el cálculo de las funciones multifractales

Se ha realizado una aplicación, escrita en el lenguaje de programación Visual Basic 6.0, para el cálculo de las funciones multifractales, mediante el desarrollo de un proceso de cascada multiplicativa en 2-D.



**Figura 123.** Interfaz gráfica de la aplicación, desarrollada con lenguaje de programación VB 6.0.

Esta aplicación se integra en un SIG, ya que los cálculos son realizados directamente en los layers almacenados en una Geodatabase, creados mediante la caja de herramientas descrita en el apartado anterior, la cual permite preparar la información espacial necesaria como para aplicar el modelo de De Wijs sobre el área de estudio.

La aplicación consta de una interfaz gráfica, mediante formularios (Figura 123 y Figura 124) para facilitar al usuario el uso de la misma, y una serie de módulos que constan de procedimientos y funciones que permiten el cálculo de las funciones multifractales.

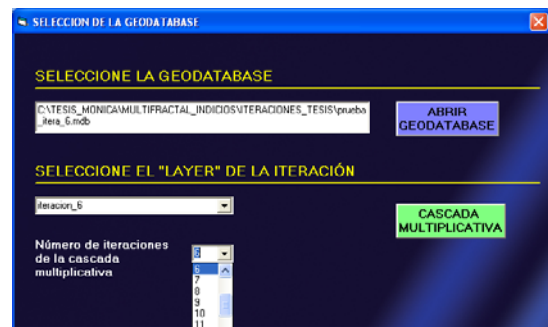
Así mismo, uno de los módulos de la aplicación tiene por objeto la construcción de una tabla con los datos necesarios para el cálculo de los parámetros multifractales y sus gráficos correspondientes.

Por la familiaridad que, en general, tie-

nen los usuarios con las hojas de cálculo, se ha realizado también un archivo de Excel con unas rutinas en Visual Basic para Aplicaciones (VBA) para la generación de los gráficos de las funciones multifractales utilizadas.



**Figura 124.** Pantalla inicial de la aplicación.



**Figura 125.** Selección de la Geodatabase, el layer y el número de iteraciones.

Una vez que el usuario inicia la aplicación, lo primero que hay que hacer es seleccionar dónde está almacenada la Geodatabase -Figura 125) (archivo que tiene la extensión de las bases de datos de Access, \*.mdb).

Una vez seleccionada la Geodatabase, en el control desplegable que hay en el formulario, se debe escoger la tabla (que al ser una base de datos con información espacial almacenada, corresponde con un layer de ArcGIS), así como seleccionar la iteración que corresponda.

Tras este paso, al clicar el botón de CASCADA MULTIPLICATIVA, se abre un formulario en el que el usuario debe



seleccionar el patrón, en base al cual se realizará la cascada multiplicativa (Figura 126).

Este primer paso es imprescindible, ya que el programa nombra todos los elementos (celdas) que constituyen el layer según un procedimiento iterativo. De esta manera, el programa siempre sabe

en qué iteración se encuentra, y cuál es el valor que tiene que utilizar en los cálculos de las funciones multifractales. El resultado de esta rutina puede visualizarse en ArcGIS®. Una vez que el patrón está codificado, se pasa a lo que es el cálculo de la cascada multiplicativa en sí, siguiendo el modelo de De Wijs, tal y como se explicó en el apartado 9.2.1.

**Figura 126.** Formulario para la codificación del patrón de los cuadrantes y el cálculo de la cascada multiplicativa, teniendo en cuenta o no los controles geológicos establecidos.

En este punto, el usuario puede realizar el cálculo con la influencia o no de los condicionantes geológicos:

**Sin Condicionantes Geológicos.** En este caso, se realiza una cascada teórica, teniendo en cuenta únicamente el valor del factor de concentración  $K$  (por ejemplo:  $K = 1.3$ ). Este valor se escoge en función del estudio a realizar. Al calcular la distribución del valor  $K$  en cada una de las celdas, en las diferentes iteraciones, se le va asignando a cada

una el resultado del binomio multiplicativo, junto con el valor de  $\mu$ , que es el resultado de multiplicar el valor asignado a cada celda por el área de la misma.

Como se explicó anteriormente, la asignación del valor del binomio a cada uno de los cuadrantes en cada una de las iteraciones, se realiza mediante una función aleatoria, ya que como determinó Agterbeg (2007 b), se corrigen las colas de la distribución logbinomial resultante de la cascada del modelo de De Wijs.

**Con Condicionantes Geológicos.** Para realizar el cálculo teniendo en cuenta el peso de los controles geológicos (determinados por el método WofE), se utilizan los resultados de las probabilidades a posteriori que se han obtenido. Así mismo, en el caso de que se utilicen los controles geológicos, se parte del valor de la probabilidad a priori del elemento como valor inicial para redistribuir, ya que este valor indica la proporción de yacimientos minerales en la zona de estudio. El programa, al realizar la cascada, evalúa para cada una de las celdas el valor de la probabilidad a posteriori, ponderado en función del área de la celda en cada iteración.

Esta evaluación, mediante ratios respecto a la probabilidad a priori, hace que los valores más altos de concentración se produzcan en las zonas que presentan una mayor probabilidad de que se encuentre una determinada mineralización en función de sus controles geológicos.

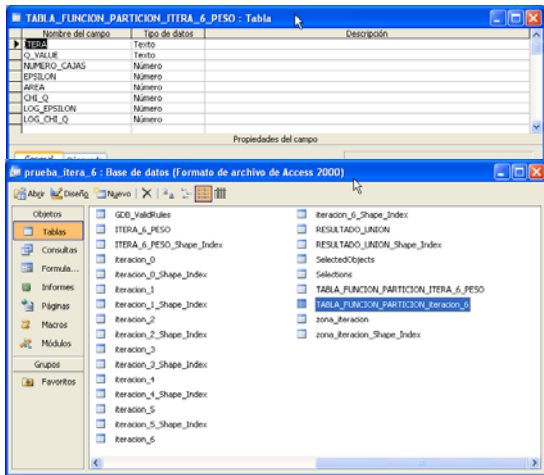
Tras realizar la cascada multiplicativa, se calculan las funciones multifractales descritas en el apartado 9.1. Con este fin, se deben rellenar los valores del siguiente formulario (Figura 127),  $Q_{max}$ ,  $Q_{min}$ , y el paso entre ambos valores. El formulario presenta una opción de previsualización de la tabla de partición obtenida y almacenada en la Geodatabase.



**Figura 127.** Formulario para el cálculo de las funciones multifractales.

El resultado es una tabla dentro de la Geodatabase (Figura 128), la cual se previsualiza y se da la opción de

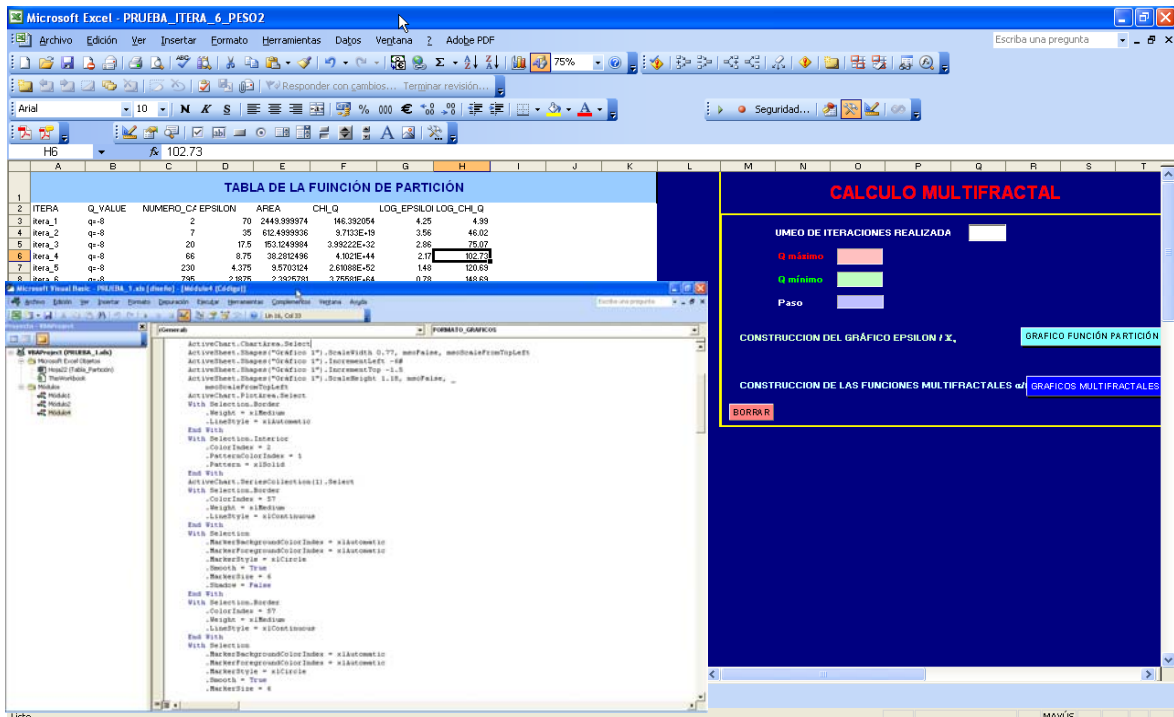
exportar a una plantilla en Excel (con las rutinas programadas) donde se realizarán los gráficos multifractales.



**Figura 128.** Tabla con los datos de la función de partición creada dentro de la Geodatabase.

Una vez exportados los datos de la función de partición a la plantilla de Excel, (Figura 129) se calculan una serie de funciones matemáticas y los resultados que se obtienen son los siguientes:

- Gráfico de la función de partición  $Ln\chi_q$  vs.  $Ln\varepsilon$  (Figura 130 y Figura 131) para cada valor del exponente  $q$ .
- Cálculo de los parámetros de las rectas de ajuste de las series que representan cada valor de  $q$ . A partir de estos cálculos se obtiene  $\tau(q)$ , que es la pendiente de las rectas, y el coeficiente de regresión  $R^2$ , que según Panahi y Cheng (2004), si la bondad del ajuste es mayor de 0.99, puede considerarse que la distribución es multifractal.
- Tabla en la cual, mediante el cálculo de las diferencias finitas centrales se obtienen los valores de  $\alpha$ ,  $f(\alpha)$  y  $D_q$  (Figura 132).
- Espectros multifractales:  $\alpha$  vs.  $f(\alpha)$ ;  $q$  vs.  $\alpha$ ;  $q$  vs.  $\tau(q)$  (Figura 132).



**Figura 129.** Hoja de Excel preparada con los cálculos para la representación de las funciones matemáticas que caracterizan los multifractales, escritas en VBA.





Figura 130. Detalle de la tabla de la función de partición para la realización del grafico  $Ln\chi_q$  vs.  $Ln\epsilon$ , junto con los parámetros y el coeficiente de ajuste de las líneas de tendencia.

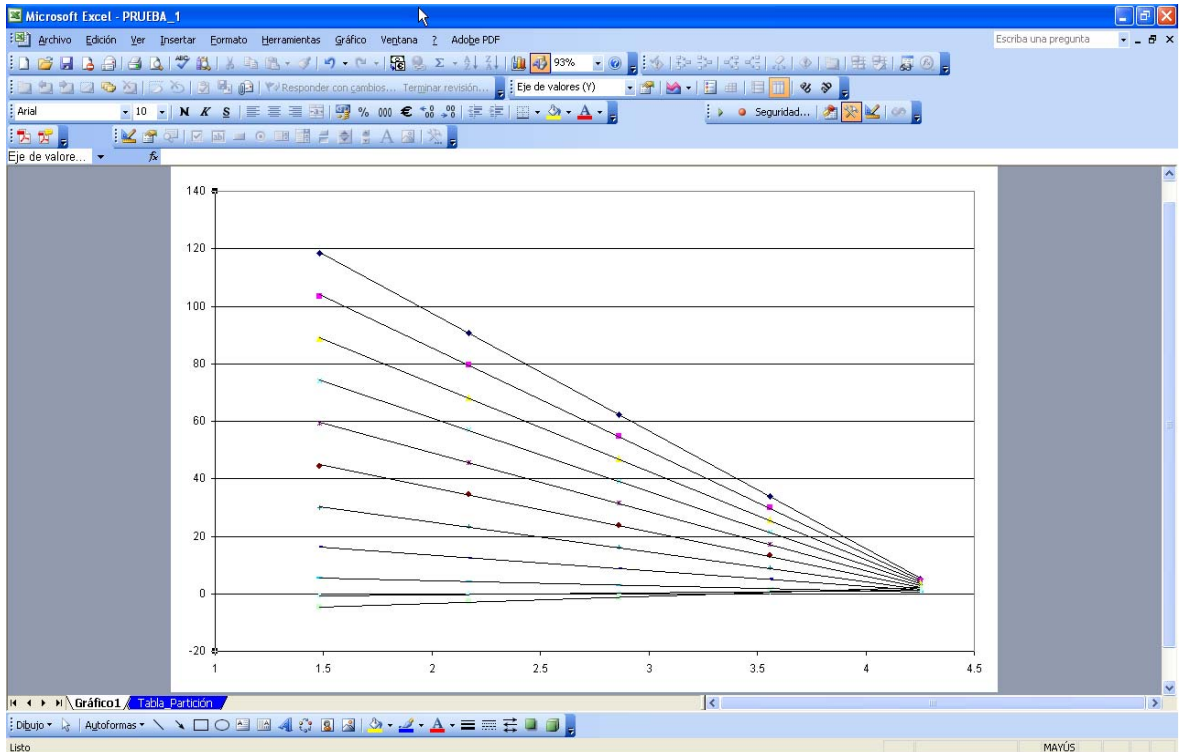


Figura 131. Gráfico de la función de partición  $Ln\chi_q$  vs.  $Ln\epsilon$ .

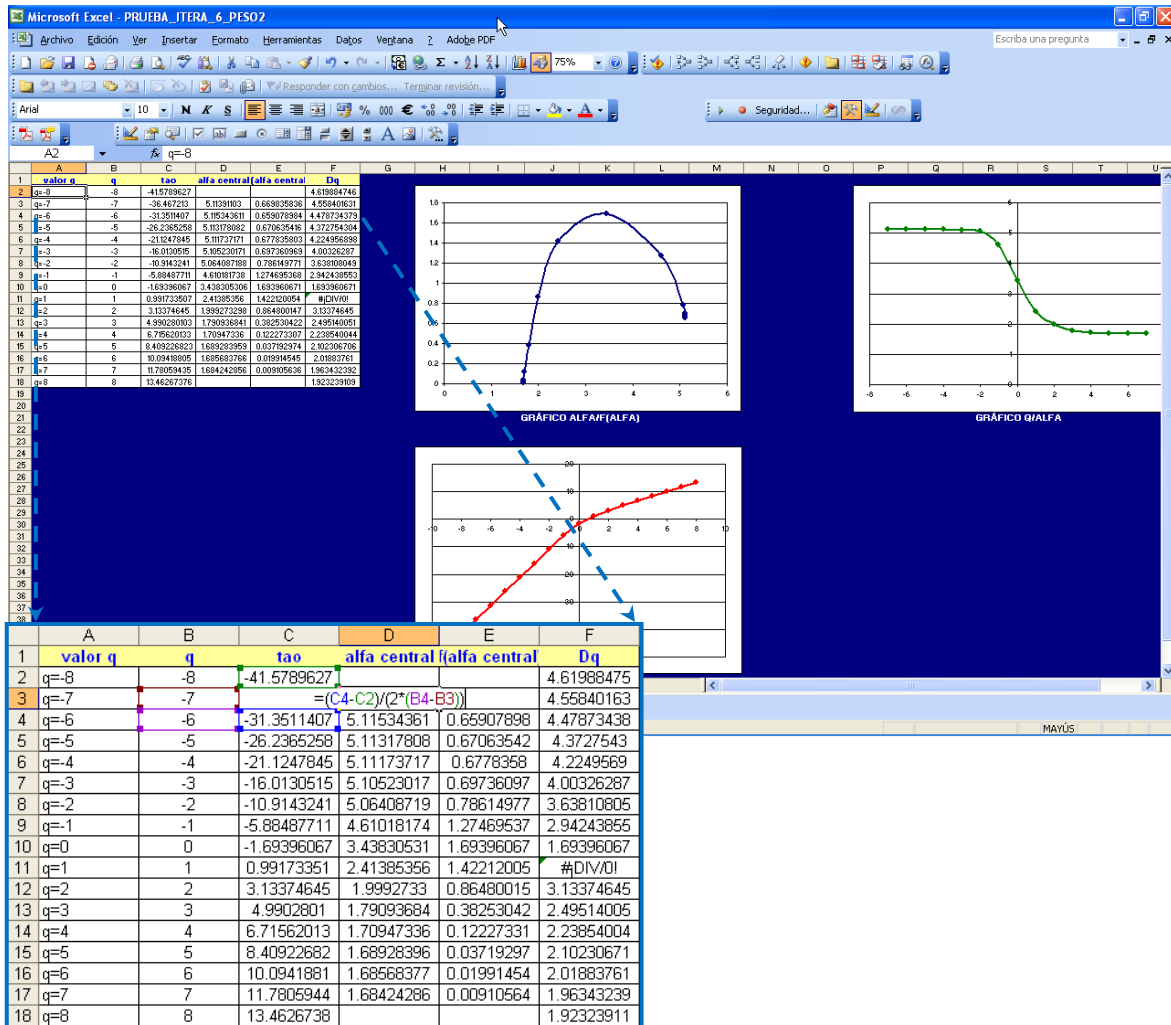


Figura 132. Hoja de Excel con la tabla que almacena los datos obtenidos a partir del cálculo de las diferencias finitas centrales (detalle) y los gráficos de las funciones multifractales.

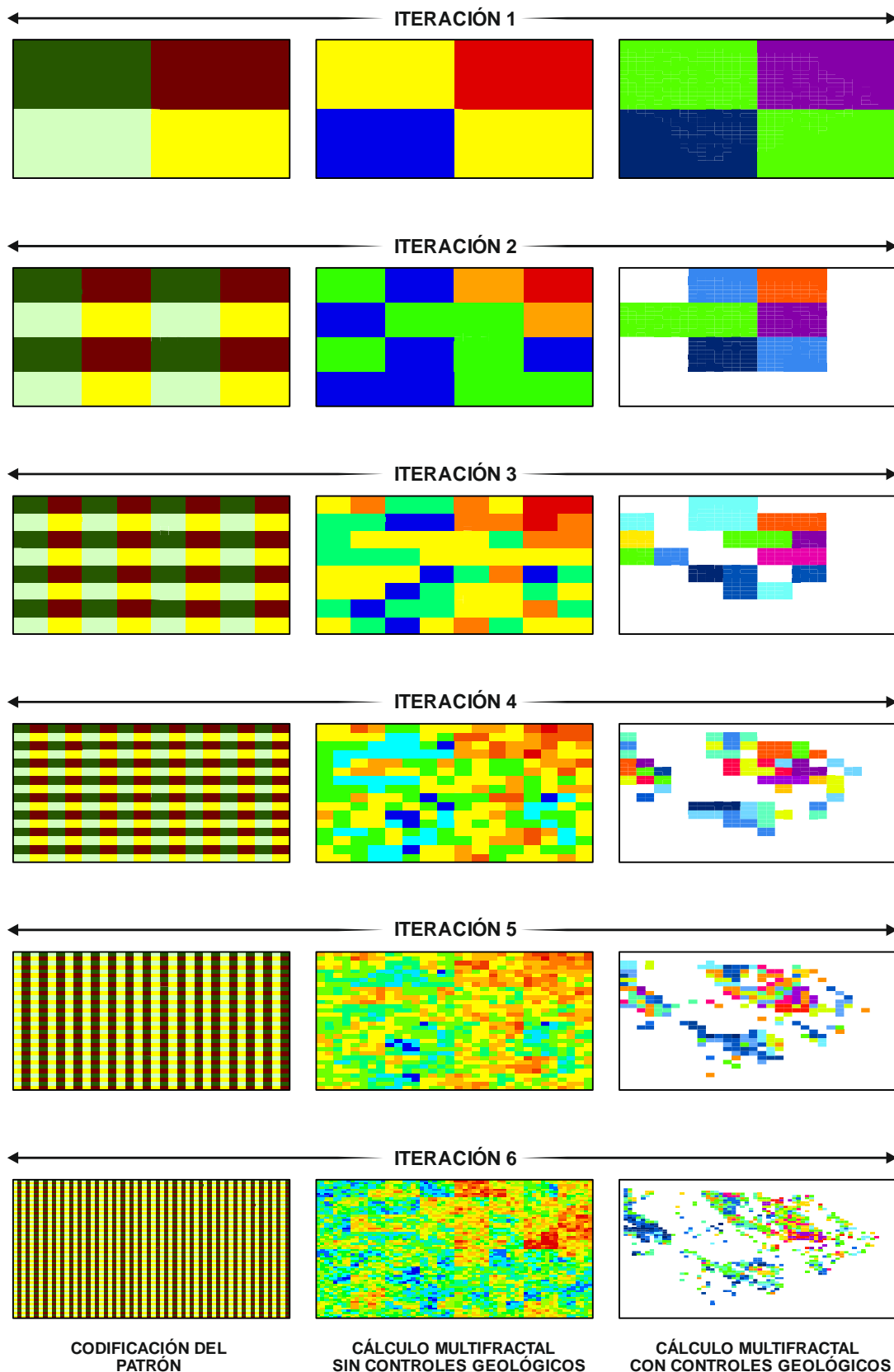
### Visualización de los resultados en ArcGIS©

Una vez realizados estos cálculos mediante la aplicación, se pueden observar los resultados en ArcGIS©, tal y como se muestra en la Figura 133.

Como puede verse, se muestra la información obtenida tras la realización de la cascada multiplicativa.

En la columna de la izquierda, para 6 iteraciones, se ha dado color a la diferente codificación del patrón. En la columna central se muestra el resultado de realizar la cascada multiplicativa sin condicionantes geológicos; obsérvese que se

cubre todo el área de estudio, definiéndose una serie de mínimos y de máximos en las diferentes iteraciones. En la columna de la derecha se muestra el cálculo de la cascada, pero en este caso, utilizando los controles geológicos (se han utilizado para este ejemplo los del Pb). Hay que resaltar en este caso, que cuanto mayor es el número de iteraciones, la discriminación de zonas similares a las obtenidas por el método WofE es más precisa. Así mismo, como al redistribuir la concentración se usan los valores de probabilidad, tanto a priori como a posteriori, los máximos obtenidos en la modelización se encuentran en el mismo rango que los obtenidos a partir del método WofE.



**Figura 133.** Información dentro de los *layer* de la Geodatabase de ArcGIS tras el cálculo multifractal sobre 6 iteraciones. Columna izquierda: Cuadrantes; columna central: Modelo de De Wijs sin condicionantes geológicos. Columna derecha: Modelo de De Wijs con los condicionantes geológicos.



### 9.2.3. Resultados de las simulaciones realizadas

Los procesos de concentración responsables de la variada tipología de mineralizaciones de este sector de la ZOM operan en un complejo marco geológico en el que intervienen factores como; la existencia de cuerpos ígneos que desarrollan efectos térmicos, la distribución de litologías favorables y determinados sistemas de fracturas/fallas que actúan como canales que favorecen el flujo localizado de fluidos hidrotermales y la posterior precipitación mineral. Por esta razón, y para conseguir modelos de simulación realistas, los condicionantes geológicos intervienen en las simulaciones, tal y como ha sido explicado en el apartado anterior.

En este capítulo se presentan los resultados de las simulaciones multifractales llevadas a cabo con la aplicación descrita y que explican las distribuciones de las mineralizaciones seleccionadas (Fe, Cu, Pb-Zn-Ag y F-Ba) en este sector de la ZOM. Las restantes mineralizaciones de la zona no han sido objeto de modelización porque el número de indicios no es estadísticamente representativo.

Así mismo, se han establecido comparaciones entre los modelos obtenidos, dependiendo de que intervengan o no, los condicionantes geológicos. Se resalta que los modelos multifractales en los que intervienen los controles geológicos son más realistas y permiten comprender mejor los procesos de distribución y concentración de las mineralizaciones, y en definitiva, pueden tener implicaciones de cara a la prospectividad de la zona de estudio o ser aplicables a otras zonas de la ZOM.

Para la generación de los modelos de simulación de las distribuciones de las mineralizaciones, se ha utilizado una cascada multiplicativa con 6 iteraciones (número par ya que es 2D). El resultado

de la misma es una malla de 64 x 64, dando lugar a 4096 celdas, con un tamaño de aproximadamente 2 km de lado.

En las simulaciones realizadas en las que intervienen los controles geológicos, el valor de  $K$  coincide aproximadamente con los valores obtenidos de las dimensiones fractales. Éstas pueden considerarse como un factor de concentración ya que caracterizan las distribuciones espaciales de las mineralizaciones estudiadas (véase el capítulo 8). Así mismo, se utilizan los valores de la probabilidad a priori de cada una de las mineralizaciones, obtenidos a partir del método WofE, como valor inicial a redistribuir en la cascada multiplicativa.

Por otra parte, la caracterización de las simulaciones multifractales realizadas para cada una de las mineralizaciones, se hace en base a las funciones matemáticas anteriormente explicadas. Se han llevado a cabo 100 simulaciones y se han seleccionado aquellas que se ajustan mejor a las distribuciones espaciales de las mineralizaciones.

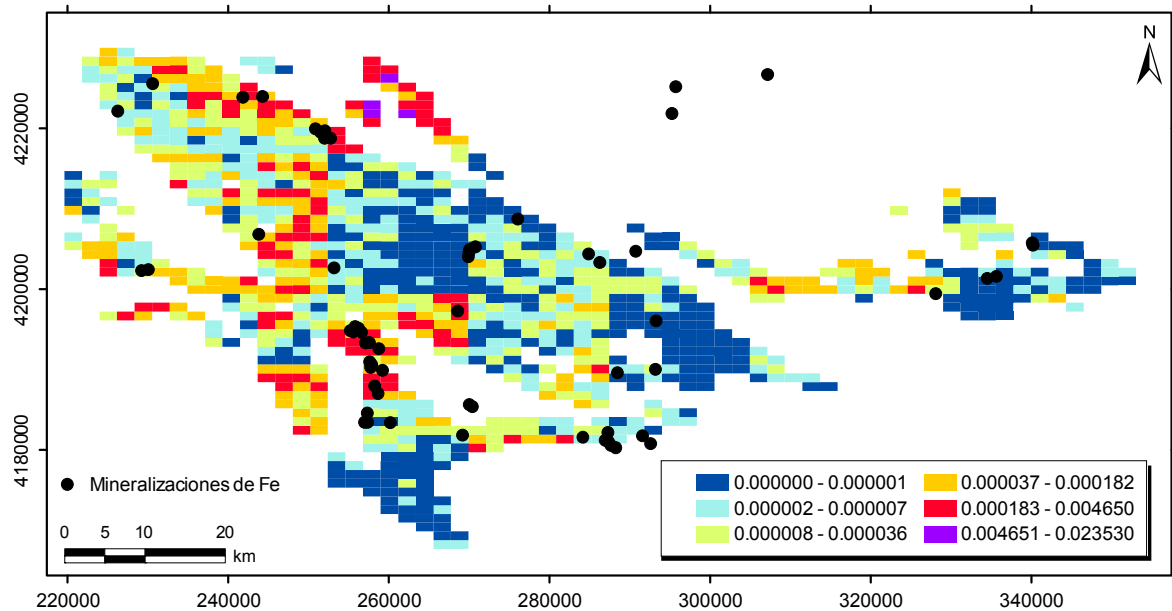
Es importante señalar que los resultados de los modelos de simulación no predicen la localización exacta de un determinado yacimiento mineral, pero si muestran las zonas con mayores valores de probabilidad de ocurrencia. Por consiguiente, hay que resaltar que en todas las simulaciones hay una coincidencia espacial muy notable entre los máximos de probabilidad obtenidos mediante el método de los Pesos de Evidencia (método WofE) y la localización de las mineralizaciones.

#### 9.2.3.1. Modelos de simulación de las distribuciones de las mineralizaciones

El modelo de simulación obtenido para las **mineralizaciones de Fe** muestra una distribución de máximos de probabilidad

agrupados (Figura 134), que coincide espacialmente con la del control litológico (Cámbrico inferior), ya que los yacimientos e indicios de Fe de la zona están fuertemente asociados a esta litología (véase la Figura 71). La disposición de las celdas con máximos de probabilidad coincide con la localización espacial de estas mineralizaciones (Figura 134).

En concreto, hay una coincidencia espacial entre las celdas con máximos y las mineralizaciones de Fe más importantes de la zona, que como se ha visto anteriormente, son las situadas en el entorno del Pedroso, las de Cerro del Hierro y las de Guadalcanal, quedando fuera tres pequeños indicios aislados al NE de la zona.



**Figura 134.** Modelo de simulación multifractal obtenido para la distribución de las mineralizaciones de Fe de la zona de estudio. Obsérvese la coincidencia espacial entre los máximos obtenidos y las mineralizaciones.

El modelo de simulación obtenido para las **mineralizaciones de Cu** muestra una distribución de máximos de probabilidad también agrupados, pero con una ocupación más general de la zona (Figura 135).

Esta distribución coincide con el mapa de la distribución de las mineralizaciones de Cu y sus controles geológicos (véase la Figura 72).

La disposición de las celdas con máximos de probabilidad refleja la situación espacial de las principales mineralizaciones de Cu de la zona (Figura 135), en concreto, las mineralizaciones de Almadén de La Plata situadas al oeste del área de estudio, las de Alanís, Peñaflores y

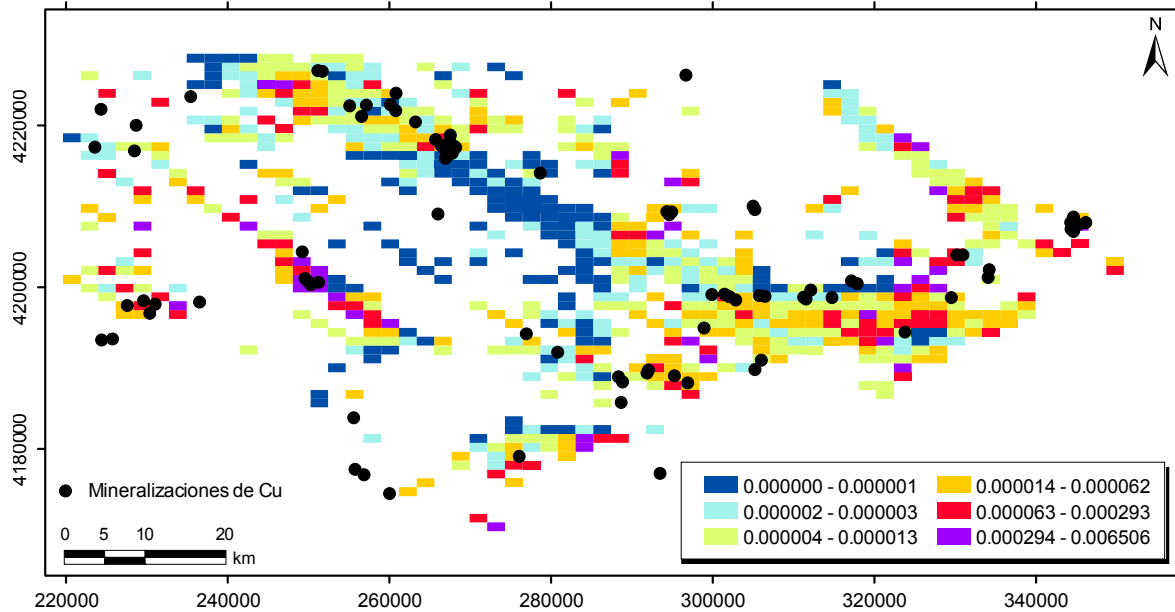
las de Cerro Muriano al este.

El modelo de simulación obtenido para las **mineralizaciones de Pb-Zn-Ag** muestra una distribución de máximos de probabilidad agrupados, pero también con una ocupación más general de la zona (Figura 136). Hay una coincidencia espacial entre las celdas con máximos de probabilidad y el mapa de distribución de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag y sus controles geológicos (véase la Figura 73).

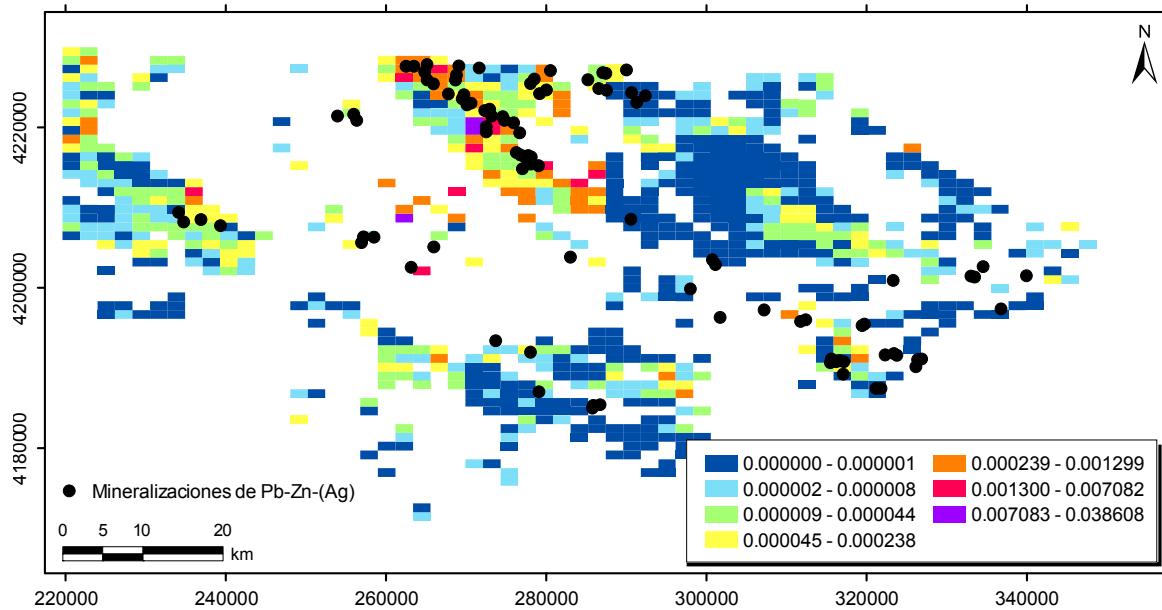
La disposición de las celdas con máximos de probabilidad coincide con la distribución espacial de estas mineralizaciones en la zona (Figura 136), señalando claramente los principales grupos de

este tipo como son los campos filonianos de Los Marines, Onza, Las Niñas, etc. (en el sector norte). Igualmente, quedan

reflejados el grupo de Casiano del Prado y los alrededores de Almodovar del Río al sur de la zona.



**Figura 135.** Modelo de simulación multifractal obtenido para la distribución de las mineralizaciones de Cu de la zona de estudio. Obsérvese la coincidencia espacial entre los máximos obtenidos y las mineralizaciones.



**Figura 136.** Modelo de simulación multifractal obtenido para la distribución de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag de la zona de estudio. Obsérvese la coincidencia espacial entre los máximos obtenidos y las mineralizaciones.

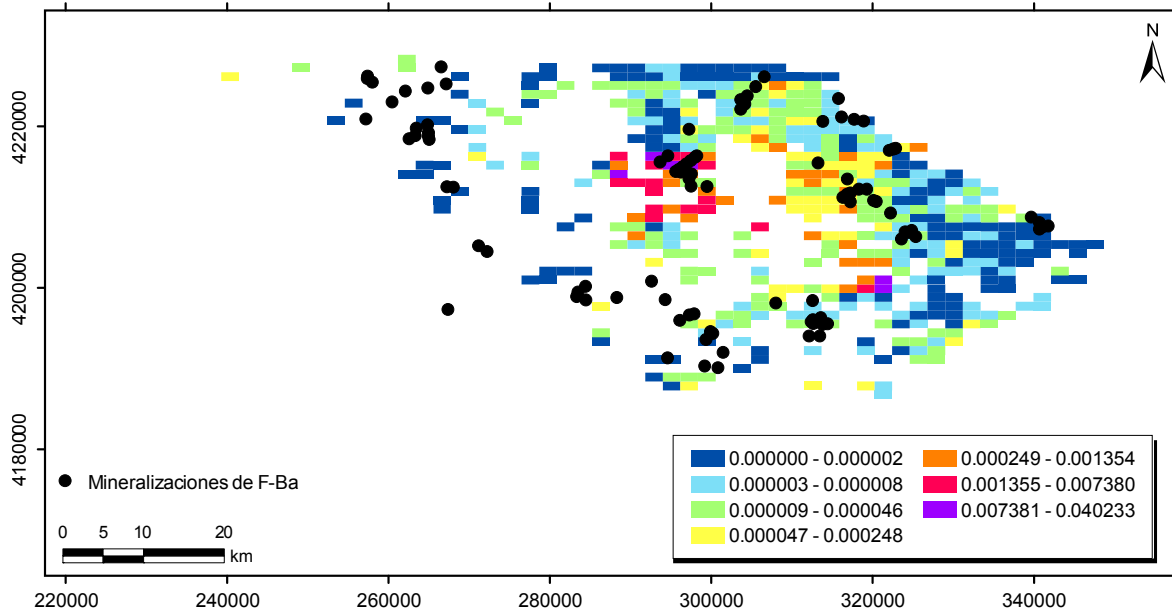
Finalmente, el modelo de simulación obtenido para las **mineralizaciones de F-Ba** muestra una distribución de máximos de probabilidad agrupados (Figura

137), con una notable coincidencia espacial entre las celdas con máximos de probabilidad y el mapa de la distribución de estas mineralizaciones y el control



litológico establecido, las rocas magmáticas del Eje de Villaviciosa (véase la Figura 74). La disposición de las celdas con máximos de probabilidad refleja claramente la situación de las principales mineralizaciones de F-Ba de la zona,

como por ejemplo, las minas de fluorita de Cerro Muriano situadas al este de la zona, las del Grupo Gloria en el granito de La Cardenchoza y las minas de barita de las Erillas al norte.



**Figura 137.** Modelo de simulación multifractal obtenido para la distribución de las mineralizaciones de F-Ba de la zona de estudio. Obsérvese la coincidencia espacial entre los máximos obtenidos y las mineralizaciones.

Los resultados positivos obtenidos con las simulaciones multifractales realizadas ponen de manifiesto el potencial del método. Cuando en las simulaciones intervienen los controles geológicos, mediante el uso de las probabilidades a priori y los valores de las probabilidades a posteriori, los modelos son muy realistas y pueden utilizarse para explicar donde ocurren espacialmente las singularidades (distribución de las mineralizaciones). Sin embargo, los mecanismos de los procesos mineralizadores son muy complejos y todavía no están suficientemente conocidos (Yao y Cheng, 2011). En la Tabla 25, se comparan los valores de las probabilidades obtenidos en la simulación, junto con los obtenidos

en el método WofE. Se puede comprobar la similitud que existe entre ambos y su gran utilidad si ambos métodos se aplican conjuntamente.

	Prob. Método multifractal	Prob. Método WofE
<b>Fe</b>	0,005 <sup>(*)</sup>	0,004
<b>Cu</b>	0,006	0,008
<b>Pb-Zn-Ag</b>	0,03	0,02
<b>F-Ba</b>	0,04	0,08

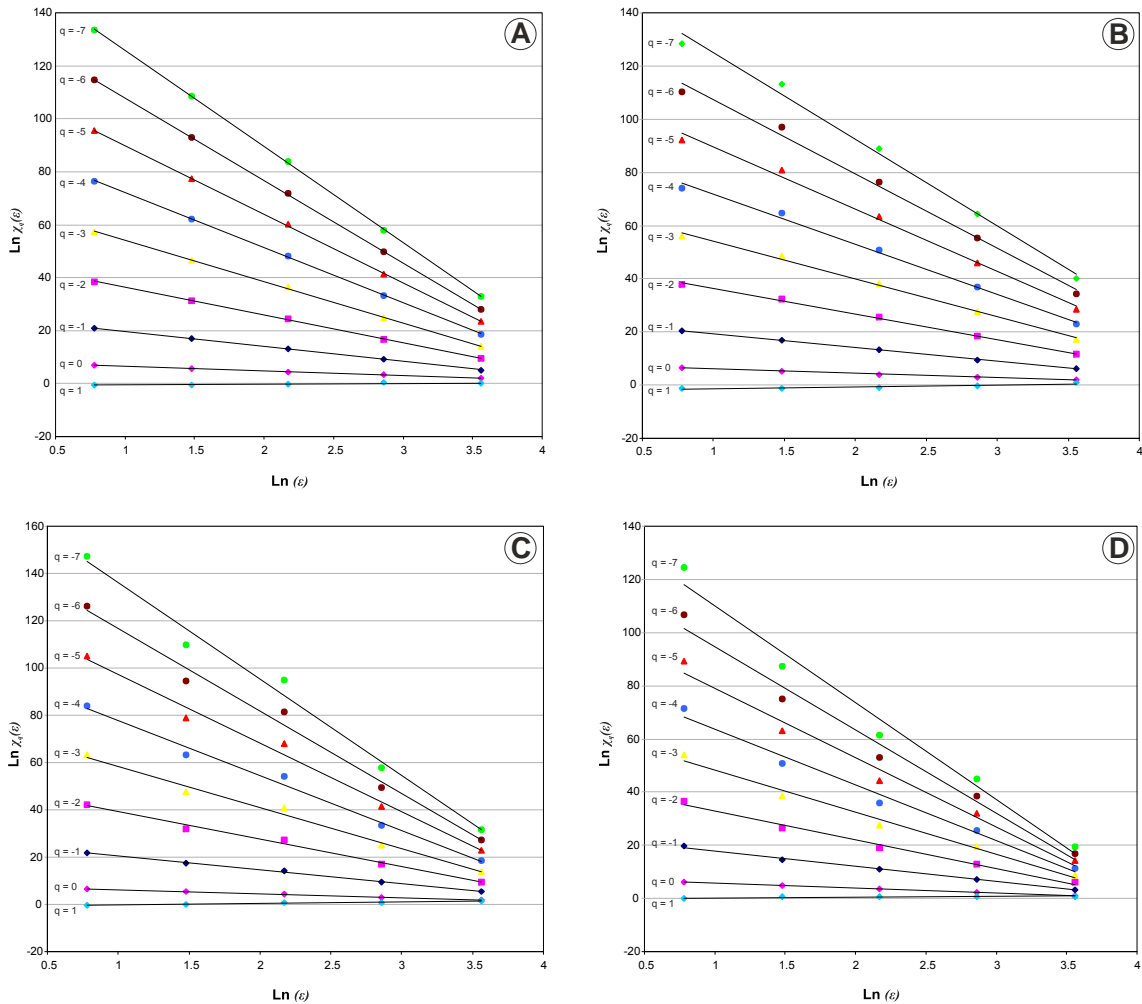
**Tabla 25.** Comparación de los valores de probabilidad obtenidos en el método WofE y en la simulación multifractal. (\*) Se ha truncado en el Fe el máximo valor que es de 0,02 ya que sólo aparece en una celda.

### 9.2.3.2. Espectros multifractales: Comparación entre las simulaciones si intervienen o no los controles geológicos

La caracterización de las simulaciones multifractales llevadas a cabo se ha realizado utilizando las funciones matemáticas mencionadas en el apartado 9.1.

Los diagramas bilogarámticos de la *función de partición* versus el *tamaño de celda*,  $Ln\chi_q$  vs.  $Ln\epsilon$  para las diferentes mineralizaciones pueden verse en la Figura 138.

Las rectas muestran muy buen ajuste lo que corrobora su naturaleza multifractal. El ajuste se ha realizado por mínimos cuadrados, para tamaños de caja que varían entre 2 km y 64 km, y tienen un coeficiente de correlación  $R^2 = 0.99$ . Las pendientes de las rectas son las estimaciones de  $\tau(q)$  (Panahi y Cheng, 2004). En los gráficos se han representado los exponentes desde  $q=1$ , hasta  $q=-7$ . La *función de partición* presenta valores del mismo orden de magnitud en todas las simulaciones realizadas para los diferentes tipos de mineralizaciones en el área de estudio.

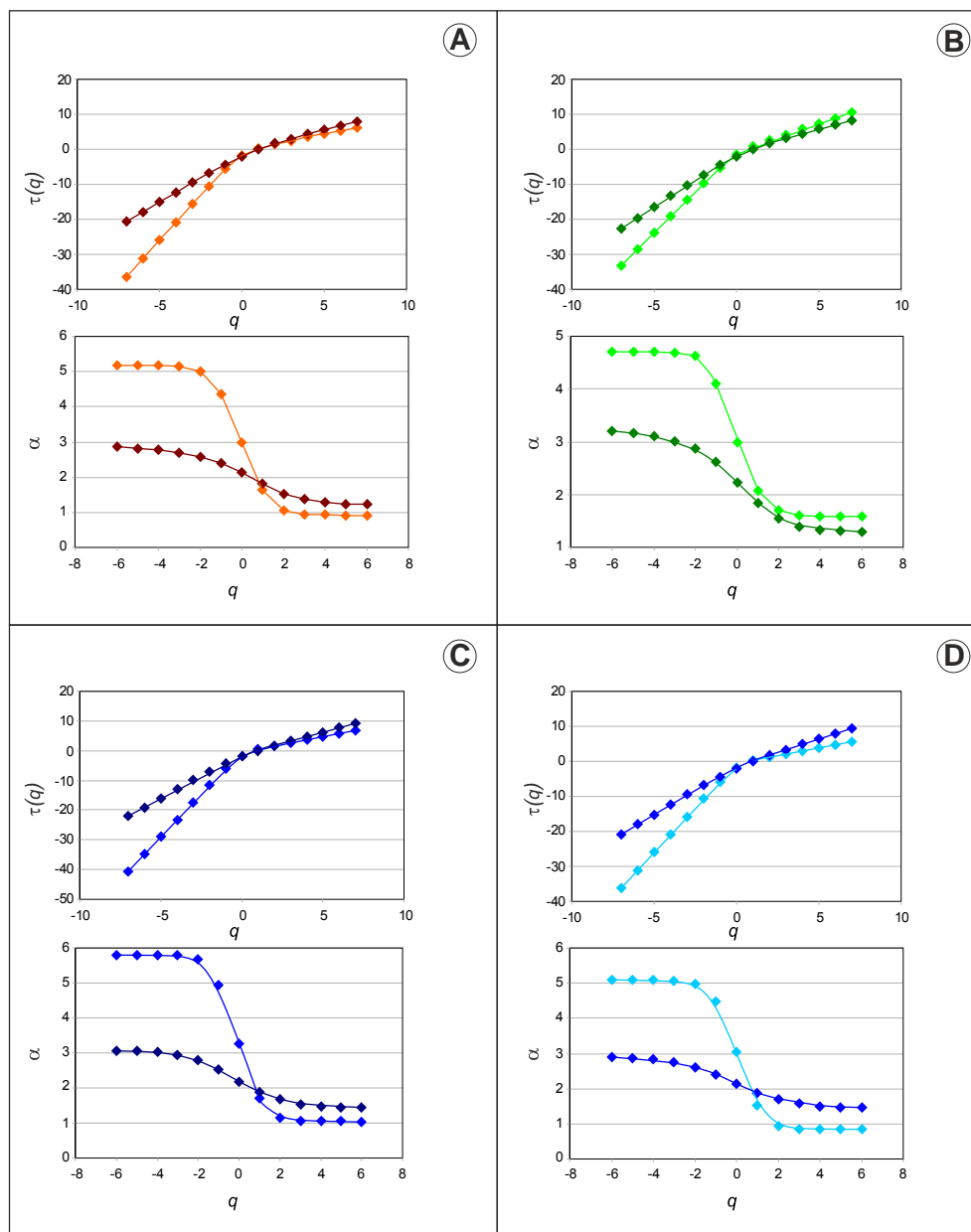


**Figura 138.** Diagrama bilogarámtico de la *Función de partición de masa* vs. *tamaño de celda*,  $Ln\chi_q$  vs.  $Ln\epsilon$  Las pendientes de las rectas son los valores estimados de los *exponentes de masa*  $\tau(q)$ . A) Simulación de las mineralizaciones de Fe. B) idem para las de Cu. C) idem para las de Pb-Zn-Ag. D) idem para las de F-Ba.

Las curvas  $\alpha$  vs.  $q$  (Figura 139) señalan que todas las mineralizaciones tienen mayores valores  $\alpha$  para exponentes  $q$  negativos y menores para  $q$  positivos, cuando en las simulaciones intervienen los condicionantes geológicos. Por el contrario, en las simulaciones de las mineralizaciones de Cu los valores de  $\alpha$  para exponentes  $q$  positivos son mayores cuando intervienen los condicionantes geológicos, no llegándose a cortar

las curvas (Figura 139 B)

Las curvas de la función *exponente de masa*  $\tau(q)$  vs.  $q$  (Figura 139) sufren un cambio de pendiente a partir de  $\tau(q)=q=0$  en todas las mineralizaciones. Hay que señalar que cuando los condicionantes geológicos intervienen en las simulaciones, los valores de  $\tau(q)$  siempre son menores que cuando no intervienen.



**Figura 139.** Curvas de  $\tau(q)$  vs.  $q$ . y  $\alpha$  vs.  $q$  de las simulaciones realizadas para A) las mineralizaciones de Fe. B) las de Cu. C) las de Pb-Zn-Ag. D) las de F-Ba. En todas las curvas se resaltan las diferencias cuando intervienen (tono claro) o no los condicionantes geológicos (tono oscuro).



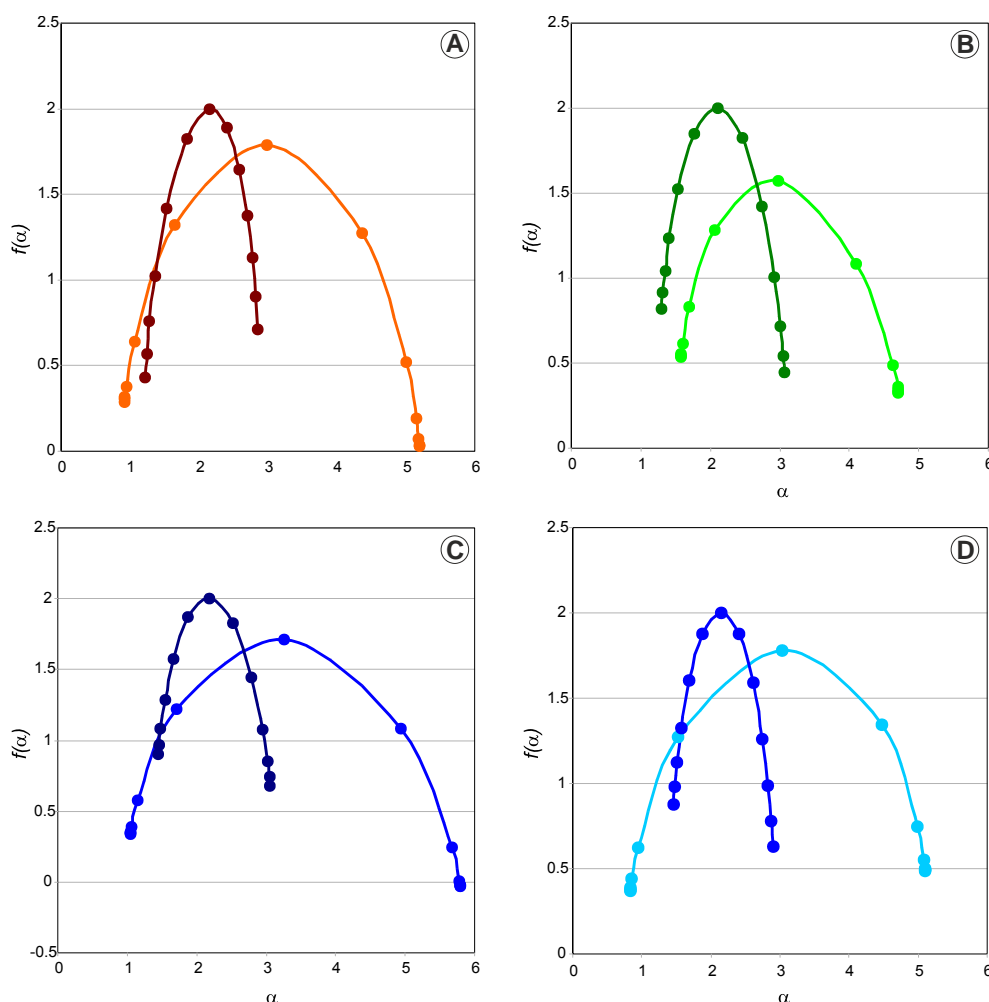
De todas las funciones matemáticas utilizadas, el *espectro multifractal*  $f(\alpha)$  es la función más discriminante. El *espectro multifractal* es casi simétrico y de menor amplitud para todas las simulaciones realizadas cuando no intervienen los controles geológicos y alcanza siempre un valor máximo  $f(\alpha) = 2$  (Figura 140). Por otra parte, el rango de  $f(\alpha)$  y  $\alpha$  no cambia con el número de iteraciones realizadas en las simulaciones, con la condición de que el factor de concentración  $K$  sea constante.

Por el contrario, cuando en las simulaciones intervienen los condicionantes geológicos, las curvas  $f(\alpha)$  son siempre

asimétricas y sesgadas a la derecha con valores máximos de  $f(\alpha)$  de 1.79 para las mineralizaciones de Fe, 1.57 para las de Cu, 1.71 para las de Pb-Zn-Ag y 1.78 para las de F-Ba (Figura 140 y Tabla 26)

	Valores máximos $f(\alpha)$	Rango ( $\Delta\alpha$ )
<b>Fe</b>	1,79	4,27
<b>Cu</b>	1,57	3,13
<b>Pb-Zn-Ag</b>	1,71	4,75
<b>F-Ba</b>	1,78	4,26

**Tabla 26.** Valores máximos de  $f(\alpha)$  y rango de amplitud ( $\Delta\alpha$ ) de los espectros multifractales.



**Figura 140.** Espectros multifractales  $f(\alpha)$  vs.  $\alpha$ . A) Espectros de las mineralizaciones de Fe. B) Espectros de las de Cu. C) Espectros de las de Pb-Zn-Ag. D) Espectros de las de F-Ba. Se resaltan las diferencias de los espectros cuando intervienen (tono claro) o no los condicionantes geológicos (tono oscuro).

Además, el rango de  $\alpha$  ( $\Delta\alpha$ ) siempre es mayor cuando los controles geológicos intervienen en las simulaciones. El mayor valor de amplitud del espectro ( $\Delta\alpha$ ) es el de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag ( $\Delta\alpha=4.75$ ) y son del mismo orden de magnitud los espectros de las mineralizaciones de Fe ( $\Delta\alpha=4.27$ ) y las de F-Ba ( $\Delta\alpha=4.26$ ). El menor valor de amplitud ( $\Delta\alpha=3.13$ ) es el del espectro de las mineralizaciones de Cu, tal y como puede observarse a partir de la inspección visual de la curva (Figura 140 B) y en la Tabla 26.

En todas las simulaciones realizadas y para todas las mineralizaciones estudiadas se verifica que  $D_0 > D_1 > D_2$  lo que es característico de un multifractal. Los datos obtenidos confirman el grado de agrupamiento de las distribuciones de las mineralizaciones, así como su alto grado de heterogeneidad y consiguientemente de multifractalidad. Estos resultados sugieren que si los condicionantes geológicos no intervienen en las simulaciones, la distribución de masa (en este caso las mineralizaciones consideradas en la zona de estudio) es más homogé-

nea y por lo tanto menos agrupada. Por el contrario, cuando los controles geológicos intervienen, los patrones de distribución resultantes son más heterogéneos y agrupados, lo que reafirma la idea de que los modelos simulados son más realistas.

Por último, hay que resaltar que para todas las mineralizaciones simuladas, el *espectro multifractal* es la función que mejor discrimina y puede ser utilizada para comparar el grado de agrupamiento y la multifractalidad de cualquier distribución espacial de mineralizaciones. Cuanto mayor es la amplitud y asimetría de los espectros multifractales, más agrupadas son las distribuciones de las mineralizaciones, aumentando el grado de heterogeneidad y de multifractalidad de las mismas.

Las implicaciones geológicas y metalogénicas que de este análisis se derivan están por investigar y posiblemente serán una herramienta potencial futura de cara a la prospectividad de las mineralizaciones del área de estudio.









## **10-. CONCLUSIONES**



## 10. CONCLUSIONES

A continuación, se resumen las principales conclusiones que se han obtenido a partir de los estudios llevados a cabo durante la realización de esta Tesis Doctoral, agrupadas por temáticas para así facilitar su lectura.

### Conclusiones obtenidas del estudio geológico y metalogénico de los yacimientos e indicios minerales

- Se ha profundizado en el conocimiento geológico de los yacimientos minerales de un sector insuficientemente conocido, desde un punto de vista metalogénico, como es el extremo SE de la Zona Ossa Morena del Macizo Varisco. En base a los datos obtenidos en el terreno, del estudio de 398 indicios y yacimientos minerales, se han establecido 15 tipos de mineralizaciones, en función de sus características geológicas, paragénesis y asociaciones minerales, así como de sus respectivos controles litológicos y estructurales.
- Entre los tipos de yacimientos minerales establecidos, destacan los del tipo **IOCG** (Iron Oxides Copper Gold), cuya característica principal es que se trata de mineralizaciones estratiformes pre-Variscas, aparentemente relacionadas con procesos volcánicos y que han sido deformadas posteriormente por la Orogenia Varisca. Igualmente, las **Mineralizaciones de cobre (calcopirita diseminada) relacionadas con zonas de cizalla dúctil-frágil Variscas**, cuya existencia no había sido citada hasta la fecha en ningún sector del Macizo Varisco.
- Se plantea la hipótesis de que el origen de las mineralizaciones de Fe (magnetita) tipo IOCG (e.g. La Lima en el Pedroso) puede estar relacionado con procesos exhalativos hidrotermales asociados con el Rifting del Cámbrico inferior. El origen de las mineralizaciones de Cu (calcopirita) diseminadas en metavolcanitas de la Formación Malcocinado del Precámbrico superior-Cámbrico inferior (e.g. San Pedro en Alanís) puede estar relacionado con la actividad exhalativa hidrotermal asociada al volcanismo de esta formación, con enriquecimientos a favor de zonas de cizalla dúctil-frágil Variscas.
- El magmatismo Varisco tiene importancia para la concentración de yacimientos de tipo **skarn de magnetita**, cuyo principal representante es el skarn de Navalázaro relacionado con los granitoides del Pedroso. El modelo genético propuesto para este yacimiento contempla el emplazamiento del plutón del Pedroso a favor de una estructura en pull-apart generada por un desgarre extensional de orientación ONO-ESE y movimiento dextro. La situación de los indicios de Fe en los bordes del pull-apart corrobora esta hipótesis, ya que el mayor flujo localizado de fluidos, el aumento de la permeabilidad y la mayor dilatación se producen en los bordes de las fallas que se solapan, siendo zonas favorables para la formación de yacimientos minerales. La apertura (dilatación) del "pull-apart" favoreció la intrusión del plutón cuya edad es  $345.5 \pm 3.9$  Ma.
- La hipótesis genética para estos yacimientos es que hay dos etapas de mineralización: una primera relacionada directamente con los granitoides y sus fluidos, que desarrolla el skarn progrado, y una segunda, en la que puede haber influencia de celdas hidrotermales convectivas, pero no necesariamente con formación de anfíboles, óxidos y sulfuros. Al reac-

cionar los fluidos con zonas topoquímicamente favorables, como son los niveles de calizas, se favorece la precipitación del Fe. Además, como la facies mayoritaria del plutón del Pedroso es una granodiorita biotítica rica en Fe, al producirse el metasomatismo, ésta aporta Fe al sistema. Por consiguiente, los granitoides Variscos, además de aportar Fe, también pueden removilizar el Fe contenido en las rocas encajantes del Cámbrico inferior, lo que supone una concentración adicional de Fe en el sistema.

- Se resalta el control estructural que ejercen las fallas de orientación NO-SE y NE-SO sobre las **mineralizaciones de Pb-Zn-Ag-Cu** de la zona. Se trata de fallas extensionales tardi-Variscas, que aprovechan estructuras de desgarre previas (Variscas) reactivadas en una etapa extensional posterior.
- Desde un punto de vista metalogénico, los isótopos de Pb de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag de la zona son muy próximos al tipo “E” de Palero *et al.*, 2003 (e.g. Linares-La Carolina y Los Pedroches). La edad modelo del Pb es de unos 330 Ma y el origen del Pb parece estar relacionado con los granitoides Variscos. Éstos, además de ser la fuente del Pb, actuarían como focos térmicos que favorecieron la circulación de fluidos hidrotermales. Durante la formación de las fracturas mencionadas, los granitos todavía serían una fuente de calor activando las celdas hidrotermales convectivas. Este proceso comenzaría en las etapas tardi-Variscas y continuaría de forma prolongada en el tiempo, con brechificaciones asociadas a procesos probablemente relacionados con la extensión del Pérmico e incluso del Mesozoico.
- Igualmente hay que resaltar el control estructural de las **mineralizaciones**

**de fluorita-barita** de la zona (e.g. Cerro Muriano en Córdoba), con filones a favor de fallas extensionales post-Variscas, de orientación NE-SO y NNE-SSO que reactivan estructuras Variscas y tardi-Variscas de la misma orientación. La hipótesis de partida sobre el origen de estas mineralizaciones, a falta de isótopos e inclusiones fluidas, contempla la posibilidad de que la fuente del F pueden ser los granitos (posiblemente el F contenido en las biotitas) y la del Ba, tanto las rocas sedimentarias ricas en Ba, como los granitos (a partir del contenido en los feldespatos). Los fluidos hidrotermales pudieron lixiviar de ambos encajantes el F y el Ba en etapas post-Variscas. Los sistemas hidrotermales funcionarían durante la descompresión permo-triásica que liberaría fluidos confinados a alta presión y que circularían por las fracturas conectadas. Posteriores reactivaciones de las estructuras mineralizadas, relacionadas con los movimientos Alpinos, favorecerían los enriquecimientos de estas mineralizaciones.

#### Conclusiones obtenidas de la modelización geológica 3D de varios yacimientos tipo a escala local

- A escala local (de yacimiento) y donde ha sido factible por las condiciones de observación y obtención de datos, se han realizado modelos geológicos 3D utilizando un software específico de modelización geológica (Geomodeler©). Se ha conseguido una representación realista de varios yacimientos tipo de la zona.
- Destaca el modelo geológico 3D del yacimiento de La Lima (El Pedroso) que ha sido objeto de una publicación en una **revista del SCI (Gumiel *et al.*, 2010 a)**. Esta mineralización está muy deformada por dos fases de plegamiento ortogonales Variscas, de



orientaciones NO-SE y NE-SO que dan lugar a una figura de interferencia de plegamiento tipo 1 de Ramsay. La deformación también es acomodada por fallas inversas, a las que se asocian pliegues de propagación y cabalgamientos oblicuos a las estructuras. El contraste de competencia entre las capas de magnetita y las rocas volcánico-sedimentarias encajantes, favorece el desarrollo de pliegues en este yacimiento.

- También hay que destacar el modelo geológico 3D del yacimiento de Fe del Cerro del Hierro (Sevilla), en el que se ha conseguido obtener una representación realista de la mineralización de ankerita-hematites, desarrollada a favor de un hidrotermalismo que está canalizado a favor de zonas de falla de orientación NO-SE.
- Se han realizado modelos geológicos 3D de varias mineralizaciones filonianas de Pb-Ag-Zn-Cu de la zona (e.g. Casiano del Prado, Montenegro y Cinco Amigos) que como el resto, han sido georeferenciados en un SIG. Se han digitalizado los antiguos mapas de labores mineras, y utilizando la proyección ortogonal de las trazas de los realces mineros reflejados en dichos mapas, se ha conseguido obtener una representación tridimensional muy precisa de la geometría de los cuerpos mineralizados en profundidad.

### **Conclusiones obtenidas del análisis estadístico espacial de la distribución de las mineralizaciones a escala regional**

- A escala regional, se ha realizado un análisis espacial de las distribuciones de las siguientes mineralizaciones seleccionadas; Fe, Cu, Pb-Zn-Ag y F-Ba, por su representatividad geológica, metalogénica y estadística. Para

llevar a cabo el estudio de los patrones de distribución de estas mineralizaciones se han utilizado los métodos de los *N*-vecinos más cercanos (*N-nearest neighbor*) y la función *K-Ripley*.

- Los resultados del análisis espacial demuestran que estas mineralizaciones tienen patrones de distribución agrupados, con ratios de “distancia observada/distancia esperada” menores que 1, en los 10 vecinos próximos. Sin embargo, el Fe muestra un comportamiento algo diferente ya que el patrón es agrupado hasta el vecino de orden 5º, pero a partir del 6º es mayor que 1, lo que sugiere que a mayores distancias, el patrón de distribución tiende a ser más disperso.
- El análisis espacial llevado a cabo utilizando la función *K-Ripley*, muestra valores altos, lo que corrobora un fuerte grado de agrupamiento de las mineralizaciones consideradas a distancias menores de 5 km. Las de Pb-Zn-Ag también permanecen agrupadas a distancias algo mayores (7-8 km). Además, la tendencia de las curvas de la función, aumenta bruscamente a distancias pequeñas y gradualmente disminuye con el aumento de la distancia, lo que corrobora que las distribuciones de las mineralizaciones son agrupadas a escala local (de yacimiento).

### **Conclusiones obtenidas del establecimiento de los controles geológicos (estructurales y litológicos) que influyen en la distribución de las mineralizaciones**

- Del análisis comparativo de los mapas de densidad de fracturas/fallas y densidad de yacimientos e indicios minerales en el área de estudio, (utilizando una función de densidad de probabilidad), se resalta que hay una correla-

ción positiva entre las zonas con alta densidad de fracturas y zonas con mayor densidad de mineralizaciones. Hay que enfatizar que las zonas con mayor densidad de fracturas facilitan el flujo localizado de fluidos, la conectividad y la posible concentración mineral en determinadas áreas favorables.

- A partir del análisis estadístico individualizado de las litologías y de los diferentes sistemas de fracturas (fallas) y los grupos de mineralizaciones con ellos relacionados, se ha realizado el cálculo de los pesos de influencia de los controles geológicos. Las 343 mineralizaciones seleccionadas muestran un fuerte control estructural, ya que el 78.4% del total de indicios minerales se encuentran situados a menos de 500 m de un determinado grupo de fallas, y en concreto el 53% está situado a menos de 100 m.
- Después de un análisis sistemático de la situación de las mineralizaciones a diferentes distancias de los grupos de fallas, aplicando una serie de zonas de influencia (buffer) a 100, 200, 300, 400 y 500 m alrededor de las mismas, se han obtenido los siguientes resultados.  
Predominan las mineralizaciones de Cu situadas a menos de 500 m de las fallas de orientación NO-SE (31.3%) y ENE-OSO (21%). Las de F-Ba están situadas cerca de las fallas de orientación NE-SO y ENE-OSO (23%), las de Fe están próximas a las de orientación NO-SE (27%), y las de Pb-Zn-Ag a las de orientación NO-SE (30%) y NE-SO (24%).
- De igual forma, los controles litológicos establecidos para las mineralizaciones del área de estudio son los siguientes. El 84% de las mineralizaciones de Fe están situadas en rocas del Cámbrico inferior. El 37% de las de Cu están situadas en la Formación

Malcocinado. El 46% de las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag constituyen campos filonianos que encajan en la Serie Negra y en las Pizarras de Azuaga, y el 44% de las de F-Ba lo hacen en las Rocas Magmáticas del Eje de Villaviciosa de Córdoba.

- El análisis de la influencia de los condicionantes geológicos en la distribución de los yacimientos se ha realizado mediante un análisis probabilístico de las mineralizaciones y de sus condicionantes geológicos utilizando el método de los Pesos de Evidencia de Bonham-Carter *et al.*, (1989), con objeto de establecer mapas de probabilidad que pueden considerarse como mapas de prospectividad para este segmento de Ossa Morena.
- El resultado de la aplicación del método mencionado son cuatro mapas de probabilidad a posteriori de las mineralizaciones seleccionadas, que proporcionan una medida relativa para priorizar áreas de potencial exploración en la zona de estudio. En los mapas de prospectividad obtenidos es muy notable el grado de correlación espacial entre la situación de los yacimientos e indicios minerales y las zonas con mayores valores de probabilidad, lo que valida el método empleado.

#### Conclusiones obtenidas del análisis fractal, utilizando el método de cajas rellenas aplicado al estudio de la distribución de las mineralizaciones

- Se ha caracterizado la heterogeneidad de estos sistemas naturales mediante el cálculo de las dimensiones fractales de las mineralizaciones y las de sus controles geológicos. En esta Tesis se ha aplicado un novedoso método de cálculo de las dimensiones fractales, que es una variante del método de contaje de cajas (box-counting). Es el denominado de cajas

rellenas, con el que se han establecido proporciones entre las dimensiones fractales de las mineralizaciones seleccionadas y las de sus condicionantes geológicos (litologías favorables y grupos de fracturas/fallas asociadas).

- Hay que resaltar un aspecto muy importante de este método, y es que los valores de las dimensiones fractales se regionalizan en función del área de los diferentes controles geológicos establecidos, así como respecto al área total. De esta forma, se consigue una redistribución de los valores de las dimensiones que proporciona información sobre los datos de distribución reconstruidos.
- Los valores obtenidos de dimensión de capacidad de las mineralizaciones, en general son bajos y del mismo orden de magnitud, *0.91* para las mineralizaciones de Cu, *0.94* para las de Pb-Zn-Ag y F-Ba, y algo menor para las de Fe, *0.84*. Estos valores corroboran el grado de agrupamiento de las distribuciones de las mineralizaciones seleccionadas, según lo establecido en el análisis espacial.
- Los valores de la dimensión de capacidad de las mineralizaciones disminuyen cuando se consideran los controles litológicos, ya que éstas representan un pequeño recubrimiento de “masa” del área soporte, lo que está de acuerdo con la distribución real y con el número de yacimientos e indicios minerales que se encuentran en la zona.
- Los valores más elevados de dimensiones fractales de las mineralizaciones y su control estructural discriminan claramente las orientaciones de los grupos de fallas que ejercen un mayor control sobre las mineralizaciones. Es decir, las NO-SE para las mineralizaciones de Cu y las NE-SO pa-

ra las mineralizaciones de Pb-Zn-Ag y F-Ba.

- Los valores de las dimensiones fractales de los datos regionalizados o reconstruidos son más elevados para todas las mineralizaciones y para sus controles litológicos y estructurales (se aproximan al exponente 2). Esto es lógico porque al establecer las proporciones, se redistribuyen los valores al multiplicar por el área que ocupa el control seleccionado y la tendencia es a que el espacio de la zona soporte esté más relleno.
- Al comparar las dimensiones fractales de las mineralizaciones y sus controles en la situación espacial actual (población 1), frente a las obtenidas al regionalizar (datos reconstruidos, población 2), se observa que la población 1 tiene menores valores de dimensión fractal (comprendidos entre *0.38* y *0.77*) que la población 2 (comprendidos entre *0.91* y *1.64*). La interpretación de la información suministrada por estas dos poblaciones de dimensiones fractales es de gran interés y se resume en la siguiente conclusión.
- La población 2 representa un escenario en el que las distribuciones de las mineralizaciones son más aleatorias (distribuciones más uniformes), y en este caso no se dan condiciones para que se formen yacimientos minerales siendo mayor la homogeneidad de los sistemas.

Por el contrario, la situación espacial actual (población 1) se puede explicar por una redistribución de las mineralizaciones que da lugar a distribuciones agrupadas, favorecidas por el papel que ejercen los controles geológicos sobre las mismas. En este escenario se pueden originar yacimientos minerales, siendo mayor la heterogeneidad de los sistemas y menores las dimensiones fractales. Por consiguiente, la



caracterización fractal de estos sistemas puede ser una ayuda muy importante de cara a la exploración minera de la zona.

### Conclusiones obtenidas del análisis multifractal, utilizando la aplicación informática desarrollada en esta Tesis

- Los procesos mineralizadores son sistemas que se comportan de forma no lineal, siendo característico su alto grado de heterogeneidad y por lo tanto, no pueden considerarse fractales simples homogéneos. Como ha quedado reflejado, estos conjuntos tienen un comportamiento multidimensional y en definitiva se trata de fractales heterogéneos o multifractales. Por esta razón, la caracterización y el análisis de sus propiedades de escalado y organización espacial tiene que realizarse mediante técnicas multifractales.
- El principal logro de esta Tesis ha sido el desarrollo de una aplicación informática implementada en un SIG: "**Análisis multifractal en 2-D Cascada multiplicativa de De Wijs vs. 2.0**", la cual calcula una cascada multiplicativa para generar modelos de simulación multifractal que ayuden a comprender los procesos de distribución de las mineralizaciones. Los resultados obtenidos con una primera versión del programa, para explicar la distribución de los yacimientos VMS de la Faja Pirítica, que se seleccionó como área test para probar el método, han sido validados internacionalmente en **dos publicaciones del SCI (Gumiel et al., 2010 d y Arias et al., 2011)**.
- Una de las principales características de esta aplicación es que, para generar modelos de simulación multifractal realistas, los condicionantes geológicos pueden intervenir en el proceso de cálculo de la cascada multiplicativa. Su intervención es mediante la utilización de los valores de probabilidades a posteriori y a priori de cada una de las mineralizaciones.
- Con la aplicación informática desarrollada, se han llevado a cabo 100 simulaciones y se han seleccionado aquellas que se ajustan mejor a las distribuciones espaciales reales de las mineralizaciones. Es importante señalar que los resultados de los modelos de simulación no predicen la localización exacta de un determinado yacimiento mineral, pero si muestran las zonas con mayores valores de probabilidad de ocurrencia de las mineralizaciones, poniendo de manifiesto el potencial del método.
- Se han calculado las principales funciones y parámetros multifractales que caracterizan la distribución de las diferentes mineralizaciones, la *función de partición de masa*  $\chi_q(\varepsilon)$ ,  $\alpha$ , la *función exponente de masa*  $\tau(q)$ , el *espectro multifractal*  $f(\alpha)$  y la *dimensión generalizada*  $D_q$ .
- En todas las simulaciones realizadas y para todas las mineralizaciones estudiadas siempre se verifica que  $D_0 > D_1 > D_2$ , lo que es característico de un multifractal. Los datos obtenidos confirman el grado de agrupamiento de las distribuciones de los yacimientos, el alto grado de heterogeneidad y consiguientemente la multifractalidad de estos sistemas.
- Cuando en las simulaciones intervienen los condicionantes geológicos, todas las curvas de las funciones mencionadas muestran diferencias con respecto a si éstos no intervienen. De todas las funciones, el espectro multifractal  $f(\alpha)$  es la que mejor discrimina y puede ser utilizada para comparar el grado de agrupamiento y la multifractalidad de cualquier distri-

bución espacial de mineralizaciones. Cuanto mayor es la amplitud y asimetría de los espectros multifractales, más agrupadas son las distribuciones, aumentando así el grado de heterogeneidad y la multifractalidad de las mismas.

- Hay que resaltar que el análisis multifractal que puede llevarse a cabo mediante la aplicación desarrollada, puede ampliarse a otros campos del conocimiento, por ejemplo, geoquímica de suelos y sedimentos de arroyo.

Este programa puede servir de ayuda para determinar anomalías que no se ponen de manifiesto utilizando un análisis estadístico tradicional, lo que puede suponer un avance para la exploración de yacimientos minerales.

- Por último, el análisis multifractal de las anomalías geoquímicas puede servir para la discriminación de las de origen natural de aquellas cuyo origen es antrópico, con todas las implicaciones medioambientales que pueden derivarse.





# 11. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abad, M.M. (1995). Mineralogía y Geoquímica de las Pegmatitas de Sierra Albarrana. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 294 p.
- Ábalos B. (1990). Cinemática y mecanismos de la deformación en régimen de transpresión: Evolución estructural y metamórfica de la Zona de cizalla dúctil de Badajoz-Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad País Vasco, 430 p.
- Ábalos, B., Gil Iburguchi, J.I., Eguiluz, L. (1991). Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt, southwest Spain. *Tectonophysics*, 199, 51-72.
- Agterberg, F.P. (2001). Multifractal simulation of geochemical map patterns. In: Merriam, D.F., Davis, J.C. (Eds.), *Geologic Modeling and Simulation: Sedimentary Systems*. Kluwer, New York, 327-346.
- Agterberg, F.P. (2007 a). Mixtures of multiplicative cascade models in geochemistry. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 14, 201-209.
- Agterberg, F.P. (2007 b). New applications of the model of de Wijs in regional geochemistry. *Mathematical Geology*, 39 (1), 1-25.
- Agterberg, F.P., Cheng, Q., Brown, A., Good, D. (1996 a). Multifractal modelling of fractures in the Lac Du Bonnet batholith, Manitoba. *Computers and Geosciences*, 22 (5), 497-507.
- Agterberg, F.P., Cheng, Q., Wright, D.F. (1996 b). Fractal modelling of mineral deposits. In: Elbrond, J., Tang, X. (Eds.), *Proceedings of the International Symposium on the Application of Computers and Operations Research in the Minerals Industries*. Montreal, 43-53.
- Aller, J., Bastida, F., Toimil, N.C., Bobillo-Ares, NC. (2004). The use of conic sections for the geometrical analysis of folded surfaces profiles. *Tectonophysics*, 379, 239-254.
- Álvarez, J.J., Liñán, E., Vennin, E., Gozalo, R. (1995). Palaeogeographical evolution within a passive margin with syndepositional faulting: the Marican deposits (Lower Cambrian) of the Iberian Chains (NE Spain). *Neues Jahrbuch Geol. Paläont. Mh.*, 521-540.
- Apalategui, O., Pérez-Lorente, F. (1983). Nuevos datos en el borde meridional de la Zona Centro-Ibérica. El Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de La Reina. *Studia Geológica Salmanticensis*, 18, 193-200.
- Apalategui, O., Borrero, J.D., Eguiluz, L., Roldán, F.J., Garrote, A., Higuera, P., Liñán, E., Palacios, T. (1985). Mapa y memoria explicativa de la Hoja Nº 878 (Azuaga) del Mapa Geológico de España a escala 1: 50.000 (2ª Serie). IGME, Madrid, 47 p.
- Apalategui, O., Eguiluz, L., Quesada, C. (1990). Ossa-Morena Zone. Structure. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Part V*, 280-291. Springer-Verlag, Berlin.
- Apraiz, A., Eguiluz, L. (2002). Hercynian tectono-thermal evolution associated with crustal extension and exhumation of the Lora del Río metamorphic core complex (Ossa Morena zone, Iberian Massif, SW Spain). *Inte. Jour. Earth Sci.*, 91, 76-92.
- Arias, M., Gumiel, P., Sanderson D. J., Martínez, A. (2011). A multifractal simulation model for the distribution of VMS deposits in the Spanish segment of the Iberian Pyrite Belt. *Computers & Geosciences*, 37, 1917-1927.
- Arribas, A. (1967). Mineralogía y Metalogenia de los yacimientos españoles de uranio: Sierra Albarrana (Córdoba). *Bol. Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 65, 157 p.
- Arribas, A. (1974). Caracteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio. Su importancia económica e interés en el desarrollo energético del país. Universidad de Salamanca. 72 p.
- Azor, A. (1994). Evolución tectonometamórfica del límite entre las zonas Centroibérica y de Ossa-Morena (Cordillera Varisca, SO de España). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 295 p.
- Azor, A., Expósito, I., González-Lodeiro, F., Simancas, J. F., Martínez Poyatos, D., (2004 a).

- Zona de Ossa Morena. La Unidad de Sierra Albarrana. En: Geología de España (J.A. Vera Ed.). SGE-IGME, 165-198.
- Azor, A., Expósito, I., González-Lodeiro, F., Simancas, J. F., Martínez Poyatos, D., (2004 b). Zona de Ossa Morena. Estructura general Varisca de la Zona de Ossa-Morena. En: Geología de España (J.A. Vera Ed.). SGE-IGME, 177-178.
- Azor, A., Ballèvre, M. (1997). Low-Pressure Metamorphism in the Sierra Albarrana Area (Variscan Belt, Iberian Massif). *Journal of Petrology*, 38, 35-64.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Simancas, J.F. (1993). Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba Shear Belt (SW Spain): a discussion on the age of the main tectonometamorphic events. *Tectonophysics*, 217, 343-346.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Simancas, J.F. (1994). Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan belt, southwest Spain). *Tectonics*, 13, 45-61.
- Bandrés, A., Eguiluz, L., Gil Ibarra, J.L., Palacios, T. (2002). Geodynamic evolution of a Cadomian arc region: the northern Ossa-Morena zone, Iberian Massif. *Tectonophysics*, 352, 105-120.
- Bandrés, A., Eguiluz, L., Pin, Ch., Paquette, J.L., Ordóñez, B., Le Fèvre, J., Ortega, L.A., Gil Ibarra, J.L. (2004). The northern Ossa Morena Cadomian batholith (Iberian Massif): magmatic arc origin and early evolution. *International Journal Earth Sciences*, 93, 860-885.
- Barrie, C.T., Hannington, M.D. (1999). Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host rock composition. In C.Y. Barrie, M.D. Hannington (Eds). *Volcanic associated massive sulfide deposits: Processes and examples in modern and ancient settings*. *Reviews Economic Geology*, 8, 1-11.
- Barton, C.C., Larsen, E., (1985). Fractal geometry of two dimensional fracture networks at Yucca Mountain, southwestern Nevada. In: Stepanson, O. (Ed.), *Rock Joints*. Balkema, Rotterdam, 77-84.
- Bastida, F. (1993). A new method for the geometrical classification of large data sets of folds. *Journal of Structural Geology*, 15, 69-78.
- Bastida, F., Aller, J., Bobillo-Ares, N. (1999). Geometrical analysis of folded surfaces using simple functions. *Journal of Structural Geology*, 21, 729-742.
- Bastida, F., Aller, J., Toimil, N.C., Bobillo-Ares, N.C. (2004). La cinemática del plegamiento: algunas claves geométricas para su interpretación. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 24, 9-41.
- Bastida, F., Aller, J., Bobillo-Ares, N.C, Toimil, N.C. (2005). Fold geometry : a basis for their kinematical analysis. *Earth-Science Reviews*, 70, 129-164.
- Bellón, H., Blanchère, H., Crousilles, M., Deloche, C., Hertrich, B., Prost-Dame, V., Rossi, P., Simon, D., Tamain, G., (1979). Radiochronologie, évolution tectono-magmatique et implications métallogéniques dans les Cadomovariscaides du Sud-Est Hespérique. *Bulletin de la Société géologique de France*, (7eme ser.), 21 (2), 113-120.
- Bertrand, P., Dufour, J.F, Francon, J., Lienhardt P. (1992). Modélisation volumique à base topologique. *Actes MICAD92*, vol. 1.Hermès, Paris, 59-74.
- Boissonnat, J.D. (1988). Shape reconstruction from planar crosssections. *CVGIP. Graphical Models and Image Processing*, 44, 1-29.
- Blatrix, P., Burg, J.P. (1981).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian Orogeny. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 10, 470-478.
- Blenkinsop, T.G. (1994). The fractal distribution of gold deposits. In: Kruhl, J.H. (Ed.), *Fractals and Dynamic Systems in Geosciences*. Springer, Berlin, 247-258.
- Blenkinsop, T.G., Sanderson, D.J. (1999). Are gold deposits in the crust fractals? A study of gold mines in the Zimbabwean craton. In: McCaffrey, K.J.W., Lonergan, L., Wilkinson, J.J. (Eds.), *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*, 155. Geological Society, London, 141-151.

- Bonham-Carter, G.F. (1994). *Geographic Information Systems for Geoscientists, Modelling with GIS*. Pergamon, Oxford, 398 p.
- Bonham-Carter, G.F., Agterberg, F.P., Wright, D.F. (1989). Weights-of-evidence modelling: a new approach to mapping mineral potential. In: Agterberg, F.P., Bonham-Carter, G.F. (Eds.), *Statistical Applications in the Earth Sciences*, paper 89. Geological Survey of Canada, 171–183.
- Bons, P.D. (2001). The formation of large quartz veins by rapid ascent of fluids in mobile hydrofractures. *Tectonophysics*, 336, 1–17.
- Boots, B.N., Getis, A. (1988). *Point Pattern Analysis*. Sage University Scientific Geography Series n 8. Sage Publications, Beverly Hills. 93 p.
- Broutin, J. (1974). Découverte de l'Autunien dans le bassin de Guadalcanal. *C. R. Acad. Sciences Paris, Série D*, 278, 1709–1710.
- Broutin, J. (1977). Nouvelles données sur la flore des bassins autuno-stéphaniens des environs de Guadalcanal (Province de Séville, Espagne). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 4, 91–98.
- Broutin, J. (1981). Étude paleobotanique et palynologique du passage Carbonifère-Permien dans les bassins continentaux du sud-Est de la Zone d'Ossa Morena (environs de Guadalcanal, Espagne du Sud). Implications paléogéographiques et stratigraphiques. Tesis de tercer ciclo, Universidad de Paris, 234 p.
- Burg, J.P., Iglesias, M., Laurent, P., Matte, P., Ribeiro, A. (1981). Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Badajoz Shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 78, 161–177.
- Calcagno, P., Martelet, G., Gumiaux, C. (2002). Apport de la modélisation géométrique 3D à l'interprétation géologique du complexe de Champtoceaux (massif armoricain). 19ème RST, Nantes, 79 (abstract).
- Calvo, B., González del Tánago, J. (1996). Los minerales y la minería de Sierra Albarrana y su entorno. *Pub. Especial de ENRESA*, 151 p.
- Carbonell, R., Simancas, F., Juhlin, C., Pous, J., Pérez Estaún, A., Gonzalez Lodeiro, F., Muñoz, G., Heise, W., Ayarza, P. (2004). Geophysical evidence of a mantle-derived intrusion in SW Iberia. *Geophysical Research Letters*, 30, L11601–L11604.
- Carlson, C.A. (1991). Spatial distribution of ore deposits. *Geology*, 19, 111–114.
- Carranza, E.J.M. (2008). Geochemical anomaly and mineral prospectivity mapping in GIS. *Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry*, vol. 11. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands. Hardbound, 368 p.
- Carranza, E.J.M. (2009). Controls on mineral deposit occurrence inferred from analysis of their spatial pattern and spatial association with geological features. *Ore Geology Reviews*, 35, 383–400.
- Carranza, E.J.M. (2011). Geocomputation of mineral exploration targets. *Computers & Geosciences*, 37, 1907–1916.
- Carranza, E.J.M., Woldai, T., Chikambwe, E.M. (2005). Application of data-driven evidential belief functions to prospectivity mapping for aquamarine-bearing pegmatites, Lundazi district, Zambia. *Natural Resources Research*, 14(1), 47–63.
- Carvalhosa, A. (1965). Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e fíchal (Alentejo). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 2, 1–30.
- Chacón, J., Pascual, E. (1979). El anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba. Divisoria entre las zonas Centroibérica y Ossa Morena (SW del Macizo Ibérico). *Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada*, 8–9, 18–31.
- Cheng, Q. (1994). *Multifractal Modeling and Spatial Analysis with GIS: Gold Potential Estimation in the Mitchell–Sulphurets Area, Northwestern British Columbia*. Unpublished Ph.D. Dissertation. University of Ottawa, 268 p.
- Cheng, Q. (1999). Multifractality and spatial statistics. *Computers & Geosciences*, 25, 949–961.
- Cheng, Q. (2007 a). Mapping singularities with stream sediment geochemical data for prediction of undiscovered mineral deposits in Gejiu, Yunan Province, China. *Ore Geology Reviews*, 32, 314–324.



- Cheng Q. (2007 b). Log-probability model vs. logistic model for weights of evidence method. In: Zhao PD, Agterberg FP, Cheng Q (Eds). Proceedings of IAMG'07: Geomathematics and GIS analysis of resources, environment and hazards, China, August 26–31, 2007. China University of Geosciences Printing House, Wuhan, 66–69.
- Cheng, Q. (2008 a). Modeling local scaling properties for multi scale mapping. *Vadose Zone Journal*, 7(2), 525–532.
- Cheng, Q. (2008 b). Non-Linear Theory and Power-Law Models for Information Integration and Mineral Resources Quantitative Assessments. *Mathematical Geoscience*, 40, 503–532.
- Cheng, Q., Agterberg, F.P. (1996). Multifractal modeling and spatial statistics. *Mathematical Geology*, 28, 1–16.
- Cheng, Q., Agterberg, F.P. (1999). Fuzzy weights of evidence method and its application in mineral potential mapping. *Natural Resources Research*, 8, 27–35.
- Cheng, Q., Agterberg, F.P. (2009). Singularity analysis of ore-mineral and toxic trace elements in stream sediments. *Computers & Geosciences*, 35, 234–244.
- Cheng, Q., Xu, Y., Grunsky, E. (2000). Integrated spatial and spectrum method for geochemical anomaly separation. *Natural Resources Research*, 9, 43–56.
- Cheng, Q., Agterberg, F.P., Ballantyne, S.B (1994). The separation of geochemical anomalies from background by fractal methods. *Journal of Geochemical Exploration*, 51(2), 109–130.
- Černý, P., Ercit, T.S. (2005). The classification of granitic pegmatites revisited. *The Canadian Mineralogist*, 43, 2005–2026.
- Connolly, P., Cosgrove, J. (1999). Prediction of static and dynamic fluid pathways within and around dilational jogs. en: McCaffrey, K.J.W., Lonergan, L., Wilkinson, J.J.(Eds.) *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*. Geological Society, London, Special Publications, 155, 105–121.
- Dallmeyer, R.D., Quesada, C. (1992). Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): field and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constrains. *Tectonophysics*, 216, 339–364.
- Dallmeyer, R.D., Quesada, C. (1994). Tectono-thermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constraints. *Tectonophysics*, 231, 195–213.
- Diggle, P.J. (1983). *Statistical Analysis of Spatial Point Patterns*. Academic Press, London, 148p.
- De la Riva, E. (2011). Caracterización isotópica (C, O, S, Pb) de los yacimientos de Pb-Zn-Ag tipo Casiano encajados en fracturas tardivariscas de Ossa-Morena, al norte de Sevilla y Córdoba, y sus implicaciones genéticas. Tesis Fin de Máster, Universidad de Oviedo. 57 p.
- De Wijs, H.J. (1951). Statistics of ore distribution: (1) frequency distribution of assay values. *Journal of the Royal Netherlands Geological and Mining Society*, 13, 365–375.
- Delgado-Quesada, M. (1971). Esquema geológico de la Hoja nº 878 de Azuaga (Badajoz). *Boletín Geológico y Minero*, 82, 277–286.
- Delgado-Quesada, M., Garrote, A., Sánchez-Carretero, R. (1985). El magmatismo de la alineación La Coronada-Villaviciosa de Córdoba en su mitad oriental. *Zona de Ossa Morena. Temas Geológicos y Mineros*, 7, 41–64.
- Dupont, R. (1979). Cadre géologique et métallogénèse des gisements de fer du Sud de la province de Badajoz (Sierra Morena Occidentale, Espagne). Tesis Doctoral, I.N.P. Lorraine, 371 p.
- Drew, L.J. (2006). A Tectonic Model for the Spatial Occurrence of Porphyry Copper and Polymetallic Vein Deposits-Applications to Central Europe. Scientific Investigations Report 2005-5272, U.S. Geological Survey, 36 p.
- Eguíluz, L. (1988). Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el antiforme de Burguillos Monesterio. Macizo Ibérico Meridional. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, 649 p.
- Eguiluz, L., Gil Ibarguchi, J.I., Abalos, B., Apraiz, A. (2000). Superposed Hercynian and Cadomian orogenic cycles in the Ossa-Morena zone and

- related areas of the Iberian Massif. *GSA Bulletin*, 112, 1398–1413.
- Evertsz, C.J.G., Mandelbrot, B.B. (1992). Multifractal measures (appendix B). In: Peitgen, H.-O., Jürgens, H., Saupe, D. (Eds.), *Chaos and Fractals: New Frontiers of Science*. Springer-Verlag, New York, 921–953.
- Expósito, I. (2000). Evolución Estructural de la mitad septentrional de la Zona de Ossa-Morena y su relación con el límite Zona de Ossa-Morena / Zona Centroibérica. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 296 p.
- Expósito, I., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Bea, F., Montero, P., Salman, K. (2003). Metamorphic and deformational imprint of Cambrian-Lower Ordovician rifting in the Ossa-Morena Zone (Iberian Massif, Spain). *Journal of Structural Geology*, 25, 2077-2087.
- Feder, J. (1988). *Fractals*. Plenum Press, New York, 283 p.
- Fernández-Suárez, J., Gutiérrez Alonso, G. y Jeffries, T.E. (2002). The importance of along margin terrane transport in northern Gondwana: insights from detrital zircon parentage in Neoproterozoic rocks from Iberia and Brittany. *Earth Planetary Science Letters*, 202, 75-88.
- Ford, A., Blenkinsop, T.G. (2009). An expanded de Wijs model for multifractal analysis of mineral production data. *Mineralium Deposita*, 44, 233–240.
- Fricke, W. (1941). Die Geologie des Grenzgebietes zwischen nordöstlicher Sierra Morena und Extremadura. Tesis Doctoral, Universidad de Berlín, 91 p.
- Gabaldón, V., Garrote, A. y Quesada, C. (1985). Geología del Carbonífero inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena. Introducción a la excursión. 5ª Reunión Grupo Ossa-Morena, Temas Geológicos y Mineros, IGME, 101-137.
- Galindo, C., Casquet, C. (2004). El magmatismo prevarisco en la zona de Ossa-Morena en: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, 190-194.
- Galindo, C., Portugal Ferreira, M., Casquet, C., Priem, H.N.A. (1990). Dataciones Rb/Sr en el complejo plutónico Tálaga-Barcarrota (CPTB) (Badajoz). *Geogaceta*, 8, 7–10.
- García de Madinabeitia, S. (2002). Implementación y aplicación de los análisis isotópicos de Pb al estudio de las mineralizaciones y la geocronología del área Los Pedroches-Alcudia (Zona Centroibérica). Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco. 207 p.
- García Cortés, A. (Ed. Principal) (2011). *Cartografía de Recursos Minerales de Andalucía*. IGME-Consejería de Economía, Innovación y Ciencia de la Junta de Andalucía. Madrid, 608 p.
- García-Hidalgo, J.F., Gil, J., Arias, M., Gumiel, P., Carenas, B., (en revisión). Multifractal characteristics of the stratigraphic record in the late Turonian sequence (Iberian Ranges, Spain). *Journal of Iberian Geology*.
- Garrote, A. (1976). Asociaciones minerales del núcleo metamórfico de Sierra Albarrana (Prov. de Córdoba). *Sierra Morena Central. Memórias e Noticias, Publ. Mus. Miner. Geol., Universidad de Coimbra*, 82, 17-39.
- Garrote, A., Broutin, J. (1979). Le basin tournaisien de Benajarafe (Province de Cordoue, Espagne). *Géologie et premières données paléobotaniques et palynologiques. C.R. 104 Congr. Nat. Soc. Sav.*, 1, 175-184.
- Garrote, A., Ortega Huertas, M., Romero, J. (1980). Los yacimientos de pegmatitas de Sierra Albarrana (Provincia de Córdoba, Sierra Morena). *Primera Reunión del Grupo de Ossa Morena, Temas Geológico Mineros*, 145-168.
- González del Tánago, J. (1995). El núcleo metamórfico de Sierra Albarrana y su campo de pegmatitas graníticas asociado. *Macizo Ibérico, Córdoba, España. Edit. Laboratorio Xeológico de Laxe, serie Novaterra*, 12, O Castrao, 714 p.
- Grassberger, P., Procaccia, I. (1983). Measuring the strangeness of strange attractors. *Physica, D9*, 189–208.
- Gumiel, P. (1983). Metalogenia de los yacimientos de antimonio de la Península Ibérica. *Tectonoterrae*, 54, 120 p.
- Gumiel, P., Quesada, C. (2003). Metallogenesis and transpression: The Ossa Morena Zone

- (SW Iberia) case study. Abstract 13-2. 99th Annual Meeting Cordilleran Section. Geological Society of America, GSA, 22.
- Gumiel, P., Sanderson, D.J., Roberts, S., 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., Campos, R., Sanderson, D.J., Roberts, S. (1995). Geometría y fractalidad de los sistemas filonianos de la mina de La Parrilla (Cáceres): Conectividad y Percolación. *Boletín Geológico y Minero*, 106(4), 16-37.
- Gumiel, P., Campos, R., Hernández, J.R., Paredes, C. (1996). Características de la Geometría Fractal de varios Sistemas Filonianos Mineralizados del Macizo Hespérico. Su Aplicación a la Prospección. Parte I: Mineralizaciones de Oro. Parte II: Mineralizaciones de W, Sn, U y P. *Geogaceta*, 20(6), 1397-1404.
- Gumiel, P., Arias, M., Martín-Izard, A. (2010 a). 3D geological modelling of a polyphase deformed pre-Variscan IOCG mineralization located at the southeastern border of the Ossa Morena Zone, Iberian Massif (Spain). *Geological Journal*, 45, 623-633.
- Gumiel, P., Martín-Izard, A., Palero, F., Arias, M. (2010 b). 3D geological modelling and isotopic characterization of a group of Pb-Zn-Cu-Ag mineralizations related to extensional faults in the southern border of the Ossa Morena Zone (Variscan Massif, Spain). 2010 GSA Denver Annual Meeting (GSA). Extended Abstract, Paper N° 246-8. ISSN 0016-7592. Vol 42 (5).
- Gumiel, P., Arias, M., Martín-Izard, A., Palero, F., Bellido, F., Sánchez, T., Ordóñez, B., Locutura, J. (2010 c). Spatial analysis and multifractal clustering of mineral deposits at the southern border of the Ossa Morena zone, Variscan Massif (Spain). 2010 GSA Denver Annual Meeting. (GSA). Extended Abstract, Paper N° 226-4. ISSN 0016-7592. Vol 42 (5).
- Gumiel, P., Sanderson, D.J., Arias, M., Roberts, S., Martín-Izard, A. (2010 d). Analysis of the fractal clustering of ore deposits in the Spanish Iberian Pyrite Belt. *Ore Geology Reviews*, 38, 307-318.
- Gutenberg, B., Richter, C.F. (1954). Seismicity of the Earth and Associated Phenomena. Princeton University Press, New Jersey 310 p.
- Gutiérrez Marco, J.C., Robardet, M. (2004). Estratigrafía: La evolución paleozoica: Ordovícico-Silúrico-Devónico inferior. En *Geología de España* (J.A., Vera, Ed.). SGE-IGME, 170-172.
- Hausdorff, F. (1919). Dimension und äußeres Maß. *Mathematische Annalen*, 79 (1-2), 157-179.
- Hernández Pacheco, E. (1932). Síntesis fisiográfica y geológica de España. *Trabajos del Museo Nacional de Ciencias Naturales*. Madrid, 584 p.
- Herranz, P., Perejón, A., Peláez, J.R., San José, M.A., Pieren, A.P., García-Hidalgo, J.F., Vilas, L. (1986). Precambrian and Lower Paleozoic in central Ossa Morena terrane. Problems, stratigraphic synthesis and tentative correlation. International Conference Iberian Terranes and their regional correlation. Oviedo, Abstracts, 48.
- IGME (1972). Programa Sectorial del Hierro. Subsector SO. Estudio geofísico de las zonas El Pedroso, San Julio, La Jarosa, Almadén de la Plata, Real de la Jara, Puerto de la Víbora, Catalina la Grande, Santa Olalla, Pan de los Pobres, Teuler, La Vicaría. Memoria y mapas. Centro de Documentación del IGME. Referencia 10331.
- IGME (1975). Programa Sectorial de investigación de minerales de Plomo-Zinc. Investigación en la Zona de Alanís-Cerro Muriano. Memoria y mapas. Centro de Documentación del IGME. Referencia 10413.
- IGME (1977). Investigación Minera en la Zona de Adamuz-Puebla de los Infantes. Memoria y mapas. Centro de Documentación del IGME. Referencia 10593.
- IGME (1982). Investigación minera en la Reserva Estatal "Cerro Muriano" Fase II. Memoria y mapas. Centro de Documentación del IGME. Referencia 10893.
- IGME (1986). Posibilidades auríferas en la Zona de Peñafior-Lora del Río. Memoria y mapas. Centro de Documentación del IGME. Referencia 11169.
- IGME (2005). Base de datos geológico-mineros de Ossa Morena. No publicado.



- IGME (2008). Mapa Metalogenético del Sector NO de la Hoja 76 (Córdoba) a escala 1:200.000. In-forme, mapa y fichas de indicios. Centro de Documentación del IGME. Referencia 63495.
- IGME (2011). Base De Datos de Rec. Minerales <http://cuarzo.igme.es/bdmin/buscarindicio.aspx>
- IGME (2011). Mapa Geológico Continuo a escala 1:50.000 (GEODE).
- Jaeger, H., Robardet, M. (1979). Le Silurien et le Dévonien basal dans le Nord de la Province de Séville (Espagne). *Géobios*, 12, 687-714.
- Jackson, P., Sanderson, D.J. (1992). Scaling of fault displacements from the Badajoz-Córdoba shear zone, SW Spain. *Tectonophysics*, 210, 179-190.
- Johnston, J.D., McCaffrey, K.J.W. (1996). Fractal properties of vein systems and the variation of scaling relationships with mechanism. *Journal of Structural Geology*, 18, 349-358.
- Julivert, M., Fontbote, J.M., Ribeiro, A., Conde, L.N. (1972). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala. 1:1.000.000. Instituto Geológico Minero. Madrid. Memoria 113 p.
- Julivert, M., Fontbote, J. M., Ribeiro, A. Conde, L. (1980). Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000. Madrid, Serv. Publ. Ministerio Industria, Memoria 113 p
- Lajaunie, C., Courrioux, G., Manuel, L. (1997). Foliation fields and 3D cartography in geology: principles of a method based on potential interpolation. *Mathematical Geology*, 29, 571- 584.
- Liñán, E. (1974). Las formaciones cámbricas del norte de Córdoba. *Acta Geológica Hispánica*, 9, 15-20.
- Liñán, E. (1978). Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad de Granada. 212 p.
- Liñán, E., Palacios, T. (1983). Aportaciones micro-paleontológicas para el conocimiento del límite Precámbrico-Cámbrico en la Sierra de Córdoba, España. *Comunicaciones del Servicio Geológico de Portugal*, 69(2), 227-234.
- Liñán, E., Quesada, C. (1990). Stratigraphy: Rift Phase (Cambrian). In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer y E. Marínez-García, (Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 259-271.
- Liñán, E., Álvaro, J., Gonzalo, R., Gámez - Vintaned, J.A., Palacios, T. (1995). El Cámbrico Medio de la Sierra de Córdoba (Ossa Morena, S de España): trilobites y paleoicnología. Implicaciones bioestratigráficas y paleoambientales. *Revista Española de Paleontología*, 10, 219-238.
- Liñán, E., Gonçalves, F., Gámez-Vintaned, J.A., Gonzalo, R. (1997). Evolución paleogeográfica del Cámbrico de la Zona de Ossa Morena basada en el registro fósil. En: *Estudio sobre a Geologia da Zona de Ossa Morena (Maciço Iberico)*, Livro Homenagem Prof. F. Gonçalves (A. A. Araujo y M. F. Pereira, Eds.), Universidad de Évora, 1-26.
- Levine, N. (2004). CrimeStat III: A Spatial Statistics Program for the Analysis of Crime Incident Locations (vs 3.1). Houston, TX , Ned Levine & Associates, and the National Institute of Justice, Washington, DC.
- Lisle, R.J., Fernández Martínez, J.L., Bobillo-Ares N., Menéndez, O., Aller J., Bastida, F. (2006). Fold Profiler: A MATLAB®- based program for fold shape classification. *Computers & Geosciences*, 32, 102-108.
- Loehle, C., Li, B. (1996). Statistical properties of ecological and geologic fractals. *Ecological Modeling*, 85, 271-284.
- Locutura, J., Tornos, F., Florido, P., Baeza, L. (1990). Ossa-Morena Zone: Metallogeny. In: E. Martinez, R. D. Dallmeyer (Eds.) *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, 321-332.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotect. Forsch.*, 6, 78-92.
- Malamud, B. D., Turcotte, D. L., Barton, C. C. (1996). The 1993 Mississippi River flood: a one-hundred or a one-thousand year event? *Environmental and Engineering Geology*, 2, 479 - 486.
- Mandelbrot, B.B. (1967). How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension. *Science*, 156, 636-638.
- Mandelbrot, B.B. (1975). Stochastic models for the

- Earth's relief, the shape and the fractal dimension of the coast lines, and the number-area for islands. *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA*, 72(10), 3825-3828.
- Mandelbrot, B.B. (1982). *The fractal geometry of nature*. W.H Freeman and Company. New York. 468 p.
- Mandelbrot, B.B. (1983). *The Fractal Geometry of Nature (Updated and Augmented Edition)*. W.H. Freeman and Company, New York, 468 p.
- Mandelbrot, B.B. (1985). Self-affine fractals and fractal dimension. *Physica Scripta*, 32, 260-267
- Mandelbrot, B.B. (1989). Multifractal measures, especially for the geophysicist. *Pure Applied Geophysics*, 131, 5-42.
- Mapa Metalogénico de la Provincia de Badajoz a escala 1:200,000 (2006). IGME-Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas de la Junta de Extremadura, Madrid. Mapa y Memoria, 192 p.
- Marcos, A., Azor, A., González Lodeiro, F., Simancas, J.F. (1991). Early Phanerozoic trace fossils from the Sierra Albarrana Quartzites (Ossa-Morena Zone, Southwest Spain). *Scripta Geologica*, 97, 47-53.
- Martín Parra, L.M., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D., Matas, J. (2006). The Puente Génave-Castelo de Vide Shear Zone (southern Central Iberian Zone, Iberian Massif): geometry, kinematics and regional implications. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 177, 191-202.
- Martínez Poyatos, D. (1997). Estructura del borde Meridional de la Zona Centroibérica y su relación con el contacto entre las Zonas Centroibérica y de Ossa-Morena. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 222 p.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Abati, J. (1997). Variscan accretionary complex of northwest Iberia: Terrane correlation and succession of tectonothermal events. *Geology*, 25, 1103-1106.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., Gómez Barreiro, J., González Cuadra, P., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascua, F.J., Valle Aguado, B. (2007). Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the comprehension of the Variscan belt. In *4-D Framework of continental crust*. Geological Society America. Hatcher RD, Carlson MP, McBride JH, Martínez Catalán JR. (Eds.), *Memoir.*, 200, 403-423.
- Mata, J., Munhá, J. (1986). Geochemistry of Cambrian metavolcanic rocks from the Córdoba-Elvas Domain (Ossa Morena Zone). *Maleo*, 2, 13-27.
- Mata, J., Munhá, J. (1990). Magmatogénese de Metavulcanitos Câmbricos do Nordeste Alentejano: os stádios iniciais de rifting continental. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 76, 61-89.
- Matte, P. (1986). Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 329-374.
- Matte, P. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196, 309-337.
- Matte, P. (2001). The Variscan collage and orogeny (480- 290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: A review. *Terra Nova*, 13, 122-128.
- McCaffrey, K.J.W., Johnston, J.D. (1996). Fractal analysis of mineralized vein deposit. Curraghinalt gold deposit, County Tyrone. *Mineralium Deposita*, 31, 52-58.
- Murphy, J.B., Gutiérrez-Alonso, G., Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Quesada, C., Strachan, R.A., Dostal, J. (2006). Origin of the Rheic Ocean: rifting along a Neoproterozoic suture? *Geology*, 34, 325-328.
- Nance, R.D, Linnemann, U. (2008). The Rheic Ocean: Origin, Evolution and Significance. *GSA Today*, 18 (12), 4-12.
- Neuman, S.P. (2010). Apparent/spurious multifractality of data sampled from fractional Brownian/Lévy motions. *Hydrological Processes*, 24, 2056-2067.
- Neuman, S.P. (2011). Apparent multifractality and

- scale-dependent distribution of data sampled from self-affine processes. *Hydrological Processes*, 25, 1837–1840.
- Ochsner, A. (1993). U-Pb geochronology of the Upper Proterozoic lower Paleozoic geodynamic evolution in the Ossa Morena zone (SW Iberia): Constrains on the Timing of the Cadomian Orogeny. Tesis Doctoral, Universidad de Zürich, 248 p.
- Ordóñez-Casado, B. (1998). Geochronological Studies of the Pre-Mesozoic basement of the Iberian Massif: the Ossa Morena zona and the Allochthonous Complexes within the Central Iberian zone. Ph.D. Dissertation. Swiss Federal Institute of Technology Zürich ETH, 235 p.
- Ordóñez-Casado, B., Martín-Izard, A., García-Nieto, J. (2008). SHRIMP-Zircon U-Pb dating of the Ni-Cu-PGE mineralized Aguablanca gabbro and Santa Olalla Granodiorite: confirmation of an Early Carboniferous metallogenic epoch in the Variscan Massif of the Iberian Peninsula. *Ore Geology Review*, 34, 343-353.
- Palero, F.J. (1991). Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del Valle de Alcudia (Sector meridional de la Zona Centroeuropea). Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 827 p.
- Palero, F.J., Both, R.A., Arribas, A., Boyce, A.J., Mangas, J., Martín-Izard, A. (2003). Geology and metallogenic evolution of the polymetallic deposits of the Alcudia Valley Mineral Field, eastern Sierra Morena, Spain. *Economic Geology*, 98, 507-605.
- Palero, F.J., Martín-Izard, A. (2005). Trace element contents in galena and sphalerite from ore deposits of the Alcudia Valley mineral field (Eastern Sierra Morena, Spain). *Journal of Geochemical Exploration*, 86, 1-25.
- Panahi, A., Cheng, Q. (2004). Multifractality as a measure of spatial distribution of geochemical patterns. *Mathematical Geology*, 36, 827–846.
- Paredes, C., Elorza, F.J. (1999). Fractal and multifractal analysis of fractured geological media: surface-subsurface correlation. *Computers & Geosciences*, 25, 1081-1096.
- Perejón, A. (1975). Arqueociatos regulares del Cámbrico inferior de Sierra Morena (SW de España). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 73, 147-193.
- Perejón, A., Liñán, E., Quesada, C. (2004). Zona de Ossa Morena. Estratigrafía. La evolución paleozoica. Sucesión preorogénica. Cámbrico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, 166-169.
- Pérez Estaún, A., Martínez Catalán, J.R., Bastida, F. (1991). Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan Belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, 191, 243–253.
- Pérez Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, F., Azor, A., Simancas, J.F., González Lodeiro, F. (2004). La Cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico. En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, 21-25.
- Piçarra, A. (2000). Las sucesiones anteordovícicas de la región oriental de la provincia de Badajoz y área contigua de la de Ciudad Real. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. 376 p.
- Pin, C., Paquette, J.L., Fonseca, P. (1999). 350 Ma (U-Pb circón) igneous emplacement age and Sr-Nd isotopic study of the Beja gabbroic complex (S Portugal). En: XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular (Inter. Meet. Cadomian Orogens), Diputación de Badajoz, 217-222.
- Pin, C., Liñán, E., Pascual, E., Donaire, T., Valenzuela, A. (2002). Late Neoproterozoic crustal growth in the European variscides: Nd isotope and geochemical evidence from the Sierra de Córdoba Andesites (Ossa-Morena Zone, Southern Spain). *Tectonophysics*, 352, 133-151.
- Porwal, A., Carranza, E.J.M., and Hale, M. (2003). Artificial neural networks for mineral-potential mapping: A case study from Aravalli Province, western India. *Natural Resources Research*, 12, 155–171.
- Quesada, C. (1990). Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to 'Cadomian' orogenic events. In *The Cadomian Orogeny*, Lemos RD, Strachan RA., Topley CG. (eds). Geo-



- logical Society, London, Special Publication, 51, 353–362.
- Quesada, C. (1991). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185, 225–245.
- Quesada, C., Garrote, A. (1983). Carboniferous geology of the Sierra Morena. 10th International Carboniferous Congress. Guidebook of field trip D, 104 p.
- Quesada, C., Dallmeyer, R.D. (1994). Tectono-thermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): Characteristics and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age constrains. *Tectonophysics*, 231, 195-213.
- Quesada, C., Cueto, L.A., Dallmeyer, R.D. (1989). Nuevas dataciones absolutas en la Zona de Ossa Morena: Limitaciones que se imponen a la evolución tectónica de la misma. XI Reunión Xeoloxia e Minería do NO Peninsular, 35-36.
- Quesada, C., Apalategui, O., Eguíluz, L., Liñán, E., Palacios, T. (1990). Ossa Morena Zone. 2.Stratigraphy. 2.1.Precambrian. En: *PreMesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Marínez-García, Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 252-258.
- Quesada, C., Bellido, F., Dallmeyer, R.D., Gil Ibarguchi, J.L., Oliveira, J.T., Pérez Estaún, A., Ribeiro, A., Robardet, M., Silva, J.B. (1991). Terranes within the Iberian Massif: correlations with West African sequences. In *The West African orogens and Circum-Atlantic correlations*, Dallmeyer RD, Lecorché JP. (Eds). Springer-Verlag, Berlin, 267–294.
- Quesada, C., Sánchez-García, T., Bellido, F., López-Guijarro, R., Armendáriz, M., Braid, J. (2006). Field trip guide (Spain). Introduction: The Ossa–Morena Zone — from Neoproterozoic arc trough Early Paleozoic rifting to late Paleozoic orogeny. In *Ediacaran to Visean crustal growth processes in the Ossa–Morena Zone (SW Iberia)*. Pereira, M.F., Quesada, C. (Eds.), Évora Meeting 2006: Conference abstracts and Field trip guide. Instituto Geológico Minero de España, 51–73.
- Raines, G. (2008). Are fractal dimensions of the spatial distribution of mineral deposits meaningful? *Natural Resources Research*, 17, 87– 97.
- Ramsay J.G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw Hill, New York. 568 p.
- Ribeiro A., Quesada, C., Dallmeyer, R.D. (1990). Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Dallmeyer, R.D., Martínez García, E. (Eds.), Springer-Verlag, Berlin, 399–409.
- Ripley, B.D. (1976). The second-order analysis of stationary point process. *Journal of Applied Probability*, 13, 255-266.
- Robardet, M. (1976). L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au Paléozoïque Inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Séville (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris D*, 283, 999-1002.
- Robardet, M., Gutiérrez-Marco, J.C. (1990). Ossa Morena Zone, Stratigraphy, Passive Margin Fase (Ordovician-Silurian-Devonian). In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer, E. Marínez-García (Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 267-272.
- Robardet, M., Gutiérrez-Marco, J.C. (2004). The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 30, 73-92.
- Roberts, S., Sanderson, D.J., Gumiel, P. (1998). Fractal analysis of Sn-W mineralization from Central Iberia: insights into the role of fracture connectivity in the formation of an ore deposit. *Economic Geology*, 93, 360–365.
- Roberts, S., Sanderson, D.J., Gumiel, P. (1999). Fractal Analysis and Percolation Properties of Veins. In: *Fractures, Fluid Flow and Mineralization*. McCaffrey, K.J.W., Lonergan, L., Wilkinson, J.J. Eds. Geological Society, London, Special Publication, 155, 7-16.
- Sahoo, N. R. and Pandalai, H. S. (1999). Integration of sparse geologic information in gold targeting using logistic regression analysis in the Hutti–Maski Schist belt, Raichur, Karnataka, India – a case study. *Natural Resources Research*, 8, 233–250.

- Salman, K. (2002). Estudio petrológico, geoquímico y geocronológico de los granitoides del área Monesterio-Cala, Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 232 p.
- Sammis, C.G., King, G., Biegel, R.L. (1986). The kinematics of fault gouge deformation. *Pure and Applied Geophysics*, 131, 255–271.
- San José, M.A., Herranz, P., Pieren Pidal, A. (2004). A review of the Ossa-Morena Zone and its limits. Implications for the definition of the Lusitan-Marianic Zone. *Journal of Iberian Geology*, 30, 7-22.
- Sánchez Carretero, R., Carracedo, M., Eguluz, L., Apalategui, O. (1989). El magmatismo calcoalcalino del Precámbrico Terminal en la Zona de Ossa-Morena (Macizo Ibérico). *Revista Sociedad Geológica de España*, 2, 7-21.
- Sánchez Carretero, R., Eguluz, L., Pascual, E., Carracedo, M. (1990). Ossa-Morena Zone Igneous Rocks. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer, E. Martínez-García, (Eds.), Springer-Verlag, Berlín, 292-313.
- Sánchez-García, T., Bellido, F., Quesada, C. (2003). Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian-Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*, 365, 233-255.
- Sánchez-García, T., Quesada, C., Bellido, F., Dunning, G.R., González del Tánago, J. (2008). Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: The Early Paleozoic of the Ossa Morena Zone (SW Iberia). *Tectonophysics*, 461, 72–90.
- Sanderson, D.J., Roberts, S. McGowan, J.A., Gumiel, P. (1991). Hercynian Transpresional Tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone, west Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 148, 893-898.
- Sanderson, D.J., Roberts, S., Gumiel, P. (1994). A fractal relationship between vein thickness and gold grade in drill-core from La Codosera, Spain. *Economic Geology*, 89, 68–173.
- Sanderson, D.J., Roberts, S., Gumiel, P., Greenfield, C. (2008). Quantitative analysis of tin and tungsten-bearing sheeted vein systems. *Economic Geology*, 103, 1043–1056.
- Schäfer, H.J. (1990). Geochronological investigations in the Ossa Morena Zone, Sw Spain. Tesis Doctoral, Universidad de Zürich, 153 p.
- Schäfer, H.J., Gebauer, D., Nægler, T.F., Eguluz, L. (1993). Conventional and ion-microprobe U-Pb dating of detrital zircons of the Tentudia Group (Serie Negra, SW Spain): implications for zircon systematics, stratigraphy, tectonics and the Precambrian/Cambrian boundary. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 11, 289-299.
- Schertzer, D., Lovejoy, S. (1987). Physical modeling and analysis of rain and clouds by anisotropic scaling of multiplicative processes. *Journal of Geophysical Research*, 92(D8), 9693–9714.
- Scholz, C.W., Cowie, P.A. (1990). Determination of total strain from faulting using slip measurements. *Nature*, 346, 837–839.
- Seuront, L. (2010). *Fractals and Multifractals in Ecology and Aquatic Science*. CRC Press, Taylor & Francis Group, 365 p.
- Sierra, S., Moreno, C., González, F. (2000). El vulcanismo pérmico de la cuenca del Viar. Caracterización de la Secuencia Volcanoclástica Gris. *Geogaceta*, 27, 159-162.
- Sierra, S. (2003). Análisis estratigráfico de la cuenca pérmica del Viar (SO de España). Tesis Doctoral, Universidad de Huelva. 289 p.
- Singer, D., Kouda, R. (1996). Application of a feed-forward neural network in the search for kuroko deposits in the Hokuroku District, Japan. *Mathematical Geology*, 28, 1017–1023.
- Simancas, J.F. (1983). *Geología de la extremidad oriental de la zona Sudportuguesa*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada. 439 p.
- Simancas, J.F., Martínez Poyatos, D., Expósito, I., Azor, A., González Lodeiro, F. (2001). The structure of a major suture zone in the SW Iberian Massif: the Ossa-Morena/Central Iberian contact. *Tectonophysics*, 332, 295-308.
- Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Expósito, I., Azor, A., Martínez Poyatos, D. (2002). Opposite

- subduction polarities connected by transform faults in the Iberian Massif and western European Variscides. En: Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement. J.R. Martínez Catalán, R.D. Hatcher Jr., R. Arenas, F. Díaz García, (Eds.), Geological Society of America, Sp. Paper, 364, 253-262.
- Simancas, J.F., Carbonell, R., Gonzalez Lodeiro, F., Perez-Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azor, A., Martínez Poyatos, D., Ruiz Almodovar, G., Pascual, E., Saez, R., Expósito, I. (2003). Crustal structure of the transpressional Variscan orogen of SW Iberia: SW Iberia deep seismic reflection profile (IBER-SEIS). *Tectonics*, 22, 1962–1974.
- Spiegelhalter, D.J. (1986). Probabilistic reasoning in predictive expert systems, in: L.N. Kanal and J.F. Lemmer (Eds.), *Uncertainty in Artificial Intelligence*, North-Holland, Amsterdam, 47- 67.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26, 207-221.
- Tornos, F., Casquet, C. (2005). A new scenario for related IOCG and Ni-(Cu) mineralisation: the relationship with giant mid-crustal mafic intrusion, Variscan Iberian Massif. *Terra Nova*, 17, 286–290.
- Tornos, F., Casquet, C., Galindo, C. (2003). Hydrothermal iron oxide-(Cu-Au) mineralization in SW Iberia: Evidence for a multiple origin. In *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Eliopoulos DG, et al. (Eds), Millpress, Rotterdam, 395–398.
- Tornos, F., Inverno, C. M. C, Casquet, C., Mateus, A., Ortiz, G., Oliveira, V. (2004). The metallogenic evolution of the Ossa-Morena Zone. *Journal of Iberian Geology*, 30, 143-181.
- Turcotte, D.L. (1986). A fractal approach to the relationship between ore grade and tonnage. *Economic Geology*, 81, 1528–1532.
- Turcotte, D.L. (1989). A fractal approach to probabilistic seismic hazard assessment. *Tectonophysics*, 167, 171–177.
- Turcotte, D.L. (1992). *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Cambridge University Press, 221 p.
- Turcotte, D.L. (1997). *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. (Second Edition). Cambridge University Press, 416 p.
- Vazquez, F., Cueto, L. A. (1969). Génesis de los yacimientos de hierro de la Sierra de El Pedroso y El Travieso. *Boletín Geológico y Minero*, 80-1, 50-61.
- Wagner, R.H. (1978). The Valdeinfierno sequence (prov. Córdoba): its tectonic, sedimentary and floral significance. *Annales Société Géologique du Nord*, 98, 56-66.
- Wagner, R.H., Coquel, R., Broutin, J. (1983). Mississippian floras of the Sierra Morena, SW. Spain: a progress report. In: *Contributions to the Carboniferous Geology and Palaeontology of the Iberian Peninsula*. M.J. Lemos de Sousa (Ed.). Universidad de Porto, 101-126.
- Walsh, J., Watterson, J., Yielding, G. (1991). The importance of small-scales faulting in regional extension. *Nature*, 351, 391–393.
- Wong, D.W., Lee, J. (2001). *Statistical Analysis of Geographic Information with ArcView GIS® and ArcGIS®*. John Wiley & Sons, Inc., 441 p.
- Xie, S., Bao, Z. (2004). Fractal and multifractal properties of geochemical fields. *Mathematical Geology*, 36 (7), 847–864.
- Yao, L., Cheng, Q. (2011). Multi-scale interactions of geological processes during mineralization: cascade dynamics model and multifractal simulation. *Non-linear Processes Geophysics*, 18, 161–170.
- Zhang, Y., Schaub, P.M., Zhao, C., Ord, A., Hobbs, B.E., Barnicoat A.C. (2008). Fault-related dilation, permeability enhancement, fluid flow and mineral precipitation patterns: numerical models. In: *Wibberley, C.A.J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E., Collettini, C. (Eds) The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties*. The Geological Society of London, 299, 239–255.
- Zuo, R., Agterberg, F.P., Cheng, Q., Yao, L. (2009). Fractal Characterization of the Spatial Distribution of Geological Point Processes. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 11-6, 394-402.



