

TRABAJO DE FIN DE GRADO GEOLOGIA 2015

La mina de Anglas (Pirineos Centrales, Francia): Caracterización mineralógica y textural.



Daniel Martín Tabuenca

Directora: Isabel Fanlo

Septiembre, 2015

Índice	Pags.
Abstract	1
1. Introducción	2
1.1 Planteamiento y objetivos	2
1.2 Localización geográfica y geológica	2
1.3 Antecedentes	3
2. Metodología	4
2.1 Búsqueda bibliográfica	4
2.2 Trabajo de campo	4
2.3 Trabajo de laboratorio	4
2.3.1 Preparación de las muestras	4
2.3.2 Difracción de rayos-X	5
2.3.3 Microscopía de polarización de luz reflejada y transmitida	5
2.3.4 Utilización de software	6
3. Contexto geológico	6
3.1 Geología de la zona de estudio	6
3.2 Descripción del yacimiento	6
4. Estudio mineralógico	8
4.1 Mineralogía y texturas	8
4.2 Ataques ácidos	12
4.3 Difracción de rayos-X: Calaminas	13
5. Discusión	15
5.1 Secuencia paragenética	15
5.2 Calaminas	15
5.3 Uso del grafito como geotermómetro	16
5.4 Marco metalogenético de los Pirineos y posible edad de la mineralización de Anglas	16
5.5 Modelo de formación	18
6. Conclusiones	20
7. Bibliografía	21

Abstract

The Anglas Zn-Ba-(Pb) vein deposit, located in the Central Pyrenees, is hosted by lower Devonian pelitic rocks, within the Paleozoic sequence in the Axial Zone, near to the granodiorite of Cauterets-Panticosa. Two different types of mineralization differing in their morphology have been observed: a stratabound type occurrence made up magnetite, pirrotite and siderite hosted by Devonian rocks, and a vein type deposit occurring in a steeply dipping E-W extensional fault. Outcropping at different altitudes on a 60 m range, the Anglas vein varies in length and in width from 140-150m and from 0.5 to 1m. The fault dips 67-70° northward, was developed during late-Hercinian tectonics and reactivated before the Alpine compression. A simple mineralogical assemblage, mainly consisting of sphalerite with minor pyrite, galena and chalcopyrite, characterizes the Anglas vein. The gangue is made up of calcite, barite and minor quartz. Wall rock alteration haloes involve piritization, carbonatization and sericitization.

The vein mineralization postdates the stratabound one due to the later one is cut by small calcite veins, and siderite is partially replaced by calcite. Supergene alteration processes led to a small concentration of calamines in the higher level of the vein. The assemblage is composed by hemimorfite, smithsonite, hydrozincite and minor auricalcite.

Sphalerite and pyrite were etched with warm 66% HNO_3 to study growth features, different mineral phases and deformation textures. A wide variety of brittle deformation textures, mainly in pyrite, and ductile deformation textures in sphalerite have been identified.

The comparison between Anglas deposit and another similar F-Ba-Pb-Zn veins in extensional contexts in the Pyrenees and Western Europe provides significant data in favor of a Triassic-Lower Cretaceous timing of ore formation. This period is often considered to represent an epoch of heat, fluid and mass transfers related to rifting events, as the opening of the Atlantic, which promoted ore formation.

Mineral deposition took place where hot brines rising from the Paleozoic basement encountered marine or meteoric waters near the margin of a subsiding basin. The conduit for flow fluid was faults that were active during basin subsidence and may have been a reactivated Hercynian structure. The alteration and leaching of the country rocks along with remobilization of older mineralizations could have enriched the mineralizing fluids in Zn.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento y objetivos

Esta memoria se ha realizado bajo las directrices de la asignatura “Trabajo de Fin de Grado” con el tema específico: “*La mina de Anglas (Pirineos Centrales, Francia): Caracterización mineralógica y textural*”

La mina de Anglas fue explotada durante el siglo XIX para el beneficio de Zinc. Desde principios del siglo XX se encuentra abandonada, si bien todavía quedan restos de las galerías explotadas y pequeñas escombreras distribuidas en torno a las mismas.

A lo largo de la zona axial pirenaica hay numerosas mineralizaciones encajadas en diferentes materiales y con distintas asociaciones minerales. Si bien la mayor parte de ellas han sido estudiadas en profundidad y encuadradas dentro de un marco metalogenético general, este yacimiento ha sido objeto de muy pocos estudios.

Es por esto que el objetivo principal de esta memoria es caracterizar la asociación mineralógica y textural de las muestras recogidas en el campo, analizando su relación con las rocas encajantes, establecer la posible paragénesis mineral del yacimiento y poder encuadrarla dentro del marco metalogenético de los Pirineos.

Para lograr esto, otro de los objetivos de esta memoria ha sido conocer y utilizar de manera adecuada la metodología básica necesaria en la exploración y estudio de recursos minerales metálicos. Para ello se realizó un muestreo de la mineralización y de su encajante, siendo tratadas las muestras posteriormente en los laboratorios (difracción de rayos X, microscopía de luz reflejada y transmitida).

1.2 Localización geográfica y geológica.

La zona de estudio se encuentra al Sur del municipio de Gourette, situado en los Pirineos Centrales franceses (Fig. 1). Este municipio se localiza a unos 40 km al Sur de Pau y a 40 km desde el paso fronterizo entre España y Francia por el Portalet. Una vez pasada la frontera, hay que tomar el desvío D918 en las proximidades de Laruns para llegar a Gourette.

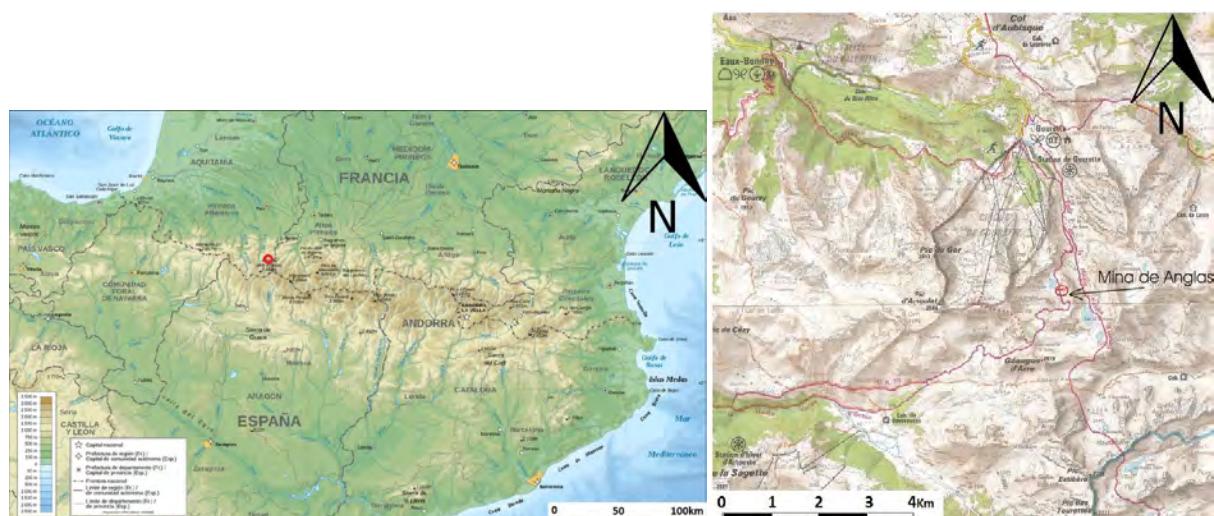


Figura 1: Situación geográfica de la zona de estudio. El círculo rojo señala la localización de la mina.

Desde el sur de esta pequeña localidad hay que tomar la pista GR10 que asciende hasta el lago de Anglas (aproximadamente 3h). En verano se puede tomar un telesilla, que te deja a 45 minutos del lago siguiendo dicha pista. Una vez ya en el lago de Anglas, el yacimiento se encuentra aproximadamente a 100 m al SE. En la actualidad todavía se puede observar las ruinas de lo que fueron las casetas de los trabajadores mineros.

Desde un punto de vista geológico, el yacimiento se haya encajado en pelitas del Devónico inferior en el extremo noroeste del granito de Cauterets (Fig. 2), pertenecientes a la zona axial del Pirineo. Esta cadena montañosa, constituida por un cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección ONO-ESE, se formó como resultado de la convergencia entre las placas de Eurasia e Iberia durante el Paleógeno (orogenia Alpina).

En la zona de estudio, o en sus proximidades, dominan materiales devónicos, carboníferos y cretácicos, junto con el stock granítico de Cauterets (Fig. 2). Las rocas paleozoicas se encuentran afectadas por la orogenia Hercínica, la cual produjo una foliación regional relacionada con pliegues de dirección ONO y varios cabalgamientos E-W. El Cretácico descansa discordante sobre el paleozoico. Aunque todos estos materiales se vieron afectados también por la orogenia alpina, se cree que ésta sólo fue responsable del basculamiento de las estructuras hercínicas (Vera, 2004).

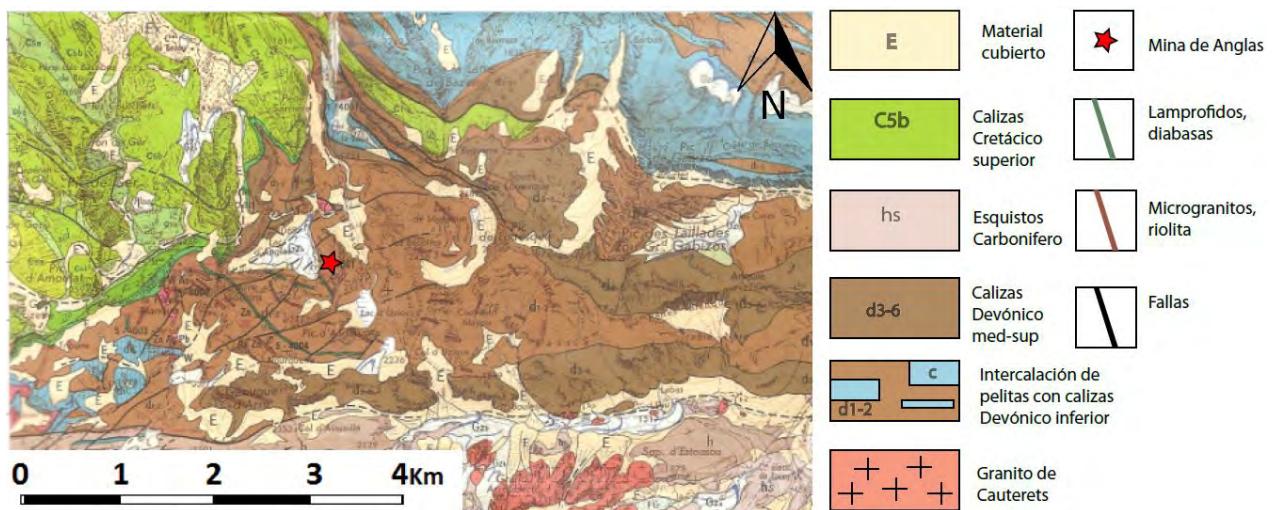


Figura 2: Mapa geológico de la zona de estudio y alrededores (Wilhelm, 1984).

1.3 Antecedentes

En 1881, el consejo municipal de Eaux-Bonnes autorizó la explotación de varias concesiones próximas a Gourette. La explotación de este yacimiento se inició en el invierno de 1882-1883, donde treinta y tres trabajadores excavaron las galerías a 2100 metros de altitud. El 18 de noviembre de 1882 una avalancha produjo la muerte de 16 personas. La mina permaneció en actividad esporádicamente hasta 1916. La empresa L'Ibérienne des Mines todavía tiene la concesión.

Los únicos estudios que hay sobre este yacimiento fueron realizados por Reyx (1973) en su tesis de licenciatura. En su trabajo se centró en describir las diferentes fases estructurales, relacionándolas con la intrusión de los granitos y el metamorfismo térmico que éste produjo. También estudió varios indicios donde aparecía Zn, diferenciando entre mineralizaciones estratiformes de esfalerita, barita y pirita ligadas a niveles calcáreos marmorizados y dolomíticos de la base del Devónico inferior, skarns

con scheelita, filones precoces con arsenopirita, filones tardíos (entre ellos el filón de Anglas) y reemplazamientos en pelitas, también del Devónico inferior. Todos estos indicios y mineralizaciones los relacionó con el metamorfismo térmico y manifestaciones hidrotermales asociadas a él.

2. METODOLOGÍA

2.1 Recopilación bibliográfica

En primer lugar se realizó una búsqueda de toda la bibliografía relacionada con la zona de interés, tanto de aquélla que trataba los yacimientos de la zona de estudio como aquellos trabajos que habían estudiado la geología general.

2.2 Trabajo de campo

Se muestrearon restos de la mineralización y de las rocas encajantes próximas al contacto con la misma, además de varias zonas de escombreras situadas por debajo de las labores mineras. Cada muestra fue situada por GPS y siglada de acuerdo a un criterio espacial de las mismas, dividiendo la zona de trabajo en cuatro (Fig. 3): las zonas de escombreras, (DAE1 y DAE2), y tres perfiles realizados en las bocaminas de las tres galerías excavadas a lo largo del filón: DA1, DA2 y DA3. También se tomaron fotos de los aspectos minerales y estructurales más relevantes. Las muestras posteriormente han sido descritas en visu y/o con la ayuda de una lupa de mano.

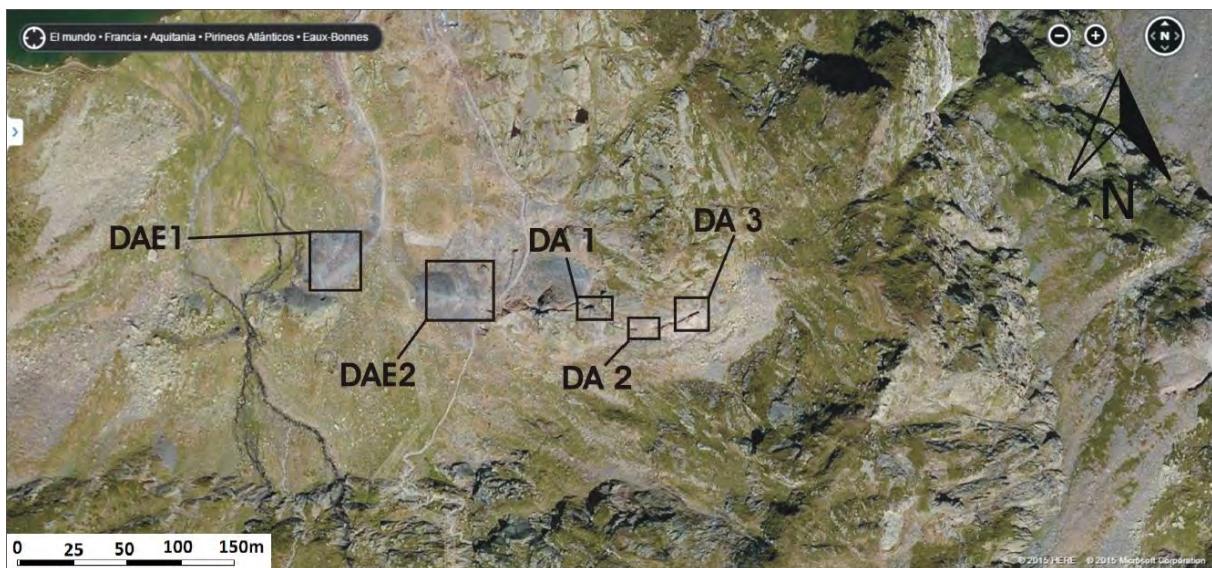


Fig. 3: Situación de las diferentes zonas de muestreo.

2.3 Trabajo de laboratorio

2.3.1 Preparación de las muestras

De todas las muestras recogidas se seleccionó una parte para su estudio mediante difracción de rayos-X, y de las más representativas se realizaron probetas y láminas delgado-pulidas. Para la preparación de las láminas y probetas, las muestras fueron cortadas con una sierra mecánica para obtener un tamaño adecuado para la elaboración de las mismas.

En los laboratorios del Área de Cristalografía y Mineralogía se prepararon varias probetas de aquellas muestras mineralizadas más masivas. Para ello se fueron puliendo mediante lijas de agua de tamaño de grano cada vez más fino (400, 600, 800, 1200, 1500 y 2000), acabando con paños de diamante (3 y 1 μ m). Las láminas delgadas fueron preparadas en el Servicio de Preparación de Rocas y Materiales duros (SAI) de la Universidad de Zaragoza.

2.3.2 Difracción de rayos-X

Se seleccionaron varias muestras procedentes del nivel superior del yacimiento (perfil DA3) para su estudio por difracción de rayos-X, ya que su falta de consistencia hacia casi imposible preparar láminas delgadas. Esta técnica consiste en un machaqueo previo con un martillo para facilitar la posterior trituración con un mortero de ágata. Una vez obtenido el polvo, éste ha de ser filtrado por un tamiz de luz de malla inferior a 53 μ m, extrayéndose aproximadamente unos 5 g de cada muestra que se coloca sobre un porta muestras de aluminio. El porta muestras es introducido en un equipo de difracción de rayos-X Philips PW1729, equipado con un microprocesador PW1710, con monocromador de grafito, rendija automática y radiación 1.5418 Cu(K α). Se ubica en el Área de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Zaragoza. Las condiciones instrumentales utilizadas se muestran en la Tabla 1. El registro de los diagramas de difracción se ha realizado mediante el programa informático XPowder (versión 2004.01) (Martín, 2004).

CONDICIONES INSTRUMENTALES	
Voltaje	40 kV
Intensidad	40 m \AA
Tipo de registro	Continuo
Zona de exploración (2 θ)	3-50° de 2 θ
Velocidad de exploración	0,02° - 0,1° de 2 θ /s
Constante de tiempo	0,4 - 1
Sensibilidad	1x10 ²

Tabla 1: Condiciones instrumentales para la realización de análisis por difracción de rayos-X.

2.3.3 Microscopía de polarización de luz reflejada y transmitida

Se realizó un estudio mineralógico y textural de las muestras (DA1-1, DA1-2, DA2-1, DA2-2, DA3-1, DA3-2, DA3-3) con un microscopio doble Olympus BX41 que lleva acoplada una cámara digital Olympus CW5060. De esta manera se pudieron estudiar tanto los minerales transparentes (cuarzo, carbonatos, barita), como los minerales opacos (sulfuros, óxidos) y las relaciones espacio-temporales que había entre ellos. Además, se empleó la tinción con rojo de alizarina en las láminas que presentaban una mayor proporción de carbonatos, para poder diferenciar la calcita, la cual adquiere un rojo intenso, de la dolomita. En ninguna de las muestras apareció este último mineral.

Algunas de las muestras más metálicas fueron atacadas mediante compuestos ácidos. El estudio textural mediante ataques químicos tiene como objetivo hacer visibles características minerales que han sido ocultadas durante el proceso de preparación de las láminas delgadas (fundamentalmente con el pulido). Por ello algunas láminas después de haber sido estudiadas en el microscopio fueron atacadas con ácido nítrico diluido al 65% para observar posibles texturas y estructuras indicadoras de procesos de crecimiento, deformación y/o recristalización. Los minerales estudiados con este método han sido pirita y esfalerita.

2.3.4 Utilización de software

Para la realización de los gráficos y el tratamiento de fotos se ha utilizado el programa Corel Draw.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 Geología de la zona de estudio.

Como se dijo anteriormente, el área de estudio se localiza en la zona axial del Pirineo Central, la cual ha sido interpretada como un apilamiento antiformal de láminas cabalgantes (Muñoz, 1992).

Los materiales más antiguos que afloran pertenecen al Devónico inferior (Fig. 2), el cual se caracteriza por dos formaciones principales, un tramo inferior constituido por calizas marmóreas y dolomíticas intercaladas con niveles volcano-sedimentarios (Ternet, 1965; Reyx, 1973) y un tramo superior formado por una serie pelítica cuarzo-arcillosa. Al sur del Lago de Anglas, estos materiales se ponen en contacto mecánico con rocas del Carbonífero superior, formado por esquistos y cuarcitas. Al noroeste del Lago de Anglas las rocas devónicas están discordantemente cubiertas por calizas cenomanieses que muestran una fuerte deformación por los cabalgamientos alpinos. El granito de Cauterets-Panticosa intruye al sur de la zona de estudio, y consiste en una granodiorita oscura de grano fino, con biotita y anfíbol. Además, son numerosos los diques de lamprófidos y diabasas (Urbain, 1933).

La serie Paleozoica estuvo sometida a plegamientos, cabalgamientos y a metamorfismo de bajo grado (Subías et al., 1990) durante la orogenia Hercínica. Posteriormente, el batolito de Cauterets-Panticosa intruyó estos materiales (298-288 Ma; Debon, 1980). Sin embargo, nuevas observaciones estructurales y dataciones en circones de éste y otros batolitos granodioríticos (Denèle et al., 2014 y referencias en él) revelan una edad Carbonífera, demostrando, por tanto, el carácter sin-tectónico de los plutones hercínicos en el Pirineo. En el ciclo Alpino y con anterioridad a la formación del orógeno, los procesos distensivos desarrollados desde el Pérmico inferior hasta el Cretácico superior se materializan en la formación de cuencas extensivas, cuya inversión será la primera manifestación de la compresión alpina (Puigdefábregas y Souquet, 1986). La colisión entre Iberia y Europa, durante el Campaniense superior-Mioceno dio lugar a la formación de los Pirineos, a través de una serie de láminas cabalgantes.

3.2 Descripción del yacimiento

El filón aflora en superficie entre las cotas 2093 y 2151 (Fig. 3). Presenta potencias variables entre 0.50 y 1 metro y una longitud aproximada de 150m. Su mineralogía está constituida fundamentalmente por esfalerita, pirita, calcopirita y galena, con cantidades minoritarias de magnetita, pirrotina y grafito. Los minerales ganga principales son carbonatos (calcita y siderita), cuarzo y barita. El filón rellena una falla de dirección y buzamiento 108° , 70°N , con componente sinestral, encajando en rocas pelíticas del Devónico inferior, las cuales presentan una estratificación de $74^\circ, 67^\circ\text{N}$.

El contacto del filón con los hastiales es neto, si bien éstos presentan pequeños halos de alteración alrededor de la mineralización. Así, se puede observar, tanto en el hastial norte como en el hastial sur procesos de piritización, mientras que en el hastial norte, en el nivel DA3, dominan

procesos de carbonatización. Además en este último nivel se observa la presencia de un dique diabásico (Fig. 4A) anterior a la mineralización, ya que se aprecian pequeñas fracturas rellenas de calcita dentro del mismo. En lámina delgada (Fig. 4B) este dique muestra una textura porfídica compuesta por fenocristales de cuarzo que no han llegado a alterarse, en cambio, hay bastante fantasmas de feldespatos, clinopiroxenos y anfíboles, que han sufrido una completa alteración sericítica. La matriz de la roca también ha sido totalmente reemplazada por sericita.

Los restos que han quedado sin explotar de la mineralización (Fig. 4C), están constituidos por esfalerita masiva, muy clara. En algunas zonas próximas a los hastiales se observa una clara laminación y brechificación por cizalla, lo que indicaría movimientos repetidos de la falla (Fig. 4D), en la que se aprecian bandas alternas de esfalerita y cuarzo con carbonatos. El hastial norte del filón presenta numerosos filoncillos “aboudinados” y paralelos al filón principal, rellenos mayoritariamente de esfalerita y calcita (Fig. 4E). En la zona inferior del filón (perfil DA1) parte del encajante en contacto con el filón presenta una estrecha banda mineralizada con magnetita y cortada por vetas de calcita, lo que indica que es anterior a la mineralización principal.

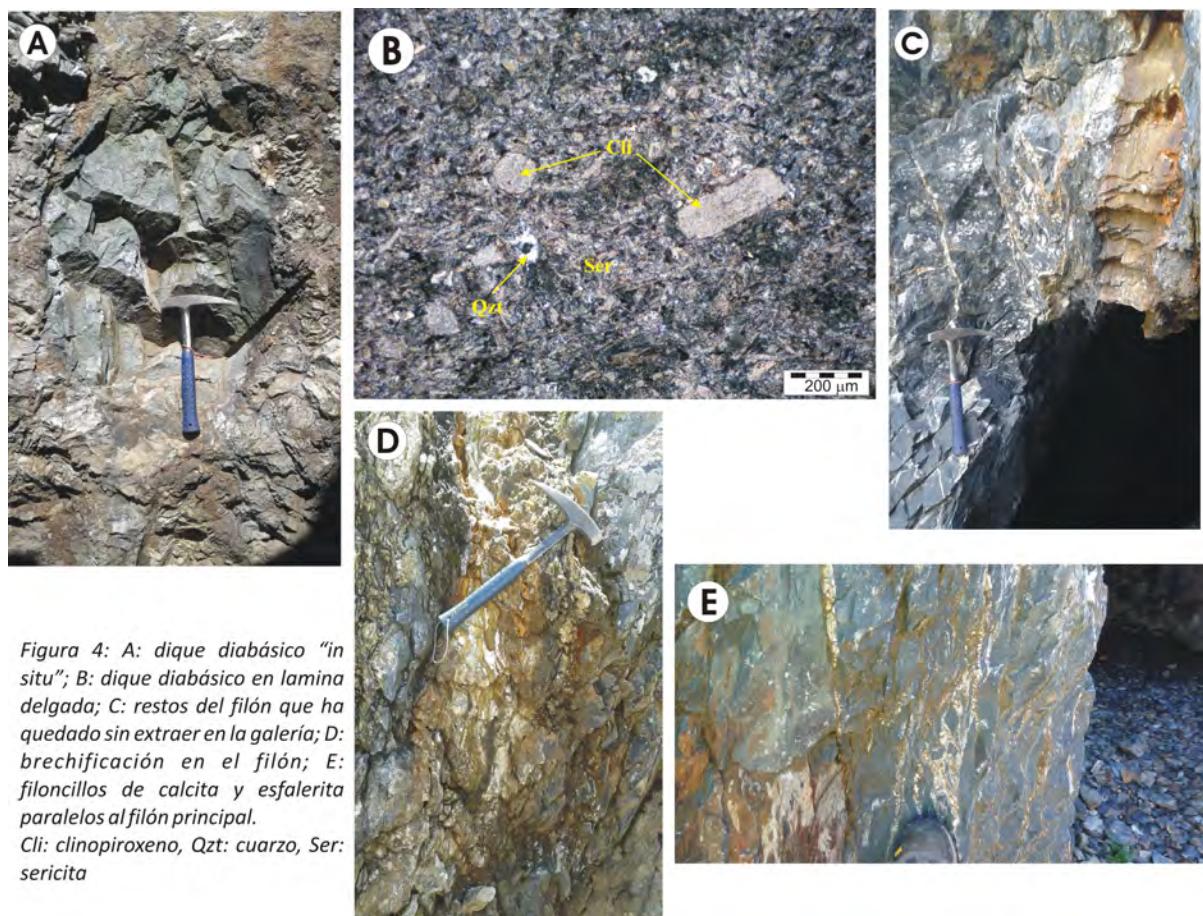


Figura 4: A: dique diabásico “*in situ*”; B: dique diabásico en lámina delgada; C: restos del filón que ha quedado sin extraer en la galería; D: brechificación en el filón; E: filoncillos de calcita y esfalerita paralelos al filón principal.
Cli: clinopiroxeno, Qzt: cuarzo, Ser: sericita

4. ESTUDIO MINERALÓGICO

4.1 Mineralogía y Texturas

Se han observado dos tipos de mineralizaciones diferentes. Una estratoligada, de pequeñas dimensiones que encaja en los hastiales y forma bandeados milimétricos de magnetita y pirrotina dentro de siderita. Y una segunda, de tipo filoniana, compuesta fundamentalmente por esfalerita, con menores proporciones de pirita, calcopirita, galena, cuarzo, calcita y barita.

Además, en los hastiales también se han observado alteraciones de tipo sericitización, piritización y carbonatización.

Magnetita (Mgt)

Se ha encontrado en los hastiales de los dos perfiles inferiores (DA1 y DA2), junto a pirrotina y siderita y en el filón, incluida en esfalerita. En los hastiales (Fig. 5A) se presenta como pequeños granos aislados con tendencia al idiomorfismo, muy fracturados y con las fracturas llenas de pirrotina. En nícoles paralelos se ve en tonos grises con un cierto tinte marrón, mientras que en nícoles cruzados es isótropa al ser cúbica. En el filón también se presenta como cristales idiomorfos, ocasionalmente con pirrotina y englobados en esfalerita (Fig. 5B), lo que indicaría que tanto la magnetita como la pirrotina estaban en el encajante y fueron englobados por la esfalerita durante el relleno del filón.

Pirrotina (Po)

En los hastiales se presenta incluida en siderita, en forma de pequeños cristales tabulares o llenando huecos y pequeñas fracturas en magnetita (Fig 5A). Tiene un color marrón rosado en nícoles paralelos, mientras que en nícoles cruzados es muy anisótropa en grises. Se altera a goethita a favor de los planos de exfoliación (0001).

Siderita (Sid)

Se observa como agregados de grandes cristales euhedrales con la exfoliación romboédrica muy bien marcada, ya que está alterada a goethita (Goe), (Fig. 5C). Incluye a los dos minerales anteriores y está englobada y parcialmente reemplazada por calcita, la cual también rellena fracturas en ella (Fig. 5C). Aunque la siderita es incolora tiene un cierto tono marronáceo por su contenido en hierro, lo que la diferencia claramente de la calcita, que es totalmente incolora (Fig. 5C). En ocasiones, la calcita que reemplaza a la siderita engloba también pequeños cristales de clorita (Clo).

Esfalerita (Sft)

Es el sulfuro más abundante en el filón. Se presenta como grandes masas formadas por agregados alotriomorfos. En nícoles paralelos tiene colores grises oscuros con un tono marrón muy similar a la magnetita, si bien esta última tiene mayor reflectancia (Fig. 5B). En nícoles cruzados, aunque también es isótropa, se pueden apreciar las reflexiones internas en colores pardo-rojizos (Fig. 5D). Puede presentar pequeñas inclusiones alotriomorfas de calcopirita (Cpy), (Fig. 5E) pirita y galena. En ocasiones engloba pequeños restos de la roca encajante pelítica.

Pirita (Py)

Es muy abundante en los hastiales debido a los procesos de piritización, reemplazando a las pelitas cuarzo-arcillosas encajantes. Se presenta como cristales de tamaño variable (entre 10 y 250

$\text{m}\mu$), en ocasiones parcialmente alterados mostrando texturas de tipo atoll (Fig. 5F). En el filón es mucho menos abundante, y únicamente se encuentra como pequeños cristales euhedrales englobados dentro de las masas de esfalerita (Fig. 5G). En nícoleos paralelos muestra colores blanco-amarillentos. Si bien es isótropa, en nícoleos cruzados a veces se observa una anisotropía muy débil en tonos entre azul verdoso a naranja-rojizos.

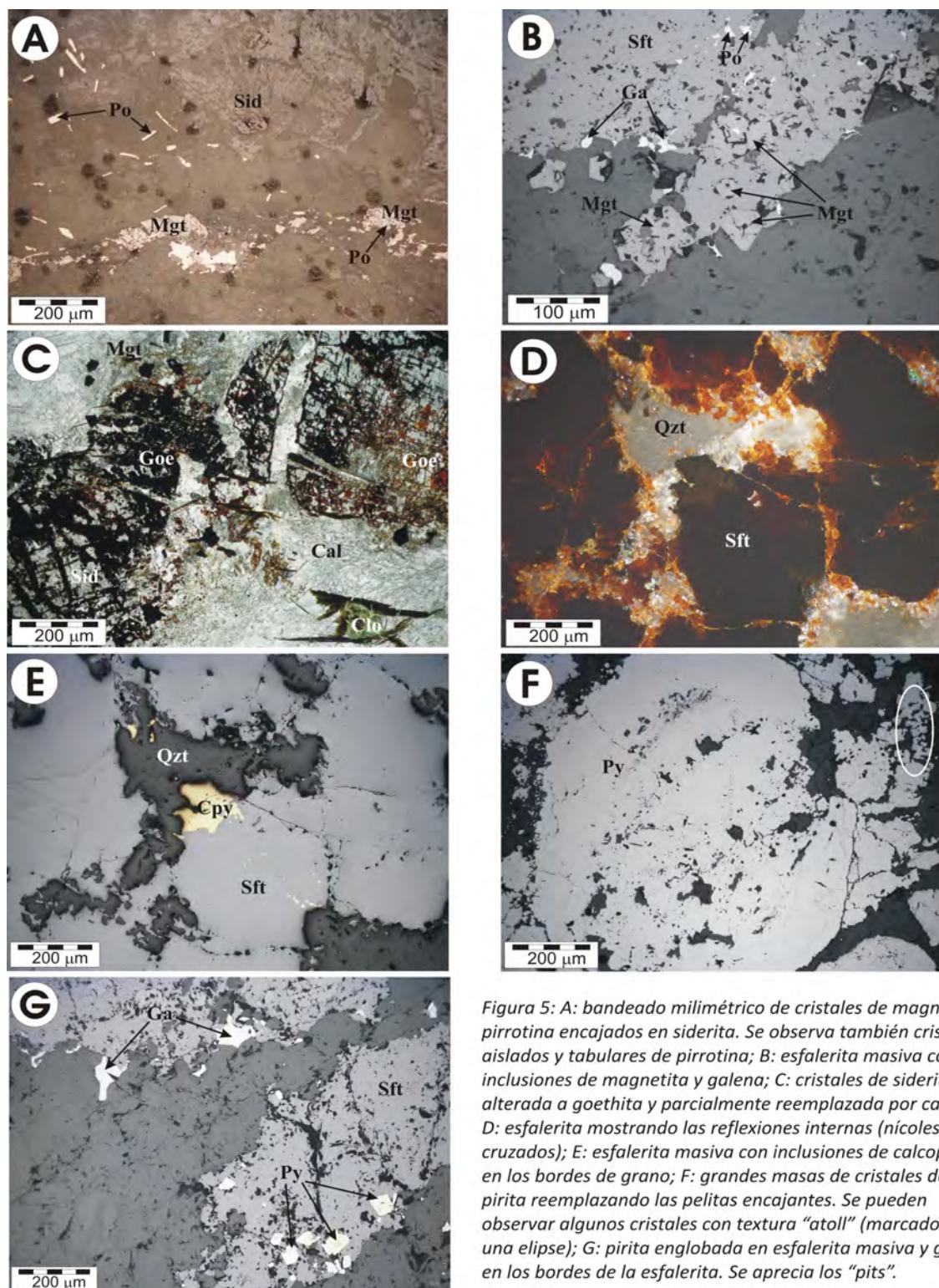


Figura 5: A: bandeados milimétricos de cristales de magnetita y pirrotina encajados en siderita. Se observa también cristales aislados y tabulares de pirrotina; B: esfalerita masiva con inclusiones de magnetita y galena; C: cristales de siderita alterada a goethita y parcialmente reemplazada por calcita; D: esfalerita mostrando las reflexiones internas (nícoleos cruzados); E: esfalerita masiva con inclusiones de calcocita en los bordes de grano; F: grandes masas de cristales de pirita reemplazando las pelitas encajantes. Se pueden observar algunos cristales con textura "atoll" (marcados con una ellipse); G: pirita englobada en esfalerita masiva y galena en los bordes de la esfalerita. Se aprecia los "pits".

Galena (Ga)

En un mineral muy escaso en el filón. Se puede observar como pequeños cristales alotriomorfos de tonos blanco-grisáceos, en los bordes de los granos de esfalerita o rellenando pequeñas fracturas en ella (Fig. 5B). Al ser un mineral muy blando siempre están presentes rayas de pulido, y al ser cúbico y tener una exfoliación (100) perfecta son muy frecuentes los “pits” triangulares (Fig. 5G).

Los minerales ganga que encontramos en el yacimiento de tipo filoniano se describen a continuación:

Calcita (Ca)

Se presenta como agregados alotriomorfos de tamaños variables pero siempre con textura fanerítica. La exfoliación romboédrica es siempre visible y son muy frecuentes las maclas polisintéticas laminares, sobre todo en los cristales de mayor tamaño (Fig. 6A). Es anterior al cuarzo, ya que éste rellena fracturas en la calcita (Fig. 6A) y también es previa a la esfalerita, puesto que es reemplazada por ella (Fig. 6B).

Cuarzo (Qzt)

Es un mineral muy abundante que se encuentra en forma de agregados alotriomorfos, si bien en ocasiones se observa como prismas con terminaciones agudas cuando crece en empalizada (Fig. 6B). El tamaño de los cristales varía desde unas pocas micras ($10 \mu\text{m}$) hasta varios mm. En ocasiones, se observa que la esfalerita engloba al cuarzo o parcialmente lo reemplaza (Fig. 6C), mientras que en otras situaciones se ve la relación contraria, es decir, es el cuarzo el que rodea a la esfalerita y rellena huecos en ella (Fig. 6B).

Barita (Ba)

Este mineral no es muy abundante y únicamente se ha encontrado en el perfil DA2. Se suele presentar como grandes cristales idiomorfos de hábito tabular, estando agrupados y formando los típicos agregados “en libro” (Fig. 6D). Es incolora y con un alto relieve y con colores de interferencia similares a los del cuarzo, por lo que en ocasiones se puede confundir con él. Cuando hubo problemas para diferenciarlos se utilizó la figura de interferencia, ya que la barita tiene un signo óptico biáxico (+) mientras que el cuarzo es uniáxico (+). Aunque tiene cuatro familias de planos de exfoliación, la correspondiente a los planos (110) es la más perfecta (Fig. 6D). Es previa al cuarzo y a la esfalerita ya que estos dos minerales la reemplazan parcialmente (Fig. 6C)

Grafito

Es un mineral accesorio que únicamente se ha encontrado en el encajante pelítico, muy próximo a los hastiales que están parcialmente reemplazados por pirita y calcita. Se presenta como pequeños cristales laminares de colores gris parduzco, con un pleocroísmo en tonos de gris-marrón a gris azulado (Fig. 6E). La anisotropía también es fuerte en tonos que van desde el amarillo hasta el gris-violeta. Es muy blando y con una exfoliación basal perfecta. Los cristales de grafito se encuentran siempre rodeados de una masa alotriomorfa de tonos grises claros. Al observarlas en luz transmitida se ven como “nubes” opacas, que según French (1964), correspondería a grafito amorfo (Fig. 6F).

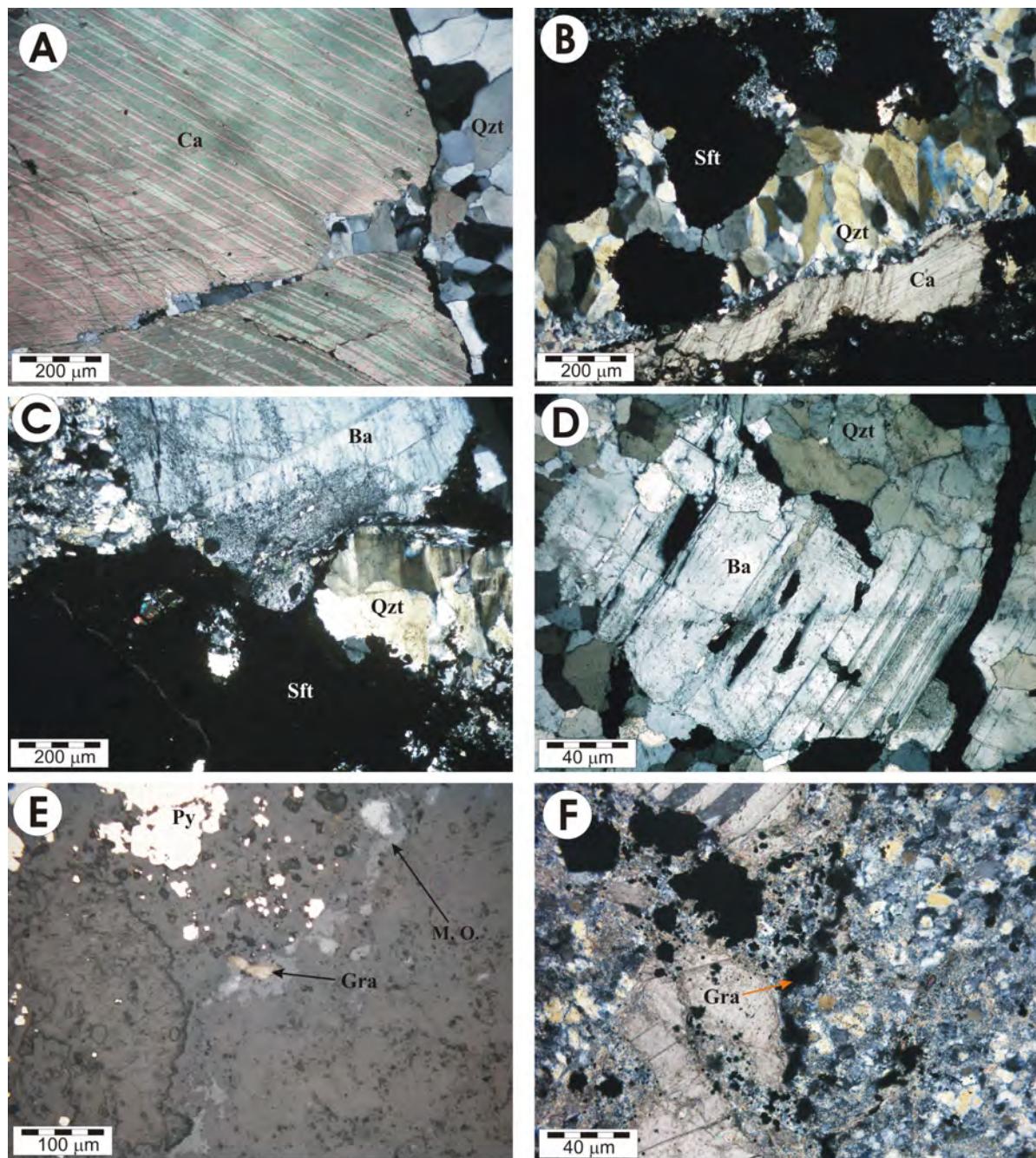


Figura 6: A: Relación entre calcita y cuarzo; B: Relación entre esfalerita, cuarzo y calcita; C: Relación entre barita, cuarzo y esfalerita; D: Relación entre barita y cuarzo; E: Materia orgánica rellenando una fractura transformándose a grafito; F: aspecto en nícoles cruzados del grafito.

Por último, el dique diabásico en lámina delgada (Fig. 4B) se observa con una textura porfídica compuesta por fenocristales de cuarzo no alterados, en cambio, feldespatos, clinopiroxenos y anfíboles han sido completamente reemplazados por sericitas. La matriz de la roca también ha sido totalmente sericitizada.

4.2 Ataques ácidos

Los ataques con ácido nítrico a la superficie de pirita y esfalerita permiten observar una serie de fenómenos que son el producto de esfuerzos, recristalización, etc., y que quedan borrados durante la preparación de las muestras. A continuación se comentan las microestructuras más relevantes que se han visto en estos minerales.

La microestructura más peculiar de la esfalerita es el maclado que presenta. Richards (1966), sugirió una serie de criterios para diferenciar entre maclas de crecimiento, maclas de deformación y maclas de recristalización (también llamadas maclas de “annealing”). Las primeras se caracterizan por ser anchas, poco numerosas por grano y laminares. Por su parte, las maclas de deformación son estrechas, pueden acuñarse y se producen en gran número por grano. Finalmente las de recristalización o “annealing” incluyen a aquellas maclas que parecen haber reducido la energía libre superficial de los granos en los puntos triples y en los márgenes de los mismos. Aparecen como maclas completas o incompletas dentro de los granos, en esquinas y en los márgenes en los que pueden reducir la energía de esfuerzos intra e intercristalina, reduciendo para ello la energía libre superficial.

Otro fenómeno visible con los ataques son los procesos de nucleación y recristalización, que aparecen en los límites de granos con alto ángulo, puntos triples y márgenes de grano.

En las muestras de esfalerita atacadas (Figs. 7A y 7B) se han observado prácticamente todas las microestructuras descritas anteriormente: maclas de crecimiento (Fig. 7B, flechas indicadas con 1), maclas de deformación (flechas indicadas con 2), maclas de recristalización (flechas indicadas con 3) y procesos de nucleación y recristalización (flechas indicadas con 4). Todas estas microestructuras evidencian el carácter dúctil de la esfalerita.

Los ataques a cristales de pirita pueden dar información sobre el tipo de deformación al que se ha visto sometida, es decir, frágil o dúctil. Así, producto de una deformación frágil sería la cataclasis o reducción en el tamaño de los granos que daría lugar a agregados rotos de muy pequeño tamaño y bordes angulosos (Brown y McClay, 1993). Dentro de un mismo cristal se pueden observar indentaciones y disolución por presión entre límites de grano, indicativo también de deformación frágil (Baker, 1990). Por su parte, la deformación dúctil se puede manifestar de diferentes maneras: microfracturas de dislocación, que en algunas ocasiones se pueden curvar ligeramente formando “kink-bands”, y que según Brown y McClay (1993) resultan de movimientos de dislocaciones a través del cristal, y posiblemente a lo largo del plano de dislocación {100}. El máximo desarrollo de estas microfracturas de dislocación se traduce en una poligonización, es decir, varias microfracturas de dislocación en un mismo grano se intersectan formando un enrejado y terminan marcando los límites de los subgranos (Brown y McClay, 1993). Cuando pequeños granos de pirita quedan atrapados durante el crecimiento de otros mayores puede indicar que estos crecimientos están genéticamente relacionados con fluidos presentes en procesos de difusión de masas (Jonasson y Goodfellow, 1987).

Al atacar diferentes cristales de pirita (Fig. 7C), han quedado al descubierto varias microestructuras: límites de granos indentados por presión-disolución (Fig. 7D flechas indicadas con 1), incrustaciones de pequeños granos en otros de mayor tamaño (flechas indicadas con 2), microfracturas de dislocación (flechas indicadas con 3), que algunas veces se pliegan formando “kink bands” (flecha indicada con 4), poligonización, que es una de las microestructuras más abundante (flecha indicada con 5), y finalmente, en la parte superior del grano se puede observar una cataclasis

de granos (zona con círculo). La mayor parte de estas microestructuras son típicas de un comportamiento dúctil de la pirita.

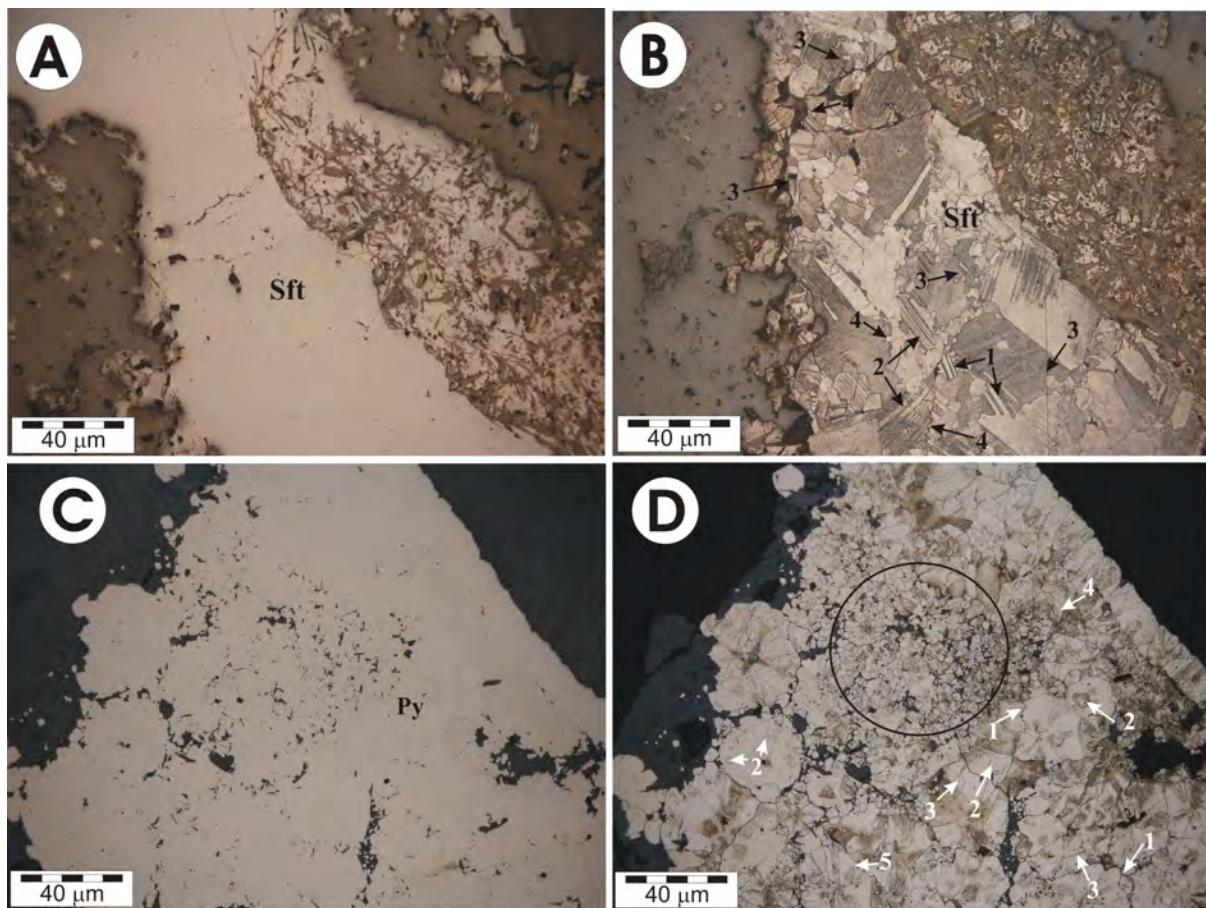


Figura 7: A: grano de esfalerita previo al ataque de ácido nítrico; B: mismo grano ya atacado donde se observan microestructuras: 1: maclas de crecimiento, 2: maclas de deformación; 3: maclas de recristalización, 4: nucleación y cristalización; C: sección de un grano de pirita; D: sección del mismo grano anterior pero ya atacado por ácido nítrico en el que se puede observar las microestructuras: 1: límites de grano indentados por presión-disolución; 2: pequeños granos de pirita englobados por otros mayores; 3: microfracturas de deslizamiento; 4: microfracturas en "kink bands"; 5 poligonización de granos y 6: rodeado por un círculo, una zona en la que se observa cataclasis.

4.3 Difracción de rayos-X: Calaminas

Se han encontrado muestras de estos minerales en el perfil superior DA-3 (Fig. 8). Las calaminas



Figura 8: Muestras de calaminas en el perfil DA3 del yacimiento de Anglas.

son óxidos de Zn, y a veces de Pb o Cu, relacionados con la meteorización de mineralizaciones de sulfuros (esfalerita, galena, calcopirita...). En general, el protolito suele ser un yacimiento tipo MVT, SEDEX o un CRD polimetálico. Los procesos de formación de estos minerales suponen una mayor concentración de metales que los depósitos originales, por lo que la explotación de las calaminas puede ser bastante importante. Los depósitos de calaminas se subdividen en supergénicos e

hipogénicos, en función de su mineralogía, características geológicas y ambiente genético (Hitzman et al., 2003). Los primeros se forman por meteorización y oxidación a temperatura ambiente, mientras que los segundos se consideran hidrotermales, o asociados con procesos metamórficos que han afectado a yacimientos de sulfuros. Los depósitos hipogénicos están constituidos fundamentalmente por silicatos y óxidos de zinc anhidros (willenita, cincita, franklinita...). Los depósitos supergénicos son mucho más importantes desde un punto de vista económico, dominando los carbonatos de zinc (smithsonita e hidrocincita), silicatos hidratados de zinc como hemimorfita y saucónita, y arcillas de zinc de tipo esmectita e illita, además de clorita (Mondillo et al., 2014).

Si bien Reyx (1973) identificó hidrocincita en el yacimiento de Anglas, en este estudio, mediante difracción de rayos X se han encontrado además: hemimorfita, smithsonita, y auricalcita, que es un carbonato hidratado de zinc y cobre. Todos estos últimos minerales es la primera vez que se han citado en algún yacimiento del Pirineo.

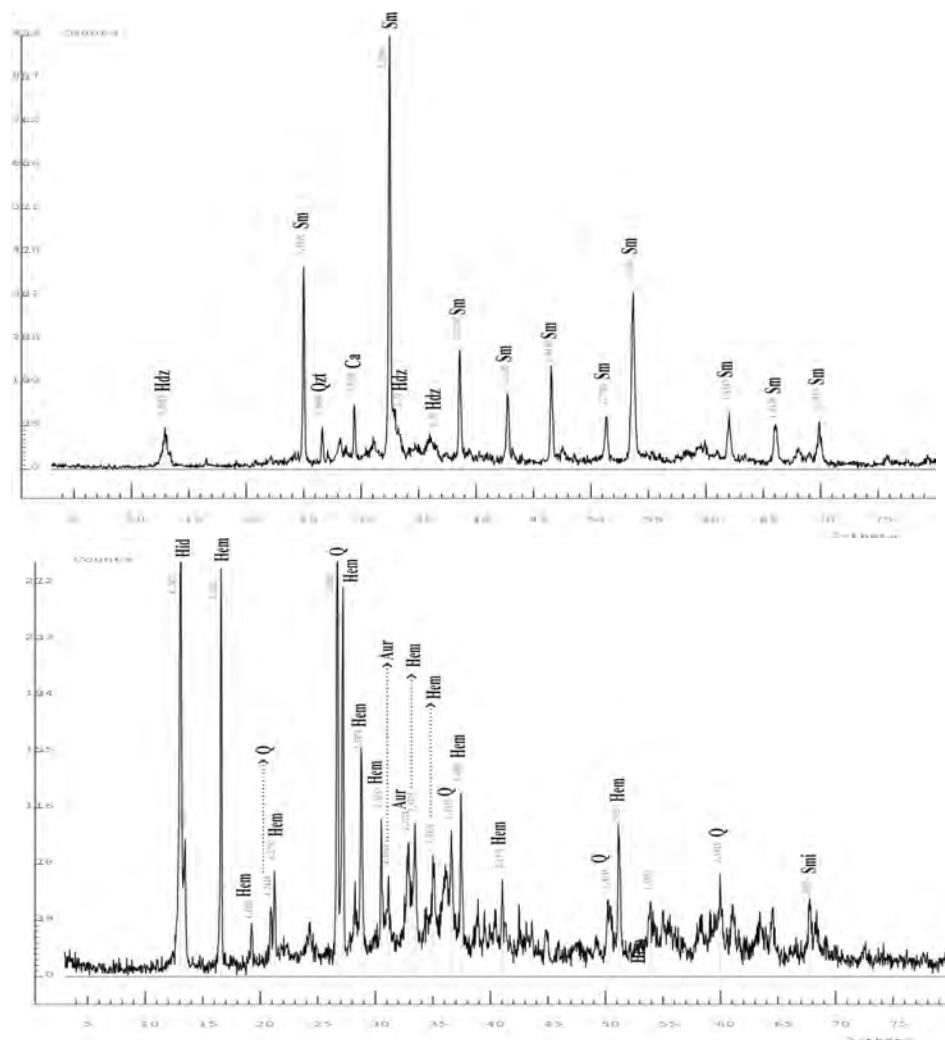


Figura 9: Difractogramas obtenidos en la difracción de rayos-X. Qzt: cuarzo; Ca: calcita; Hdz: hidrocincita; Hem: hemimorfita; Smi: smithsonita; Aur: auricalcita.

5. DISCUSIÓN

5.1 Secuencia Paragenética

Como ya se dijo, se han encontrado dos tipos de mineralizaciones. Una estratoligada, formada por magnetita, pirrotina y siderita, que no fue citada por Reyx (1973), y que encaja en las rocas devónicas que son cortadas, a su vez, por la segunda mineralización, de tipo filoniana. Claramente, la mineralización estratoligada es previa a la filoniana y aunque no hay relación textural con la segunda mineralización, el hecho de que la calcita reemplace a la siderita apoya esta idea. Por eso en el cuadro paragenético que se presenta a continuación, ambas mineralizaciones están separadas por una fracturación. Esta fracturación, según Reyx (1973), se produjo durante la fase IV tardihercínica, la cual generó las fracturas en las que encaja la segunda mineralización.

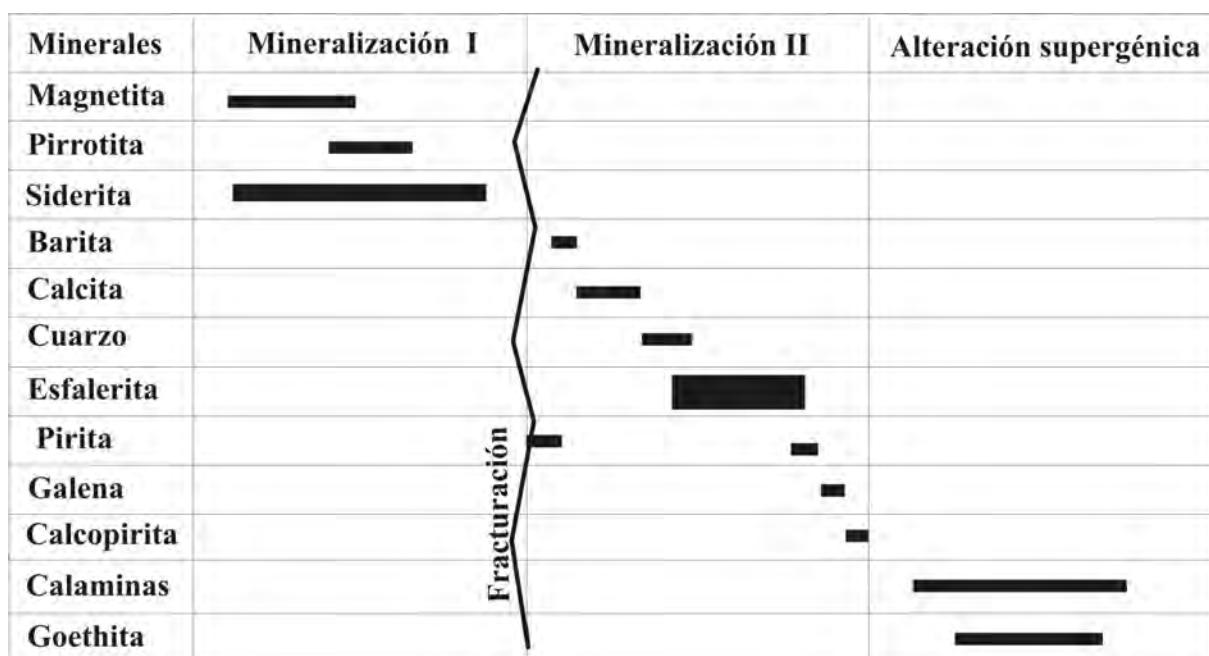


Figura 10: Secuencia paragenética del yacimiento de Anglas.

5.2 Calaminas

En el trabajo recopilatorio de Boni y Mondillo (2015) se indica que los yacimientos tipo “calaminas que encajan en rocas carbonatadas” están dominados por smithsonita e hidrocincita (carbonatos de Zn). Esto se debe a la interacción de fluidos con pH bajos y ricos en Zn (por interacción con los sulfuros) con rocas carbonatadas, mientras que aquéllos que encajan en rocas siliciclásticas, domina hemimorfita y sauconita (silicatos hidratados de Zn). En el caso del yacimiento de Anglas, la mineralogía predominante consiste en hidrocincita, hemimorfita, smithsonita y auricalcita, es decir, que tendríamos una “mezcla” de los dos tipos de yacimientos descritos por Boni y Mondillo (2015). Esta discrepancia podría explicarse si se tiene en cuenta que el filón encaja en rocas siliciclásticas, y por tanto estaría de acuerdo con la presencia de hemimorfita. Por otro lado, una de las gangas principales del depósito es la calcita, además de, como ya se ha comentado, una intensa carbonatización en el hastial norte. Esto explicaría la formación de smithsonita e hidrocincita. Respecto a la auricalcita, los anteriores autores no la mencionan en su revisión, quizás porque es un mineral muy poco abundante en los yacimientos. Debido a su composición (carbonato hidratado de

Zn y Cu), se podría explicar su formación por la presencia de calcopirita en el yacimiento, que al oxidarse liberaría Cu, el cual pasaría a formar parte de dicho mineral.

5.3 Uso del grafito como geotermómetro

La mayor parte del grafito presente en rocas de la corteza es el resultado de la transformación de la materia orgánica primaria, bajo condiciones variables de presión y temperatura, en rocas de origen metasedimentario (Bonijoly et al., 1982). Durante la transformación del material carbonoso a grafito se producen una serie de reacciones químicas y modificaciones estructurales que empiezan alrededor de 200 °C y acaban aproximadamente a los 700 °C (Beyssac et al., 2002). Por tanto, la presencia de grafito como mineral accesorio en las rocas puede indicar la temperatura que alcanzaron las mismas (generalmente el pico metamórfico), ya que su cristalinidad aumenta conforme lo hace la temperatura.

Si bien no es abundante en el yacimiento de Anglas, se han encontrado pequeños cristales tabulares de grafito (Figs. 6E y 6F), rodeado por pequeñas masas de grafito amorfo en forma de “nubes”. Este grafito se ha observado únicamente en la roca encajante pelítica, cerca del contacto con la zona piritizada. Al no existir evidencias en el encajante de minerales que registren altas temperaturas por procesos metamórficos, se podría suponer que la causa de la transformación de grafito amorfo a cristalino fue debido a los fluidos hidrotermales que “piritizaron” parte de los hastiales. Esto nos indicaría que estos fluidos podrían haber estado en torno a 200-250 °C, temperatura que queda incluida dentro del rango que han obtenido numerosos autores, mediante el estudio de inclusiones fluidas, para la formación de la mayor parte de los filones de F-Ba-Pb-Zn que hay en la Zona Axial (Subías y Fernández-Nieto, 1995; Johnson et al., 1996; Fanlo et al., 1998; Yuste, 2001).

5.4 Marco metalogenético de los Pirineo y posible edad de la mineralización de Anglas

A lo largo de toda la Zona Axial Pirenaica hay múltiples ejemplos de depósitos minerales relacionados con las orogenias Hercínica y Alpina. Por ejemplo, depósitos de sulfuros masivos polimetálicos (tipo SEDEX) encajados en secuencias Ordovícicas y Devónicas (Pouit y Bois, 1986; Billström et al., 2003), relacionados con cuencas inestables en regímenes de extensión, y anteriores a los principales pulsos de la orogenia Hercínica. También se pueden mencionar los depósitos tipo skarn de W-Au (Soler et al., 1990) y pegmatitas de REE (Malló et al., 1995; Alfonso y Melgarejo, 2008), vinculados a la actividad plutónica sintectónica del Hercínico. Los yacimientos hidrotermales de Co-Ni encajados en calizas paleozoicas (Fanlo et al., 2004, 2006). Yacimientos de fluorita de tipo MVT, encajados en carbonatos devónicos y relacionados con el rifting que afectó al Macizo Ibérico durante el Triásico (Subías et al., 2015) y, finalmente, también son muy numerosos los ejemplos de filones hidrotermales de F-Ba-Pb-Zn, encajados tanto en rocas sedimentarias del Paleozoico y Triásico, como en rocas graníticas (Subías y Fernández-Nieto, 1995; Johnson et al., 1996; Fanlo et al., 1998; Yuste, 2001), y relacionados con la circulación de fluidos durante la etapa de rift Mesozoica derivada de la apertura del Atlántico norte. Estos yacimientos filonianos son los más abundantes en la Zona Axial del Pirineo central, y se caracterizan por llenar fallas extensionales de dirección E-W. Sin embargo, toda esta variedad de tipos de yacimientos no es exclusivo de los Pirineos, ya que a lo largo de todo el Hercínico de Europa occidental se pueden encontrar los mismos tipos de depósitos. Esto sugiere la existencia de grandes movimientos de fluidos relacionados con importantes eventos tectónicos (por ejemplo, Cathelineau et al., 2012 y referencias dentro).

Durante la década de los 80, la mayoría de los yacimientos de tipo F-Ba-metales de base que encajaban en las secuencias del Jurásico inferior, se consideraban singenéticos, mientras que filones similares encajados en materiales paleozoicos los relacionaban con la actividad hidrotermal desarrollada a finales del Hercínico y derivada de la intrusión de granitoides (325-315 Ma), o con los primeros estadios del rifting Pérmico (Cathelineau et al., 2012 y referencias dentro). Investigaciones más recientes han demostrado que la mayoría de estos depósitos están probablemente relacionados a eventos hidrotermales coetáneos con la tectónica extensional de los primeros estadios de apertura del Golfo de Vizcaya (~145 Ma).

Tradicionalmente, a lo largo de la parte occidental de la placa Euroasiática se han registrado grandes eventos de circulación de fluidos, relacionados al importantes episodios tectónicos: i) apertura del Tethys (aprox. 200-185 Ma); ii) primeros estadios de apertura del Golfo de Vizcaya (aprox. 145 Ma) y, iii) el inicio de la acreción oceánica en el Golfo de Vizcaya junto con el cierre del Tethys (aprox. 125-110 Ma) (Ochoa et al., 2007). De la misma manera, se han datado diferentes tipos de yacimientos, o de sus alteraciones, mediante K-Ar, Ar-Ar, o Sm-Nd en fluoritas, a lo largo de todo el oeste del Hercínico europeo, que han arrojado varios pulsos de mineralización: uno entre 200 y 180 Ma, relacionado con el inicio del rifting del Thethys; un segundo evento entre 155-145 Ma relacionado a la apertura del Golfo de Vizcaya, y un tercero entre 120-110 Ma, asociado al comienzo de la acreción oceánica en el Golfo de Vizcaya (Cathelineau et al., 2012).

Recientemente Subías et al. (2015) han sugerido una edad Triásica (aprox. 220 Ma), basada en datos de Sm-Nd, en las fluoritas de tipo MVT del Portalet. Estos autores las han interpretado como una removilización de los filones de fluorita, por lo que éstos serían más antiguos, con unas edades aproximadas entre un intervalo de 260-220 Ma. Estas edades coincidirían con el rifting Triásico.

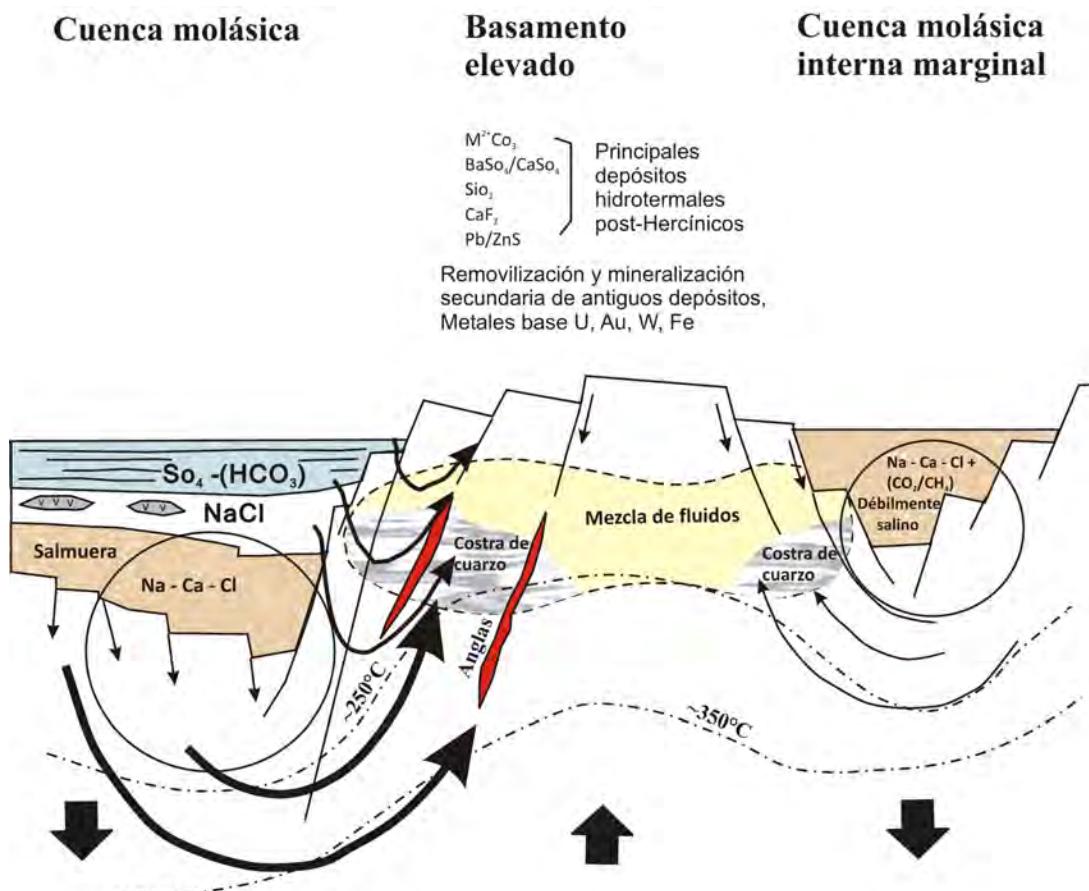
Por tanto, hay dos grandes eventos tectónicos (el rifting triásico y el que se produjo durante el Jurásico superior – Cretácico inferior) que implicaron la circulación de fluidos hidrotermales a gran escala y que dieron lugar a la formación de los diferentes yacimientos. De esta manera, y teniendo en cuenta todo lo anterior, se podría hacer un intento de relacionar la edad de formación del yacimiento de Anglas con la circulación de fluidos promovida por alguno de estos dos grandes eventos tectónicos que afectaron a los Pirineos y al resto de Europa occidental. Si nos fijamos en la similitud entre los yacimientos que se han datado en el Macizo Central y el de Anglas (es decir, filones en extensión de tipo F-Ba-Pb-Zn), posiblemente tanto este yacimiento como los numerosos filones que hay por la Zona Axial central y que comparten las mismas características geológicas y mineralógicas (por ejemplo, el filón de Bizielle en el valle de San Juan de Plan (DeFelipe et al., 2014), los filones de Bielsa y Parzán en el valle de Bielsa (Fanlo et al., 1998; Yuste, 2001), los filones de Tebaray y Yenefrito, en el valle de Tena (Subías et al., 2015), etc.), se hayan formado en un periodo de tiempo muy similar.

Si bien en nuestro caso, no hay ni datos ni criterios suficientes como para poder atribuir la edad de formación de Anglas a uno de los dos eventos de rifting, está claro que la idea de Reyx (1973) que daba una edad Hercínica, coincidiendo con la IV fase tectónica para este yacimiento, no sería correcta. Por tanto, el filón de Anglas se formó en algún momento entre el Triásico y el Cretácico superior, coincidiendo con uno de los dos grandes eventos de rift.

5.5 Modelo de formación

Ya en los años 70 se postularon varios modelos de formación para los yacimientos filonianos post-Hercínicos de tipo F-Ba-Pb-Zn a lo largo del SO europeo. En todos ellos se implicaba la actividad de sistemas convectivos de fluidos a gran escala (Hutchinson, 1980). En un principio se pensó que la actividad magmática era la que aportó el calor y la fuerza conductora de estos sistemas, sin embargo Behr y Gerler (1987) desarrollaron un modelo de circulación de fluidos que no dependía directamente de una actividad magmática, ya que la energía para esa migración podía haber sido promovida por los altos gradientes geotérmicos, activación de fallas y bombeo sísmico que acompañaron a los eventos extensionales del Mesozoico. Todos los estudios de inclusiones fluidas en minerales ganga que se han hecho en este tipo de yacimientos arrojan temperaturas muy similares (<200-250 °C) y salinidades muy altas (hasta 29 wt% NaCl), con altos contenidos en Na, Cl y Ca (McCaig et al., 2000 y referencias dentro). Los diferentes autores sugieren para estos fluidos tan salinos un origen relacionado con aguas meteóricas o connatas que lavaron el basamento y las evaporitas triásicas. Los metales como Pb y Zn también provendrían del lavado del basamento (Subías et al., 2015) o de la removilización de yacimientos previos (Behr y Gerler, 1987). La formación de horst y grabens durante la tectónica extensional favoreció la formación de fallas normales, las cuales representan canales o vías favorables para la circulación de los fluidos mineralizadores. Cuando éstos, durante su ascenso, encuentran los gradientes físico-químicos propicios para la precipitación de metales (cambios en el pH o en el estado de oxidación, mezcla con fluidos meteóricos más fríos, etc.), producirían la mayor parte de las mineralizaciones que se encuentran por Europa occidental (Behr y Gerler, 1987).

En el caso del yacimiento de Anglas, si bien no se disponen de datos sobre las características químicas de los fluidos que dieron lugar a la mineralización, podríamos recurrir a este mismo modelo de circulación de fluidos hidrotermales que al ascender a favor de fallas normales darían lugar a la precipitación de los metales, bien por enfriamiento, o lo más probable, por mezcla con aguas más frías y diluidas, lo que, por ejemplo, explicaría la presencia de barita (Johnson et al., 1996). Una diferencia entre el depósito de Anglas y otros filones de F-Ba-Pb-Zn del Pirineo, es la alta relación Zn/Pb en este yacimiento, en donde hay un dominio de esfalerita frente a galena. El hecho de que los fluidos mineralizadores fueran más ricos en Zn que en Pb podría explicarse por la removilización o reciclado de yacimientos previos. En este caso, próximo a esta mineralización se encuentran los yacimientos Devónicos tipo sedex de Arrens, Nerbiou, Bentaillou y Pierrefite entre otros. La mineralogía de todos ellos es de Zn-Ba-(Pb) y en algunos de ellos, además, magnetita (Pouit y Bois, 1986), de manera que si estos fluidos durante su migración por el basamento hubiesen lavado parte de estas mineralizaciones podrían haberse enriquecido en Zn. Estudios de isótopos de S podrían confirmar esta hipótesis. En la figura 11 se propone un posible esquema geológico de cómo se podría haber desarrollado la formación del yacimiento de Anglas.



Zona limítrofe	Zona de culminación	
<p>Reservorio de salmueras de cuenca:</p> <p>Origen de NaCl: Evaporitas marinas del Pérmico y Mesozoico.</p> <p>Origen Ca: Reacciones de albítización dentro de la cuenca molásica Pérmica</p>	<p>Principal zona de mineralización:</p> <p>Circulación de las salmueras y procesos de mineralización controlados por fallas, bombeo sísmico, gradiente geotérmico.</p> <p>Parte central de culminación:</p> <p>Límite de circulación de salmueras; incremento del gradiente térmico (~60 - 80°C/km) por ascenso isostático.</p>	<p>Cuenca internas:</p> <p>Pequeñas cantidades de soluciones débilmente salinas con baja concentración de Cl, localmente salinidades más altas debido a ebullición; pequeñas mineralizaciones.</p>

Figura 11: Hipotético esquema de formación de las mineralizaciones post-Hercínicas del Pirineo. Se señala la posible situación del yacimiento de Anglas (tomado de Behr y Gerler, 1987).

6. CONCLUSIONS

- In the Anglas deposit, two phases of ore deposition were distinguished. The first one is a stratabound type hosted by Devonian rocks, which in turn, is cut by the second mineralization, vein type, occurring in a steeply dipping E-W extensional fault, that clearly postdates the first one.
- The first mineralization is composed of magnetite, pyrrhotite and siderite. The second one is made up of sphalerite with minor pyrite, chalcopyrite, galena, barite, calcite and quartz.
- The weathering of sphalerite led to a small concentration of calamines in the higher levels of the vein. Main assemblage is composed of hemimorfite, smithsonite and hydrozincite.
- The Anglas deposit is similar with respect to geologic setting and mineralogy to other F-Ba-Pb-Zn veins located in the Axial Zone of the Pyrenees. The formation of these deposits along faults was at some time between the Triassic and the lower Cretaceous, coinciding with extension periods.
- A genetic model is advocated that involves circulation of hydrothermal fluids through the upper crust and formation of the ore deposit when the physicochemical gradients necessary for ore deposition were encountered (changes in pH or oxidation state, mixing with cooler surficial waters and/or interaction with reactive lithologies).

7. BIBLIOGRAFÍA

- Alfonso, P., Melgarejo, J.C. (2008): Fluid evolution in the zoned rare element pegmatite field at Cap de Creus, Catalonia, Spain. *The Canadian Mineralogist*, 46: 597-617.
- Baker, A. J. (1990): Fluid-rock interactions in the Ivrea Zone and the origin of high lower crustal conductivities. *Exposed Cross-Sections of the Continental Crust*. Springer Netherlands. 437-452.
- Behr, H.J. y Gerler, J. (1987): Inclusions of sedimentary brines in post-variscan mineralizations in the federal Republic of Germany: a study by neutron activation analysis. *Chemical Geology*, 61: 65-77.
- Beyssac, O., Goffé, B., Chopin, C. y Rouzaud, J.N. (2002): Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of metamorphic Geology*, 20(9): 859-871.
- Billström, K., Subias, I. y Fanlo, I. (2003): Lead isotope study of Zn-Pb-F-Ba deposits in the central section of the Pyrenean Axial Zone, Spain-France. In: *Mineral Exploration and sustainable development. 7th Biennial SGA Meeting, (4pp.)*, Athens.
- Brown, D. y McClay, K.R. (1993): Deformation textures in pyrite from the Vangorda Pb-Zn-Ag deposit, Yukon, Canada. *Mineralogical Magazine*, 57: 55-66.
- Boni, M. y Mondillo, N. (2015): The “Calamines” and the “Others”: The great family of supergene non-sulfide zinc ores. *Ore Geology Reviews*, 67: 208-233.
- Bonijoly, M., Oberlin, M. y Oberlin, A. (1982): A possible mechanism for natural graphite formation. *International Journal of Coal Geology*, 1(4): 283-312.
- Cathelineau, M., Boiron, M.C., Fourcade, S., Ruffet, G., Clauer, N., Belcourt, O. y Guillocheau, F. (2012): A major Late Jurassic fluid event at the basin/basement unconformity in western France: 40 Ar/39 Ar and K-Ar dating, fluid chemistry, and related geodynamic context. *Chemical Geology*, 322: 99-120.
- Debon, F. (1980): Genesis of the three concentrically-zoned granitoid plutons of Cauterets-Panticosa (French and Spanish Western Pyrenees). *Geologische Rundschau*, 69(1): 107-130.
- DeFelipe, I., Fanlo, I., Mateo, E. y Subías, I. (2014): The Bizielle vein (valle de Gistain): a case of iron oxide transformations at the Pyrenees of Spain. *Chemie der Erde*, 74: 77-85.
- Denelè, Y., Laumonier, B., Paquette, J.L., Olivier, P., Gleizes, G. y Barbery, P. (2014): Timing of granite emplacement, crustal flow and gneiss dome formation in the Variscan segment of the Pyrenees. *Geological Society, London, Special Publications*, 405: 265-287.
- Fanlo, I., Touray, J.C., Subias, I. y Fernández-Nieto, C. (1998): Geochemical patterns of a sheared fluorite vein, Parzán, Spanish Central Pyrenees. *Mineralium Deposita*, 33(6): 620-632.
- Fanlo, I., Subías, I., Gervilla, F., Paniagua, A. y García, B. (2004): The composition of Co-Ni-Fe sulfarsenides, diarsenides and triarsenides from the San Juan de Plan deposit, Central Pyrenees, Spain. *The Canadian Mineralogist*, 42: 1221-1240.
- Fanlo, I., Subías, I., Gervilla, F. y Manuel, J. (2006): Textures and compositional variability in Gersdorffite from the Crescencia Ni-(Co-U) showing, Central Pyrenees, Spain: primary deposition or re-equilibration?. *The Canadian Mineralogist*, 44: 1513-1528.

- French, B. (1964): Graphitization of organic material in a progressively metamorphosed Precambrian iron formation. *Science*, 146: 917-918.
- Hitzman, M.W., Reynolds, N.A., Sangster, D.F., Allen, C.R. y Carman, C.E. (2003): Classification, genesis, and exploration guides for non-sulfide zinc deposits. *Economic Geology*, 98(4): 685-714.
- Hutchinson, R.W., Fyfe, W.S. y Kerrich, R. (1980): Deep fluid penetration and ore deposition. *Minerals Science*, 12: 107-120.
- Johnson, C.A., Cardellach, E., Tritlla, J. y Hanan, B.B. (1996): Cierco Pb-Zn-Ag Vein Deposits: Isotopic and Fluid Evidence for Formation during the Mesozoic Extension in the Pyrenees of Spain. *Economic Geology*, 91: 497-506.
- Jonasson, I.R. y Goodfellow, W.D. (1987): Sedimentary and diagenetic textures and deformation structures within the sulphide zone of the Howards Pass (XY) Zn-Pb deposit, Yukon and Northwest Territories. In: "Mineral Deposits of Northern Cordillera". *Canadian Institute of Mineralogical and Metallurgical*, 37: 51-99.
- Malló, A., Fontan, F., Melgarejo, J. C. y Mata, J. M. (1995): The Albera zoned pegmatite field, eastern Pyrenees, France. *Mineralogy and Petrology*, 55(1-3): 103-116.
- Martín-Ramos, J.D. (2004): Xpowder. A software package for powder x-ray diffraction analysis. www.xpowder.com
- McCaig, A.M., Trilla, J. y Banks, D.A. (2000): Fluid mixing and recycling during Pyrenean thrusting: Evidence from fluid inclusion halogen ratios. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 3395-3412.
- Mondillo, N., Boni, M., Balassone, G., Joachimski, M. y Mormone, A. (2014): The Jabalí non-sulfide Zn-Pb-Ag deposit, western Yemen. *Ore Geology Reviews*, 61: 248-267.
- Muñoz, J. A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. *Thrust tectonics. Springer Netherlands*, 235-246.
- Ochoa, M., Arribas, M.E. y Arribas, J. (2007): Significance of geochemical signatures on provenance in intracratonic rift basins: Examples from the Iberian plate. *Geological Society of America, Special paper*, 420: 199-219.
- Pouit, G. y Bois, J.P. (1986): Arrens Zn (Pb), Ba Devonian deposit, Pyrénées, France: an exhalative-sedimentary-type deposit similar to Meggen. *Mineralium Deposita*, 21(3): 181-189.
- Puigdefábregas, C. y Souquet, P. (1986): Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203
- Reyx, J. (1973): *Relation entre tectonique, métamorphisme de contact et contrainte métallique dans le secteur des anciennes mines d'Arre et d'Anglas*. These 3^{er} Cycle. Univ. de París. 103 p.
- Richards, S.M. (1966): Mineragraphy of fault-zone sulfides, Broken Hill, New South Wales. *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Melbourne, Australia, Mineragraphic Investigations Technical Paper No*, 5: 24.
- Soler, A., Ayora, C., Cardellach, E. y Delgado, J. (1990): Gold-bearing hedenbergite skarns from the SW contact of the Andorra granite (Central Pyrenees, Spain). *Mineralium Deposita*, 25(1): 59-68.

- Subías, I., Fernández-Nieto, C. y González López, J.M. (1990): Estudio mineralógico de la serie Devónico y Carbonífero inferior de Sallent de Gállego. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 13: 183-194.
- Subías, I. y Fernández-Nieto, C. (1995): Hydrothermal events in the Valle de Tena (Spanish Western Pyrenees) as evidenced by fluid inclusions and trace-element distribution from fluorite deposits. *Chemical geology*, 124(3): 267-282.
- Subías, I., Fanlo, I. y Billström, K. (2015): Ore-forming timing of polymetallic-fluorite low temperature veins from Central Pyrenees: a Pb, Nd and Sr isotope perspective. *Ore Geology Reviews*, 70: 241-251.
- Ternet Y. (1965): *Étude du synclinal complexe des Eaux-Chaudes (Basses-Pyrénées)*. Thèse Doct. 3e cycle, Univ. de Toulouse. 98 p.
- Urbain, P. (1933): Variation magmatique et minéralogique dans le massif granitique de Cauterets. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5e série, t. VIII, 329 p.
- Vera, J.A. (2004): Geología de España. Pral.- Madrid: Sociedad Geológica de España; Instituto Geológico y Minero de España, 884 p.
- Wilhelm, E. (1984): *Carte géologique de la France à 1/50.000, Bureau de recherches géologiques et minières*. París.
- Yuste, A. (2001): *Mineralizaciones filonianas de F-Pb de Bielsa (Pirineos Aragoneses); papel de los fluidos sintectónicos en su génesis*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 251p.