

CARACTERIZACION Y ORIGEN DE LAS DOLOMIAS DEL SECTOR SUDESTE DE PICOS DE EUROPA (NORTE DE ESPAÑA)

F. Gómez Fernández *, M. A. Escayo Morán **, J. A. Alonso López ** e I. Seebold Imbert **

RESUMEN

En el presente trabajo se pone de manifiesto la existencia de un proceso de dolomitización que afectó al sector sudeste de la región de Picos de Europa. Las dolomías formadas como consecuencia de este proceso son rocas de geometría muy variada e irregular, que recuerda a la de las masas intrusivas. Su composición química muestra un ligero exceso en calcio respecto a la fórmula estequiométrica de la dolomita. Sus contenidos en hierro y estroncio son bajos respecto a los de otras dolomías comparables. El volumen de dolomías formado es mucho mayor en la Unidad Frontal de Picos de Europa que en Unidades estructurales superiores.

Los procesos dolomitizadores obedecen a un modelo de dolomitización epigenético y son previos a la deposición de mineralizaciones de Pb-Zn. Se propone un modelo de dolomitización *per ascensum* a partir de aguas de formación de los sedimentos de la región de Pisuerga-Carrión. En cuanto a la edad, la dolomitización es posterior al Estefaniense B inferior y posiblemente anterior a un momento del Pérmico no determinado.

Palabras clave: Dolomitización, Carbonífero, Picos de Europa, Zona Cantábrica, mineralización Pb-Zn.

ABSTRACT

In this work we focus on the dolomitization processes which affected the southeastern sector of Picos de Europa Unit. The dolostones formed consequently with this process are rocks with a varied and irregular geometry, which reminds that observed in intrusive rocks. Their chemical composition show a slight excess of calcium in relation to stoichiometric dolomite. Their iron and strontium contents are low in relation to other comparable dolomites. The abundance of dolostones is much bigger at the Frontal Unit than in upper structural Units.

The dolomitization processes respond to an epigenetic dolomitization model and they are previous to the formation of Pb-Zn orebodies. We suggest a *per ascensum* dolomitization model triggered by formation waters of the Pisuerga-Carrion Unit. With regard to age, the dolomitization was later than Lower Estephanian B and possibly earlier than some undetermined time during the Permian.

Key words: Dolomitization, Carboniferous, Picos de Europa, Cantabrian Zone, Pb-Zn ores.

Introducción

La Zona Cantábrica (Lotze, 1945), fue dividida por Julivert (1971) en las siguientes regiones: Pliegues y Mantos, Cuenca Carbonífera Central, Manto del Ponga, Picos de Europa y Pisuerga-Carrión. Su estructura se interpreta como fruto del emplazamiento de mantos de despegue con pliegues asociados vergentes hacia el núcleo del arco, siguiendo un modelo que se asemeja a un diafragma fotográfico (Pérez Es-

taún *et al.*, 1988). En líneas generales, la deformación es más moderna a medida que nos acercamos al núcleo del Arco, es decir hacia zonas más externas de la cadena. La región de Pisuerga-Carrión, situada en el núcleo de la Zona Cantábrica, se habría comportado de forma continuada como una cuenca sinorogénica a la que llegarían olistoplasmas y sedimentos relacionados con la implantación de grandes unidades alóctonas (Rodríguez Fernández y Heredia, 1988). La última gran Unidad alóctona en implantar-

* Covadonga, 10, 24004 León.

** Asturiana de Zinc, S. A. Apartado de Correos 1, 39300 Torrelavega (Cantabria).

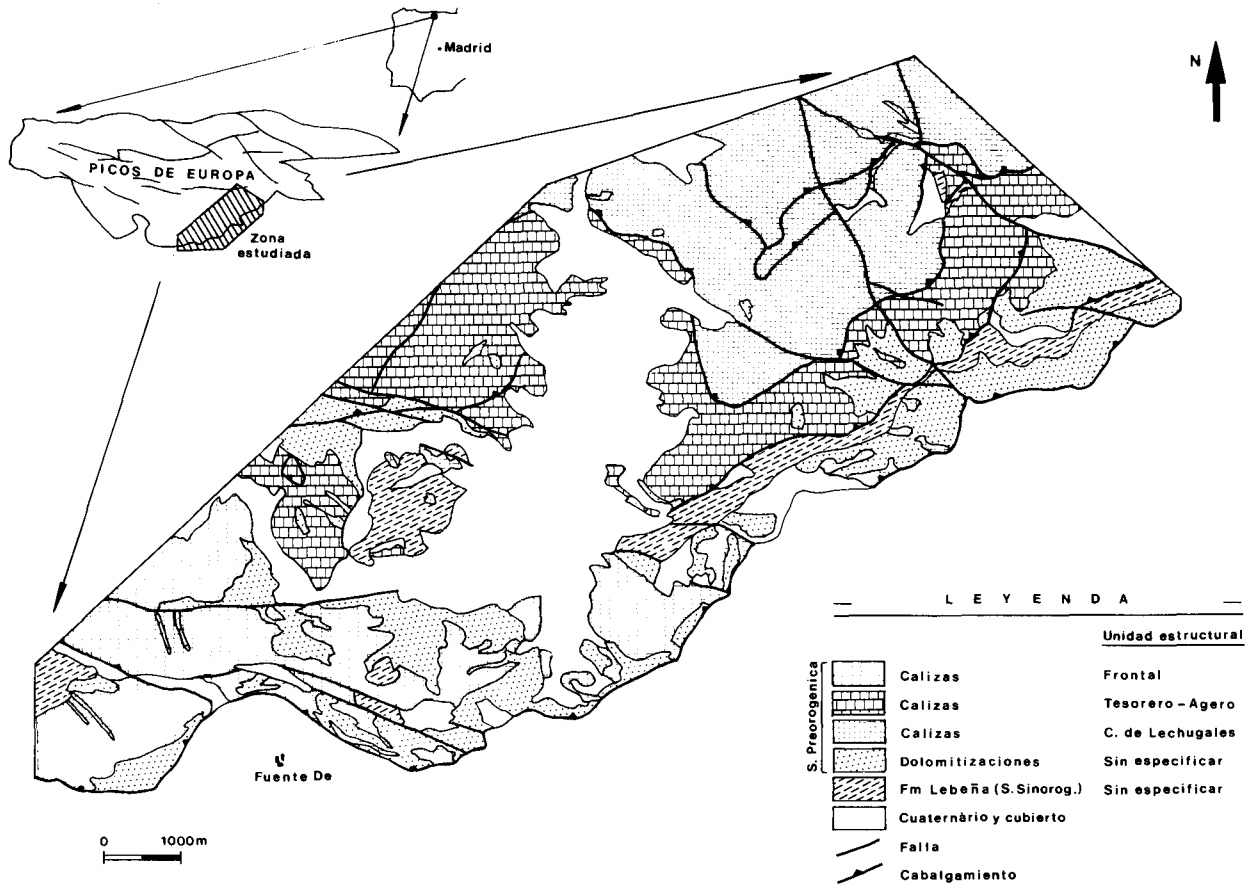


Fig. 1.—Situación y cartografía de la zona estudiada.

se, la de Picos de Europa, lo hizo durante el Estefaniense B inferior, cabalgando sobre la región de Pisuerga-Carrión.

Desde el punto de vista geológico, el área de estudio (fig. 1) se encuentra en el borde SE de la región de Picos de Europa, lindando con la región de Pisuerga-Carrión.

La región de Picos de Europa está caracterizada por la presencia de sucesivos cabalgamientos de dirección E-W, los cuales propician la existencia de un imbricado de mantos, en cada uno de los cuales está presente la mayor parte de la serie estratigráfica Carbonífera. Como en esta serie dominan las calizas sobre otros tipos de roca, el resultado del apilamiento tectónico es la presencia de enormes acumulaciones de caliza. Otro rasgo importante en la región es la existencia de un sistema de fallas subverticales de dirección N 105-120°E, que tuvo su origen al final de la orogenia Hercínica (Marquínez, 1978).

El objetivo de este trabajo es la descripción y el estudio de las dolomías del sector Sudeste de Picos de Europa.

Metodología

El trabajo abarca estudios de campo y de laboratorio. El trabajo desarrollado en el campo incluye la realización de la cartografía geológica y toma de muestras para estudio microscópico y para análisis químico. El estudio microscópico se ha llevado a cabo utilizando técnicas de luz transmitida y de luz reflejada. Los análisis químicos han sido realizados por Acme Analytical Laboratories (Vancouver, Canadá), mediante espectrometría de emisión de Plasma de Inducción Acoplada (ICP). Se han determinado concentraciones de elementos mayores y trazas. Los límites de detección de los elementos trazas son los siguientes: Ag = 0,1 ppm; Cd = 0,2 ppm; Co, Cu, Mo, Ni, Th, V, W y Zn = 1 ppm; As, B, Bi, Pb y Sb = 2 ppm; Au = 3 ppm; U e Y = 5 ppm; Ba, La y Zr = 10 ppm; Nb = 20 ppm. Los análisis de B y W son parciales.

Descripción del área estudiada

Los sedimentos Carboníferos preorogénicos y sinorogénicos son las rocas dominantes en la zona estudiada.

La *secuencia preorogénica* está constituida por varias formaciones, que de muro a techo son las siguientes (fig. 2):

— Fm. Caliza de las Portillas (MARTÍNEZ GARCÍA, 1981). Formada por calizas bioclásticas con fragmentos de crinoideos muy abundantes y chert relativamente frecuente.

— Fm. Genicera (WAGNER, *et al.*, 1971). Mudstones y wackes-

tonos grises o rojas, tableadas, nodulosas con algunas intercalaciones de lutitas. Contiene goniatites, algunos corales y crinoideos.
 — Fm. Barcaliente (WAGNER, *et al.*, 1971). Calizas finamente laminadas (facies de laminaciones de algas), fétidas. Ocasionalmente presenta concreciones silíceas.

— Fm. Valdeteja (WAGNER *et al.*, 1971). Calizas bioclásticas con abundante microfauna.

— Fm. Picos de Europa (MAAS, 1974). Se distinguen dos miembros:

- Miembro inferior tableado, formado por lechos de calizas bioclásticas alternando con finos lechos de pizarras.
- Miembro superior masivo, formado por calizas grises bioclásticas con pellets e intraclastos.

En todas estas formaciones, que conforman la serie preorogénica, es frecuente la presencia de dolomías secundarias.

Los *sedimentos sinorogénicos* Estefanienses (Formación Lebeña; MAAS, 1974) son esencialmente detríticos (pizarras con algunas intercalaciones carbonatadas) y se encuentran superpuestos discordantemente a formaciones más antiguas. La serie estratigráfica se completa con el Cuaternario descansando directamente sobre el Carbonífero.

Desde el punto de vista tectónico, en el área de estudio están presentes tres de las Unidades estructurales definidas por MARQUÍNEZ (1978), que son, de sur a norte: Unidad Frontal de Picos de Europa, Unidad de Tesorero-Agero y Unidad Compleja de Lechugales. En cada una de estas Unidades se encuentra gran parte de la serie Carbonífera, si bien la presencia de la Formación Lebeña, que es habitual en el techo de la Unidad Frontal, en Unidades estructurales superiores es únicamente esporádica.

Asimismo, es de destacar en el área estudiada la existencia de numerosos yacimientos e indicios de Pb-Zn, entre los que destacan las minas de Aliva y de Andara (GÓMEZ FERNÁNDEZ, 1992).

Descripción de las dolomías

Las dolomías del sector se disponen en cuerpos de dimensiones variadas que aparecen incluidos en todos los mantos y en todas las formaciones descritas en el área (fig. 1), con excepción de la Formación Lebeña. La evidencia de campo es que el proceso de dolomitización afectó a la Unidad Frontal de Picos de Europa de forma muy generalizada. Dentro de la zona estudiada, las dolomías ocupan el 36 % de la superficie ocupada por la serie preorogénica en la Unidad Frontal de Picos de Europa, mientras que son menos frecuentes en Unidades estructurales superiores (superficie dolomitizada < 6 %). En estas Unidades las dolomitizaciones se suelen concentrar en zonas de fractura de dirección N 105 a 120°E.

La geometría de las dolomías es muy variada. La mayor parte de las veces es aparentemente caprichosa, formando masas sumamente irregulares que han dejado en su interior cuerpos de caliza no dolomitizada a modo de masas relictas (fig. 3a), pero también pueden aparecer en cuerpos subverticales de geometría filoniana y escala variada, desde centimétrica (fig. 3b) hasta hectométrica. En este caso se disponen en las inmediaciones de fallas o fracturas de edad tardihercínica (N 105 a 120°E).

Cuando sobre masas carbonatadas que han sufrido dolomitización existen lechos de pizarras, ya sea

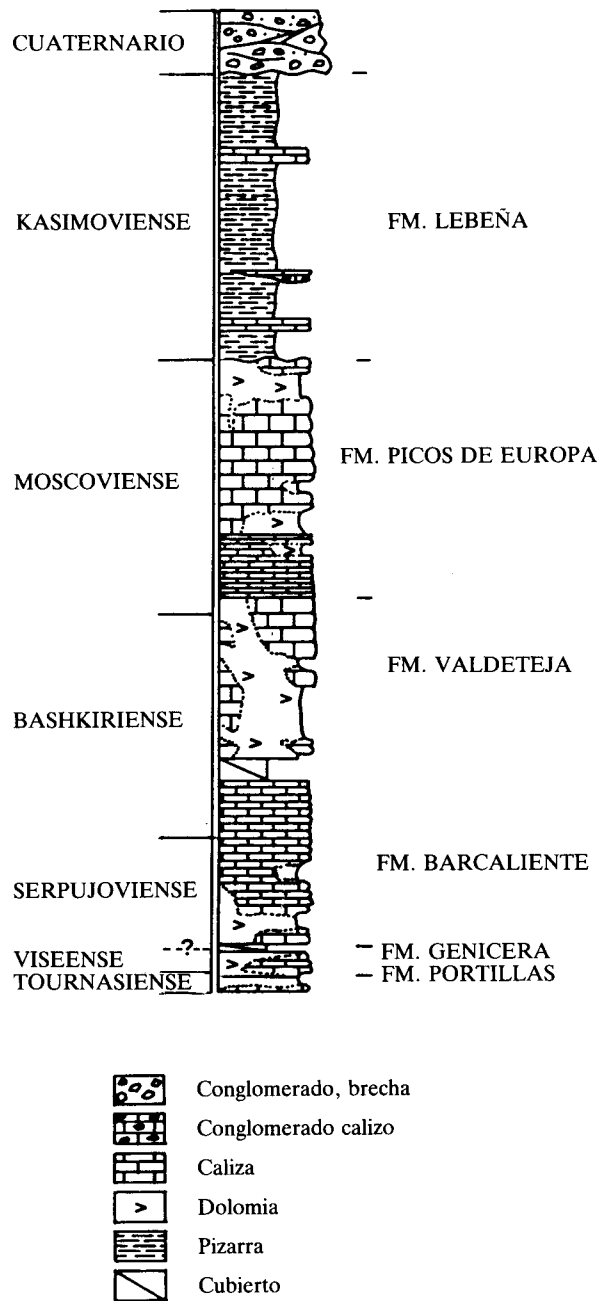


Fig. 2.—Serie estratigráfica de la zona de estudio.

de la Formación Lebeña o de la Formación Picos de Europa, es frecuente que la dolomitización se encuentre muy extendida lateralmente por debajo de las pizarras.

Los contactos caliza-dolomía son netos y en ellos el tránsito de caliza a dolomía se hace en unos pocos centímetros. Algunos rombos aislados de dolomita de gran tamaño se suelen encontrar inmersos en la



Fig. 3.—Rasgos macroscópicos de las dolomías.

a) Masas de caliza (gris) completamente rodeadas por dolomías (pardo-anaranjado).

b) Zonas dolomitizadas (pardo-anaranjado) de geometría *grosso modo* vetiforme, dispuestas subverticalmente, que cortan netamente superficies de estratificación en la caliza (gris).

caliza próxima al contacto con la dolomía. Al alejarnos del contacto adentrándonos en la caliza, los cristales de dolomita desaparecen rápidamente. Frecuentemente estos contactos cortan superficies de estratificación (fig. 3b).

La presencia de dolomías es un factor importante que condiciona la génesis, la distribución y la geometría de las mineralizaciones de Pb-Zn (Gómez Fernández, 1992). La mineralización principal de la mina de Aliva se adapta a un contacto caliza-dolomía cur-

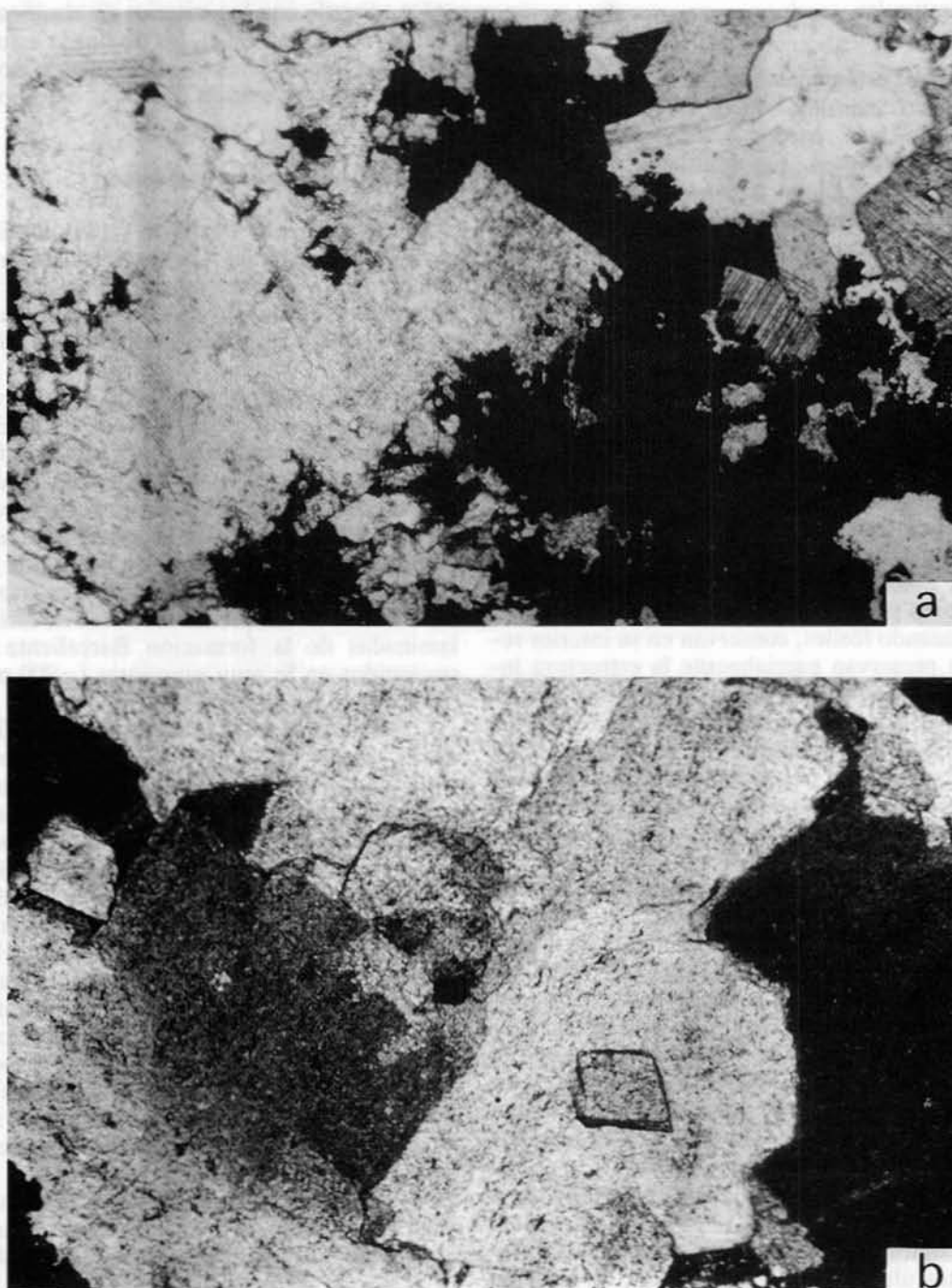


Fig. 4.—Petrografía de dolomías. Microscopía de luz transmitida.
a) Mineralización de esfalerita-galena (zona oscura de la fotografía) reemplazando cristales de dolomía. LN \times 100.
b) Aspecto microscópico de las dolomías. LN \times 300.

vo. En otros yacimientos (Andara, Liordes, etc.), las dolomías se encuentran en los planos de falla y/o en sus inmediaciones y suelen acompañar a las mineralizaciones.

En la mayor parte de los yacimientos los sulfuros de plomo y zinc reemplazan dolomías (fig. 4a), si bien las texturas dominantes son de relleno de espacios abiertos.

Aspectos texturales

Las dolomías están constituidas esencialmente por mosaicos de cristales dolomíticos, que pueden ser coloreados (gris claro, pardos o rosados) o lípidos (color blanco lechoso). Estos últimos se disponen bien en parches irregulares o bien rellenando parcialmente poros. Con frecuencia el tipo de cristal coloreado es el único constituyente observable de visu en las dolomías, mientras que en otras ocasiones coexisten dolomitas de los dos tipos, en cuyo caso pueden disponerse en bandas alternantes, formando dolomía cebrada o franciscana.

El estudio microscópico pone de manifiesto que se trata de rocas muy monótonas, formadas por mosaicos de cristales de dolomita (fig. 4b), entre los que pueden existir residuos pulverulentos oscuros (producto de la lixiviación del material carbonatado durante la dolomitización) y algunos minerales opacos (piritas idiomorfas). Asimismo, se observa que los cristales de dolomita carecen generalmente de impurezas mayores pero en ocasiones, cuando han crecido reemplazando fósiles, conservan en su interior residuos que preservan parcialmente la estructura interna del fósil. El proceso de dolomitización ha sido muy agresivo, borrando la mayor parte de los rasgos texturales de la caliza original. El reemplazamiento no es selectivo, siendo frecuente la existencia de rombos o racimos de rombos de dolomita penetrando simultáneamente aloquímicos y ortoquímicos en las calizas adyacentes.

El tamaño de los cristales es grande (0,35 mm de tamaño medio) y variado (entre 0,02 y 1,80 mm). La distribución frecuentemente es unimodal, pero puede no ser así, ya que la presencia de fósiles en la caliza original, como corales o crinoideos, puede propiciar diferencias en el tamaño de los cristales con respecto a los que se han formado reemplazando la matriz. Por otra parte, cuando existen cristales lípidos acompañando a los cristales coloreados, la distribución es como mínimo bimodal ya que aquéllos suelen ser de mayor tamaño que éstos.

La forma de los cristales varía de subidiotípica a xenotípica (Sibley y McGregg, 1987). Son frecuentes maclas de deformación así como extinciones ondulantes. Estas últimas son muy comunes en los parches de dolomitas lípidas y en cementos de dolomita.

Los rasgos de las dolomías de la zona de trabajo son similares a los de dolomías tectónicamente controladas y a los de las dolomías hidrotermales, puesto que no existe una diferencia clara entre estos dos tipos (Fairbridge, 1957; Routhier, 1963). Es más ciertos autores, sobre todo americanos, consideran un origen hidrotermal para el conjunto de dolomías estructurales.

De acuerdo con los criterios de clasificación de Sibley y McGregg (1987), las dolomías estudiadas son dolomías unimodales o polimodales no planares. Ocasionalmente existen dolomías del tipo planar-s.

Geoquímica de calizas y dolomías

Se han analizado 14 calizas y 12 dolomías de la secuencia preorogénica Carbonífera. En la tabla 1 se comparan los valores máximos, medios y mínimos obtenidos para cada grupo. También se ha plasmado en esta tabla la mediana y la desviación típica de los resultados.

Las calizas son por lo general muy puras, presentando un promedio del 54,9 % de CaO. El CaO y la sílice muestran concentraciones locales diferenciadas de los valores medios de las calizas analizadas. El sentido de estas variaciones es inverso en cada muestra y se corresponde con la presencia o ausencia de discontinuidades margosas, de estilolitos o de silicificaciones. En cuanto a los elementos traza, el rasgo más destacable es que las muestras en facies de algas laminadas de la formación Barcaliente presentan contenidos en Sr muy superiores (≈ 900 ppm.) a los del resto de las rocas.

Las dolomías de la zona muestran un ligero exceso de calcio y defecto de magnesio en relación a la composición estequiométrica de la dolomita. Los demás elementos mayores, incluyendo el hierro, están presentes en concentraciones bajas, si las comparamos con las que presentan dolomías asociadas a mineralizaciones de Pb-Zn (Lovering, 1969; Vadala, 1981). A pesar de ello, el contenido medio en hierro de las dolomías es tres veces mayor que el de las calizas. Las concentraciones en la mayor parte de elementos traza quedan por debajo de los límites de detección de la técnica instrumental y en los casos en que no es así los valores son bajos. Especialmente significativos son las bajas concentraciones de estroncio en las dolomías (mediana = 24 ppm), sobre todo si las comparamos con los contenidos que en este elemento presentan las calizas (mediana = 248 ppm). Estos valores de Sr en las dolomías, hacen pensar en modelos de dolomitización diagenéticos tardíos (Veizer y Demovic, 1974; Jacobson y Usdowsky, 1976).

Origen de las dolomías

La geometría irregular de los cuerpos dolomíticos, el carácter neto de los frentes de dolomitización, cortando superficies de estratificación, la frecuente existencia de rombos de dolomita reemplazando simultáneamente aloquímicos y ortoquímicos, las texturas dominantes con grandes cristales de dolomita, la re-

Tabla 1.—Parámetros estadísticos de la geoquímica de rocas de la zona de trabajo (elementos mayores y trazas). Máx. (valor máximo), med. (valor medio), mín. (valor mínimo), mdn. (mediana), s. (desviación típica), n (número de muestras). Salvo que se indique lo contrario, los contenidos están expresados en ppm.

		SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MgO%	CaO%	Na ₂ O%	K ₂ O%	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	MnO%	Cr ₂ O ₃ %	LO ₁ %	SO ₃ %	CO ₂ %
SERIE	máx.	7,64	0,91	0,50	0,92	57,52	0,06	0,42	0,05	0,10	0,04	0,05	43,80	0,20	43,71
PREOROG.	med.	1,50	0,28	0,19	0,59	55,06	0	0,09	0,01	0,03	0,01	0	42,17	0,05	42,31
(Calizas)	mín.	0,04	0,01	0,04	0,38	51,26	0	0	0	0,01	0,01	0	39,40	0	38,15
n = 14	mdn.	0,33	0,06	0,12	0,58	54,90	0	0	0	0,03	0,01	0	42,20	0,05	42,52
	s.	1,95	0,34	0,14	0,13	1,58	0,02	0,14	0,02	0,02	0,01	0,01	1,02	0,05	1,39
SERIE	máx.	2,14	0,91	0,79	21,44	34,44	0,09	0,38	0,05	0,35	0,02	0,01	47,20	0,05	46,88
PREOROG.	med.	0,59	0,21	0,53	19,31	32,73	0,01	0,07	0,01	0,09	0,01	0	46,42	0	45,88
(Dolomías)	mín.	0,04	0,01	0,28	17,58	30,49	0	0	0	0,05	0,01	0	45,10	0	44,92
n = 12	mdn.	0,17	0,05	0,55	19,39	32,97	0	0	0	0,06	0,01	0	46,60	0	45,85
	s.	0,71	0,29	0,15	1,09	1,05	0,02	0,11	0,02	0,08	0	0	0,62	0,01	0,65
		Ag	As	Au	B	Ba	Bi	Cd	Co	Cu	La	Mo	Nb		
SERIE	máx.	0,20	7,00	0	4,00	25,00	0	0,80	3,00	4,00	15,00	0	43,00		
PREOROG.	med.	0,01	2,43	0	1,07	4,50	0	0,06	0,50	1,07	2,64	0	6,14		
(Calizas)	mín.	0	0,00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
n = 14	mdn.	0	3,00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
	s.	0,05	2,35	0	1,71	8,72	0	0,21	0,98	1,33	5,14	0	12,67		
SERIE	máx.	0,30	5,00	0	3,00	18,00	0	0,80	5,00	3,00	13,00	2,00	26,00		
PREOROG.	med.	0,04	2,50	0	0,75	4,25	0	0,17	1,25	1,08	2,08	0,17	4,25		
(Dolomías)	mín.	0	0,00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
n = 12	mdn.	0	3,00	0	0	0	0	0	1,00	0	0	0	0		
	s.	0,10	1,89	0	1,30	7,37	0	0,26	1,48	1,32	4,66	0,55	9,51		
		Ni	Pb	Sb	Sr	Th	U	V	W	Y	Zr	Zn			
SERIE	máx.	7,00	18,00	0	993,00	0	0	3,00	2,00	20,00	11,00	48,00			
PREOROG.	med.	2,00	9,21	0	332,14	0	0	0,71	0,71	2,57	0,79	20,14			
(Calizas)	mín.	0	0	0	71,00	0	0	0	0	0	0	9,00			
n = 14	mdn.	2,00	8,00	0	248,00	0	0	0	0	0	0	15,00			
	s.	2,14	4,68	0	258,34	0	0	1,16	0,96	5,63	2,83	12,13			
SERIE	máx.	17,00	18,00	0	58,00	0	0	6,00	3,00	27,00	13,00	67,00			
PREOROG.	med.	3,75	7,08	0	27,75	0	0	1,25	0,42	2,75	1,08	20,42			
(Dolomías)	mín.	0	0	0	16,00	0	0	0	0	0	0	0			
n = 12	mdn.	2,00	7,50	0	24,00	0	0	0	0	0	0	6,00			
	s.	4,85	5,45	0	11,67	0	0	1,79	0,95	7,50	3,59	23,50			

lación que muestran con los accidentes tectónicos y las bajas concentraciones de Sr en las dolomías, están a favor de un proceso de dolomitización epigenético que se habría producido sobre calizas litificadas.

A partir de la cartografía de la zona de trabajo (fig. 1) se observa que la amplitud de los procesos de dolomitización desciende desde las Unidades estructurales inferiores a las superiores. Esto no está de acuerdo con un modelo de dolomitización *per descensum*, en el que la procedencia de los fluidos dolomitizadores fuera externa a la región de Picos de Europa. No obstante, si pensamos que la fuente de magnesio se encuentra en la propia región de Picos

de Europa, se podría mantener un modelo de dolomitización fundamentalmente descendente. En este caso habría que pensar en las aguas de formación de la Formación Lebeña, como fluido dolomitizador, ya que son las rocas infrayacentes a esta formación las que han sufrido dolomitizaciones más extensas. Aunque no se descarta, esta hipótesis no parece muy probable, ya que las dolomías que afloran en la Unidad Frontal de Picos de Europa equivaldrían a un espesor dolomitizado de 350 m, con un contenido medio de 19,39 %, de MgO. Difícilmente la Formación Lebeña (440 m de potencia en el corte del río Nevaldi-Collado de Cámara; Gómez Fernández, 1992), habría podido contener magnesio suficiente para pro-

ducir dolomitizaciones tan extensas. Otro dato en contra de la Formación Lebeña como fuente de magnesio es que existen dolomitizaciones a techo y a muro de ella, pero no en los bancos carbonatados de la propia formación.

La evidencia de campo muestra que el volumen de dolomías en la Unidad Frontal es mucho mayor que en Unidades estructurales superiores, lo que estaría de acuerdo con un modelo de dolomitización *per ascensum* a partir de aguas de formación de los sedimentos de la región de Pisuerga-Carrión. Las pizarras de la Formación Lebeña, situadas a techo de la Unidad Frontal, habrían dificultado la migración de los fluidos hacia arriba. Los fluidos habrían circulado principalmente a través de zonas de falla y habrían conseguido llegar a las Unidades estructurales superiores en zonas muy fracturadas.

La relación de las dolomías con estructuras tardihercínicas indica que los procesos de dolomitización se han desarrollado con posterioridad a la implantación de los mantos de Picos de Europa (Estefaniense B inferior; Rodríguez Fernández y Heredia, 1990). Criterios metalogenéticos apuntan una probable edad Pérmica para las mineralizaciones de esfalerita-galena del sector (Gómez Fernández, 1992), lo que está de acuerdo con lo observado por Martínez-García (1981) para mineralizaciones similares depositadas en sectores más nororientales del área de Picos de Europa. Dado que las mineralizaciones de Pb-Zn son posteriores a las dolomías, ya que las reemplazan, se concluye que los procesos de dolomitización se habrían desarrollado entre el Estefaniense B inferior y un momento del Pérmico no determinado.

Conclusiones

A partir del estudio de las dolomías del Sector Sudeste de Picos de Europa, se propone un modelo de dolomitización epigenético, según el cual aguas de formación de los sedimentos de la Región de Pisuerga-Carrión habrían migrado hacia arriba (región de Picos de Europa), provocando la dolomitización de grandes volúmenes de calizas Carboníferas. Esta migración se habría producido en el intervalo Estefaniense B inferior-Pérmico, coincidiendo con el inicio de la distensión posthercínica.

Referencias

- Fairbridge, R. W. (1957). The dolomite question. In: *Regional aspects of carbonate deposition* (J. R. LeBlanc and J. G. Breeding, eds.), SEPM Spec. Pub., n.º 5, 125-178.
- Gómez Fernández, F. (1992). *Metalogenia de los yacimientos de Pb-Zn del sector Sudeste de Picos de Europa*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 241 págs.
- Jacobson, R. L. y Usdowsky, H. E. (1976). Partitioning of strontium between calcite, dolomite and liquids. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 59, 171-185.
- Julivert, M. (1971). Decollement tectonics in the hercynian Cordillera of Northwest Spain. *Amer. J. Sci.*, 170, 1-29.
- Lovering, T. S. (1969). The origin of hydrothermal and low temperature dolomite. *Economic Geol.*, 64, 743-754.
- Maas, K. (1974). The Geology of Liébana. Cantabrian Mountains, Spain. Deposition and deformation in a flysch area. *Leidse Geol. Meded.*, 49, 379-465.
- Marquínez, J. (1978). Estudio geológico del sector SE de los Picos de Europa (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 295-315.
- Martínez García, E. (1981). El Paleozoico de la Zona Cantábrica Oriental (Noroeste de España). *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11, 95-127.
- Pérez Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. C., Marquínez, J., Aller, J., Alvarez Marrón, J., Marcos, A. y Pulgar, J. A. (1988). A thin skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: The Cantabrian Zone (Variscan Iberoarmoric arc). *Tectonics*, 7, 517-537.
- Rodríguez Fernández, L. R. y Heredia, N. (1988). Evolución tectonosedimentaria de una cuenca de antepaís ligada a una cadena arqueada: El ejemplo de la Unidad de Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NO de España). *II Cong. Geológico de España. Simposio Cinturones Orogénicos. ITGE*, 65-74.
- Rodríguez Fernández, L. R. y Heredia, N. (1990). Palentine Zone structure. In: *Pre-Mesozoic geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer y E. Martínez-García, eds.). Springer-Verlag, 69-71.
- Routhier, P. (1963). *Les gisements métallifères*. Mason édit., París, 2 vol., 1.282 págs.
- Sibley, D. F. y McGregg, J. M. (1987). Classification of dolomite rock texture. *J. Sedim. Petrol.*, 57, 967-975.
- Vadala, P. (1981). *Le gîte de ZnS-PbS a gangue ankéritique de Reocin (Santander-Espagne). Tectonique diapirique, phénomènes karstiques et mineralisations*. These de 3eme cycle, Univ. de Orleans, 288 págs.
- Veizer, J. y Demovic, R. (1974). Strontium as a tool in facies analysis. *J. Sedim. Petrol.*, 43, 258-271.
- Wagner, R. H., Winkler, C. F. y Riding, R. E. (1971). Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern León. Spain. In: *The Carboniferous of Northwest Spain*, *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, 603-663.

Recibido el 1 de mayo de 1993
Aceptado el 4 de noviembre de 1993