

# El yacimiento de Zn-Pb de Castellanos (Cuba): un depósito sedimentario-exhalativo finijurásico-cretácico

*The Castellanos Zn-Pb deposit (Cuba): a late Jurassic-Cretaceous sedimentary-exhalative deposit*

David Gómez-Vivo<sup>1</sup>, Fernando Gervilla<sup>2,3,\*</sup>, Antonio Azor<sup>4</sup>, Rebeca Hernández-Díaz<sup>1</sup>, Ruben Piña<sup>5</sup>, Carmen María Álvarez<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Geología, Universidad de Pinar del Río Hermanos Saiz Montes de Oca, Pinar del Río, Cuba.

<sup>2</sup> Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, avd. Fuentenueva s/n, 18071, Granada, España.

<sup>3</sup> Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (UGR-CSIC), avd. de las Palmeras 4, 18100 Armilla, Granada, España.

<sup>4</sup> Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, avd. Fuentenueva s/n, 18071, Granada, España.

<sup>5</sup> Departamento de Mineralogía y Petrología, Facultad de Geología, Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Nováis 12, Ciudad Universitaria, 28040, Madrid, España.

\* Autor para correspondencia: (F. Gervilla) [gervilla@ugr.es](mailto:gervilla@ugr.es)

## Cómo citar este artículo:

Gómez-Vivo, D., Gervilla, F., Azor, A., Hernández-Díaz, R., Piña, R., Álvarez, C.M., 2023, El yacimiento de Zn-Pb de Castellanos (Cuba): un depósito sedimentario-exhalativo finijurásico-cretácico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 75 (1), A161122. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2023v75n1a161122>

Manuscrito recibido: 12 de Mayo de 2022.  
Manuscrito corregido: 10 de Octubre de 2022.  
Manuscrito aceptado: 4 de Noviembre de 2022.

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo Open Access bajo la licencia CC BY-NC-SA (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

## RESUMEN

El yacimiento de Zn-Pb de Castellanos, situado al noroeste de la isla de Cuba, encaja en un paquete de pizarras negras intercalado en la parte superior de una potente secuencia siliciclástica (>4km), constituida principalmente por areniscas y limolitas de edad Jurásico Inferior y Medio (Formación San Cayetano). El yacimiento es estratiforme, se orienta en dirección NE-SO concordantemente con la estratificación de las pizarras encajantes y está constituido por dos bloques (el bloque Farallones al NE y el bloque Susana al SO) separados por una zona de falla con rumbo N120°E; una zona de falla con la misma dirección limita también el bloque Farallones en su contacto NE. Este bloque se superpone a un complejo filoniano constituido por filones de piritita±calcopiritita y cuarzo, de <10cm de espesor, y orientados también en dirección N120°E. El cuerpo estratiforme principal está constituido por piritita, esfalerita y galena, con ganga de carbonatos (principalmente dolomita-ankerita y calcita), cuarzo, barita y, y menores proporciones de sericita, biotita parcialmente alterada a clorita y apatito criptocristalino. Muestra una estructura zonal con una zona basal discontinua rica en piritita y una zona superior heterogénea en la que varían tanto las proporciones modales de sulfuros+carbonatos (localmente con cuarzo), como la abundancia relativa de esfalerita+galena respecto a piritita. En conjunto, presenta una textura groseramente bandeada en la que alternan irregularmente bandas ricas en piritita, bandas con esfalerita y galena, y bandas de dolomita-ankerita (±sericita, biotita-clorita y apatito criptocristalino), mejor definida hacia el SO del cuerpo mineral. En este sentido, y hacia el techo de la mineralización., tiende a aumentar la proporción modal de cuarzo y local-

## ABSTRACT

The Castellanos Zn-Pb deposit in northwest Cuba is hosted by black shales intercalated in the upper part of a thick siliciclastic sequence (>4km) mainly made up of sandstones and siltstones of Lower to Middle Jurassic age (San Cayetano Formation). The ore deposit is tabular to wedge-shaped and stratiform, oriented NE-SW conformably with the stratification of the host black shales and appears splitted into two blocks (the Farallones block to the NE and the Susana block to the SW) by a N120°E-oriented fault zone; a similarly oriented fault zone marks the NE contact of the Farallones block. This block overlies a stockwork zone made up of <10cm-thick, pyrite-chalcopyrite-quartz veins striking N120°E too. The orebody consists of pyrite, sphalerite and galena, with carbonates (mainly dolomite-ankerite and calcite), quartz, and barite, as well as minor percentages of sericite, partly altered biotite and cryptocrystalline apatite. The internal structure is zoned and consist of a discontinuous, lower pyrite-rich level overlaid by a heterogeneous ore level with variable sulfide+carbonate (locally with quartz) modal proportions, as well as variable amounts of sphalerite+galena relative to pyrite. The upper level shows a broad banded texture defined by alternating pyrite-rich, sphalerite+galena and dolomite-ankerite (±sericite, partly altered biotite and cryptocrystalline apatite) bands, which becomes better defined towards the SW part of the orebody. Modal proportions of quartz and to a lesser extent barite increase too from NE to SW and from bottom to top, especially within the Susana block. An additional NE-SW trend is observed in the chemical composition of sphalerite, whose Fe content decreases southwestwards; this Fe-poor sphalerite coexists with a second generation of sphalerite containing even lower Fe (<1wt.%). Different events of fracturing and brecciation affected the sulfide ore near the N120°E oriented fault zones, which promoted precipitation and remobilization of several generations of calcite, barite, quartz and galena.

mente de barita. De NE a SO también se observa una variación en la composición química de la esfalerita, la cual se hace progresivamente más rica en Zn, a la vez que cristaliza una generación más tardía de esfalerita extremadamente pobre en Fe (<1% en peso). En los límites de bloques, la mineralización está afectada por varios episodios de fracturación y brechificación durante los cuales precipitaron y/o se movilizaron diversas generaciones de calcita, barita, cuarzo y galena. En los episodios más tardíos de esta etapa precipita también calcopirita rellenando fracturas y huecos intersticiales entre los fragmentos de sulfuros previos. La interpretación genética de la mineralización de Castellanos que se propone está basada en la precipitación repetitiva (multifásica) de los sulfuros+carbonatos como consecuencia de la interacción de fluidos/salmueras mineralizantes ascendentes a lo largo de las fracturas que dieron lugar al complejo filoniano con los sedimentos ricos en materia orgánica depositados en el fondo de una subcuenca anóxica desarrollada en la cuenca de margen pasivo donde se depositó la Formación San Cayetano. Las salmueras fueron oxidantes, saturadas en sulfato, y se habrían generado en la plataforma carbonatada con evaporitas desarrollada en los márgenes de la cuenca durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior. La infiltración de estas salmueras a través de la potente secuencia de areniscas y limolitas aumentó su temperatura hasta 100-200°C favoreciendo la disolución y movilización del Zn y Pb necesarios para formar la mineralización principal. La etapa de fracturación/brechificación facilitó también el ascenso de fluidos reductores equilibrados con los niveles de pizarras negras intercalados en la secuencia siliciclástica, que aportaron Au y Ba a la mineralización. En los últimos estadios, la fracturación permitió el ascenso de fluidos más profundos y calientes (~350°C) que dieron lugar a la precipitación tardía de calcopirita.

**Palabras clave:** Yacimiento sedimentario exhalativo, menas de Zn-Pb, Mina Castellanos, distrito minero Matahambre-Santa Lucía, Cuba.

*The late events also allowed precipitation of chalcopyrite filling fractures and interstitial spaces among fragments of the previous sulfide ore. The proposed genetic interpretation of the Castellanos orebody is based on the repeated (multiphase) precipitation of sulfides+carbonates due to the interaction between ore-forming brines migrating upwards through the stockwork fractures and organic matter-rich sediments deposited in an anoxic sub-basin developed in the major passive-margin basin where the sandstones and siltstones of the San Cayetano Formation accumulated. The ore-forming brines were oxidizing, saturated in sulfate, and generated in the evaporite-bearing carbonate platform developed at the margins of the passive-margin basin from Upper Jurassic to Lower Cretaceous times. The infiltration of these brines through the thick siliciclastic sequence gave rise to a significant increase in temperature (up to 100-200°C), thus promoting dissolution and remobilization of the Zn and Pb quantities necessary to form the main sulfide ore. The fracturing and brecciation stages enabled upward migration of reduced fluids equilibrated with black shales intercalated at different levels of the siliciclastic sequence, which, in turn, supplied Au and Ba to the ore. Late fracturing also allowed ascent of deep, hot fluids (~350°C) capable of precipitating chalcopyrite.*

**Keywords:** Sedimentary-exhalative deposit, Zn-Pb ores, Castellanos Mine, Matahambre-Santa Lucía mining district, Cuba.

## 1. Introducción

La importancia económica de los yacimientos de tipo exhalativo-sedimentario (SEDEX) y el hecho de que sean un objetivo de exploración prioritario radica en que contienen en torno al 50% de las reservas mundiales de Zn y Pb, y suministran más del 25% de la producción anual mundial de estos metales, junto a importantes cantidades de Ag (Goodfellow and Lydon, 2007; Wilkinson, 2014; Emsbo *et al.*, 2016). Los de mayor tamaño, con volúmenes de reservas en muchos casos superiores a 100Mt, se localizan en cuencas de rift intracratónicas de edad Paleoproterozoico-

Mesoproterozoico (~1850-1580 Ma); no obstante, también existe un grupo importante de yacimientos fanerozoicos, principalmente de edad Devónico-Carbonífero, y, en menor medida, yacimientos Jurásicos de pequeño tamaño (Taylor *et al.*, 2009; Leach *et al.*, 2010). Entre estos últimos se incluyen los yacimientos de Castellanos, Santa Lucía, Nieves y el Cuerpo 70 de la Mina Matahambre, dentro del distrito minero Matahambre-Santa Lucía en Cuba occidental (Valdés-Nodarse, 1998; Cazañas *et al.*, 2017). El grado de conocimiento que se tiene de estos depósitos es muy desigual, ya que mientras que los datos mineralógicos y/o geoquímicos publicados sobre el Cuerpo 70 de la

Mina Matahambre y el depósito de Santa Lucía son escasos (Valdés-Nodarse, 1998; Pérez-Vázquez *et al.*, 2017; Cazañas *et al.*, 2017), se dispone de bastante más información sobre Castellanos (Valdés-Nodarse, 1998; Whitehead *et al.*, 1996; Davies *et al.*, 1998; Cazañas *et al.*, 2017; Gómez-Vivo *et al.*, 2021).

La naturaleza bandeada del cuerpo estratiforme de sulfuros de Castellanos y la existencia de un complejo filoniano basal se identificaron en una campaña de exploración llevada a cabo entre 1962 y 1977 por la Empresa Geológico Minera de Pinar del Río. Más adelante, Whitehead *et al.* (1996) identificaron la presencia de texturas masivas, bandeadas y brechoides en la mineralización de sulfuros, calcularon la composición de los carbonatos (dolomita, ferrodolomita y calcita), y reconocieron patrones de distribución espacial de las distintas fases minerales del yacimiento. A partir de las muestras utilizadas por Whitehead *et al.* (1996), Davies *et al.* (1998) mostraron que los contenidos de isótopos de Sr son consistentes con un proceso de formación de la ganga carbonatada de la mineralización de sulfuros de Castellanos como consecuencia de la mezcla de agua marina jurásica (Oxfordiense) con un fluido hidrotermal rico en tierras raras y Sr (Davies *et al.*, 1998). Mostraron también el carácter extremadamente heterogéneo de los contenidos de Sr y La, y de la relación  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , incluso a la escala de muestra de mano, sobre todo en la zona suprayacente al complejo filoniano. Tal grado de heterogeneidad sugiere, de acuerdo con Davies *et al.* (1998), procesos de formación multifásicos con etapas superpuestas de disolución, precipitación, lixiviado y redistribución de estos componentes geoquímicos.

El afloramiento del cuerpo mineral de Castellanos estuvo coronado por un gossan con contenidos significativos de Au y Ag, el cual se explotó intermitentemente entre los años 1993 y 2000. De acuerdo con Cazañas *et al.* (2017) los contenidos medios de Au en el gossan fueron de 1,76 ppm y los de Ag de 20,69 ppm. Durante la exploración previa a la apertura de la Mina Castellanos en 2017, algunos sondeos mostraron anomalías de Au incluso superiores a los del gossan (hasta 34 ppm). Más recientemente, el trabajo realizado por Gómez-Vivo *et al.* (2021) ha puesto de manifiesto que el Au se concentra de forma heterogénea en diferentes tipos texturales de pirita, preferentemente en bandas coloformes ricas en As, y muestra un patrón de distri-

bución espacial marcado por un enriquecimiento progresivo de muro a techo en la mineralización estratiforme.

El comienzo de las operaciones de extracción en la Mina Castellanos ha hecho posible la realización de estudios petrográficos detallados orientados a conocer las características mineralógicas, texturales y geoquímicas en tres dimensiones del cuerpo mineral. Los resultados de dicho estudio se han recopilado en este artículo, el cual tiene como objetivos: i) caracterizar adecuadamente la naturaleza mineralógica del yacimiento de Castellanos, ii) definir la distribución espacial de los diferentes tipos texturales de mena; iii) identificar los rasgos mineralógicos y texturales que muestran el carácter polifásico del proceso de formación de la mineralización presente, tanto en el complejo filoniano como en el cuerpo estratiforme suprayacente; y iv) plantear un modelo genético del yacimiento integrado en el contexto geológico regional durante el final del Jurásico y el Cretácico Inferior.

## 2. Marco geológico regional

El yacimiento de Zn-Pb de Castellanos se localiza en la vertiente noroccidental de la Sierra de los Órganos, en el extremo noroccidental de la isla de Cuba, en la provincia de Pinar del Río (Figura 1). Su encajante son los materiales siliciclásticos de la Formación San Cayetano (DeGolyer, 1918; Bermúdez, 1961), la cual constituye la base del Terreno de Guaniguanico (Millán, 1972). Sobre esta secuencia siliciclástica se dispone otra de naturaleza esencialmente carbonatada, en la que se diferencian cuatro formaciones: Jagua, Guasasa, Esperanza y Pons (Figura 1). El conjunto de materiales que conforman el Terreno de Guaniguanico se depositaron en el margen occidental de la cuenca proto-caribeña, sobre el margen pasivo meridional de la placa norteamericana, durante el Jurásico y el Cretácico (García-Casco *et al.*, 2008).

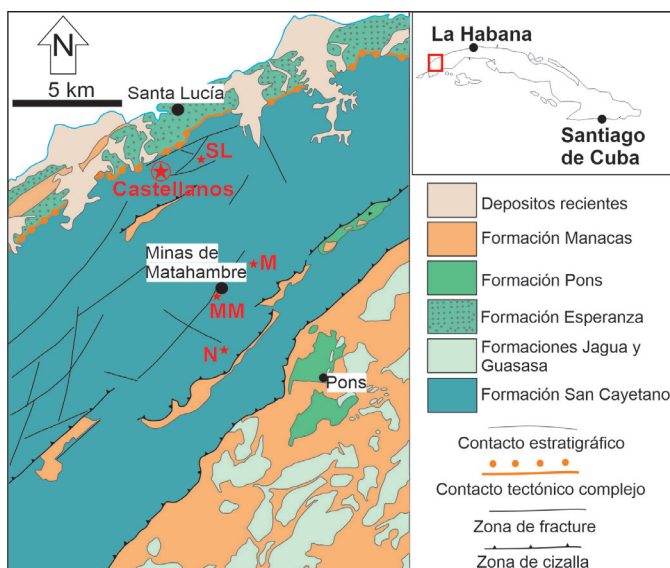
La Formación San Cayetano (de edad Jurásico Inferior y Medio) está constituida por una potente (>3000 m) secuencia de areniscas y limolitas con intercalaciones de pizarras, depositadas en un

ambiente fluvio-deltaico (Meyerhoff y Hatten, 1974; Zhidkov y Jalturin 1976; Haczewski, 1976; Cobiella-Reguera, 2000). Puesto que el muro de la formación no aflora, la potencia puede ser significativamente superior a los 4 km (Pérez-Vázquez, 2006) y, según algunos autores (e.g. Valdés-Nodarse, 1998), el comienzo de la sedimentación pudo ser más antiguo, habiéndose iniciado durante el Triásico. Según Gómez-Vivo *et al.* (2021) la secuencia que aflora entre Minas de Matahambre y la zona norte de la Mina Castellanos tiene un espesor de >3400m y está compuesta por tres tramos de espesor variable: el tramo inferior (tramo 1) posee una potencia de unos 1200m y está compuesto por areniscas y limolitas con escasos niveles de pizarras de espesor centimétrico a decimétrico (excepcionalmente decamétrico), y algún nivel de microconglomerados; el tramo intermedio (tramo 2) está compuesto exclusivamente por un paquete

de pizarras de 400m de espesor; el tramo superior (tramo 3) es el más potente (~1800m) y, al igual que el inferior, está compuesto por areniscas y limolitas alternantes, con intercalaciones de pizarras. Este último tramo contienen mayor volumen de pizarras que el 1. Las pizarras del tramo 3 son, predominantemente, de color negro debido al alto contenido en materia orgánica (carbón) que presentan. El contenido en carbono orgánico total de las pizarras de la Formación San Cayetano varía entre 0,5% y 23,86%, si bien estos valores tienden a disminuir drásticamente en las rocas mineralizadas (Cazañas *et al.*, 2017)

Los materiales de la Formación San Cayetano se encuentran afectados por una fase de deformación dúctil de edad Paleoceno-Eoceno (Pszczolkowski, 1978; Piotrowska, 1987; Gordon *et al.*, 1997; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997). Esta deformación genera pliegues hectométricos vergentes al SE con clivaje S1 de plano axial y, a nivel regional, da lugar a la formación de una especie de gran monoclinas con buzamientos hacia el NO. La deformación dúctil se desarrolló en condiciones de muy bajo grado metamórfico (anquizona), a temperaturas inferiores a 200°C, tal y como sugieren los valores de reflectancia de la vitrinita y de cristalinidad de los minerales de la arcilla (Maynard *et al.*, 2001).

La secuencia carbonatada suprayacente a la formación San Cayetano se inicia con un paquete de calizas con intercalaciones de margas y pizarras agrupado en la denominada Formación Jagua (Cobiella-Reguera, 2008). Las calizas son de aguas someras, depositadas en fondos anóxicos; algunas contienen fósiles que han permitido datar la formación como Oxfordiense Superior. La sedimentación de la Formación Jagua termina en un hiato estratigráfico. Posteriormente, se reinicia la sedimentación con el depósito de las calizas micríticas ricas en materia orgánica del miembro inferior de la formación Guasasa, en el que se han identificado niveles de dolomías e intervalos ricos en anhidrita y yeso (López-Rivera *et al.*, 1987; Cobiella-Reguera, 2008). El espesor de esta formación puede alcanzar los 650m y su edad



**Figura 1** Localización geológica de la Mina Castellanos en la zona noroccidental de la Sierra de Los Órganos, en el noroeste de la isla de Cuba. Se muestra también la localización de otros yacimientos e indicios de mineralización importantes en el distrito minero Matahambre-Santa Lucía: SL: Santa Lucía, MM: Minas de Matahambre, N: Nieves y M: Mella. Mapa geológico modificado de Astajov *et al.* (1980).

es esencialmente Kimmeridgiense (Cobiella-Reguera, 2008). Desde el Titónico (miembros superiores de la Formación Guasasa) hasta el Cenomaniense (Formaciones Esperanza y Pons) la sedimentación carbonatada se desarrolla en aguas profundas dando lugar a la acumulación de depósitos de calizas micríticas con niveles ricos en radiolarios y/o nódulos de chert (Cobiella-Reguera, 2008). En la zona de la Sierra de los Órganos, todas estas formaciones carbonatadas afloran hacia el S-SE de la Formación San Cayetano, la cual se coloca estructuralmente sobre ellas mediante un cabalgamiento (Figura 1).

En la región de la Mina Castellanos se reconocen diversos sistemas de fallas resultado de varios episodios de fracturación con distinta cinemática y significado tectónico. Aunque la mayoría tienden a buzarse hacia el NO, muestran una gran variedad de orientaciones, buzamientos y cronologías relativas. Un conjunto importante de fallas presenta rumbo NE-SO y buzamientos tanto al NO como al SE. Muy probablemente son de importancia regional debido a los espesores importantes de la zona de falla y, sobre todo, al hecho de que localmente engloban bloques exóticos de serpentinitas en la zona de falla, rocas ausentes en el entorno próximo de la mina, pero que afloran unos 40 km al NE, en la Sierra de Cajálbana. Este tipo de fallas no guardan relación espacial con las mineralizaciones de Zn-Pb, lo que sugiere que tampoco existe conexión genética entre el episodio de fracturación que las generó y la formación de los yacimientos. Por el contrario, merece la pena destacar la presencia de fallas normales con rumbo NO-SE las cuales delimitan el contacto NE del cuerpo mineralizado estratiforme y los dos bloques en los que se subdivide dicho cuerpo. Aunque cortan la mineralización estratiforme, las relaciones estructurales de este sistema de fallas con los filones infrayacentes sugieren que la fracturación pudo iniciarse con anterioridad al proceso mineralizador y desarrollarse sincrónicamente con el mismo (Valdés-Nodarse, 1998).

### 3. Metodología

El presente estudio se ha basado en la detallada observación de las relaciones de campo conforme ha ido avanzando la explotación de la Mina Castellanos, así como en el estudio petrográfico detallado de un total de 77 muestras representativas de la mineralización y, en menor proporción, de las rocas encajantes. La petrografía se ha realizado combinando microscopía óptica (con luz transmitida y reflejada) y microscopía electrónica de barrido (SEM) en modo de electrones retrodispersados, con análisis puntuales mediante EDS (energy dispersive spectroscopy) de las diferentes fases minerales identificadas. El estudio mediante SEM se ha realizado en modo de bajo vacío, utilizando un microscopio electrónico de barrido ambiental (ESEM) Quanta 400 de Thermofisher-FEI, equipado con un detector EDS XFlash 6/30 de Bruker, en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada.

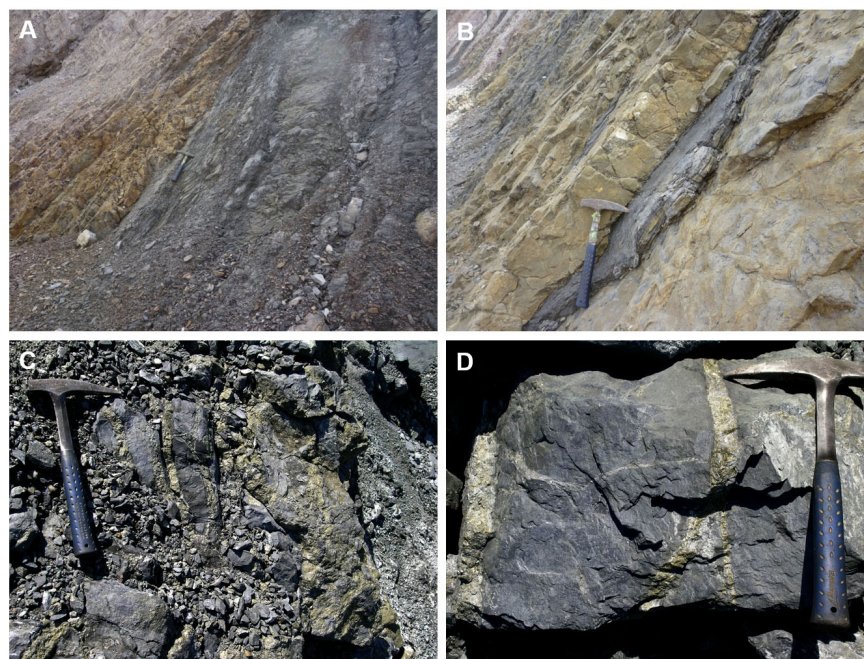
Los datos de química mineral se han obtenido en modo WDS (*wavelength dispersive spectroscopy*) mediante una microsonda electrónica modelo JEOL JXA-8230 en los Servicios Científico Técnico de la Universidad de Barcelona. Las condiciones analíticas fueron: voltaje de aceleración de 15 kV, corriente de sonda de 20 nA y diámetros de haz de 5  $\mu$  para los sulfuros y silicatos/óxidos, y de 10  $\mu$  para los carbonatos. Las líneas espectrales medidas fueron SK $\alpha$ , CoK $\alpha$ , FeK $\alpha$ , MnK $\alpha$ , ZnK $\alpha$ , CuK $\alpha$ , Ni $\alpha$ , MgK $\alpha$ , SiK $\alpha$ , AlK $\alpha$ , CrK $\alpha$ , VK $\alpha$ , PbM $\alpha$ , AgL $\alpha$ , CdL $\alpha$ , Sb $\alpha$ , AsL $\beta$ , SrL $\alpha$  y BaL $\alpha$ , utilizando los siguientes cristales analizadores: PETJ (S, Pb, Ag, Cd, Sb), TAPH (As), LiFH (Co, Fe, Mn) y LiFL (Zn, Cu, Ni) para los sulfuros y silicatos/óxidos, y PETJ (Ca, Sr), TAPH (Mg), LiFH (Fe, Mn) y LiFL (Ba) para los carbonatos. Para los análisis de sulfuros se utilizaron los siguientes patrones: esfalerita (S y Zn), Sb metal (Sb), arsenopirita (As), pirita (Fe), Ni metal (Ni), Ag metal (Ag), rodonita (Mn), calcopirita (Cu), greenockita (Cd) y Co metal (Co); para los análisis de carbonatos: calcita (Ca), dolomita (Mg), rodonita (Mn), barita (Ba), estroncianita (Sr), siderita (Fe),

y para los análisis de silicatos/óxidos: Dióxido (Si), periclusa (Mg), hematites (Fe), rodonita (Mn), cianita (Al), cromita (Cr), V metal (V), Co metal (Co) y Ni metal (Ni). Los límites de detección alcanzados para los distintos elementos (expresados en porcentaje en peso) fueron : 1) 0,02% de S, 0,05% de Pb, 0,04% de Ag, 0,05% de Cd, 0,03% de Sb, 0,04% de As, 0,01% de Co, 0,01% de Mn, 0,02% de Fe, 0,04% de Zn, 0,02% de Cu y 0,01% de Ni en la rutina analítica de sulfuros ; 2) 0,03% de Mn, 0,03% de Fe, 0,05% de Ca, 0,03% de Sr, 0,03% de Mg y 0,09% de Ba en la rutina analítica de carbonatos ; y 3) 0,03% de Mn, 0,03% de Fe, 0,04% de Zn, 0,02% de Ni, 0,02% de Mg, 0,02% de Si, 0,01% de Al, 0,03% de Ti, 0,02% de V y 0,02% de Cr en la rutina analítica de silicatos/óxidos.

#### 4. Mineralización de Zn-Pb

El cuerpo mineral principal de Castellanos encaja en un paquete de pizarras negras de unos 150m

de espesor, intercalado a techo de la secuencia de areniscas y limolitas del tramo superior de la Formación San Cayetano. Las pizarras se interdigitan con las areniscas y limolitas (Figuras 2A y 2B), acuñándose lateralmente; por debajo del cuerpo mineral, estas litologías están cortadas por una red de filones anastomosados (Figuras 2C y 2D) que constituyen el denominado complejo filoniano basal; por encima, las pizarras se encuentran fuertemente plegadas y brechificadas. La mineralización es estratiforme, con una extensión lateral que alcanza los 800m y una potencia media de 50m (Figura 3). Su orientación es NE-SO (buzando hacia el NO), concordantemente con la estratificación de las rocas encajantes. Una zona de falla de dirección NO-SE divide el cuerpo mineral en dos bloques: el bloque Farallones hacia el NE y el bloque Susana hacia el SO (Figura 3A). Este último se adelgaza y hunde progresivamente hacia el SO (Figura 3B); por el contrario, el bloque Farallones presenta una morfología más tabular, limitado por sendas zonas de fractura paralelas (al NE y al SO) de dirección N120°E.



**Figura 2** A y B: paquetes de pizarras negras de diferente espesor intercaladas entre los estratos de areniscas del muro de la mineralización de Castellanos. C y D: filones verticales de pirita=calcopirita cortando la estratificación de las pizarras negras del muro de la mineralización.

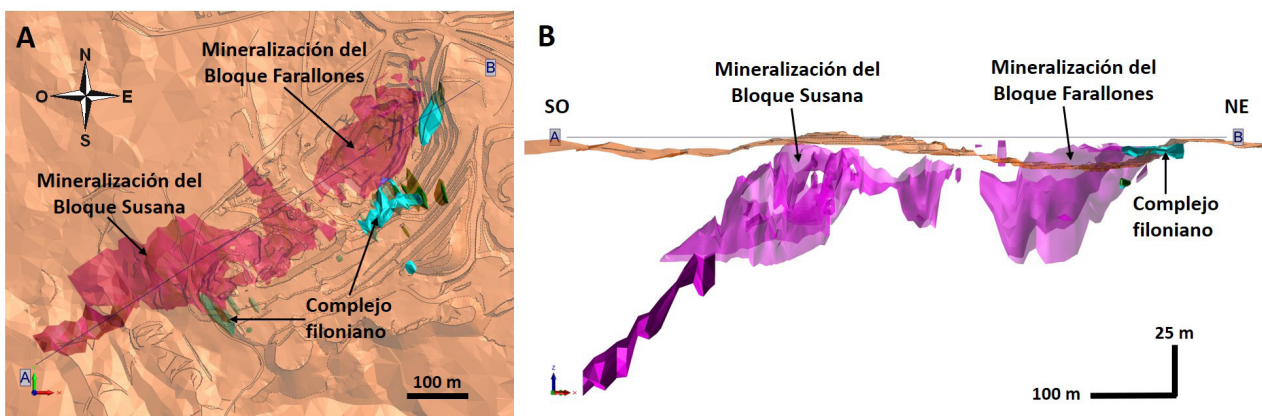
#### 4.1. COMPLEJO FILONIANO BASAL

El complejo filoniano basal (stockwork) está compuesto por filoncillos de pirita y pirita-calcopirita con espesores usualmente entre 1 y 10 cm (Figuras 2C y 2D). Subyace principalmente al cuerpo estratiforme del bloque Farallones y, de una forma más discontinua, al muro del bloque Susana (Figura 3A). Los filones de mayor espesor muestran una orientación bastante constante en torno a N120°E y buzamientos perpendiculares a la estratificación. La dirección de estos filones es la misma que la de las fallas que separan el cuerpo mineralizado en dos bloques.

La mayor parte de los filones están compuestos por cristales de pirita, con cuarzo intergranular (Figura 4A) asociado a menores cantidades de sericita, apatito criptocristalino y carbón. Es relativamente frecuente encontrar cristalitas ahnédricas de esfalerita de algunas decenas de micras de diámetro intersticiales entre la pirita (Figura 4A) o incluidos en ésta, así como granillos micrométricos de galena dentro de fracturas en pirita. El resto de los filones contienen, además, calcopirita y, ocasionalmente, barita. En éstos se observan bandas irregulares sub-paralelas con deformación cataclástica, a lo largo de las cuales se concentra la calcopirita, la cual incluye abundantes fragmentos de pirita con bordes de grano redondeados (Figura 4B), así como algunos

(escasos) cristalitas de esfalerita. La calcopirita también rellena fracturas en cristales de pirita de mayor tamaño y muestra una alteración incipiente a covellina. En algunos filones se han identificado dos generaciones de barita: la más temprana rellena fracturas en la pirita con anterioridad a la cristalización de la calcopirita (Figura 4C), y la segunda se distribuye de forma más heterogénea rellenando huecos y fracturas que cortan a la calcopirita. El cuarzo intergranular está parcialmente recristalizado y localmente contiene inclusiones subredondeadas de sulfato cálcico (anhidrita o yeso) de tamaño inferior a 15µ (Figura 4D).

Las rocas de caja de estos filones están compuestas por proporciones variables de cuarzo, con sericita intersticial, menores cantidades de carbón y pirita diseminada, y trazas de apatito y rutilo. En conjunto se observa una textura bandeada en la que alternan irregularmente bandas ricas y pobres en pirita y, en menor medida, materia orgánica parcialmente grafitizada. Las bandas ricas en pirita y materia orgánica son de color negro, muy delgadas (entre 50 y 200 micras de espesor) y contienen algunos cristalitas micrométricos de esfalerita diseminados (principalmente en las proximidades de los filones). La pirita suele estar recristalizada, desarrollando cristales de hasta 130µ caracterizados por la presencia de abundantes inclusiones de cuarzo, mica y, localmente, esfalerita y galena. Las



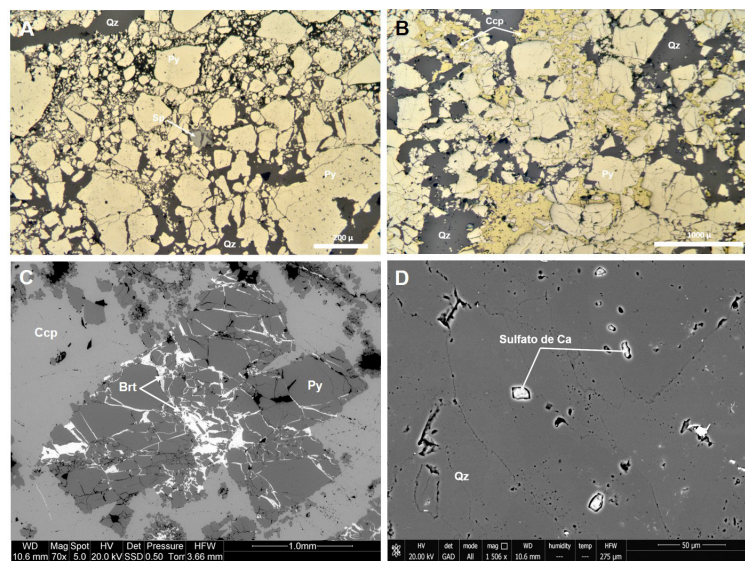
**Figura 3** Proyección en planta (A) y a lo largo de una sección longitudinal (B) del cuerpo mineral de Castellanos. Se muestra la disposición espacial de los bloques Farallones y Susana, así como la localización y orientación del complejo filoniano (colores azul verdoso y marrón verdoso).

bandas pobres en materia orgánica y pirita son más claras, alcanzan espesores ligeramente superiores a 1 mm y en ellas abunda la sericita procedente de la alteración de feldespato potásico (raramente se preservan restos de este mineral). La presencia de feldespato potásico se restringe a la zona NE del complejo filoniano, allí donde son más frecuentes los filones de pirita-calcopirita.

En la secuencia de muro de la mineralización cortada por el complejo filoniano se han observado también niveles decimétricos de pizarras ricas en hematites compuestas por cuarzo, sericita, biotita parcialmente alterada a clorita y hematites, con cantidades menores de pirita framboidal, carbón y, más raramente, rutilo y apatito. Los cristales de hematites se disponen intersticialmente entre los de los silicatos de la matriz, agrupándose en zonas irregulares de 100-350µ de anchura, confiriendo a la roca una textura parcheada. Puntualmente, la pirita framboidal también se agrupa formando nódulos de hasta 1mm de diámetro rodeados por oxi-hidróxidos de Fe.

#### 4.2. MINERALIZACIÓN ESTRATIFORME

La estructura interna de la mineralización de Zn-Pb es compleja en detalle, aunque a la escala del cuerpo mineral muestra una distribución zonal de asociaciones minerales, con una zona basal discontinua rica en pirita que evoluciona gradualmente hacia arriba aumentando las proporciones modales de esfalerita y galena, en lo que constituye la zona mineralizada principal del yacimiento (Figura 5). Esta distribución zonal está mejor representada en el bloque Farallones y en la mitad nororiental del bloque Susana. Este último muestra en conjunto una zonación de NE a SO caracterizada por la reducción del tamaño de grano de los sulfuros, así como por la presencia de horizontes ricos en sílice, principalmente hacia el techo, donde puntualmente, se observa también algún nivel discontinuo con greenalita y hematites, y de barita. La estructura interna de la mineralización se ve fuertemente alterada en las proximidades de las zonas de falla, en las que es frecuente



**Figura 4** A: microfotografía de un filón compuesto por cristales anhédricos de pirita (Py) parcialmente cataclastizados en una ganga de cuarzo (Qz). Se reconocen restos de cristales de esfalerita intersticiales (Sp). B: microfotografía de un filón de pirita (Py), con calcopirita (Ccp) concentrada a lo largo de una zona de pirita cataclastizada (la calcopirita contiene abundantes fragmentos de grano fino de pirita), en una matriz de cuarzo (Qz). Ambas imágenes (A y B) se obtuvieron con un solo polarizador, utilizando un microscopio de luz reflejada. C: agregado de cristales subhédricos de pirita (Py) fracturados, con las fracturas rellenas de barita (Brt), y el conjunto englobado en una masa de calcopirita (Ccp). D: Inclusiones micrométricas de sulfato cálcico en cuarzo (Qz). C y D son imágenes de electrones retrodispersados obtenidas con un microscopio electrónico de barrido ambiental (ESEM).



observar procesos de movilización y aumento de las proporciones de barita y de algunos sulfuros (p.e. galena), así como la precipitación tardía de calcita y, localmente, cuarzo microcristalino y barita.

**4.2.1. ZONA BASAL RICA EN PIRITA**

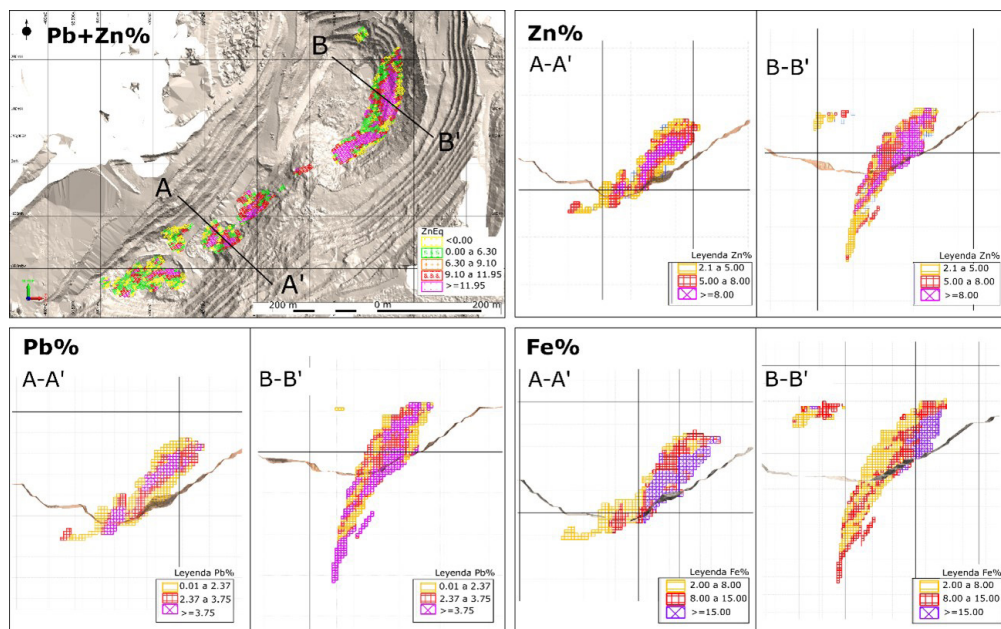
La zona rica en pirita del muro de la mineralización presenta un contacto basal difuso, a menudo caracterizado por la alternancia de bandas con pirita y bandas de roca encajante lutítica compuesta por sericita, biotita parcialmente cloritizada, cuarzo y cantidades variables de agregados coliformes de apatito criptocristalino y de materia orgánica parcialmente carbonizada (Figura 6A). Este contacto se encuentra marcado por el aumento en el tamaño de grano y en el grado de recristalización de la pirita desde la roca encajante al interior de la zona mineralizada. En este mismo sentido aumenta la proporción de dolomita-ankerita, asociada a las bandas de pirita recristalizada (Figura 6A). Esta última presenta abundantes inclusiones de cuarzo, sericita y clorita dispuestas a lo largo de los planos de crecimiento (Figura 6B). En las zonas suprayacentes aumenta el espesor de las bandas de pirita (hasta hacer desaparecer

el bandeado) y las proporciones de carbonatos, principalmente de calcita. Las bandas de pirita de mayor espesor muestran una zona interior constituida, bien por agregados de cristales anhédricos de pirita con inclusiones de clorita y fragmentos corroidos de dolomita-ankerita (Figura 6C), o bien por un denso enrejado de cristales tabulares de pirita, con dolomita-ankerita, sericita, clorita y apatito. Estas bandas están flanqueadas por cristales subhédricos de pirita (Figura 6D).

En la zona basal del bloque Farallones se observan localmente brechas y estructuras sinsedimentarias tipo slump que pliegan y deforman el bandeado de pirita. Esta zona basal rica en pirita tiende a desaparecer hacia el SO, en el bloque Susana.

**4.2.2. MINERALIZACIÓN PRINCIPAL DE ZN-PB**

La mineralización estratiforme situada por encima de la zona basal rica en pirita es heterogénea (Figura 5), tanto desde el punto de vista de las proporciones modales de sulfuros en su conjunto, como de la abundancia relativa de esfalerita y galena respecto a pirita. Se presenta en forma diseminada, semimasiva y masiva, y siempre está asociada a un proceso de carbonatación, en el que

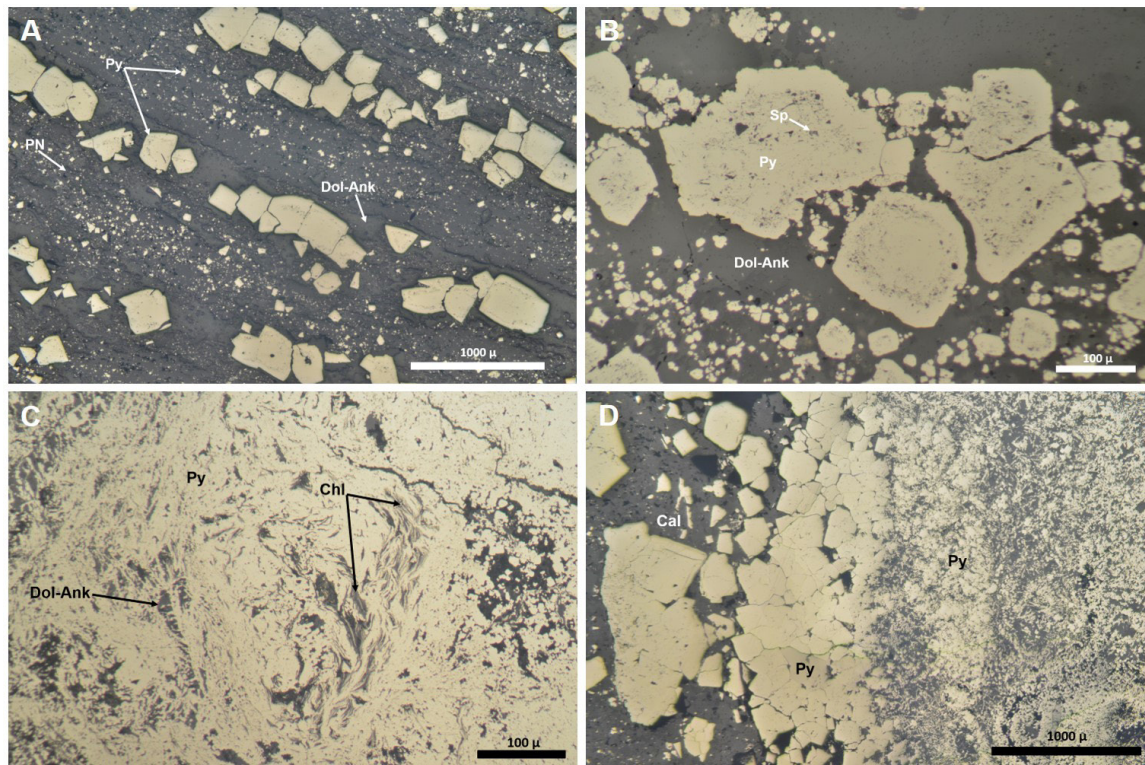


**Figura 5** Distribución de los contenidos de Zn, Pb y Fe en el cuerpo mineral de Castellanos. Los cortes A-A' y B-B' muestran la distribución vertical de los contenidos de Zn, Pb y Fe en los bloques Susana (A-A') y Farallones (B-B').

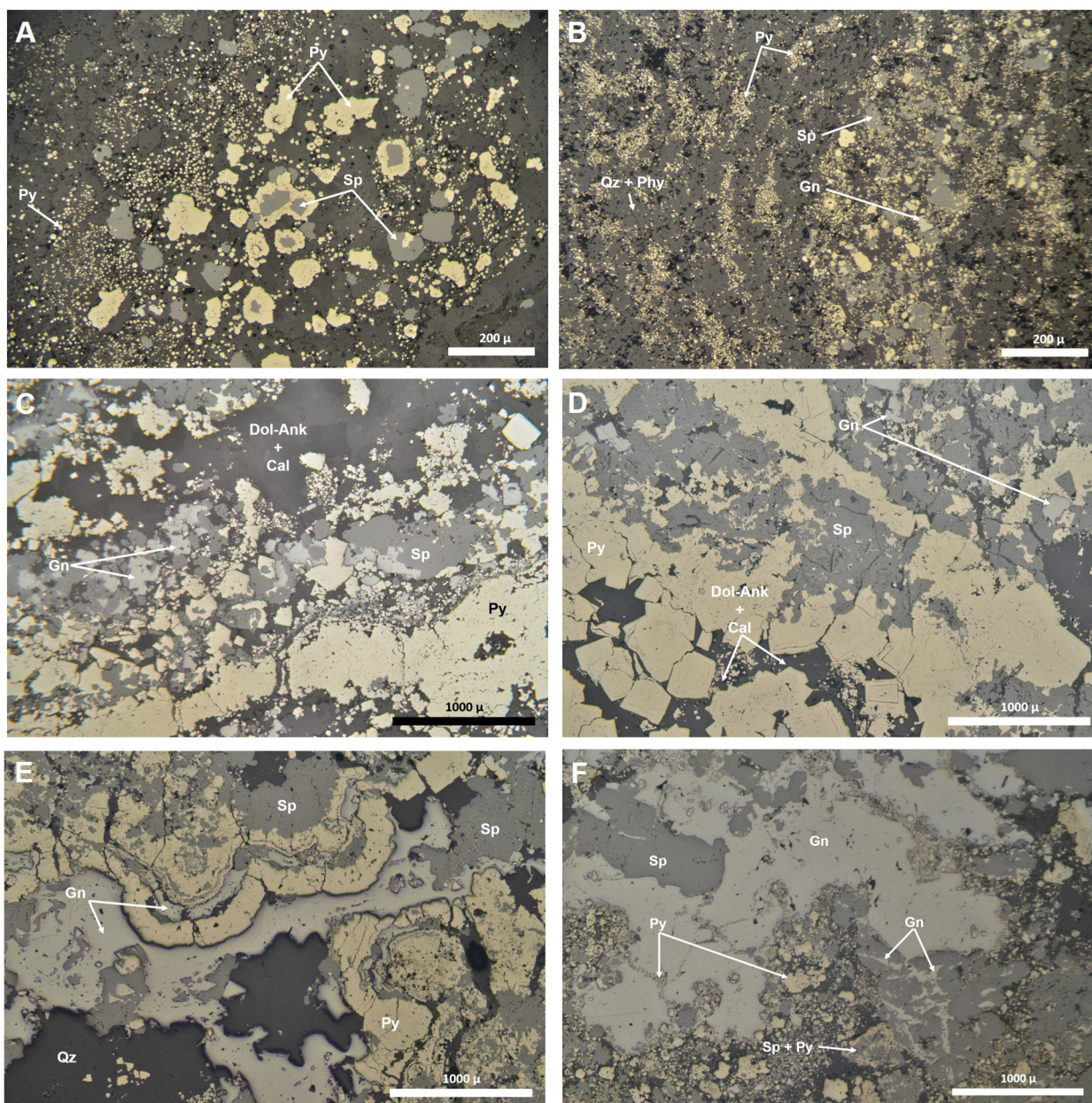
se forman principalmente minerales de la serie de solución sólida dolomita-ankerita. Los sulfuros y los carbonatos asociados muestran texturas de reemplazamiento caracterizadas por la disolución parcial (o total) de los componentes minerales de las pizarras (cuarzo, filosilicatos y apatito criptocristalino) y la cristalización de diversas generaciones de sulfuros y carbonatos; entre estos últimos aumenta progresivamente la proporción de calcita.

Cuando la mineralización se presenta de forma diseminada, está compuesta por pirita framboidal y/o euhédrica de grano fino, con menores cantidades de esfalerita y galena, diseminadas en la roca lutítica. El tamaño de grano de estos sul-

furos suele ser inferior a 10µm. No obstante, es frecuente observar agregados de pirita coloforme de 50-150µm de diámetro, desarrollados sobre núcleos de pirita framboidal (o agregados de framboides de pirita) o de cristales de esfalerita (Figura 7A). El desarrollo de los agregados de pirita coloforme se asocia a la formación de carbonatos de la serie dolomita-ankerita, a expensas de la disolución parcial de la asociación filosilicatos-cuarzo-apatito criptocristalino; hacia techo del cuerpo mineralizado y, sobre todo en el bloque Susana, los carbonatos están parcialmente reemplazados por cuarzo. En las zonas donde domina este tipo de mineralización diseminada



**Figura 6** Microfotografías de la zona basal rica en pirita, obtenidas con un microscopio de luz reflejada con luz reflejada, con un solo polarizador. A: textura bandeada de la zona de transición entre la zona basal rica en pirita y las pizarras negras encajantes, en la que alternan bandas compuestas por pirita (Py) y dolomita-ankerita (Dol-Ank) y bandas de pizarras negras (PN) con diseminación de pirita de grano fino. B: textura zonada de los cristales de pirita (Py) de mayor tamaño de grano de una banda rica en pirita, en la que se observan bandas de crecimiento con proporciones variables de inclusiones de clorita y algún cristal de esfalerita (Sp), en una matriz de dolomita-ankerita (Dol-Ank). C: pirita masiva (Py) con inclusiones de agregados de clorita (Chl) y fragmentos corroídos de dolomita-ankerita (Dol-Ank). D: estructura zonada de una banda de pirita (Py) compuesta, de derecha a izquierda, por una zona de pirita pseudomórfica (probable reemplazamiento de cristales laminares de hematites) y una zona con pirita subhédrica, recrystalizada y zonada; la recrystalización de la pirita está asociada a la precipitación de calcita (Cal).



**Figura 7** Microfotografías de la mineralización de Zn-Pb principal, obtenidas con un microscopio de luz reflejada con luz reflejada, con un solo polarizador. A: mineralización diseminada compuesta por pirita (Py) framboidal y cristales anhédricos de esfalerita (Sp) rodeados por agregados coliformes de una segunda generación de pirita; la ganga está compuesta por restos de pizarra negra y dolomita-ankerita. B: mineralización diseminada bandeada del extremo SO del bloque Susana, compuesta por bandas de sulfuros y bandas de pizarra negra compuesta por cuarzo y filossilicatos (Qz+Phy); las bandas de sulfuros están compuestas por pirita (Py) framboidal, agregados coliformes de pirita y cristales anhédricos de esfalerita (Sp) que incluyen framboides de pirita y galena (Gn). C: mineralización semimasiva bandeada en la que se observan bandas de pirita (Py), bandas ricas en esfalerita (Sp) y galena (Gn), y bandas de carbonatos constituidas por cristales zonados con núcleos de dolomita-ankerita (Dol-Ank) y bordes de calcita (Cal). D: mineralización semimasiva compuesta por agregados de cristales de esfalerita (Sp) y galena (Gn) parcialmente corroídos y disueltos, envueltos en pirita (Py) recrystalizada y zonada asociada a calcita. E: textura bandeada de sulfuros coliformes en los que se observa esfalerita (Sp) parcialmente disuelta incluida en pirita (Py), así como fragmentos de esfalerita y pirita con bordes de grano irregulares y corroídos, incluidos en galena (Gn) removilizada durante una fase tardía de fracturación, y asociada a cuarzo (Qz). F: galena (Gn) con abundantes inclusiones de pirita (Py) y esfalerita (Sp) de grano fino y bordes corroídos; también se observa galena esqueletal incluida en esfalerita.

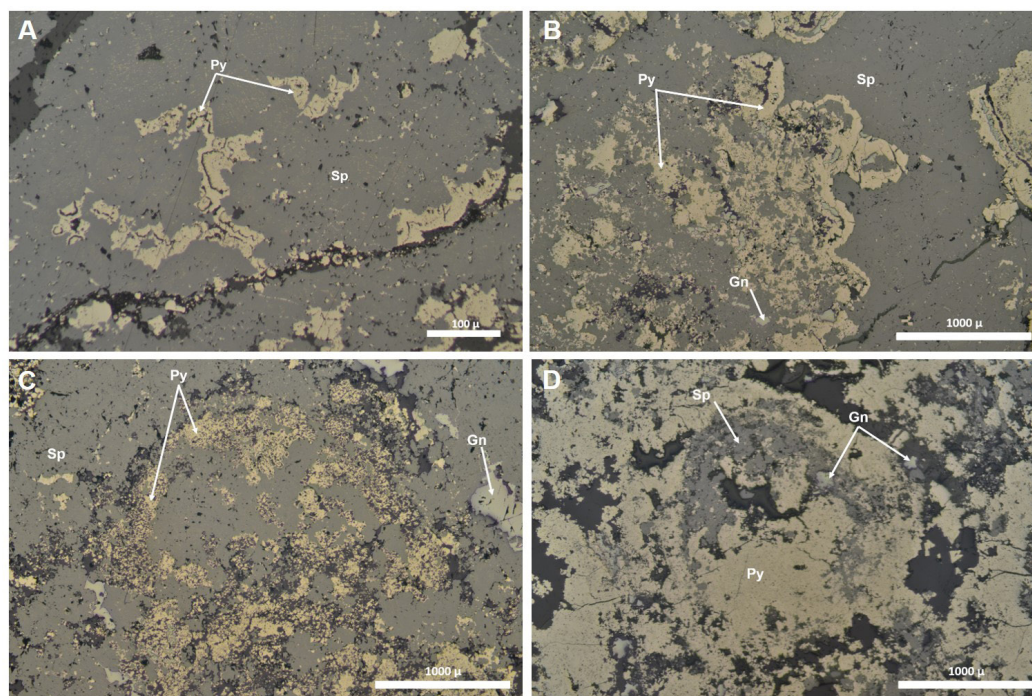
(p.e. extremo SO del bloque Susana), la esfalerita y la galena se concentran en bandas discretas en las que la esfalerita forma masas irregulares con abundantes inclusiones de pirita framboidal, dando lugar a una característica textura moteada. Por el contrario, la pirita se distribuye de forma más homogénea en la matriz lutítica, definiendo a menudo laminación (Figura 7B).

Las zonas con mineralización semimasiva tienden a presentar una textura groseramente bandeada, en la que alternan irregularmente bandas ricas en pirita, bandas con esfalerita y galena, y bandas de dolomita-ankerita ( $\pm$ moscovita, clorita y apatito), a veces reemplazadas parcialmente por calcita (Figura 7C). Esta textura evoluciona localmente hacia masiva, desarrollando cristales de sulfuros de mayor tamaño (hasta  $\sim 500\mu$ ), a expensas de los carbonatos intersticiales, de los posibles restos de filosilicatos y apatito, y de sulfuros previos (Figura 7D). La pirita (localmente marcasita) y la esfalerita tienden a desarrollar hábitos coliformes,

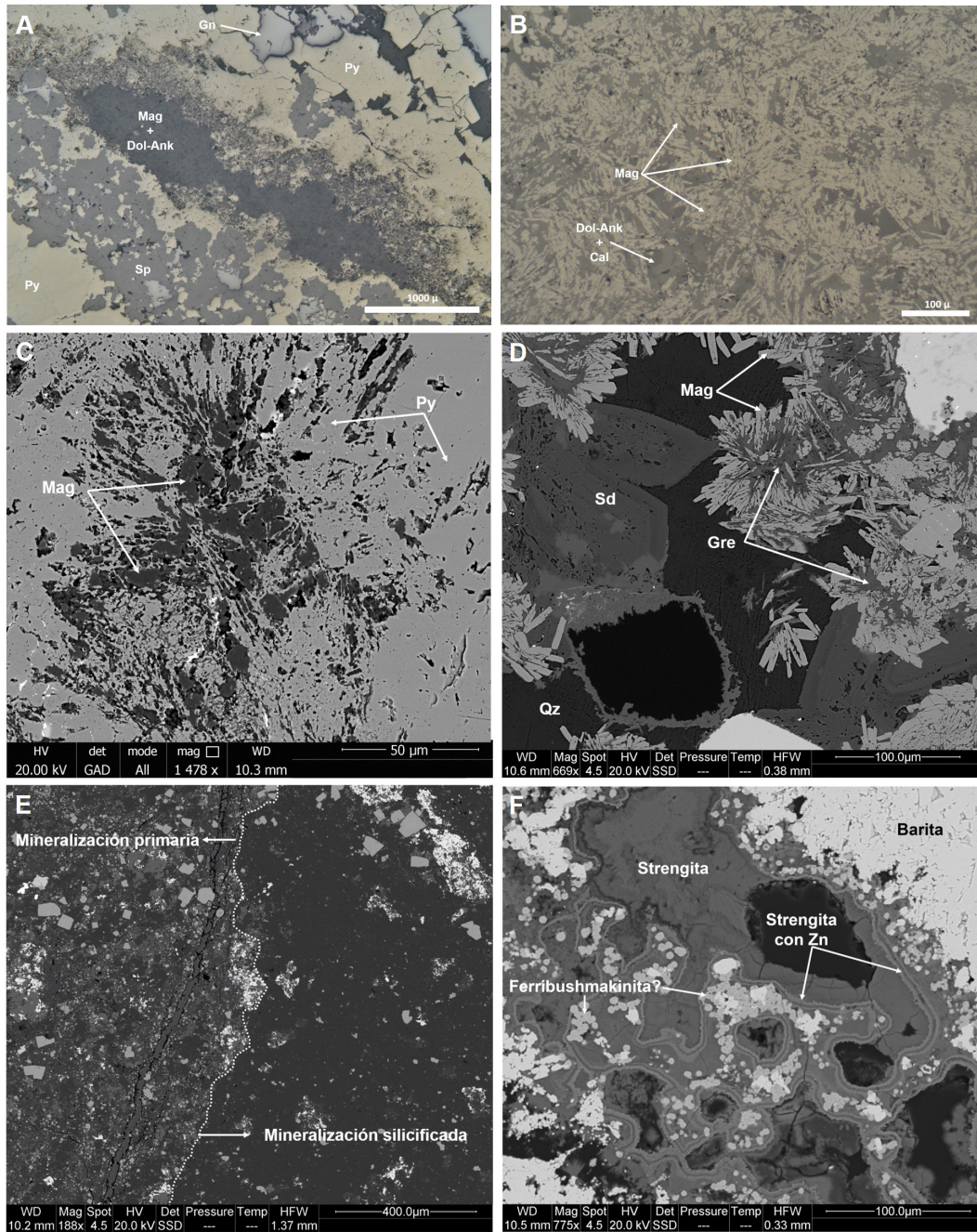
a menudo con contactos mutuos irregulares que muestran procesos de disolución/cristalización superpuestos durante sucesivos eventos mineralizadores (Figura 7E). Al final de cada uno de estos eventos, ambos sulfuros tienden a desarrollar cristales subhédricos. La galena suele formar cristales esqueletales, a menudo intercrecidos con la esfalerita, y durante las sucesivas etapas de cristalización tiende a moverse con facilidad, ocupando posiciones intergranulares y rellenando huecos (Figura 7F). Merece la pena destacar la abundancia de texturas de disolución/precipitación (*zone refining*) que muestran el carácter polifásico del proceso mineralizador (Figuras 7E y 8).

#### 4.2.3. MINERALIZACIÓN DE ZN-PB CON MAGNETITA, CUARZO Y/O BARITA

Algunas muestras mineralizadas contienen cuerpos lenticulares de espesor milimétrico a centimétrico o zonas irregulares ricas en magnetita (Figura 9A). En estas zonas, la magnetita se presenta como



**Figura 8** Texturas de reemplazamiento de pirita (Py) y esfalerita (Sp). Imágenes obtenidas con un solo polarizador, utilizando un microscopio de luz reflejada. A, B y C: restos corroídos y disueltos de bandas coliformes de pirita incluidos en esfalerita. D: restos corroídos y disueltos de esfalerita coliforme asociada a galena (Gn), e incluidos en pirita parcialmente recrystalizada.



**Figura 9** A: resto de mineralización de magnetita (Mag) y dolomita-ankerita (Dol-Ank) incluida en mineralización semimasiva bandada de esfalerita (Sp), galena (Gn) y pirita (Py); el contacto entre la zona de magnetita+dolomita-ankerita y la zona de pirita es gradual. B: detalle de la mineralización de magnetita+dolomita-ankerita compuesta por agregados de cristales tabulares (a veces en forma de huso) de magnetita con dolomita-ankerita intersticial. Ambas imágenes (A y B) se obtuvieron con un solo polarizador, utilizando un microscopio de luz reflejada. C: detalle del contacto entre la zona de magnetita+dolomita-ankerita y la zona de pirita de mostrada en A, en el que se observan restos de cristales tabulares de magnetita (Mag) parcialmente reemplazados por pirita (Py). D: agregados constituidos por cristales tabulares y en forma de huso de magnetita (Mag) con núcleos de greenalita (Gre), incluidos en cuarzo (Qz) y, localmente, en siderita (Sd). E: contacto (frente de silicificación) entre una zona con mineralización de sulfuros diseminada en carbonatos y una zona en la que solo quedan restos de los cristales de los sulfuros de mayor tamaño, incluidos en cuarzo. F: agregados coliformes de strengita con inclusiones subsféricas de un fosfato de Pb y Fe<sup>3+</sup> (posiblemente ferribushmakinita), intersticiales entre fragmentos de barita bandada del techo de la mineralización del bloque Susana. C, D, E y F son imágenes de electrones retrodispersados obtenidas con un microscopio electrónico de barrido ambiental (ESEM).

cristales tabulares y en forma de huso (probables pseudomorfos de greenalita) de varias decenas de micras de longitud, a menudo formando agregados radiales rodeados de una matriz lutítica parcialmente reemplazada por carbonatos (dolomita-ankerita, siderita y, en menor medida, calcita) (Figura 9B). Hacia los bordes de estas zonas, la magnetita tiende a ser reemplazada por pirita, dando lugar al desarrollo de agregados de cristales de pirita en forma de huso y de los agregados de cristales tabulares entrelazados descritos anteriormente (Figura 9C). En una muestra del techo de la mineralización del bloque Susana, la magnetita envuelve agregados radiales de cristales de greenalita y se asocia a pirita, esfalerita coliforme, galena, siderita y cuarzo (Figura 9D).

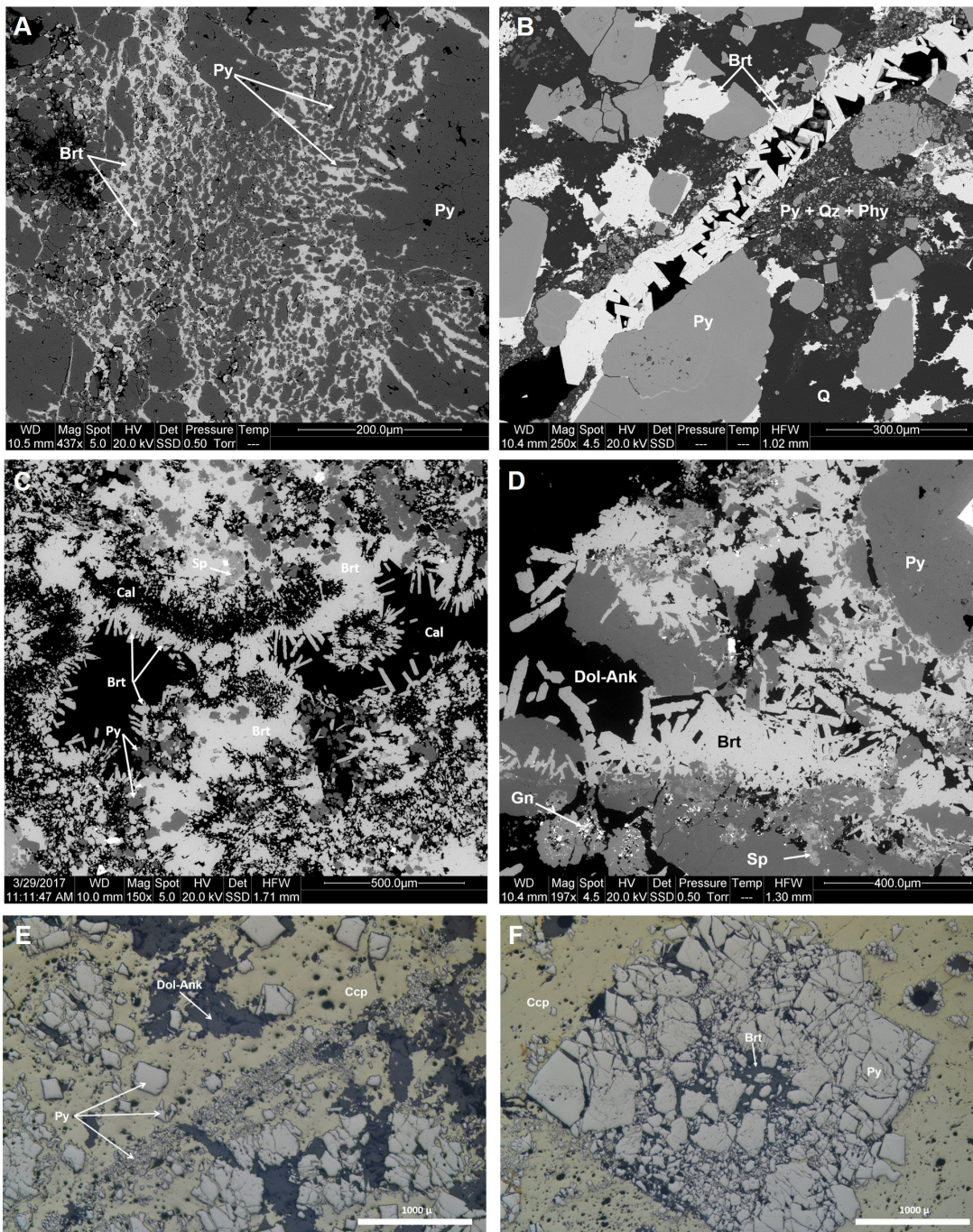
En distintos niveles del interior del cuerpo mineral estratiforme, pero sobre todo hacia el techo y en el cuerpo Susana, se observan zonas de espesor variable (unos pocos metros) en las que el mineral de ganga predominante es el cuarzo. En estas zonas, los cristales y agregados de cristales de grano grueso (incluidos los de pirita en forma de huso y tabulares) y coliformes de los sulfuros mayoritarios, se presentan incluidos, con bordes corroídos, en una matriz de cuarzo (Figura 9E).

En el techo de la mineralización del bloque Susana hay también una zona discontinua rica en barita, en la que este mineral se presenta en forma de fragmentos de tamaño variable (centenas de micras a varios milímetros) con estructura interna bandeada. Dentro de cada banda los cristales tabulares de barita se disponen de forma palmeada, a veces con zonas de fosfatos±filosilicatos separando las bandas. Los fosfatos también abundan en posiciones intersticiales entre los fragmentos de barita (Figura 9F). La asociación de fosfatos está compuesta por strengita, la cual se presenta: 1) en forma de masas botroidales, a menudo con bandas ricas en Zn (hasta 9,81% en peso de ZnO) y con inclusiones de agregados botroidales subsféricos diminutos ( $<5\mu\text{m}$ ) de un fosfato desconocido de Fe y Pb (su fórmula química se ajusta a  $\text{PbFe}^{3+}_2(\text{PO}_4)_3(\text{OH})_3$ , posiblemente con varias moléculas de agua) (Figura 9F); 2) con

hábitos tabulares alargados, a menudo formando agregados palmeados dispuestos radialmente; 3) formando agregados palmeados zonados debido a variaciones en los contenidos de Al (hasta 12,59% en peso de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) y As (hasta 12,35% en peso de  $\text{As}_2\text{O}_5$ ). En las posiciones intersticiales entre los fragmentos de barita se observan minerales con secciones rómbicas características de los carbonatos, ahora reemplazados por strengita. En una zona de una de las muestras estudiadas, la barita incluye pequeñas cantidades de agregados coliformes de esfalerita que, a su vez, incluyen pirita framboidal, cristales de galena y/o inclusiones micrométricas de calcopirita. La barita contiene puntualmente restos de agregados formados por pirita framboidal y euhédrica de grano fino ( $<15\mu\text{m}$ ) y cristales fibrosos de covellina. No obstante, hay que señalar que la barita es un mineral ubicuo en el conjunto del cuerpo mineral, rellenando diferentes generaciones de fracturas.

#### 4.3. FRACTURACIÓN Y BRECHIFICACIÓN

Como se ha mencionado anteriormente, tanto la delimitación del borde nororiental del cuerpo mineralizado de Castellanos como la separación del mismo en dos bloques están condicionadas por la existencia de sendas zonas de fractura de orientación NO-SE. Esto está relacionado con el desarrollo de diversos episodios de fracturación y brechificación en la mineralización, tanto más intensos cuanto más próxima se encuentre a las zonas de fractura. La fracturación permitió la circulación de fluidos que precipitaron nuevas fases minerales (barita, calcita y cuarzo) y/o redistribuyeron algunas de las preexistentes (calcita, barita y galena). La barita se dispone a lo largo de bordes de grano de la pirita en la zona basal (Figura 10A), rellenando distintas generaciones de fracturas tardías (Figura 10B) y huecos donde desarrolla cristales tabulares, que a menudo se organizan en forma de agregados radiales con núcleos de calcita e incluidos, a su vez, en una generación de calcita posterior (Figura 10C). Frecuentemente, en las zonas más ricas en barita, ésta contiene cristales con bordes corroídos de pirita, esfalerita y



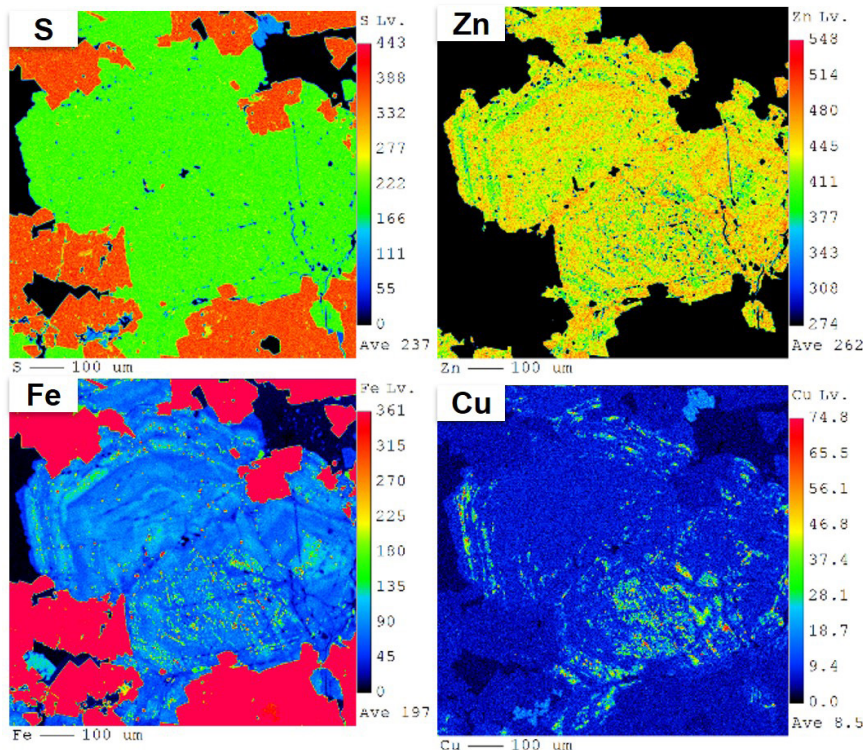
**Figura 10** A: barita (Brt) intersticial entre cristales tabulares de pirita (Py) de la zona basal rica en pirita del cuerpo mineral. B: barita (Brt) intersticial entre cristales de pirita (Py), ambas incluidas en cuarzo; el conjunto está cortado por una fractura tardía rellena de cristales tabulares de barita con textura de crustificación; C: agregados bandeados en los que se superponen, de núcleo a borde, barita (Brt) con inclusiones de esfalerita (Sp) y pirita (Py) con bordes de grano corroídos, calcita, cristales tabulares de barita orientados perpendicularmente al bandeado, y calcita (Cal) relleno huecos. D: agregados de cristales tabulares de barita (Brt) relleno zonas fracturadas de pirita (Py) con esfalerita (Sp) y ganga de dolomita-ankerita (Dol-Ank); la barita también está incluida en una probable nueva generación de pirita. A, B, C y D son imágenes de electrones retrodispersados obtenidas con un microscopio electrónico de barrido ambiental (ESEM). E: calcopirita (Ccp) incluyendo granos de pirita (Py) de diferente tamaño y dolomita-ankerita (Dol-Ank); la banda central con acumulación de granos de pirita de tamaño muy fino sugiere la existencia de deformación a lo largo de una zona de cizalla. F: cristal cúbico de pirita (Py) fracturado, con las fracturas rellenas de barita (Brt) e incluido en calcopirita (Ccp). E y F son imágenes obtenidas con un solo polarizador, utilizando un microscopio de luz reflejada.

galena o, localmente, de stengita (Figura 10D). En las zonas con intensa fracturación y cataclisis se observan brechas con cantos de pirita, esfalerita, galena, dolomita-ankerita y barita, cementados por calcita o los diferentes tipos de mineralización descritos (diseminada a masiva); estas brechas a su vez suelen estar cortadas por fracturas rellenas de calcita, a veces paralelas, a veces formando un entramado irregular. En las muestras estudiadas de las zonas más ricas en cuarzo, la cristalización y/o recristalización de los agregados policristalinos de este mineral tienden a cortar la mayor parte de las fracturas rellenas de calcita. No obstante, se observan algunas fracturas más tardías, rellenas por calcita, que cortan cualquiera de las asociaciones minerales descritas y que localmente contienen cuarzo coloforme y barita de grano fino.

Las zonas fracturadas tienden a ser también zonas enriquecidas en galena. Este mineral rellena fracturas y, sobre todo, huecos generados por los procesos de deformación frágil. En estos últimos

casos, la galena contiene proporciones variables de inclusiones de fragmentos de pirita y esfalerita con bordes corroídos, así como de cristales subhédricos, a veces esqueléticos, de dolomita, calcita y, puntualmente, de ankerita, cuarzo y greenalita, también con bordes corroídos.

La calcopirita se concentra en las zonas próximas al muro del cuerpo mineralizado principal y en posiciones superiores cerca del contacto nororiental. Siempre rellena fracturas y huecos intersticiales entre los fragmentos de sulfuros previos. La calcopirita masiva suele contener abundantes inclusiones de fragmentos de pirita cataclastizada y, localmente, de dolomita-ankerita y/o galena (Figura 10E). Es frecuente encontrar cristales euhédricos de pirita fracturados con las fracturas rellenas de barita y, en menor medida, de calcopirita (Figura 10F), similares a las descritas en el complejo filoniano (Figura 5). Estas fracturas rellenas de barita se limitan al volumen del cristal de pirita y raramente progresan en la calcopirita



**Figura 11** Mapas de rayos X de un cristal de esfalerita en los que se muestran la distribución de los contenidos de S, Zn, Fe y Cu. Los máximos de concentración de Cu revelan la distribución de las inclusiones micrométricas de calcopirita en la esfalerita.



envolvente. En las zonas mineralizadas ricas en calcopirita se ha identificado la presencia de greenockita incluida en y adherida a los bordes de grano de este sulfuro y de la esfalerita.

## 5. Química mineral

### 5.1. COMPOSICIÓN DE LOS SULFUROS

En el conjunto del yacimiento de Castellanos, la esfalerita contiene entre 0,77 y 15,74% en peso de Fe, así como cantidades menores de Cu (<5,68% en peso), Cd (<0,72 en peso), Pb (<0,32% en peso) y Mn (<0,21% en peso). No obstante, si se exceptúa la esfalerita asociada a magnetita y greenalita, se observa que los contenidos en Fe son mayores en el bloque Farallones (1,94 y 11,20% en peso) que en el bloque Susana (0,77-5,93% en peso), al igual que sucede con los contenidos en Cd (0,25 frente a 0,17% en peso de contenido medio, respectivamente). Estas variaciones en la composición química se observan no solo a la escala de los bloques del cuerpo mineral, sino también a escala de muestra (en una sola muestra el contenido en Fe en la esfalerita varía entre 3,44 y 11,20% en peso). Los cristales de esfalerita presentan diferentes grados de zonación, según un patrón caracterizado por la presencia de un núcleo rico en hierro con abundantes inclusiones micrométricas de calcopirita, rodeado por bandas alternantes de espesor y contenido en Fe variables (Figura 11). Algunos cristales y agregados coloformes están recrecidos por una segunda generación de esfalerita libre de inclusiones, sin zonación y con contenidos en Fe siempre inferiores al 2% en peso. Esta segunda generación de esfalerita es mucho más abundante en la mineralización del bloque Susana (sobre todo hacia su extremo SO) que en la de Farallones.

La galena presenta una composición química muy homogénea, sin cantidades detectables de elementos en traza, salvo algunos valores de Sb (0,02-0,07% en peso) que están en torno a, o ligeramente por encima del límite de detección. La composición de la galena obtenida mediante

microsonda electrónica está de acuerdo con la obtenida previamente mediante LA-ICP-MS. En estos últimos análisis, a pesar de la mayor resolución del método analítico, solo se detectaron trazas de Sb, y en menor medida de Ag, resultado probablemente de la presencia de nano inclusiones de sulfosales (sulfoantimoniuros) de Ag (Gómez-Vivo *et al.*, 2021).

La composición química de los diferentes tipos texturales de pirita diferenciados por Gómez-Vivo *et al.* (2021) pone de manifiesto que no existen diferencias significativas entre las pseudomórficas, coloformes y euhédricas, salvo algún análisis con contenidos anómalos de As (hasta 2,28% en peso) en cristales subhédricos zonados que muestran bandas de 15-20 $\mu$ m de espesor y en algún cristal pseudomórfico en forma de huso (hasta 4,25% en peso). En la mineralización del bloque Farallones, la pirita solo contiene cantidades minoritarias de As (<4,25% en peso), Mn (<0,84% en peso), Pb (0,03-0,78% en peso), Zn (<0,44% en peso), Sb (<0,22% en peso), Co (0,04-0,12% en peso), Cu (<0,12% en peso) y Ag (<0,06% en peso). En la del bloque Susana, estos contenidos son aún inferiores: 0,11-0,26% en peso de Pb, <0,18% en peso de As, <0,13% en peso de Ag, 0,05-0,10% en peso de Co, <0,09% en peso de Mn, <0,08% en peso de Cu, <0,06% en peso de Zn y <0,06% en peso de Sb. Sin embargo, en una muestra con pirita coloforme bandeada asociada a barita situada en un pequeño afloramiento entre ambos bloques, las diferentes bandas se caracterizan por presentar importantes variaciones en el contenido en As (entre 0 y 6,66% en peso), así como contenidos significativamente superiores de Pb (<1,09% en peso), Zn (<0,71% en peso), Sb (<0,87% en peso), Mn (<0,58% en peso), Cu (<0,55% en peso), Ag (<0,22% en peso) y Co (<0,10% en peso). Esta pirita es también la más rica en Au (Gómez-Vivo *et al.*, 2021).

### 5.2. COMPOSICIÓN DE LOS ÓXIDOS/SILICATOS

La composición química de la magnetita es muy pura y homogénea, conteniendo solo trazas de Mn (0,11-0,24% en peso) y Al (<0,88% en peso).

Por el contrario, la de la greenalita es más variada, ya que contiene cantidades minoritarias de Mg (1.22-1.79% en peso) y trazas de Ca (0,02-0,38% en peso), Al (0.11-0,25% en peso), Mn (<0,18% en peso) y Zn (<0,11% en peso). No obstante, estas composiciones hay que tomarlas con cautela, ya que se han observado dominios ricos en Ca y Mg en algunos cristales de greenalita, lo que explicaría sobre todo los contenidos anormalmente elevados de Mg y la ubicua presencia de Ca.

### 5.3. COMPOSICIÓN DE LOS CARBONATOS

La composición de los carbonatos varía dependiendo del momento en el que éstos se formaron dentro de la secuencia de cristalización del conjunto de la mineralización. De acuerdo con Gómez-Vivo *et al.* (2021), los primeros carbonatos en formarse, durante las etapas iniciales de la fase principal de formación de la mena de sulfuros, son miembros de la serie de solución sólida dolomita-ankerita. Su composición mayoritaria corresponde a dolomita, aunque el contenido en FeO llegue al alcanzar el 13,03% en peso (principalmente en la zona basal rica en pirita). Ninguno de los análisis muestra contenidos significativos de MnO (<0,94% en peso). La proporción de calcita aumenta conforme avanza el proceso mineralizador, formando bandas alternantes con dolomita en cristales de carbonatos zonados (p.e. Figura 4F de Gómez-Vivo *et al.*, 2021). La calcita llega a ser el carbonato predominante en los últimos estadios de la etapa principal de formación de la mena y, sobre todo, durante la última fase de fracturación y brechificación. La composición química de la calcita muestra contenidos variables de MgO (<3,24% en peso) y trazas de FeO (<0,86% en peso), MnO (<0,27% en peso), Ba (<0,2% en peso) y Sr (<0,19% en peso).

Los carbonatos asociados a greenalita-magnetita presentan composición de siderita con contenidos variables de CaO (0.59-9.90% en peso) y MgO (2,38-6,33% en peso), así como trazas de MnO (<0,81% en peso).

Algunas fracturas muy tardías en la secuencia de depósito del yacimiento Castellanos (cortan

incluso agregados tardíos de barita) están rellenas de un carbonato que se ha identificado como baritocalcita. Su composición química muestra pequeñas cantidades de SrO (0,15-0,51% en peso) y MgO (0,10-0,19% en peso).

## 6. Discusión

### 6.1. SECUENCIA DE DEPÓSITO

Las relaciones texturales entre los minerales mayoritarios que caracterizan los diferentes tipos de asociaciones descritos en la mineralización de Castellanos sugieren la formación del yacimiento como resultado de la superposición de sucesivos eventos hidrotermales sobre un fondo marino lutítico rico en apatito criptocristalino (fosforita) y pirita framboidal, de acuerdo con la secuencia mostrada en la Figura 12. La cristalización de los sulfuros del cuerpo de mineralización principal iría asociada a una intensa alteración carbonatada y en conjunto reemplazarían los sedimentos lutíticos. Estos procesos tendrían lugar como consecuencia del aporte de sucesivos pulsos de fluidos hidrotermales a lo largo de fallas normales sinsedimentarias de dirección en torno a N120°E. La actividad de estas fallas se prolongaría más allá de la etapa de formación de la mineralización de Zn-Pb, dando lugar a una intensa fracturación/brechificación polifásica, en la que se superpondrían al menos tres episodios durante los que cristalizarían y/o se movilizarían calcita, barita, galena, cuarzo y calcopirita (Figura 12).

La naturaleza de los sedimentos lutíticos previos se ha identificado en dominios residuales preservados en zonas mineralizadas. En estos dominios cabe destacar la presencia ubicua de pequeñas cantidades de esfalerita y galena, así como signos incipientes de formación de agregados coliformes de pirita. Este hecho podría interpretarse como el resultado de una concentración de pirita diseminada en el sedimento lutítico formado por cuarzo, sericita, biotita y apatito criptocristalino, que habría sido invadido por fluidos hidrotermales que recrystalizaron la pirita y precipitaron la esfalerita

y la galena. No obstante, la heterogénea distribución de pirita, con sus mayores concentraciones localizadas en el entorno del complejo filoniano basal, sugiere alternativamente, que toda esta asociación mineral temprana podría haber sido el resultado de los primeros estadios de precipitación de sulfuros a partir de fluidos aportados a la cuenca durante un evento hidrotermal coetáneo o ligeramente posterior al depósito de los sedimentos.

La presencia de restos lutíticos ricos en magnetita y de agregados de cristales tabulares de magnetita (probables pseudomorfos de greenalita) entrelazados, parcial o totalmente reemplazados por pirita (preferentemente hacia el muro de la mineralización) sugiere la existencia de niveles estratigráficos ricos en hematites en los sedimentos lutíticos en los que se forma la mineralización de Zn-Pb de Castellanos (se han observado algunos intercalados en las rocas del muro). La presencia de niveles ricos en greenalita parcialmente reemplazada por magnetita (preservados principalmente a techo del cuerpo mineral) y ambas a su vez por la asociación de carbonatos+sulfuros propios de la mineralización, apunta además hacia la existencia de acumulaciones de tipo exhalitas en el fondo marino, tal y como interpretan Rasmussen *et al.* (2021) en formaciones de hierro bandeadas precámbricas. El depósito de greenalita ( $\pm$  hematites)

sobre el fondo marino debió de ser intermitente y de poco espesor (eventos oxidantes intermitentes en un ambiente anóxico predominante), y tendría lugar tras la cristalización de los sulfuros ( $\pm$  carbonatos), al final de cada pulso hidrotermal. No obstante, la existencia de niveles ricos en hematites en rocas del muro no mineralizadas sugiere que los primeros pulsos de fluidos hidrotermales favorecieron la formación incipiente de greenalita que, posteriormente se reemplazaría pseudomórficamente por hematites y, a medida que la cuenca volviese a adquirir su carácter anóxico, a magnetita. Los siguientes pulsos tenderían a iniciar el proceso mineralizador, dando lugar a la formación de las distintas generaciones de sulfuros+carbonatos, que reemplazarían/enmascararían la posible presencia de greenalita, hematites y/o magnetita.

La formación de la mineralización principal se iniciaría con la formación de abundante pirita coliforme y con el reemplazamiento de cristales tabulares de greenalita o hematites (principalmente en el muro del cuerpo mineralizado), para continuar con el desarrollo de agregados coliformes de esfalerita con inclusiones de galena y la cristalización de carbonatos ricos en Mg de la serie dolomita-ankerita. Esta secuencia de cristalización se repite en el tiempo dando lugar a varios episodios de mineralización, que generan asociaciones con

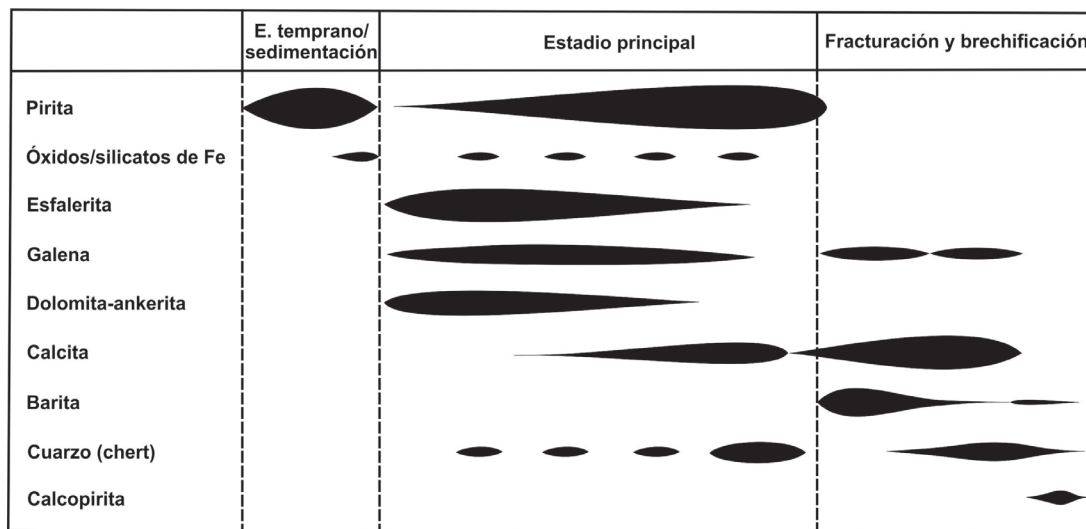


Figura 12 Secuencia paragenética de los minerales mayoritarios en el yacimiento de Zn-Pb de Castellanos.

mayores proporciones de esfalerita y carbonatos. Como se ha señalado anteriormente, las relaciones texturales sugieren que cada nuevo episodio de cristalización provoca la disolución parcial de las asociaciones precedentes (p.e. Figuras 7E y 8), por lo que resulta difícil determinar el número de episodios que dieron lugar a la configuración actual de la mineralización de Castellanos. Conforme avanza el proceso mineralizador, las nuevas generaciones de pirita, esfalerita y galena tienden a desarrollar cristales subhédricos y a recristalizar parcialmente las asociaciones previas. Los carbonatos que se forman en estos últimos episodios están compuestos predominantemente por calcita, aunque los cristales zonados preservan núcleos ricos en Mg.

La zona rica en barita identificada a techo del bloque Susana contiene cristales de carbonatos reemplazados por fosfatos de Fe, Zn y Pb, así como relictos de mineralización diseminada entre los agregados de cristales de barita. Estas relaciones texturales muestran que la formación de esta generación de barita tuvo lugar con posterioridad a la de la mineralización principal y que durante dicho proceso los fluidos responsables de la cristalización de la barita disolvieron los sulfuros (liberando Fe, Zn y Pb), el apatito (liberando P) e incluso los diferentes filosilicatos (liberando Al), favoreciendo así la formación de la asociación de fosfatos descrita. No obstante, la barita es un mineral ampliamente extendido en el conjunto de la mineralización, localizándose como relleno de huecos y fracturas, así como en zonas próximas a las zonas de fractura que delimitan los bloques Farallones y Susana. La mayor parte de esta barita cristaliza y/o se moviliza durante los primeros estadios de fracturación/cataclasis asociada a la formación de calcita y a un primer estadio de movilización de galena. En la segunda fase de fracturación/cataclasis domina la formación de calcita rellenando fracturas y cementando zonas de brecha, así como la movilización de galena hacia huecos generados durante esta deformación frágil y de barita hacia pequeñas fracturas que cortan las menas recristalizadas. Al final de este periodo, se forma calcopirita a lo largo de zonas cataclastizadas próximas al muro

de la mineralización y sobre todo al contacto NE del bloque Farallones. Durante el último episodio de fracturación, se desarrollan fracturas discretas rellenas de una última generación de calcita, localmente con cuarzo y barita.

La presencia de cuarzo reemplazando a los sulfuros y carbonatos hacia el techo de la mineralización, aunque también en diversos horizontes intercalados en el cuerpo mineral a diferentes profundidades (incluso próximas al muro), pone de manifiesto la existencia de un proceso de silicificación generalizado. Tal y como se ha descrito en otros yacimientos de tipo SEDEX (Emsbo *et al.*, 2016), la acumulación de cuarzo (chert), al igual que la de barita y óxidos de Fe, estaría ligada a la precipitación de material exhalítico al final de cada pulso hidrotermal sobre el fondo marino, siendo más abundante hacia el techo y hacia posiciones distales de la mineralización. En el caso de la Mina Castellanos, se observa que el mayor grado de silicificación se concentra hacia el techo de la mineralización y sobre todo en el bloque Susana. Las zonas enriquecidas en sílice intercaladas en el cuerpo mineral representarían acumulaciones de cuarzo al final de determinados pulsos hidrotermales, que no fueron completamente obliteradas durante los procesos de mineralización ligados a los pulsos sucesivos. Las relaciones texturales muestran que la silicificación es posterior a la formación de la mayor parte de la barita, la greenalita y los óxidos de Fe, aunque precede al último episodio de fracturación frágil identificado, en el que precipitó una última generación de barita asociada a calcita y cuarzo microcristalino.

## 6.2. ZONACIÓN QUÍMICA DEL CUERPO MINERAL

La composición química de las fases mayoritarias del yacimiento contribuye a definir mejor el modelo de zonación del cuerpo mineral propuesto por Whitehead *et al.* (1996) y Davies *et al.* (1998), y apoya una interpretación genética próxima al modelo clásico descrito en la literatura como yacimiento tipo sedimentario-exhalativo (SEDEX) (p.e. Goodfellow y Lydon, 2007; Wilkinson, 2014; Emsbo *et al.*, 2016). Así, la esfalerita en conjunto

tiende a ser más pobre en hierro en los agregados coliformes que en los cristales subhédricos (más tardíos), los cuales a su vez suelen presentar núcleos ricos en microinclusiones de calcopirita. Por otro lado, se ha observado una generación muy tardía de esfalerita (esfalerita II) muy pobre en hierro y en otros elementos en traza. Si bien con los datos disponibles hasta el momento no se observa una zonación bien definida en la composición de la esfalerita de muro a techo del cuerpo mineral, el mayor porcentaje de esfalerita II observado en el bloque Susana sugiere que la esfalerita en conjunto tiende a ser más rica en Zn hacia la zona SO del cuerpo mineralizado, de acuerdo con la tendencia de variación química establecida por Lydon (2004) para este tipo de yacimientos. La esfalerita también muestra mayores contenidos en Cd en las muestras situadas hacia el NE del cuerpo Farallones, zona en la que se ha identificado greenockita en equilibrio con esfalerita y calcopirita. Esta distribución zonal del Cd en la esfalerita, disminuyendo hacia el SO (en la esfalerita II los contenidos de Cd están en torno al límite de detección), es opuesta a la variación del contenido en Zn de este mineral, y comparable a la disminución de la proporción modal de greenockita (no se ha descrito en la mena del bloque Susana).

Si bien la mayor parte de los distintos tipos texturales de pirita muestran una composición química comparable en términos de elementos mayores (con la excepción de la pirita coliforme bandeada asociada a barita), los contenidos en elementos minoritarios en su conjunto muestran mayores valores en el bloque Farallones que en el bloque Susana. En el primero, se ha observado además un incremento en los contenidos de As, Sb, Ag y Au de muro a techo, así como aumentos relativos de tales elementos en determinadas bandas de agregados coliformes y cristales subhédricos zonados tardíos en la secuencia paragenética.

La composición de los carbonatos no muestra una distribución espacial específica, sino que está relacionada con la naturaleza de los minerales que reemplazan. Así, las primeras fases en formarse tienen composición de dolomita (con variaciones

en los contenidos de Fe), como consecuencia del reemplazamiento del sedimento previo el cual contiene cantidades significativas de filosilicatos con Mg y Fe (biotita y clorita) con proporciones variables de apatito criptocristalino. Conforme el proceso mineralizador avanza, aumenta la proporción modal de calcita, sobre todo en las zonas afectadas por fracturas tardías relacionadas con la falla que separa los bloques Farallones y Susana. Los carbonatos asociados a greenalita-magnetita tienen composición siderítica.

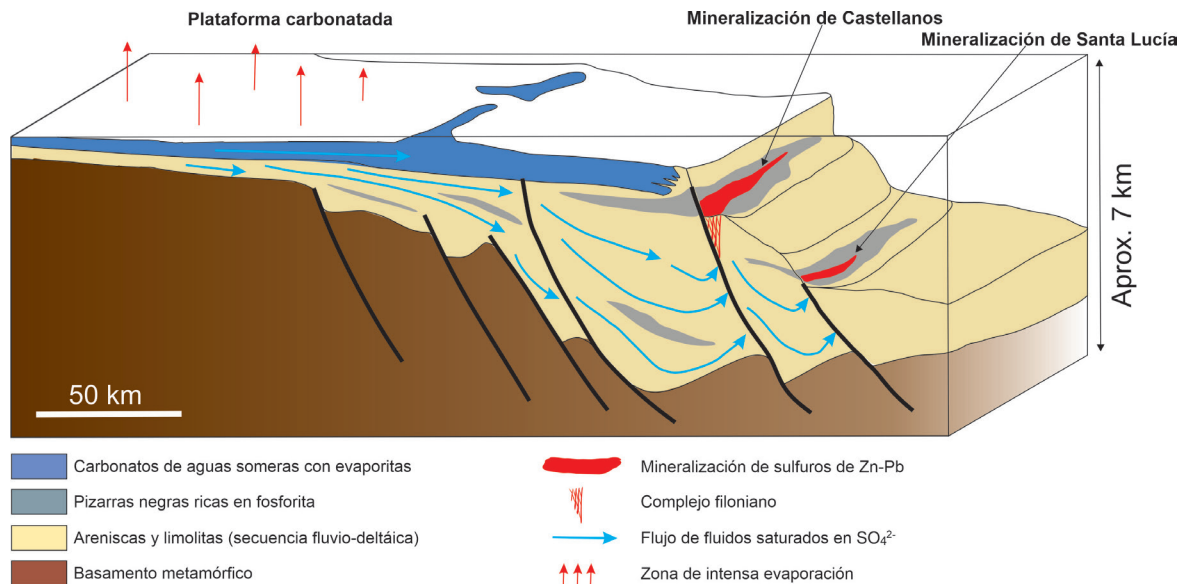
### 6.3. MODELO GENÉTICO

El contexto geológico y las características morfológico-estructurales, mineralógicas y texturales descritas permiten plantear un modelo genético del yacimiento de Castellanos (Figura 13) como un ejemplo de depósito sedimentario-exhalativo. Esta interpretación genética (véase Wilkinson, 2014 y Emsbo *et al.*, 2016) se sustenta en los siguientes aspectos: i) el yacimiento se localiza en un paquete de pizarras negras ricas en materia orgánica, intercalado en una secuencia siliciclástica (Formación San Cayetano) desarrollada en una cuenca marina activa durante la mayor parte del Jurásico en paleolatitudes bajas; ii) la secuencia siliciclástica posee un espesor superior a los 3km, el cual representa el valor mínimo requerido para que se puedan alcanzar temperaturas superiores a 100°C en su base, asumiendo una temperatura media anual en la superficie de 15°C y un gradiente térmico de 30°C/km (Emsbo *et al.*, 2016); iii) la sedimentación en la cuenca evoluciona, durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, hacia un ambiente de plataforma carbonatada con el desarrollo de niveles de evaporitas (yeso y anhidrita) en los márgenes de la cuenca, susceptibles de generar salmueras capaces de disolver y transportar metales; iv) la presencia de un complejo filoniano (*stockwork*) subyacente al cuerpo mineral, el cual puede interpretarse como el sistema de alimentación de los fluidos mineralizantes a la cuenca; v) la configuración en tres dimensiones del cuerpo mineral estratiforme coincide con la descrita en este tipo

de depósitos (Goodfellow *et al.*, 1993; Lydon, 1995; Goodfellow y Lydon, 2007), caracterizada por una morfología tabular acuñaándose hacia el SO, con un aumento de la relación entre extensión lateral y espesor desde 6 en el bloque Farallones (zona proximal) hasta 15 en el extremo suroriental del bloque Susana (zona distal); vi) la presencia de estructuras de deformación sinsedimentarias (slumps y brechas intraformacionales) en el muro del bloque Farallones y laminadas hacia el SO del bloque Susana; vii) el aumento de las proporciones modales de cuarzo hacia el techo de la zona suroccidental del bloque Susana, localmente asociado a otros minerales producto de la precipitación de exhalitas (greenalita y barita); viii) la distribución de los diferentes tipos de esfalerita (más rica en Zn hacia el SO del cuerpo) y de las leyes de Zn, Pb y Cu (las relaciones Pb/Zn y Cu/Pb+Zn decrecen de NE a SO; Gómez-Vivo *et al.*, 2021) sugieren un patrón de zonación proximal-distal similar al del modelo propuesto por Lydon (2004) para los depósitos tipo SEDEX; este patrón proximal-distal está definido también por los contenidos en tierras

raras e isótopos de Sr (Davies *et al.*, 1998); y ix) aunque no hay datos de la temperatura de formación de las menas, las estimaciones realizadas por Maynard *et al.*, (2001) limitan las condiciones térmicas a valores por debajo de 200°C, de acuerdo con lo esperado en este tipo de yacimientos.

En este contexto, las salmueras mineralizantes se generarían en los márgenes de la cuenca mediante la infiltración de agua marina saturada en sulfato. La presencia de carbonatos de la serie dolomita-ankerita asociados a la mineralización de sulfuros sugiere que tales salmueras debieron de ser oxidantes, con pH en torno a 7 (Cooke *et al.*, 2000). Estas salmueras oxidantes percolarían a través de la secuencia siliciclástica de la Formación San Cayetano, se equilibrarían con las aguas de poro de dicha secuencia y movilizarían el Zn y el Pb en forma de complejos clorurados, una vez que alcanzasen temperaturas superiores a 100°C. La capacidad de disolución y transporte del Zn y el Pb por parte de las salmueras a tales temperaturas depende de que éstas mantengan una elevada salinidad (aunque subsaturadas en halita; Yang *et al.*,



**Figura 13** Ambiente de formación de la mineralización de Castellanos en una subcuenca desarrollada en una cuenca de margen pasivo de mayor orden en la que se depositó la secuencia siliciclástica de la Formación San Cayetano. El requisito de que tenga que existir una plataforma carbonatada con evaporitas en los márgenes de la cuenca como fuente última de los fluidos mineralizadores restringe la edad de la mineralización a un periodo de tiempo no anterior al Kimmeridgiense. Bloque diagrama adaptado del modelo general propuesto por Emsbo *et al.* (2016) para los yacimientos de tipo SEDEX.

2004) y unos bajos contenidos de  $H_2S$  (Kharaka *et al.*, 1987; Moldovanyi y Walter, 1992; Hanor, 1996; Cooke *et al.*, 2000; Emsbo, 2000). Estas condiciones se mantendrían siempre que las salmueras percolasen a través de las areniscas y limolitas mayoritarias en la secuencia, pero se modificarían cuando interaccionasen con las intercalaciones lutíticas ricas en materia orgánica. La reacción de las salmueras oxidantes con las pizarras negras daría lugar a una reducción (termoquímica o bacteriana) del sulfato, asociada a la oxidación de la materia orgánica y al consiguiente aumento del contenido en  $H_2S$  (Taylor *et al.*, 2011; Hunt, 1996). En estas condiciones, disminuiría drásticamente la solubilidad del Zn y el Pb (Kharaka *et al.*, 1987; Moldovanyi y Walter, 1992; Hanor, 1996; Cooke *et al.*, 2000; Emsbo, 2000) y aumentaría la del Ba y el Au (Emsbo, 2000). Este hecho explica la asociación de la pirita coliforme bandeada rica en Au (contiene los máximos valores medidos: 2,53-37,30ppm de Au; Gómez-Vivo *et al.*, 2021) con la precipitación abundante de barita en zonas fracturadas próximas al techo del cuerpo mineral, así como la existencia de diferentes generaciones de barita, incluso rellenando filoncillos independientes en el stockwork. La formación de la mineralización de sulfuros tendría lugar cuando las salmueras metalíferas oxidadas (componente rico en tierras raras y Sr invocado por Davies *et al.*, 1998) ascendiesen a través de las fallas normales sinsedimentarias responsables de la creación del complejo filoniano y se redujesen al entrar en contacto con un ambiente fuertemente reductor de una subcuenca anóxica, muy rico en materia orgánica (carbón). El consumo de materia orgánica necesario para reducir el sulfato de las salmueras a sulfuro sería el responsable del drástico descenso en los contenidos de carbón orgánico total que se detecta en las zonas mineralizadas frente a otras pizarras de la Formación San Cayetano no mineralizadas (Cazañas *et al.*, 2017).

Los distintos tipos de asociaciones de menas se irían generando como consecuencia del aporte sucesivo hacia la cuenca de distintos pulsos de fluidos/salmueras hidrotermales, los cuales pudieron

precipitar sobre el fondo marino o reemplazar los sedimentos pelíticos. En cada pulso se produciría mineralización de sulfuros+carbonatos (preferentemente reemplazando los sedimentos) y se acumularía una capa de material exhalítico (greenalita±magnetita y cuarzo) sobre el fondo marino. Durante el siguiente pulso hidrotermal, los nuevos sulfuros+carbonatos reemplazarían parcialmente la mineralización previa, así como los sedimentos (incluidas las exhalitas) y depositarían una nueva capa de exhalitas a techo y más distal. Este proceso repetitivo se prolongaría en el tiempo y en el espacio, desde la zona proximal suprayacente al complejo filoniano en la zona NE del bloque Farallones, hasta la zona más distal con forma de cuña en el extremo SO del bloque Susana. El inicio del episodio de fracturación y brechificación de la mineralización debió permitir el ascenso episódico de pequeñas cantidades de fluidos equilibrados con las intercalaciones de pizarras negras, dando lugar a la formación de pirita coliforme rica en Au y cantidades variables de barita (Gómez-Vivo *et al.*, 2021). Los últimos pulsos hidrotermales probablemente procederían de zonas más profundas (no se descarta la posibilidad de que migrasen a través del basamento de la cuenca) y fueron de mayor temperatura ( $\sim 350^\circ C$ ), siendo capaces de transportar Cu (Seewald y Seyfried, 1990; Seward *et al.*, 2014), y en menor medida Cd, para formar calcopirita y algo de greenockita. Las zonas ricas en calcopirita muestran siempre texturas de reemplazamiento de los sulfuros previos y en los filones del stockwork solo se preserva la asociación mineral formada por estos últimos pulsos hidrotermales, constituida por pirita (conserva restos incluidos de esfalerita fuertemente disuelta) y, localmente, calcopirita (siempre reemplazando agregados fracturados/cataclastizados de pirita) en una ganga de cuarzo que, puntualmente, contiene inclusiones de sulfato cálcico (anhidrita o yeso), subrayando la naturaleza sulfatada de los fluidos mineralizantes. La ascensión tardía de fluidos de mayor temperatura fue también la responsable de la incipiente alteración potásica que se observa localmente en el entorno NE del complejo filoniano, allí donde

es más frecuente la mineralización de calcopirita.

La localización de la mineralización de Castellanos hacia el techo de la Formación San Cayetano ha hecho que tradicionalmente se considerase a este yacimiento de edad Oxfordiense (Valdés-Nodarse, 1998; Whitehead *et al.*, 1996; Davies *et al.*, 1998; Taylor *et al.* 2009). No obstante, el modelo planteado en este trabajo (Figura 13) requiere la estabilización de una plataforma carbonatada somera en la que se depositasen evaporitas, en los márgenes de la cuenca principal, lo cual no tuvo lugar hasta el Kimmeridgiense (Cobiella-Reguera, 2008). Si bien el proceso mineralizador pudo iniciarse en este periodo, es probable que se prolongase durante el Titónico o, incluso, el Cretácico Inferior. El modelo sugiere también que la formación del yacimiento de Santa Lucía debió de ser coetánea a la de Castellanos (Figura 13), aunque actualmente se encuentre en un horizonte estratigráfico inferior.

## Contribuciones de los autores

(1) Conceptualización: DGV, FG; (2) trabajo de campo: DGV, AA, RHD; (3) estudio petrográfico: FGL; (4) estudio geoquímico y de química mineral: RP, CMA; (5) redacción del manuscrito y editado: DGV, FG; (6) financiamiento: DGV, FG.

## Financiamiento

El presente estudio ha sido financiado a través del Grupo de Investigación de Mineralogía, Petrología y Yacimientos Minerales de la Junta de Andalucía RNM131 y del proyecto de investigación PID2019-111715GB-I00.

## Agradecimientos

Los autores agradecen la asistencia de I. Sánchez Almazo con el equipo de microscopía electrónica ambiental (CIC, Universidad de Granada) y de X. Llovet con la microsonda electrónica (CCiTUB, Universidad de Barcelona). Así mismo, agradecen

la revisión crítica del Dr. R.G. Pérez Vázquez y del Dr. R. Sáez Ramos. Sus comentarios y sugerencias han contribuido a mejorar significativamente la versión final del artículo.

## Conflictos de interés

Se declara que no hay conflicto de intereses.

## Referencias

- Astajov, K., Solianik, V., Vasilev, V., Martínez, D., Fernández de Lara, R., Oubiña, J., Demidov, S., Santamaría, Z., 1980, Informe sobre los trabajos de levantamiento geológico a escala 1: 50,000 en parte noroeste de Pinar del Río (hojas 3484-III - 3483-III - 3483-IIIa): La Habana, Oficina Nacional de Recursos Minerales, 497p.
- Bermúdez, P.J., 1961, Las formaciones geológicas de Cuba: La Habana, Instituto Cubano de Recursos Minerales, Ministerio de Industria, 177p.
- Bralower, T.J., Iturralde-Vinent, M.A., 1997, Micropaleontological dating of the collision between the North American plate and the Greater Antilles arc in western Cuba: *Palaios*, 12, 133–150. <https://doi.org/10.2307/3515303>
- Cazañas, X., Torres-Zafra, J.L., Lavaut-Copa, W., Cobiella-Reguera, J.L., Capote, C., González, V., López-Kramer, J.L., Bravo, F., Llanes, A.I., González, D., Ríos, Y., Ortega, Y., Yasmany, R., Correa, A., Pantaleón, G., Torres, M., Figueroa, D., Martín, D., Rivada, R., Núñez, A., 2017, Mapa metalogénico de la República de Cuba a escala 1:250,000.: Cuba, Instituto de Geología y Paleontología, Centro Nacional de Información Geológica, 95p.
- Cobiella-Reguera, J.L., 2000, Jurassic and Cretaceous geological history of Cuba: *International Geology Reviews*, 42(7), 594-616. <https://doi.org/10.1080/00206810009465102>



- Cobiella-Reguera, J.L., 2008, Reconstrucción palinspástica del paleomargen mesozoico de América del Norte en Cuba occidental y el sudeste del Golfo de México. Implicaciones para la evolución del SE del Golfo de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 382-401.
- Cooke, D.R., Bull, S.W., Large, R.R., Mckgoldbrick, P.J., 2000, The importance of oxidized brines for the formation of Australian Proterozoic stratiform sediment-hosted Pb-Zn (SEDEX) Deposits: *Economic Geology*, 95, 1-18. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.1.1>
- Davies, J.F., Prevec, S.A., Whitehead, R.E., Jackson, S.E., 1998, Variations in REE and Sr-isotope chemistry of carbonate gangue, Castellanos Zn-Pb deposit, Cuba: *Chemical Geology*, 144, 99-119. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00123-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00123-X)
- DeGolyer, E.L., 1918, The geology of Cuban petroleum deposits: New York, American Association of Petroleum Geologist, 2, 140-141.
- Emsbo, P., 2000, Au in SEDEX deposits: Reviews in *Economic Geology*, 13, 427-437.
- Emsbo, P., Seal, R.R., Breit, G.N., Diehl, S.F., Shah, A.K., 2016, Sedimentary exhalative (SEDEX) zinc-lead-silver deposit model. U.S.: Geological Survey Investigations Report 2010-5070-N, 57p.
- García-Casco, A., Iturralde-Vinent, M.A., Pindell, J., 2008, Latest Cretaceous collision/accretion between the Caribbean Plate and Caribean: Origin of Metamorphic Terranes in the Greater Antilles: *International Geology Reviews*, 50, 781-809. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.9.781>
- Gómez-Vivo, D., Gervilla, F., Piña, R., Hernández-Díaz, A., Azor, A., 2021, Gold in the Farallones Block of the Shale-hosted, Clastic-Dominated Castellanos Zinc-Lead Deposit (Northwest Cuba): *Minerals*, 11, 414. <https://doi.org/10.3390/min11040414>
- Goodfellow, W.D., Lydon, J.W., 2007, Sedimentary exhalative (SEDEX) deposits, en Goodfellow, W.D. (ed.), *Mineral deposits of Canada – A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: USA*, Geological Survey of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, 163-184.
- Goodfellow, W.D., Lydon, J.W., Turner, R.J.W., 1993, Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (SEDEX) zinc-lead-silver sulphide deposits, en Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., Duke, J.M., (eds.), *Mineral deposit modeling: Canada*, Geological Association of Canada, special paper, 40, 201-251.
- Gordon, M.B., Mann, P., Cáceres, D., Flores, R., 1997, Cenozoic tectonic history of the North America–Caribbean plate boundary in western Cuba: *Journal of Geophysical Research*, 102, 10055–10082. <https://doi.org/10.1029/96JB03177>
- Haczewski, G., 1976, Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano Formation: an accumulative continental margin in the Jurassic of western Cuba: *Acta Geologica Polonica*, 26(2), 331-353.
- Hanor, J.S., 1996, Controls on the solubilization of lead and zinc in basinal brines, en Sangster, D.F. (ed.), *Carbonate-hosted lead-zinc deposits: Littleton, USA*, Society of Economic Geologist Special Publication, 4, 483-500.
- Hunt, J.M., 1996, *Petroleum geochemistry and geology: New York*, Freeman, 743p.
- Kharaka, Y.K., Maest, A.S., Carothers, W.W., Law, L.M, Lamothe, P.J., Fries, T.L., 1987, Geochemistry of metal-rich brines from central Mississippi Sal Dome basin, USA: *Applied Geochemistry*, 4, 543-561. [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(87\)90008-4](https://doi.org/10.1016/0883-2927(87)90008-4)
- Leach, D.L., Bradley, D.C., Huston, D., Pisarevsky, S.A., Taylor, R.D., Gardoll, J., 2010, Sediment-Hosted Lead-Zinc deposits in Earth history: *Economic Geology*, 105, 593-625. [https://doi.org/10.1016/S0013-788X\(09\)00008-4](https://doi.org/10.1016/S0013-788X(09)00008-4)

- doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.593
- López-Rivera, J., López-Quintero, J., Fernández-Carmona, J., Fernández-Rodríguez, G., 1987, Análisis geológico del corte del pozo paramétrico Pinar 1, en Memorias del III Encuentro Científico-Técnico de Geología: Sociedad Cubana de Geología, Filial Pinar del Rio, 40-45.
- Lydon, J.W., 1995, Sedimentary exhalative sulphides (SEDEX), en Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I. (eds.), *Geology of Canadian mineral deposit types: Canada*, Geological Survey of Canada, Geology of Canada Series, 8, 130-152.
- Lydon, J.W., 2004, Genetic models for Sullivan and other SEDEX deposits, en Deb, M., Goodfellow, W.D., (eds.), *Sediment-hosted lead-zinc sulphide deposits-Attributes and models of some major deposits in India, Australia and Canada*: New Delhi, Narosa Publishing House, 100-148.
- Maynard, J.B., Elswick, E.R., Hower, J.C., 2001, Reflectance of dispersed vitrinite in shales hosting Pb-Zn-Cu ore deposits in western Cuba: comparison with clay crystallinity: *International Journal of Coal Geology*, 47, 161-170. [https://doi.org/10.1016/S0166-5162\(01\)00040-4](https://doi.org/10.1016/S0166-5162(01)00040-4)
- Meyerhoff, A., Hatten, C., 1974, Bahamas salient of North America: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58(6), 1201-1239. <https://doi.org/10.1306/83D9164B-16C7-11D7-8645000102C1865D>
- Millán, G., 1972, El metamorfismo y mesodeformaciones de la unidad tectónica más suroriental de Sierra de los Órganos: (Academia de Ciencia de Cuba), *Actas del Instituto de Geología*, 2, 33-35.
- Moldovanyi, E.P., Walter, L.M., 1992, Regional trends in water chemistry, Smackover Formation, Southwest Arkansas-Geochemical and physical controls: *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 76, 864-894. <https://doi.org/10.1306/BDFF890C-1718-11D7-8645000102C1865D>
- Pérez-Vázquez, R.G., 2006, El yacimiento Matahambre, Sitio web del autor.
- Pérez-Vázquez, R.G., Estévez-Cruz, E., Romero-Espinosa, M.S., 2017, Modelización descriptiva del yacimiento Santa Lucía (Zn-Pb-Ba), Pinar del Rio (Cuba): *Boletín de Geología*, 39(2), 83-93. <https://doi.org/10.18273/revbol.v39n2-2017006>
- Piotrowska, K., 1987, Las estructuras de nappes de la Sierra de los Órganos, en Pszczolkowski, A., Pistrowska, K., Piotrowski, J., de la Torre, A., Myczynski, R., Haczewski, G., (eds.), *Contribución a la geología de la Provincia de Pinar del Río: La Habana, Cuba*, Editorial Científico Técnica, 85-156.
- Pszczolkowski, A., 1978, Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba: Their lithostratigraphy, facies development, and paleogeography: *Acta Geologica Polonica*, 28, 1-96.
- Rasmussen, B., Muhling, J.R., Krapež, B., 2021, Greenalite and its role in the genesis of early Precambrian iron formations – a review: *Earth-Science Reviews*, 217, 103613. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103613>
- Seewald, J.S., Seyfried, W.E., 1990, The effect of temperature on metal mobility in subseafloor hydrothermal systems: Constraints from basalt alteration experiments: *Earth and Planetary Science Letters*, 101, 388-403. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(90\)90168-W](https://doi.org/10.1016/0012-821X(90)90168-W)
- Seward, T.M., Williams-Jones, A.E., Migdisov, A.A., 2014, The chemistry of metal transport and deposition by ore-forming hydrothermal fluids, en Holland, H.D., Turekian, K.K., (eds.) *Treatise on Geochemistry*, 2nd ed.: Amsterdam, The Netherland, Elsevier, 29-57. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01102-5>
- Taylor, K.G., Macquaker, J.H.S., 2011, Iron minerals in marine sediments record chemical environments: *Elements*, 7, 113-118. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.2.113>
- Taylor, R.D., Leach, D.L., Bradley, D.C., Pisarevsky, S.A., 2009, *Compilation of*

- mineral resource data for Mississippi Valley-type and CD sediment-hosted lead-zinc deposits: U.S. Geological Survey Open-File Report, 2009-1297, 42p.
- Valdés-Nodarse, E.L., 1998, Pb-Zn "SEDEX" deposits and their copper stockwork roots, western Cuba: *Mineralium Deposita*, 33, 560–567. <https://doi.org/10.1007/s001260050172>
- Whitehead, R.E., Davies, J.F., Valdés-Nodarse, E.L., Díaz-Carmona, A., 1996, Mineralogical and chemical variations, Castellanos shale-hosted Zn-Pb-Ba deposit, northwestern Cuba: *Economic Geology*, 91, 713-733. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.91.4.713>
- Wilkinson, J.J., 2014, Sediment-hosted zinc-lead mineralization: Processes and perspectives; in Holland, H., Turekian, K., (ed), *Treatise on Geochemistry, Second Edition*, 13, 219-249. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01109-8>
- Yang, J., Large, R.R., Bull, S.W., 2004, Factors controlling free thermal convection in faults in sedimentary basins: implications for the formation of zinc-lead mineral deposits: *Geofluids*, 4, 237-247. <https://doi.org/10.1111/j.1468-8123.2004.00084.x>
- Zhidkov, A., Jalturin, N., 1976, Zona la Oriental-Baritina. Mineralización pirito-polimetálica: *La Minería en Cuba*, 2 (3), 28-39.