

Las mineralizaciones auríferas de los Pirineos y su significado en la evolución del orógeno Hercínico

The gold-bearing mineralizations in the Pyrenees and their significance in the evolution of the Hercynian orogen

A. Soler (*), E. Cardellach (**), D. Arcos (*) y J. Delgado (*)

(*) Dpto. de Cristalografía, Mineralogía y Depósitos Minerales. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. C/ Martí i Franqués s/n. 08028 Barcelona.

(**) Dpto. de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Barcelona. 08193 Bellaterra.

ABSTRACT

Gold is found in the Hercynian terranes of Central and Eastern Pyrenees as disseminations in metasediments of lower Paleozoic age; in veins contemporaneous with the main Hercynian foliation; in veins related to the Hercynian shear zones, faults and thrusts that postdate the main foliation and in skarns related to late Hercynian granites. Gold is associated to arsenopyrite, a typical feature throughout the Pyrenees. Two types of mineralizing fluid have been recognized: a CO₂-rich low salinity (6% wt NaCl eq.) fluid, present in the synfoliation veins and a CO₂-free and high salinity (up to 30% wt NaCl eq.) fluid found in the post-foliation deposits. Ore deposition took place around 500 °C and 5 kb in the synfoliation veins and around 350 °C and 2 kb in the post-foliation veins and skarns. The late Hercynian uplift of the metamorphic terranes caused a steep rise in the thermal gradient (from 25 to 50°C/km), the expansion of porous fluid, and its migration into faults and thrusts. In the case of the skarns, the fluids were mobilized because of the thermal gradient related to the contact metamorphism.

Key words: gold, hercynian orogen, metamorphic fluids, skarns, Pyrenees.

Geogaceta, 20 (7) (1996), 1554-1557
ISSN: 0213683X

Introducción

Las mineralizaciones con oro del hercínico de los Pirineos Centrales y Orientales se pueden agrupar en tres categorías: 1) mineralizaciones de arsenopirita aurífera diseminada en los metasedimentos pre-Caradocienses y en "rods" de cuarzo paralelos a la foliación hercínica dominante - sinfoliación-; 2) filones que cortan la foliación dominante hercínica -post-foliación-, entre los que cabe distinguir: 2-1) filones ligados a cabalgamientos y fallas que cortan la foliación principal en los materiales del Paleozoico inferior (Ayora y Casas, 1986; Polizzi, 1990) con oro nativo asociado a arsenopirita, sulfuros de Bi-Pb-Cu-Ag y sulfosales, caso también del Valle de Ribes; 2-2) zonas de cizalla desarrolladas en los metasedimentos del Ordovícico superior (Arcos *et al.*, 1991) con oro nativo asociado a tetraedrita-calcopirita y siderita, con Os de Civís (Lleida) como ejemplo más representativo; 2-3) zonas de cizalla en rocas graníticas (Ayora *et al.*, 1989) con oro nativo asociado a arsenopirita y pirrotina como en la localidad de La Jonquera (Girona y 3) Skarns auríferos con arsenopirita y sulfuros de Bi-Pb-Cu, asociados al granito de Andorra (Soler *et al.*, 1990; Soler y Ayora, 1991), al granito de Marimanya (Palau *et al.*, 1995) y al granito de la Maladeta (Delgado *et al.*, 1993).

Geología

El Orógeno Hercínico de la zona axial Pirineo, está constituido por una potente serie de metasedimentos Paleozoicos, divididos en dos series: una inferior, azoica, formada por una monotonía alternancia milimétrica de areniscas y pizarras de edad Cambro-Ordovícica y una superior con sedimentos siliciclásticos del Ordovícico superior, pizarras negras del Silúrico y carbonatos del Devónico.

Las estructuras de deformación de las rocas pre-Hercínicas son el resultado de la superposición de la deformación asociada a las orogénias Hercínica (Carbonífero superior) y Alpina (Eoceno-Oligoceno). Las estructuras Hercínicas se caracterizan principalmente por la formación de una foliación regional dominante asociada a los pliegues de dirección WNW-ESE, zonas de cizalla N-S y NE-SW, así como diversos cabalgamientos E-W. Una fase deformativa tardía, caracterizada por la formación de bandas miloníticas y filones de cuarzo de dirección E-W y NW-SE, corta la foliación principal Hercínica y los granitos intrusivos tardí-Hercínicos. Aunque la edad de estas estructuras es controvertida, se las suele situar en el tardí-Hercínico. El metamorfismo Hercínico en los Pirineos, se caracteriza por la formación de domos térmicos separados por estructuras sinformales, ambos de dirección E-

W. En dichos domos afloran los materiales de los niveles estructurales más profundos y de mayor grado metamórfico, con gradientes térmicos que oscilan entre 45 y 100°C/km. En las zonas externas de los domos aparecen grandes extensiones de materiales de niveles estructurales poco profundos y de bajo grado metamórfico (clorita + moscovita). Las zonas de cizalla, cabalgamientos Hercínicos y bandas miloníticas retrogradan las paragénisis previamente formadas a facies esquistos verdes (clorita + moscovita).

Con un carácter tardío respecto a la deformación Hercínica, tiene lugar la intrusión en los metasedimentos Paleozoicos de rocas graníticas de afinidad calcoalcalina, las cuales desarrollan una potente aureola de metamorfismo de contacto a su alrededor, que en el caso de los granitos de Andorra, Marimanya, y Maladeta puede llegar a potencias de hasta los 300 m. Estas rocas intrusivas cortan la foliación dominante Hercínica y los pliegues asociados, así como los cabalgamientos Hercínicos.

Mineralizaciones

Un primer tipo de mineralización se encuentra en el sector del Valle de Ribes, y se caracteriza por la presencia de diseminaciones de arsenopirita aurífera en la parte basal del Cambro-Ordoví-

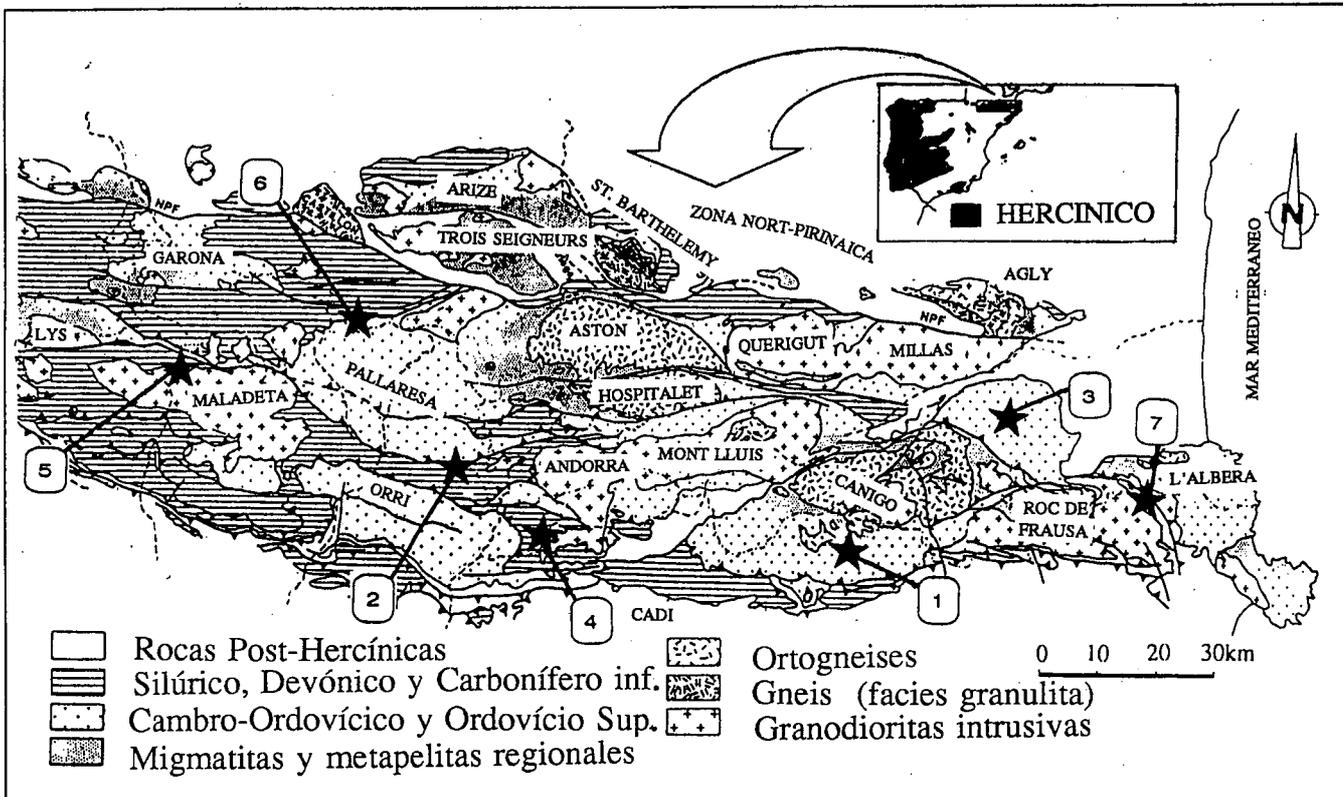


Fig. 1.- Geological map of the Hercynian rocks that outcrop in the Central and Eastern Pyrenees (after Zwart, 1979 modified by Poblet, 1991), with the location of the most important gold-bearing deposits. (1) Vall de Ribes (disseminations, synfoliation and post-foliation veins) (2) Os de Civís; (3) Canigó; (4) Andorra skarns; (5) Maladeta skarns; (6) skarn of Salau; (7) St. Pere La Jonquera.

Fig. 1.- Mapa geológica de las rocas Hercínicas de los Pirineos Orientales y Centrales (según Zwart, 1979 modificado por Poblet, 1991), donde se muestra la localización de las mineralizaciones auríferas más importantes. (1) Valle de Ribes (diseminaciones y filones sin foliación y postfoliación); (2) Os de Civís; (3) Canigó; (4) skarns de Andorra; (5) skarns de La Maladeta; (6) skarn de Salau; (7) St. Pere La Jonquera.

cico. Intercalado en la parte baja de la serie existe un volcanismo bimodal. La mineralización consiste en lentejones de centenas de metros de continuidad, con sulfuros diseminados (pirita, arsenopirita aurífera, pirrotina y calcopirita), los cuales han sufrido un proceso de recristalización contemporánea a la formación de la foliación Hercínicamente dominante (Ayora y Casas, 1986). La misma asociación de sulfuros con oro nativo se encuentra en los "rods" metamórficos de cuarzo, desarrollados paralelamente a la foliación dominante Hercínicamente en los esquistos que contienen la mineralización diseminada. Estos mismos materiales también presentan una anomalía geoquímica en As-Au en el sector del Macizo del Canigó (Polizzi, 1990).

Un segundo tipo de mineralización consiste en filones con arsenopirita-oro, que cortan la foliación Hercínicamente dominante. Se encuentran en los materiales del Paleozoico inferior siendo los del Valle de Ribes y Os de Civís los más representativos. Los filones del Valle de Ribes se encuentran relacionados con planos de cabalgamiento (E-W) y fallas (NNE-SSW) que afectan a los materiales Cambro-Ordovícicos (Ayora *et al.* 1992). Los filones auríferos del sector de Os de Civís se localizan en zonas de cizalla de

dirección N-S a NE-SW, con una continuidad de centenas de metros, y con las características típicas de las zonas de cizalla frágil-ductil. Estas zonas de cizalla pliegan claramente la foliación hercínica, y son cortadas por los cabalgamientos hercínicos (Arcos *et al.*, 1991)

Un tercer tipo de mineralización se encuentra en skarns asociados a los granitos (s.l.) de Andorra, Maladeta y Marimanya desarrollados en el contacto entre los granitos tardihercínicos y carbonatos Devónicos. Tanto los skarns como los granitos cortan las estructuras de formación Hercínicamente (foliación dominante, pliegues y cabalgamientos). Asociados al granito de Andorra se encuentran distintas tipologías de skarn, las cuales, forman parte de un mismo proceso metasomático, que puede dividirse en tres estadios de los que el tercero (retrógrado) contiene cuarzo, calcita, clorita, moscovita y ferroactinolita y es rico en sulfuros. Alguna de las tipologías que presentan este tercer estadio bien desarrollado, están mineralizadas en oro (Soler y Ayora, 1991; Soler *et al.*, 1990). A l igual que en Andorra, el estadio retrogrado de algunos de los skarns asociados a los granitos s.l. de La Maladeta y Marimanya están mineralizados en oro (Delgado *et al.*, 1993, Palau *et al.*, 1995)

Las zonas de cizalla tardihercínicas encajadas en metasedimentos Paleozoicos y en granitos, presentan localmente mineralizaciones con arsenopirita, caso de la mineralización de Sant Pere en La Jonquera-Girona- (Ayora *et al.*, 1989).

La ausencia de alteraciones asociadas a las mineralizaciones encajadas en los sedimentos afectados por el metamorfismo regional, sugiere un equilibrio químico entre los fluidos mineralizantes y las rocas metamórficas regionales. En el caso de las mineralizaciones encajadas en materiales formados a altas temperaturas, se observa una clara alteración retrógrada de las paragénesis del protolito. Este es el caso de la zona de cizalla encajada en el granito de la Jonquera y de los skarns. En la Fig. 1 se puede observar la distribución de las diferentes mineralizaciones auríferas en el Hercínico de los Pirineos.

Geoquímica de los fluidos

Inclusiones fluidas: En las mineralizaciones encajadas en metasedimentos, y a partir de datos de inclusiones fluidas, se ha podido diferenciar, dos tipos de fluidos: uno pobre en CO₂ y de alta salinidad (hasta el 30% en peso NaCl eq.)

presente en las mineralizaciones que cortan a la foliación dominante hercínica, y otro de baja salinidad (6% en peso NaCl eq.) y rico en CO₂ en las mineralizaciones sinfoliación del Valle de Ribes. Ambos tipos de fluidos contienen otras sales en solución como CaCl₂ y KCl. Tal y como se deduce de la homogeneización de las fases de CO₂ a líquido, las inclusiones de las mineralizaciones sinfoliación contienen una fase de CO₂ de alta densidad lo que indica que el fluido fue sometido a altas presiones durante el atrape. Las mineralizaciones asociadas a skarns presentan inclusiones fluidas pobres en CO₂ y de alta salinidad (hasta un 30% en peso eq. NaCl), típicas de los estadios retrógrados de los mismos.

Condiciones de formación: En los filones sinfoliación la arsenopirita coexiste con pirita, y su relación As/S corregida para presiones de 5 kbar (ver más adelante) indica temperaturas de formación entre 450-530°C. En las mineralizaciones post-foliación la geotermometría de la arsenopirita indica una T de formación comprendida entre 350-500°C en los skarns. Distintos geotermómetros independientes (esfalerita-galeña, isotópicos, inclusiones fluidas, estabilidad mineral, etc.) confirman estas temperaturas. Las relaciones texturales sugieren que las inclusiones fluidas en el cuarzo y la arsenopirita son sincrónicas en todas las mineralizaciones. Asumiendo esta contemporaneidad, las isocoras calculadas a partir de las inclusiones fluidas junto con las temperaturas deducidas a partir de geotermómetros independientes, implican presiones de atrape de 4.6 a 6 kbar en las mineralizaciones sinfoliación, y de 2 a 3 kbar en las mineralizaciones post-foliación. Ello pone de manifiesto importantes cambios en las condiciones P-T de atrape de los fluidos entre la precipitación de las mineralizaciones sinfoliación (500°C y 5 kbar) y las demás mineralizaciones (350°C y 2 kbar).

Isótopos estables: La composición isotópica del azufre de los sulfuros de las mineralizaciones auríferas de los Pirineos Centrales y Orientales es muy variable. Las mineralizaciones sinfoliación muestran valores de δ³⁴S entre +10 y +12‰. Los valores isotópicos del azufre de los sulfuros de los filones postfoliación del Valle de Ribes muestran valores pesados con δ³⁴S comprendidos entre +11‰ y +17‰. Estos datos han sido interpretados por Ayora *et al.*, (1992) como indicadores de un azufre cortical. No obstante, cuando las mineralizaciones están encajadas en granitos como en el caso de la mineralización de la Jonquera, la composición isotópica del azufre es más ligera y cercana a los valores considerados magmáticos (0 a 3‰). En los skarns asociados a la granodiorita de la Maladeta y de Andorra, la composición isotópica de los sulfuros muestra variaciones entre valores ligeros y pesados reflejo de un proceso de mezcla entre un

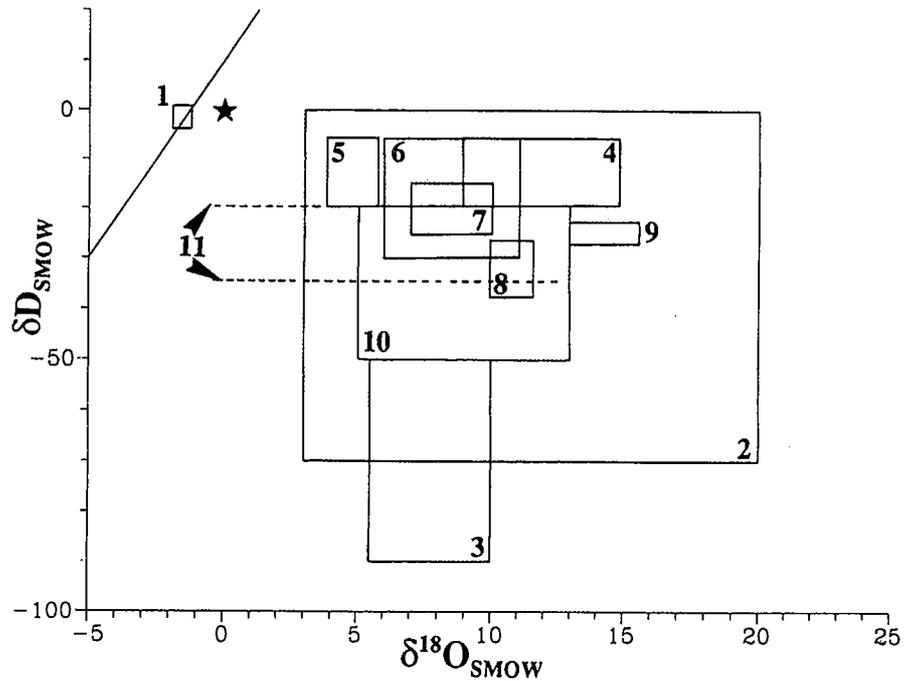


Fig. 2.- δ¹⁸O versus δD plot with the isotopic fields of the mineralizing fluids from the gold-bearing deposits of the Central and Eastern Pyrenees. 1) Late-Hercynian meteoric waters (Wickman and Taylor, 1985); 2) Metamorphic field waters; 3) Primary magmatic waters (Wickman and Taylor, 1985); 4) Waters in equilibrium with lower-grade metamorphic rocks from Trois Seigneurs (Wickman and Taylor, 1985); 5) waters in equilibrium with high-grade metamorphic rocks from Trois Seigneurs (Wickman and Taylor, 1985); 6) Mineralizing fluids from post-foliation veins of Vall de Ribes; 7) id. from synfoliation deposits of Vall de Ribes; 8) fluids mineralizantes de los skarns de La Maladeta; 9) id. from Os de Civis veins; 10) id. from the skarns of Andorra; 11) volcanic gases from magmas of calcalkaline affinity (Matsuhisa, 1992).

Fig. 2.- Diagrama δ¹⁸O - δD donde se muestran las composiciones isotópicas de los fluidos de las mineralizaciones auríferas de los Pirineos Orientales y Centrales. 1) aguas meteoricas tardi-Hercínicas (Wickman and Taylor, 1985); 2) campo de las aguas metamórficas (Sephard, 1986); 3) campo de las aguas primarias magmáticas; 4) aguas en equilibrio con las rocas metamórficas de bajo grado del macizo de Trois Seigneurs (Wickman and Taylor, 1985); 5) aguas en equilibrio con las rocas metamórficas de alto grado de Trois Seigneurs (Wickman and Taylor, 1985); 6) fluidos mineralizantes de los filones postfoliación del Vall de Ribes; 7) idem de las mineralizaciones sinfoliación del Vall de Ribes; 8) fluidos mineralizantes de los skarns de La Maladeta; 9) idem de los filones de Os de Civis; 10) idem de los skarns de Andorra; 11) gases volcanicos de magmas de afinidad calcoalcalina (Matsuhisa, 1992).

azufre de origen cortical, procedente de los metasedimentos Paleozoicos y otro magmático. Sin embargo, en el skarn aurífero asociado al granito de Marimanya, los valores ligeros de δ³⁴S (±1‰) están en desacuerdo con esta conclusión. La correlación existente entre As y Au, apunta a la removilización de estos elementos de las rocas regionales.

En un diagrama δ¹⁸O/δD, los valores de δ¹⁸O y de δD los fluidos mineralizantes en los filones sinfoliación y postfoliación muestran composiciones alejadas de las consideradas como aguas magmáticas y compatibles con las de las aguas metamórficas. Los valores del fluido mineralizante en los filones de Os de Civis, son más pesados en δ¹⁸O y similares en δD, al resto de mineralizaciones postfoliación. En los skarns auríferos los fluidos muestran valores similares en δ¹⁸O y mas ligeros en δD, situándose en el campo de las aguas metamórficas, cerca del de las aguas magmáticas (Fig. 2).

Relación entre la génesis de las mineralizaciones y la evolución del orógeno hercínico

Las mineralizaciones auríferas filonianas de los Pirineos Centrales y Orientales (Vall de Ribes, Os de Civis y La Jonquera), muestran características similares a los depositos mesotermales de oro, tales como el estar encajadas en rocas metamórficas en facies de esquistos verdes y estar asociadas a sistemas hidrotermales generados en estadios tardicinemáticos. También son destacables las similitudes en las condiciones físico-químicas de formación: temperaturas entre 200 y 400°C, presiones de 1 a 3 kbar, y bajas fugacidades de azufre y oxígeno.

De acuerdo con Ayora *et al.*, (1992), los fluidos ricos en CO₂ y en NaCl, generados durante el metamorfismo regional incorporan As, S, Au y otros metales de los metasedimentos Paleozoicos tal y como evidencia su posterior concentración y deposición en "rods" metamór-

ficos de cuarzo. La disponibilidad de estos metales parece importante a nivel regional a juzgar por las anomalías en As-Au encontradas en la serie Cambro-Ordovícica del sector NE del macizo del Canigó (Polizzi, 1990). El incremento del gradiente geotérmico después del clímax metamórfico, debido al ascenso de los domos térmicos, favorece la expansión térmica de los fluidos metamórficos, contribuyendo a su movilización a través de zonas permeables, tales como fracturas y cabalgamientos. Esta removilización no suele pasar de los materiales del Paleozoico inferior (Cambro-Ordovícico y Ordovícico superior). El proceso de removilización y concentración de As y Au, está de acuerdo con los datos de la composición isotópica de C y S, los cuales indican un origen cortical de estos elementos.

A partir de un fluido del sistema H_2O-CO_2-NaCl , y debido al descenso de la presión y la temperatura, se produce la desmezcla de dos fluidos: uno rico en CO_2 , y de otro rico en NaCl. El incremento de la salinidad del fluido de mayor densidad, asegura la solubilidad de los metales en forma de complejos clorurados. El enfriamiento de la solución parece ser el mecanismo más efectivo para la deposición mineral en todos los filones estudiados. Los valores pesados de $\delta^{34}S$ de los sulfuros en los filones sinfoliación y en algunos filones post-foliación, junto con los valores ligeros de los carbonatos hidrotermales, están de acuerdo con un origen de los fluidos relacionados con las rocas metamórficas. Sin embargo, aunque de forma menos conclusiva, los valores $\delta^{18}O$ y δD de los fluidos consistentes con un origen metamórfico de estos. Las intrusiones tardi-Hercínicas de granitos, sobreimponen un gradiente térmico local anómalo alrededor de los cuerpos intrusivos, el cual es el responsable de la movilización de los fluidos hasta los materiales del Paleozoico superior (Devónico). El fluido mineralizante en los estadios retrogradados de los skarns asociados a los granitos de Andorra y Maladeta, forma parte de un sistema polisalino y pobre en CO_2 , el cual muestra los parámetros físico-químicos (T , fO_2 , fS_2 , pH) similares a los fluidos atrapados en las mineralizaciones post-foliación, sugiriendo un origen parental. No obstante, en ambos distritos, Andorra y Maladeta, los sulfuros en los skarns no mineralizados en oro, muestran un azufre

con valores en $\delta^{34}S$ ligeros típicos de un origen magmático, mientras que en los skarns auríferos los valores de $\delta^{34}S$ son pesados, indicando un componente crustal en el sistema. En los skarns de Andorra, la correlación entre valores pesados de $\delta^{34}S$ (hasta +10‰) y altos contenidos en Au, es un argumento adicional para poner de manifiesto la importancia de los fluidos metamórficos en la formación de los skarns mineralizados en Au (Cardellach *et al.*, 1992). De otro lado la composición isotópica del plomo de los skarns asociados al granito de Andorra, así como de las mineralizaciones post-foliación y sinfoliación del Vall de Ribes, evidencia un complejo proceso de mezcla de fluidos durante la formación de los skarns, en el que el plomo es controlado exclusivamente por el granito, mientras que el As-Au lo son por los fluidos metamórficos (Romer y Soler, 1995).

Conclusiones

Los diferentes tipos de mineralizaciones auríferas descritas, se han formado durante dos episodios diferentes de la evolución del orógeno Hercínico. El primero está relacionado con gradientes anómalos del metamorfismo regional, responsable de la mayoría de las mineralizaciones auríferas, tanto sinfoliación como post-foliación. El segundo episodio, está relacionado con el gradiente térmico asociado a la aureola de metamorfismo de contacto que acompaña a la intrusión de los granitos tardihercínicos y que es el responsable de la formación de los skarns auríferos. La evolución PTXt de los fluidos implicados en el metamorfismo hercínico de los Pirineos Centrales y Orientales sugiere una descompresión casi isotérmica desde las condiciones registradas en las mineralizaciones sinfoliación (500°C y 5 kbar) hasta las registradas en los filones postfoliación (350°C y 2 kbar). Esta evolución es similar a las descritas en los procesos de levantamiento asociados a los últimos estadios de evolución de los cinturones de colisión (Kerrick 1989a,b; McKeag and Craw, 1989), sugiriendo que el orógeno Hercínico se formó en un contexto de colisión tectónica. Este hecho está en desacuerdo con las hipótesis extensionales de Wickham y Oxburgh (1985).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado mediante los proyectos CAICYT GEO90-0507 y AMB93-0326 del Ministerio de Educación y Ciencia.

Referencias

- Arcos D., Soler A. y Ayora C. (1991): In: Source transport and deposition of metals M. Pagel and J. Leroy (eds.), A.A. Balkema Pub., 633-636
- Ayora C. y Casas J.M. (1986): Min. Dep., 21, 278-287.
- Ayora C., Liesa M. y Soler, A. (1989): Bol. Soc. Esp. Min., 12, 351-362
- Ayora C., Ribera F. y Cardellach, E. (1992): Econ. Geol. 87, 1877-1896.
- Ayora C., Liesa M. y Delgado, J. (1993) J. Met. Geol., 11, 49-58
- Bowers T.S. y Helgeson, H.C. (1983): Geoch. Cosm. Act., 47, 1247-1275.
- Cardellach E., Ayora C., Soler A. y Delgado J. (1992): Min. Petr. 45, 181-193
- Delgado, J., Soler A., Arcos D. and Ayora, C. (1993): In: Current Research in Geology Applied to Ore Deposits., P. Fenoll Hach-Ali, P. Torres-Ruiz and F. Gervilla, (eds.), Univ. Granada, 81-84.
- Matsuhisa, Y (1992): Rept. Geol. Surv. Japan 279, 104-109.
- McKeag S.A. y Craw D. (1989): Econ. Geol., 84, 22-33
- Palau J., Arcos D., Delgado J. y Soler A. (1995): In: Mineral Deposits: From their Origin to Their Environmental Impacts. Pasava J., Kribek B. y Zak (eds), A.A. Balkema, 493-496.
- Poblet, J. (1991): Estructura Herciniana i Alpina del vessant Sud de la zona Axial del Pirineu Central. Tesis Doctoral Inedita. Univ. Barcelona.
- Polizzi S. (1990): Unpub. Ph. D. thesis, Toulouse, Univ. Paul Sabatier, 345p.
- Romer R.L. y Soler A. (1995): Min. Dep., 30, 374-383
- Soler A. and Ayora C. (1991): In: Skarns their genesis and metallogeny, A. Barto-Kyriakidis, (ed), Theophrastus Publ, S.A., 227-251.
- Soler A., Ayora C., Cardellach E. y Delgado J. (1990): Min. Dep., 25S, S59-S68.
- Wickham, S.M., and Taylor, H.P. Jr. (1985): Contr. Min. Pet., 91, 122-137