

LA FORMACIÓN BOÑAR (CRETÁCICO SUPERIOR, NORTE DE LEÓN): ESTRATIGRAFÍA, GEOQUÍMICA Y POTENCIAL PRODUCTOR DE ROCA ORNAMENTAL

F. Gómez Fernández ¹, A. J. Méndez Cecilia ¹ y J.R. Bahamonde ²

¹ *Departamento de Ingeniería Minera, Universidad de León, C/ Jesús Rubio 2, 24004 León (dimfgf@unileon.es).*

² *Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.*

Resumen: La Formación Boñar (Coniaciense-Campaniense, posiblemente llegando al Maastrichtiense) es una sucesión eminentemente carbonatada con intercalaciones arcillosas y arenosas que supera en algunas zonas los 300 m de espesor. Aflora entre el borde meridional de la Zona Cantábrica y el margen septentrional de los depósitos cenozoicos de la Cuenca del Duero (norte de la provincia de León). Nuevos afloramientos, descubiertos en las inmediaciones de Boñar, han permitido hacer una descripción completa de la misma, en la que se han diferenciado cuatro miembros, que de muro a techo son: Miembro Calcarenítico (M-1), Miembro Arcilloso-Arenoso (M-2), Miembro de Alternancias (M-3) y Miembro Dolomítico (M-4). Su depósito ha sido relacionado con el ascenso generalizado del nivel del mar durante el Cretácico Superior, que inundó los ambientes deposicionales de la Formación Voznuevo, sobre la que descansa.

Las calcarenitas de los miembros M-1 y M-3 son rocas usadas en mampostería, mientras que las dolomías del miembro superior (M-4) constituyen la denominada "Piedra de Boñar". Se trata de micritas dolomíticas (ocasionalmente calizas *mudstone*) de tonos beige-ocres que localmente pueden presentar unas zonas o manchas irregulares grises, lo que supone una merma en su calidad como roca ornamental. La coloración beige-ocre está relacionada con procesos de oxidación recientes, en relación a circulación de fluidos a través de superficies de estratificación, pequeñas fracturas y diaclasas; mientras que las manchas grises corresponden a áreas que preservan el color de la roca con un bajo grado de oxidación. El estudio de campo realizado, pone de manifiesto recursos de "Piedra de Boñar" de al menos 15 Mm³ y reconoce como áreas más favorables para la ubicación de nuevas explotaciones el flanco norte del sinclinal de Las Bodas y el flanco sur del anticlinal de La Losilla, desde las proximidades de Llamera a Barrillos de Las Arrimadas.

Palabras clave: Cretácico, Formación Boñar, dolomías, rocas ornamentales, Piedra de Boñar.

Abstract: The Boñar Formation (Coniacian-Campanian, possibly reaching the Maastrichtian) is a mainly carbonate succession, some 300 m thick, which includes some shaly, marlstone and sandstone intervals. It crops out between the southern edge of Cantabrian Zone and the northern border of the Cenozoic Duero Basin (northern León province). New outcrops located near the town of Boñar have allowed to make a more complete stratigraphic description of the Formation, in which four lithological units (members) have been distinguished. From base to top, these are: the Calcarenitic Member (M-1), the Argillaceous and Sandy Member (M-2), the Heterolithic Member (M-3) and the Dolomitic Member (M-4). The Boñar Formation deposition has been linked to the global Upper Cretaceous sea level rise, which flooded the underlying fluvial deposits of the Voznuevo Formation.

The well indurated calcarenites of the members M-1 and M-3 are used in the building industry as rough stone, whereas some dolostones of the Member M-4 constitute the so-called "Piedra de Boñar", which has been traditionally used as ornamental stone. The "Piedra de Boñar" is a light beige to yellowish-beige dolomitized micrite, occasionally lime mudstone, which locally displays irregular grey patches, representing an inconvenience as to its use as ornamental rock. The beige hue is due to recent oxidation processes, usually due to the flow of meteoric waters along bedding surfaces, fractures or joints; whereas the grey spots are those zones preserved from oxidation. Field studies carried out in this work show that the potential resources of the "Piedra de Boñar" are still significant (at least 15 Mm³). The areas where the "Piedra de Boñar" displays the best conditions for commercial exploitation are the northern limb of the Las Bodas syncline and the southern limb of the La Losilla anticline, between Llamera and Barrillos de las Arrimadas villages.

Key words: Cretaceous, Boñar Formation, dolostone, ornamental stones, Boñar stone.

Gómez Fernández, F., Méndez Cecilia, A.J. y Bahamonde, J.R. (2003): La Formación Boñar (Cretácico Superior; norte de León): Estratigrafía, Geoquímica y potencial productor de roca ornamental. *Rev. Soc. Geol. España*. Vol 16 (1-2): 61-72.

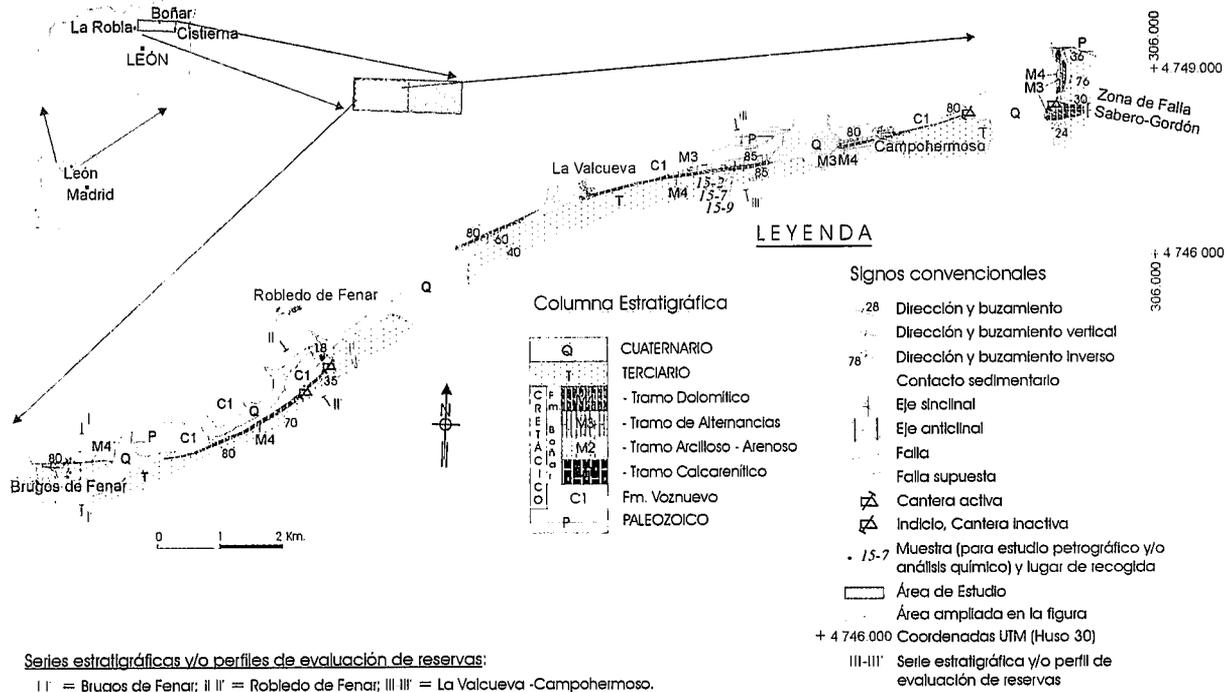


Figura 1.- Cartografía geológica de la Formación Boñar en el sector occidental del área estudiada y plano de situación de muestras.

El uso en la construcción de la roca ornamental ha experimentado en los últimos años un gran impulso y son muchos los estudios de índole petrográfico que se han realizado para la caracterización petrofísica, petrográfica-textural, geoquímica, estratigráfica y mineralógica, de los diferentes tipos de rocas. Buena parte de ellos han servido como base para plantear estrategias y metodologías de conservación y rehabilitación de edificios singulares (p. ej.: Esbert *et al.* 1991, Marcos *et al.* 1993, Alonso *et al.* 1999, etc.), mientras que en otras ocasiones han ido enfocados a la catalogación y caracterización de diferentes tipos rocosos utilizados en la construcción (p. ej.: Barros Lorenzo *et al.* 1993, García de los Ríos y Báez 2001, Suárez del Río *et al.* 2002).

El incremento en la demanda de piedra ornamental ha propiciado que junto con las rocas tradicionales estén disponibles actualmente en el mercado una amplia gama de nuevas variedades. La Piedra de Boñar es una roca clásica, que ha venido utilizándose de forma continuada al menos durante las edades Media (p.ej.: Basílica de San Isidoro de León y Catedral de León), Moderna (p.ej.: Hostal de San

Marcos de León) y Contemporánea (p.ej.: Banco de Santander, Santander). Su uso en la actualidad está lejos de decaer, utilizándose como revestimiento, especialmente en edificios del norte y noroeste de España (p.ej.: nuevo Hotel Bahía, Santander) y en restauración de monumentos, fundamentalmente.

El objeto de este estudio es la caracterización geológica y geoquímica de la Formación Boñar entre las localidades de La Robla y Cistierna (León) y la evaluación de su potencial económico como productora de roca ornamental. Para satisfacer este amplio objetivo se ha realizado la cartografía geológica de todo el área de estudio, así como varias series estratigráficas (Figs. 1 y 2), entre las que destaca por sus excepcionales condiciones de afloramiento la serie de la Cantera de Boñar (Fig. 3). Además, se han caracterizado textural y geoquímicamente las rocas que tienen interés ornamental y se ha realizado una estimación de reservas, proponiéndose áreas favorables para ubicación de futuras explotaciones.

Contexto Geológico

El Cretácico aflora, en el norte de la provincia de León en una estrecha franja alargada en dirección oeste-este, que descansa discordantemente sobre las rocas paleozoicas de la Zona Cantábrica, situadas al norte. Está recubierto por los sedimentos terciarios pre y sinorogénicos (Formación Vegaquemada) de la Cuenca del Duero, que afloran al sur.

Entre los autores que han estudiado las rocas cretácicas en el sector estudiado cabe destacar a Ciry

SERIE ESTRATIGRÁFICA	Potencia (m)				Fm. Boñar
	M-1	M-2	M-3	M-4	
E Brugos de Fenar	0	0	0	3'4	3'4
↑ Robledo de Fenar	0	0	0	9'9	9'9
La Valcueva-Campohermoso	0	0	87	43	130
Cantera de Boñar	25	60	114	68	267
Boñar - Las Bodas	105	70	115	95	385
La Devesa de Boñar	175	75	75	75	350
La Acisa de las Arrimadas	120	80	105	65	370
↓ La Ercina	80	90	100	60	330
O Yugueros	30	30	55	35	150

Tabla I.- Variaciones de espesor de los distintos miembros de la Formación Boñar en el área de estudio.

Muestra	Color	%SiO ₂	%Al ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃	%MnO	%MgO	%CaO	%Na ₂ O	%K ₂ O	%TiO ₂	%P ₂ O ₅	%L.O.I	TOTAL
G	Beige-ocre	3,82	1,64	1,19	0,05	18,65	30,01	0,00	0,07	0,06	0,02	44,48	99,99
G	Gris	5,59	2,26	1,85	0,05	17,48	29,29	0,04	0,22	0,08	0,02	42,16	99,04
F	Beige-ocre	4,21	1,72	1,28	0,05	18,70	29,62	0,00	0,06	0,07	0,02	44,19	99,92
F	Gris	5,32	2,05	1,87	0,05	17,56	29,52	0,04	0,21	0,07	0,02	42,41	99,12
B	Beige-ocre	3,30	1,42	1,18	0,06	18,70	30,45	0,00	0,05	0,05	0,02	44,76	99,99
B	Gris	3,38	1,56	1,28	0,06	18,87	30,19	0,02	0,15	0,06	0,02	44,33	99,92
3	Beige-ocre	1,86	0,89	0,39	0,03	14,93	36,55	0,02	0,06	0,04	0,02	45,07	99,86
1	Beige-ocre	1,97	1,12	0,52	0,02	16,25	34,81	0,03	0,04	0,04	0,02	45,15	99,97
15-7	Beige-ocre	4,77	1,79	1,07	0,08	18,51	29,49	0,00	0,07	0,07	0,02	44,04	99,91
15-2	Beige-ocre	1,70	0,61	0,30	0,01	16,01	35,71	0,01	0,05	0,03	0,01	45,55	99,99
16-2	Beige-ocre	3,16	1,24	0,88	0,01	0,52	51,36	0,02	0,13	0,05	0,02	41,90	99,29

Abreviaturas: L.O.I.= pérdida por calcinación a 950°C durante dos horas.

El contenido total en Fe se da en forma de Fe₂O₃

Método analítico: espectrometría y difracción de rayos X. Laboratorio: Universidad de Oviedo.

Tabla II.- Distribución de elementos mayores en muestras de "Piedra de Boñar".

(1939), (Evers, 1967), Ameron (1965), Carballeira (1969), Jonker (1972), Corrochano (1989) y Floquet (1991, 1998).

Desde un punto de vista estructural, el área estudiada constituye el frente de la deformación alpina, caracterizado por la presencia de cabalgamientos que cobijan materiales terciarios de la Cuenca del Duero bajo sedimentos paleozoicos y cretácicos (p.ej. Heredia *et al.*, 1994). Las estructuras más llamativas son el sinclinal de Las Bodas y el anticlinal de La Losilla (Fig. 2), cuyas trazas axiales presentan una orientación aproximada NO-SE. Entre ellos y subparalelamente a la falla de León, se dispone la falla de Sabero-Gordón, cuyos rejuegos tardíos parecen ser el origen de dichos pliegues (Heredia *et al.*, 1994).

Estratigrafía

En el borde meridional del macizo paleozoico asturiano la sedimentación cretácica comenzó con el depósito de la Formación Voznuevo (Evers, 1967), constituida esencialmente por areniscas y microconglomerados con elevados contenidos en caolinita y que es equivalente a la Formación Utrillas del centro de la Península Ibérica, depositada en ambientes fluviales a litorales (Floquet, 1991; Gil *et al.*, 2001). Los datos paleontológicos disponibles en el área de estudio (Ameron, 1965) y las interpretaciones sedimentológicas (cambios laterales de facies con sedimentos marinos datados; Floquet, 1991), apoyan la hipótesis de una sedimentación diacrónica, según la cual el techo de la formación sería progresivamente más joven medida que nos desplazamos hacia el oeste, yendo desde Turoniense hasta edades más recientes, sin que se disponga de dataciones de la formación en las áreas más occidentales.

En el área de estudio los ambientes deposicionales de la Formación Voznuevo fueron inundados (excepto en las áreas más occidentales) como consecuencia del

importante ascenso global del nivel del mar ocurrido durante el Cretácico Superior, dando lugar a una sedimentación mixta terrígeno-carbonatada (Formación Boñar; Evers, 1967). Se trata de una unidad mixta carbonatado-siliciclástica, que supera en algunas zonas los 300 m. de espesor.

Los taludes del nuevo trazado de la carretera que une Sabero con Boñar, en las proximidades de esta localidad (serie de la Cantera de Boñar, Figs. 2 y 3), permiten la observación de la totalidad Formación Boñar. Ello nos ha permitido subdividir la Formación Boñar en cuatro unidades litológicas (miembros de carácter local), que de muro a techo son: Miembro Calacarenítico (M-1), Miembro Arcilloso-Arenoso (M-2), Miembro de Alternancias (M-3) y Miembro Dolomítico (M-4) (Figs. 3 y 4A). Estos miembros son correlacionables con las unidades litoestratigráficas descritas por Floquet (1991) y Floquet *et al.* (1982) en áreas situadas al oeste de la zona estudiada.

Miembro Calacarenítico (M-1).- El contacto con la Formación Voznuevo es neto e irregular, y en ocasiones marcado por un microconglomerado calcáreo. Con un espesor máximo de 175 m, está constituido principalmente por calizas *grainstone* bioclásticas arenosas (calcarenititas y calcirruditas), de tonos marrones, ocre y grises (Fig. 3). Las capas son de espesor decimétrico a métrico, e internamente presentan frecuentes estratificaciones cruzadas de mediana y gran escala, donde se han medido paleocorrientes que migran hacia el oeste (series de la Ercina y Boñar-Las Bodas). Estos niveles alternan con tramos de margas arenosas, margas, calizas margosas y en menor medida calizas micríticas, formando secuencias granodecipientes de escala métrica y decamétrica. En la parte superior del miembro aparecen con frecuencia niveles de calizas oolíticas. El miembro M-1 sería a grandes rasgos equivalente al Miembro de Ribera Alta de la Formación Nidaguila definido por Floquet (1991).

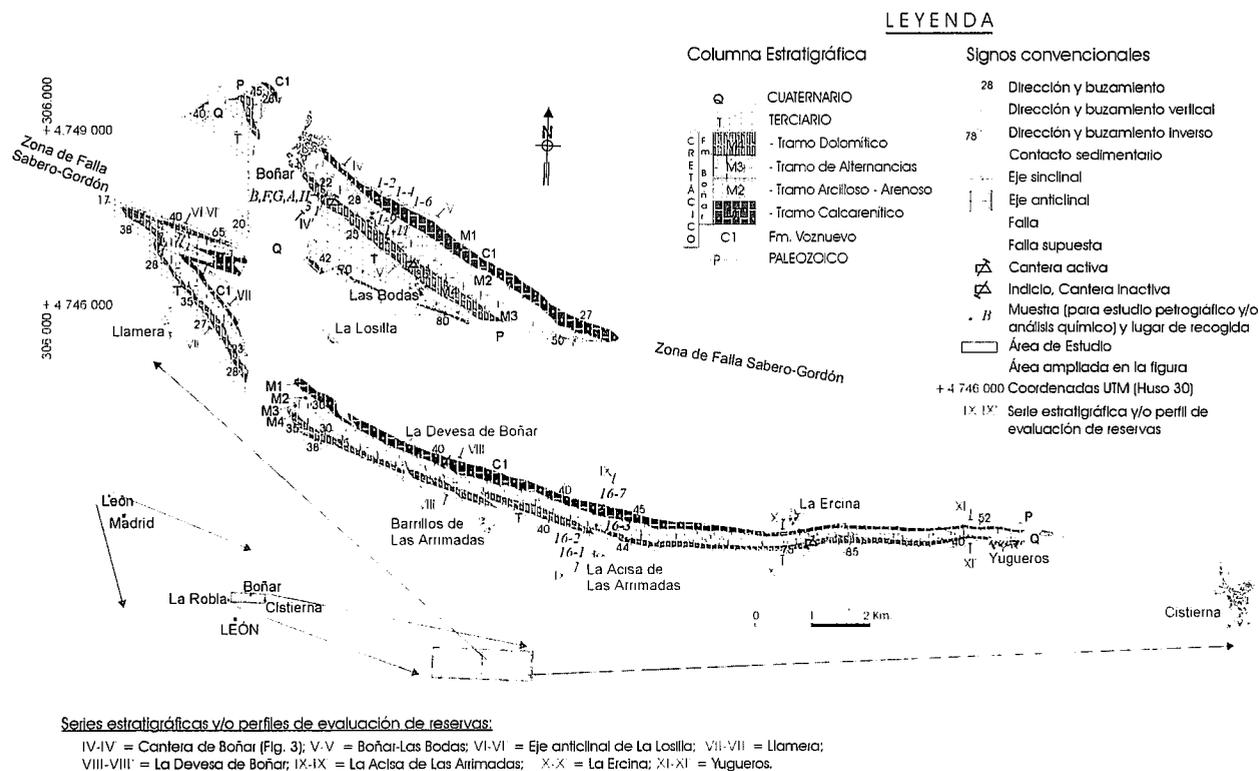


Figura 2.- Cartografía geológica de la Formación Boñar en el sector oriental del área estudiada y plano de situación de muestras.

Miembro Arcilloso-Arenoso (M-2).- De 60 a 90 m de espesor en el área central; suele corresponder a tramos cubiertos y mal expuestos, donde la litología dominante es arcilloso-margosa en la mitad inferior y de areniscas poco consolidadas en la mitad superior (Fig. 3). Las areniscas son por lo general de grano medio, bien calibradas, destacando la abundancia de granos de moscovita. Presentan frecuentes estratificaciones cruzadas de mediana escala y abundante material carbonoso. Este miembro se puede correlacionar con el Miembro de Villaverde de La Peña de la Formación Nidagüila (Floquet, 1991).

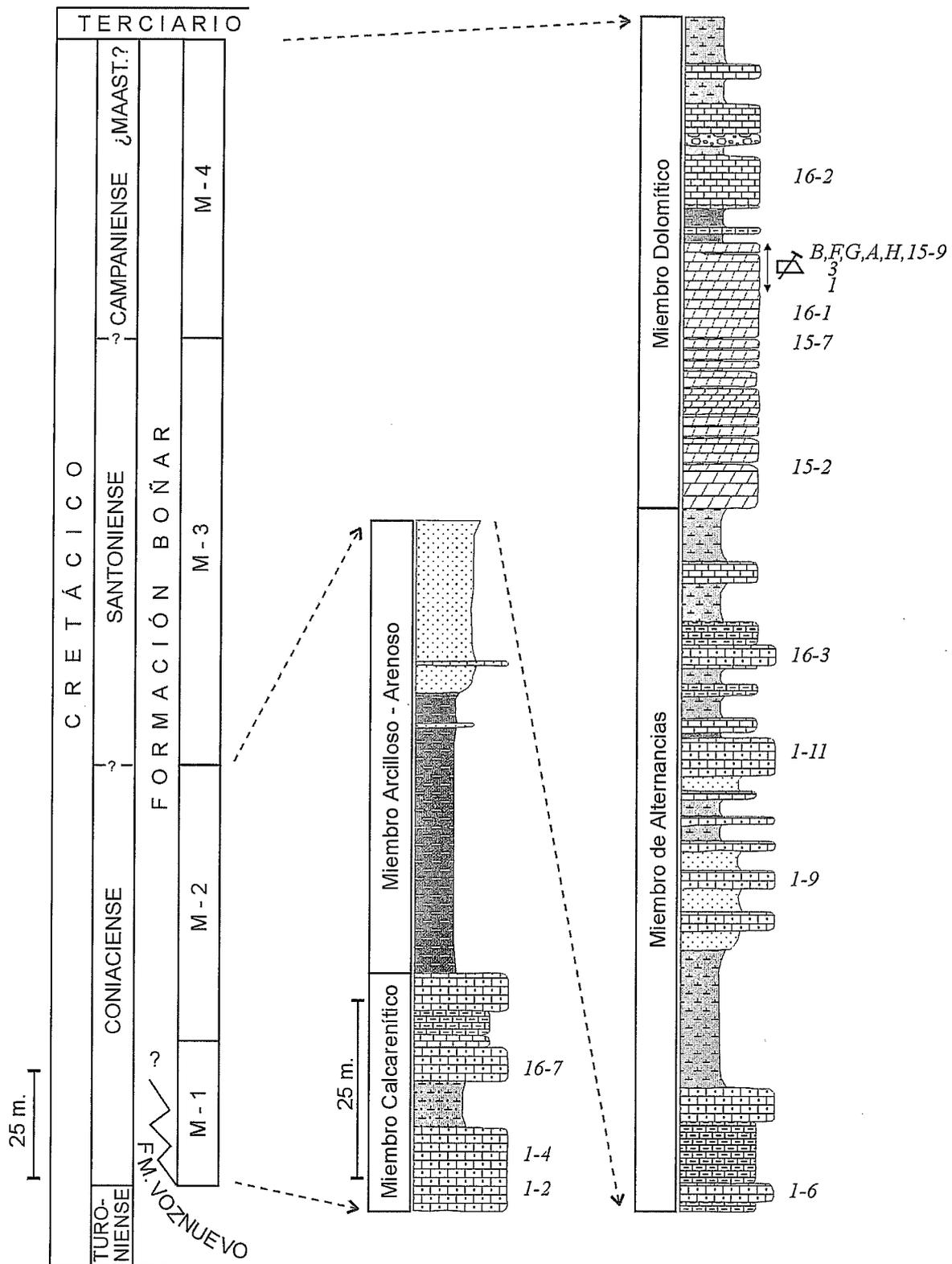
Por correlación con series situadas más al este (Floquet, 1991), se puede asignar a los miembros M-1 y M-2 una edad Coniaciense Inferior a Superior.

Miembro de Alternancias (M-3).- Es el más potente en el área central (75 a 115 m). Está formado por la alternancia de margas, calizas micríticas, calcarenitas, y areniscas (Fig. 3). Las margas contienen abundantes granos de moscovita y fragmentos carbonosos, en ocasiones concentrados en niveles y presentan intercalaciones de arcillas grises de poco espesor. Las calizas van desde biomicritas (*mudstone* y *wackestone* con bioclastos) a calizas *grainstone* con un alto contenido de granos siliciclásticos (calcarenitas y calcirruditas ricas en cuarzo, ortosa y en ocasiones glauconita y moscovita), presentándose en bancos que suelen tener una gran continuidad lateral. Las areniscas son de tonos grises y ocre, a veces con cemento carbonatado. El miembro M-3 es correlacionable con a las Formaciones Nocado de Burgos, Burgo de Osma y Tubilla del Agua (Floquet *et al.*, 1982; Floquet, 1991). Por correlación con series

situadas más al este se le puede asignar una edad probable Santoniense Inferior a Santoniense terminal (Floquet, 1991).

Miembro Dolomítico (M-4).- Con espesores máximos de 95 m, está constituido por calizas dolomitizadas de tonos beige-ocres, con texturas *mudstone* y en menor proporción *wackestone* y *packstone* (Fig. 3). En la mitad superior del grupo la dolomitización ha sido menos intensa y con frecuencia las calizas no están dolomitizadas. En general, los estratos son de espesores decimétricos (hasta 1 m) con excepción de la base, donde pueden superar los 2 m de potencia. Este miembro presenta intercalaciones, más frecuentes hacia el techo, de margas y calizas margosas microlaminadas, arcillas grises moscovíticas y en menor medida de conglomerados calcáreos. En diversas localidades han sido descritos en la parte superior tramos de calizas *grainstone* oolíticas, en capas métricas, con estratificación cruzada (Corrochano, 1989). Este miembro se puede correlacionar con las Formaciones Quintanaloma y Sedano (Floquet, 1991). Dataciones realizadas (Truyols *et al.*, 1984; Floquet, 1991) otorgan al miembro edad Campaniense. Quizá su techo pudiera correlacionarse con capas de edad Maastrichtiense situadas en zonas meridionales de la cordillera Cantábrica (Floquet, 1991).

La paleogeografía de la región durante el Senonien se estaría constituida por una rampa marina homoclinal (rampa nor-castellana), con sus partes más profundas hacia el este, sujeta a un conjunto de ciclos sedimentarios transgresivo-regresivos con un balance general transgresivo. Como consecuencia, en la zona de estudio, la Formación Boñar se acuña gradualmente hacia



-  Arcillas
-  Margas
-  Margas arenosas
-  Areniscas
-  Conglomerado calizo
-  Calizas margosas
-  Calizas
-  Grainstones
-  Dolomías
-  Calizas dolomíticas

 Cantera de Boñar: posición estratigráfica
 15-2 Muestra y posición estratigráfica aproximada

Figura 3.- Formación Boñar. Serie estratigráfica de la Cantera de Boñar.

MUESTRA	Color	at. Mg/at. Ca	% dolomita (*)	% calcita (**)
G	Gris	0.83	79.98	8.87
G	Beige-ocre	0.86	85.33	7.25
F	Gris	0.83	80.34	9.08
F	Beige-ocre	0.88	85.56	6.43
B	Gris	0.87	86.34	7.02
B	Beige-ocre	0.85	85.56	7.91
3	Beige-ocre	0.57	68.31	28.16
1	Beige-ocre	0.65	74.35	21.77
15-7	Beige-ocre	0.87	84.69	6.67
15-2	Beige-ocre	0.62	73.25	23.98
16-2	Beige-ocre	0.01	2.38	90.37

(*) y (**) Para la obtención de los porcentajes de dolomita y calcita, se han asumido dos simplificaciones: 1ª que todo el Mg y Ca se encuentran en la red de los minerales carbonatados y 2ª se ha considerado despreciable el contenido en Fe y Mn de estos minerales (esta simplificación entre otras cosas viene impuesta porque los valores de Fe están referidos al hierro total, desconociendo el contenido en Fe²⁺).

Tabla III.- Índices de dolomitización y porcentajes de calcita y dolomita en la "Piedra de Boñar".

el oeste (borde de la cuenca marina), y su base presenta unas relaciones geométricas de solapamiento expansivo (*onlap*) con el substrato (Figs. 1 y 2). Los mayores espesores (385 m) se encuentran en la zona central del área estudiada (zona de Boñar-Las Bodas, Tabla I) y la reducción que presenta hacia el este estaría motivada por la somerización de la cuenca en ese sector, como lo prueba la sucesión de depósitos someros amalgamados en el área de La Ercina-Yugueros (Tabla I, Fig. 2), relacionados con la existencia de un umbral paleogeográfico en el área de Cistierna, que rompería localmente el gradiente deposicional de la rampa nor-castellana. Otros adelgazamientos bruscos y acuñamientos de distintos miembros de la Formación Boñar son producto de accidentes tectónicos, destacando el que la falla de Sabero-Gordón produce a lo largo del flanco sur del sinclinal de Las Bodas, donde no afloran los miembros inferiores.

Paleogeográficamente, la zona de estudio ocupó el extremo noroccidental de la extensa plataforma marina somera (epeírica), que cubrió buena parte de la mitad oriental de la Península Ibérica durante el Cretácico Superior (Alonso *et al.*, 1993). En esta época, los dominios marinos del Atlántico y del Tethys quedaron comunicados episódicamente, extendiéndose los depósitos de carbonatos someros sobre el margen continental del Surco Ibérico (Alonso *et al.*, 1982; Alonso *et al.*, 1993; Vilas *et al.*, 1982). La Formación Boñar representa la terminación hacia el continente (landward) de las plataformas carbonatadas desarrolladas en el Surco Ibérico, mostrando aquí facies de ambientes submareales someros e intermareales, con intercalaciones terrígenas procedentes de áreas costeras. La comparación de la sucesión estudiada con otros ejemplos fósiles de estos sistemas deposicionales (Klein y Ryer, 1978; Pratt y James, 1986) indica un contexto sedimentario con bancos o *shoals* de arenas carbonatadas rodeados por depósitos submareales con cierto carácter restringido. Depósitos similares a las acumulaciones de ooides o de fauna bentónica marina y material siliciclástico retrabajado, con estratificaciones cruzadas de mediana y gran escala (miembros M-1 y M-3), han sido interpretados en este tipo de cuencas como barras intermareales

a submareales muy someras, orientadas paralelamente a la dirección de las corrientes mareales, mientras que las margas y biomicritas bioturbadas, con fauna marina restringida, corresponden a depósitos submareales. Este carácter restringido puede ser consecuencia de la formación de dispositivos isla barrera-playa-lagoon (Corrochano, 1989) o bien por el carácter general de circulación restringida que puede caracterizar este tipo de plataformas (Irwin, 1965). Las dolomicritas y calizas margosas microlaminadas del Miembro Dolomítico se interpretan como depósitos de llanuras mareales, ampliamente desarrolladas en este tipo de sistemas (Tucker y Wright, 1990). La escasez de facies bioconstruidas (rudistas) es también propia de este tipo de ambientes, donde suelen desarrollarse pequeños parches arrecifales que no llegan a formar anillos o cinturones de margen. Con frecuencia, los aportes terrígenos procedentes de áreas continentales, producidos mayoritariamente durante etapas de nivel del mar bajo, contaminaron la sedimentación carbonatada, abortándola en diversos momentos (M-2 y M-3). La abundancia de granos feldespáticos y micas en la composición de los tramos arenosos y margosos, parece indicar que buena parte de los aportes proceden de rocas plutónicas situadas al oeste y sudoeste de la zona estudiada.

Petrografía de las rocas ornamentales

Entre las rocas ornamentales de la Formación Boñar destaca por su interés económico la denominada "Piedra de Boñar", que se extrae de los bancos superiores de esta formación (parte media del miembro M-4). Se trata de una roca no demasiado abrasiva, cuyo uso en labra, en escultura y en confección de sillares, dovelas y molduras para la construcción de edificios singulares tiene una antigua tradición (Banco de Santander y Hotel Bahía en Santander y Catedral y Hostal de San Marcos en León, entre otros). Actualmente, la mayor parte se comercializa en forma de tableros y placas para la restauración de edificios.

Las calizas esparíticas de los miembros M-1 y M-3, son rocas con menor interés económico, que han sido utilizadas como piedra de mampostería. Son rocas abrasivas con baja labrabilidad.

Se han estudiado en un microscopio petrográfico de refracción un total de 17 láminas delgadas (Figs. 1, 2 y 3), de las que 7 corresponden a calizas esparíticas arenosas (M-1 y M-3) y 10 a dolomías y calizas ("Piedra de Boñar", M-4). Se han seguido las clasificaciones texturales de Dunham (1962) y de Folk (1959) para su descripción. Para la cuantificación porcentual de los diferentes componentes se han utilizado gráficos comparativos de estimación visual.

Calizas esparíticas (Miembros M-1 y M-3).

En general, corresponden a calizas arenosas (calcareitas y calcirruditas) de grano fino-medio a grueso, bien a moderadamente clasificadas, con texturas *gra-*

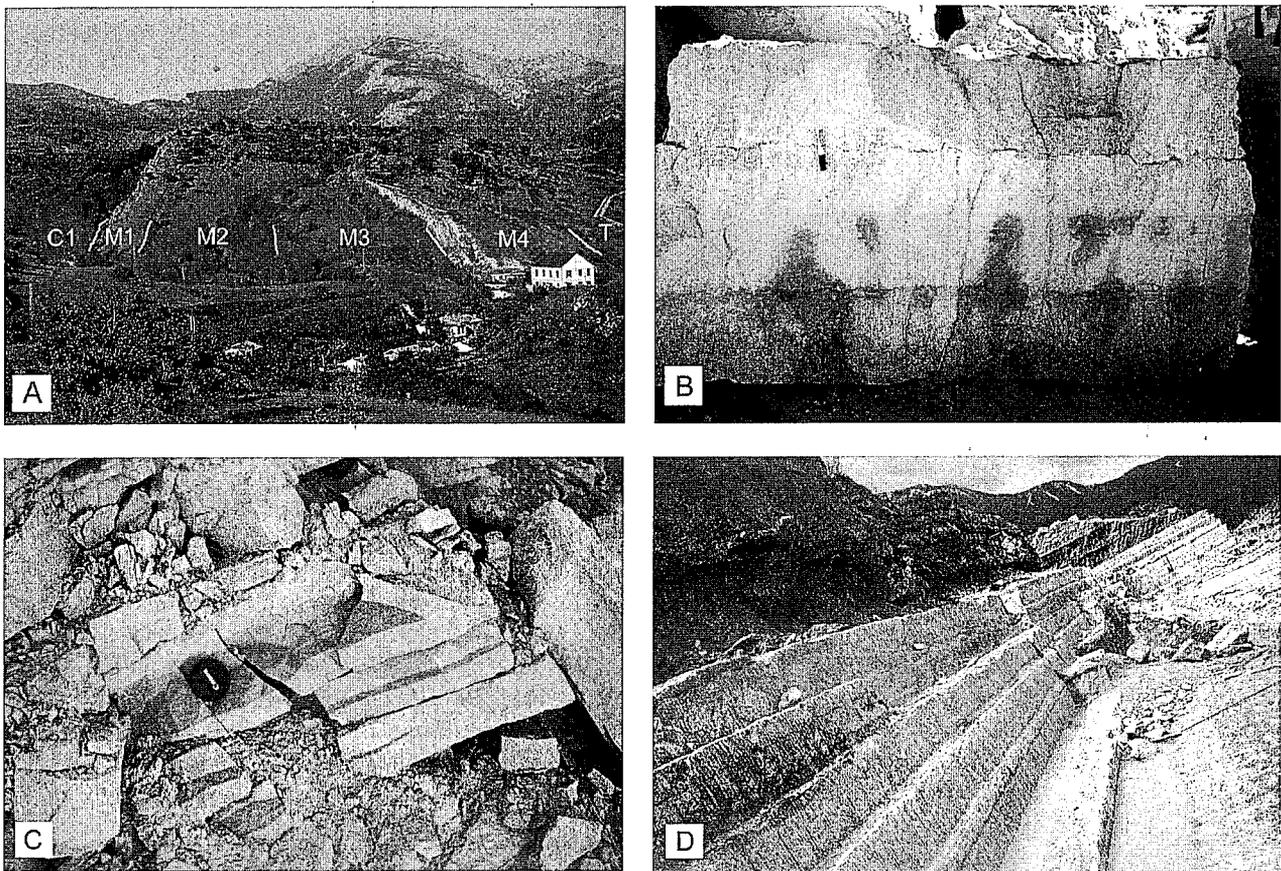


Figura 4.- Aspectos macroscópicos de las rocas de la Formación Boñar. A) Vista panorámica del Cretácico en la localidad de La Ercina. Formación Voznuevo (C1); Formación Boñar: Miembro Calcarenítico (M1), Miembro Arcilloso-Arenoso (M2), Miembro de Alternancias (M3) y Miembro Dolomítico (M4); Terciario (T). B) Parches grises y beige-ocre en Piedra de Boñar. C) Parches grises y ocre en calcarenitas del miembro M-1. D) Cantera de Boñar. Ilustración original en García de los Ríos y Báez (1994).

instone (bioesparitas, bio-oesparitas arenosas) (Figs. 5G y 5H). El 35-40% del total de la roca son granos carbonatados (equinodermos, braquiópodos, briozoos, moluscos y pellets), algunos con una fina cubierta oolítica y el 20-25 % son granos siliciclásticos (cuarzo, feldespatos potásicos -principalmente ortosa- y en menor medida glauconita y moscovita). Un cemento esparítico, en mosaico y en cortezas isópacas, sella por completo la abundante porosidad primaria interpartícula (35-40%).

La baja labrabilidad y el carácter abrasivo que presentan estas rocas son debidas a la grosera granulometría, a la intensa cementación esparítica y a la alta concentración de granos siliciclásticos.

“Piedra de Boñar” (Miembro M-4).

En los indicios y canteras explotadas, la “Piedra de Boñar” es una roca de color beige-ocre, que en ocasiones presenta parches o manchas irregulares grises de tamaños variados, cuya presencia conlleva una merma e incluso la pérdida total del valor de la roca. Por ello, las áreas en las que se conserva parcial o totalmente el color gris deben ser localizadas y evitadas en fases previas a la explotación.

El estudio de los afloramientos pone de manifiesto que el color gris corresponde al color previo de la roca y que las tonalidades beige-ocres son producto de una

alteración o modificación mineralógica-textural. Es evidente también, la relación directa de estas irregularidades con estructuras como planos de estratificación, pequeñas fracturas y diaclasas, las cuales condicionan su orientación. Más clara aún es esta relación en afloramientos de roca predominantemente gris en los que zonas de roca ocre rodean o se extienden a lo largo los bordes de pequeñas fracturas (Fig. 4B). Los cambios de color no son exclusivos de la Piedra de Boñar, si no que también han sido observado en niveles calcareníticos de los tramos M-1 y M-3 (Fig. 4C).

La textura dominante en la “Piedra de Boñar”, tanto en tonalidad gris como beige-ocre, es *mudstone* dolomitizadas (Fig. 5C). Sólo en un caso (muestra 16-2, tonalidad beige-ocre) la roca es una caliza (no dolomitizada) *wackestone* de bioclastos (gasterópodos, ostrácodos, bivalvos de concha fina y foraminíferos) y de pellets (biopelmicrita), irregularmente distribuidos (bioturbación) en una matriz micrítica (55-60 %), donde un cemento esparítico en mosaico rellena una porosidad primaria (10-12 %) y secundaria biomóldica (Fig. 5A). Existen concentraciones de óxidos de hierro en estilitos y porosidades secundarias que tiñen bioclastos y matriz. En otras rocas de tonos beigeos (muestras 1 y 15-7), que provienen de la dolomitización de una caliza similar a la muestra anterior, la mayor parte de los granos aparecen disueltos, rellenándose parcialmente los

Muestra	Color	%FeO	%Fe ₂ O ₃
A	Gris	0,73	0,33
A	Beige-ocre	0,64	0,49
H	Gris	1,04	0,07
H	Beige-ocre	0,67	0,47

Metodología: El %Fe²⁺ se determinó mediante disolución de la muestra con mezcla de ácidos sulfúrico y clorhídrico y valoración permanganato potásico. El %Fe (total) se determinó por fluorescencia de rayos X: fusión con tetraborato de litio (0,3:5,5) y medida en equipo Phillips PW-1404. Tubo de Sc-Mo. El %Fe³⁺ se da por diferencia %Fe (total) - %Fe²⁺.

Laboratorio: IGME (Tres Cantos, Madrid).

Tabla IV.- Estado de oxidación del Fe en la "Piedra de Boñar".

poros por un cemento esparfítico, reemplazado localmente por cristales de dolomita y óxidos de hierro (Fig. 5B). En otros casos (muestras 3 y 15-2) el mayor tamaño de los cristales de dolomita impide observar en detalle los rasgos texturales originales (Fig. 5D).

Para el estudio del cambio de coloración se han seleccionado muestras (B, F, G) que presentan una zona gris y una zona beige-ocre con un límite irregular y neto entre ellas. En lámina delgada, la zona gris es más homogénea que la zona beige, con una porosidad secundaria escasa en la primera y, muy desarrollada y en su mayoría abierta parcialmente en la segunda (Fig. 5E y 5F). Alonso (1986) cuantificó en 2,3 y 6,0% la porosidad (>10 mm) de dos muestras de dolomía beige-ocre de la Cantera de Boñar. El tamaño excesivamente pequeño de los cristales de dolomita en la matriz, impide la cuantificación petrográfica del mineral; no obstante, en la zona beige-ocre se observan cristales de dolomita individualizados en los bordes de los poros abiertos o rellenándolos parcialmente. Igualmente los óxidos de hierro se concentran en relación a los poros de disolución secundaria, normalmente abierta o semiabierta, característica de la zona beige.

Geoquímica de "La Piedra de Boñar"

Se han realizado 11 determinaciones de elementos mayores en 8 muestras de "Piedra de Boñar" (Tabla II). En tres muestras el análisis ha sido doble, uno realizado sobre zonas grises y el otro sobre zonas beige-ocre adyacentes. Los análisis ratifican la litología dolomítica de la mayor parte de las muestras, de acuerdo a los promedios estándar publicados para las rocas carbonatadas (Govindaraju, 1984).

Los índices de dolomitización y el porcentaje de dolomita y calcita (Tabla III), que se derivan de estos análisis, ponen de manifiesto que allí donde se ha producido dolomitización esta ha sido intensa, sin llegar a ser completa. Las variaciones de los índices de dolomitización entre muestras de roca gris y muestra de roca beige-ocre equivalentes, son muy pequeñas, bien muy ligeramente superiores en la zona beige (muestras G y F) o viceversa

(muestra B), lo que pone de manifiesto que la dolomitización no es la causa del cambio de color de gris a beige-ocre que han sufrido estas rocas. Incluso una caliza no dolomitizada como la muestra 16-2, es de tonos beige.

Se han realizado 4 análisis para determinar el estado de oxidación del hierro (Tabla IV), sobre dos muestras (A y H) tomadas en los mismos niveles que las anteriores (muestras B, F y G). Los resultados ponen de manifiesto que el cambio de coloración está relacionado con cambios en las proporciones de Fe²⁺ y Fe³⁺. Las zonas de color beige-ocre son más pobres en Fe²⁺ y más ricas en Fe³⁺ que las zonas grises adyacentes. No se descarta que además del Fe, otros elementos se encuentren en las zonas grises en sus formas reducidas. La adquisición, por parte de las rocas, de diversas tonalidades pardas a rojizas, como consecuencia de la oxidación del hierro, es un hecho frecuente en distintas fases de la diagénesis (p.ej.: Lyle 1983, König *et al.* 1997).

De todo lo anterior se deriva que los cambios de color son el producto de la oxidación asociada a la circulación de fluidos a través de planos de discontinuidad de la roca, previamente de color gris. La extensión de la oxidación puede haber alcanzado grandes volúmenes de roca o haberse limitado a las zonas adyacentes a las discontinuidades. Esta circulación trajo consigo un aumento de la porosidad en la roca y una mayor concentración de óxidos de hierro asociada a la porosidad secundaria abierta. La existencia de interestratos margoso-arcillosos entre las capas, una disposición más horizontal de las mismas y la escasez o falta de planos de fracturas, ha favorecido o permitido la preservación, en algunos casos, del color gris original.

Canteras, indicios y potencial económico de la zona estudiada

En la región existen numerosos indicios de pequeñas dimensiones que explotaron la "Piedra de Boñar", así como un menor número reconocible de indicios en los que se explotaron de las calcarenitas de los miembros M-1 y M-3.

Solamente la denominada "Cantera de Boñar" (explotada por Mármoles O.A.S.A., S.L.; Fig. 4D) ha tenido y tiene cierta entidad. Se sitúa a 1 Km. al sudeste de Boñar y explota, en un frente de unos 100 m., cinco capas (parte media del Miembro Dolomítico) de dolomías compactas

	Perfil: (Serie estratigráfica)	Potencia acumulada (m)
○	Brugos de Fenar	1,4
↑	Robledo de Fenar	7,5
	La Valcueva-Campohermoso	22,8
	Cantera de Boñar	35,0
	Eje anticlinal de La Losilla	15,0
	Llamera	6,3
	La Devesa de Boñar	9,4
	La Acisa de las Arrimadas	11,9
↓	La Ercina	14,9
E	Yugueros	19,3

Tabla V.- Potencia acumulada de "Piedra de Boñar" en el área de estudio.

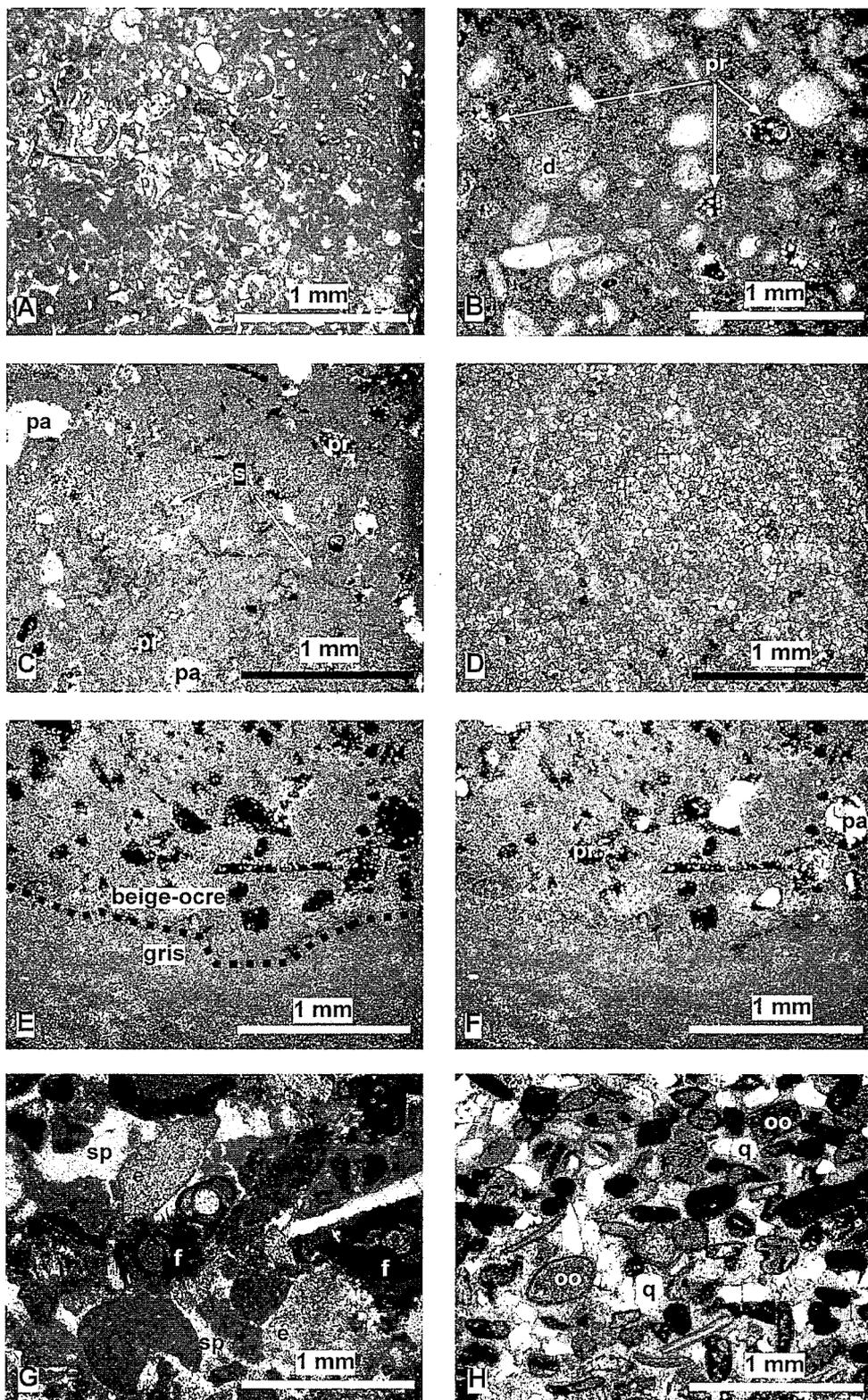


Figura 5.- Diversos aspectos texturales de calizas y dolomías de la Formación Boñar. A) Acumulación de bioclastos y pellets en una caliza *wackestone* (muestra 16-2, miembro M-4); aunque no está dolomitizada, la roca presenta, en muestra de mano, un color beige-ocre, debida a la concentración de óxidos de Fe. B) Caliza *wackestone* dolomitizada (muestra 1, miembro M-4) donde la porosidad móldica aparece rellena por dolomita (d) o por óxidos de Fe y cristales rómbicos de dolomita (pr). C) Textura característica de la "Piedra de Boñar" (muestra 15-7, M-4), mostrando una abundante porosidad secundaria, bien abierta (pa), o bien rellena total o parcialmente por óxidos de Fe y por pequeños cristales de dolomita (pr); así como superficies estilolíticas poco desarrolladas (s) resaltadas también por la presencia de óxidos de Fe. D) Dolomía cristalina (muestra 15-2, M-4), donde cristales sub-milimétricos de dolomita borran por completo la textura calcítica original. E y F) Microfotografías del límite entre una zona gris microlaminada (parte inferior) y una zona ocre-beige muy porosa (mitad superior) de la "Piedra de Boñar" (muestra B, M-4), con nícoles cruzados y paralelos respectivamente. Nótese que parte de la porosidad secundaria permanece abierta (pa) y otra parte está rellena por un material opaco y por cristales rómbicos de dolomita (pr). G) Caliza *grainstone* bioclástica (e, equinodermos; f, foraminíferos, muestra 16-7, M-1), donde un cemento esparítico sella totalmente la porosidad interpartícula (sp). H) Caliza *grainstone* arenosa (q, cuarzo) bien cementada (muestra 1-4, M-1), donde muchos bioclastos aparecen con una cubierta oolítica (oo).

beiges y beige-rosáceas de 0,8 a 1,05 m de espesor, con un volumen de explotación de 1.500 m³/año (García de los Ríos y Báez, 1994, 2001). La extracción de bloques ya escuadrados se realiza con banqueros ayudados por cuñas, que posteriormente son cortados con sierra de disco para obtener placas y otras piezas de diferentes tamaños. Aparentemente la potencia de banco ha sido un factor muy importante en la ubicación de la explotación, ya que determina el tamaño de bloque, siendo los espesores próximos a 1 m los más adecuados. Las diaclasas presentes suelen estar selladas por cementos esparfíticos, por lo que en general ni condicionan el tamaño de bloque ni se comportan como planos de discontinuidad aprovechables en el proceso extractivo.

Los recursos de "Piedra de Boñar" en el sector estudiado se han estimado en 15 Mm³. El método utilizado en esta valoración ha sido el de cubicación por perfiles, coincidentes con las series estratigráficas (Tabla V; Figs. 1 y 2), en base a los siguientes criterios: 1º) en cada uno de los perfiles se ha medido la potencia acumulada de "Piedra de Boñar"; 2º) la equidistancia con los perfiles adyacentes determina el área de influencia de cada perfil; 3º) se ha considerado una extensión del recurso en profundidad, paralelamente a las superficies de estratificación, de 20 m., cifra que es aproximadamente la que ha alcanzado la Cantera de Boñar hasta la fecha. Este último criterio hace que esta estimación de recursos se pueda considerar conservadora.

En base a las observaciones realizadas se proponen como zonas más favorables para la extracción de bloques de roca ornamental, el flanco norte del sinclinal de Las Bodas (a ambos lados de la Cantera de Boñar) y el flanco sur del anticlinal de La Losilla, desde las proximidades de Lamera a Barrillos de Las Arrimadas. En ambos casos las capas presentan gran continuidad lateral, un espesor adecuado, homogeneidad textural suficiente y en general baja fracturación, presentándose los afloramientos en zonas con altos ratios roca ornamental /estéril.

En futuras fases de prospección, previamente a la apertura de nuevas canteras, se habrán de concretar factores apuntados en el presente trabajo y determinar otros, como blocometría, explotabilidad, proximidad a vías de comunicación, aspectos medioambientales, etc.

Conclusiones

En el área de estudio, la Formación Boñar (Coniaciense-Maastrichtiense posible) se ha subdividido en cuatro miembros, que de muro a techo son: Miembro Calcarenítico (M-1), Miembro Arcilloso-Arenoso (M-2), Miembro de Alternancias (M-3) y Miembro Dolomítico (M-4). El M-1, de 175 m de espesor máximo, está constituido por calizas *grainstone* bioclásticas arenosas (calcarenitas y calcirruditas) marrones, ocre y grises, con estratificaciones cruzadas de mediana y gran escala, que alternan con margas arenosas, margas, calizas margosas y en menor medida calizas micríticas. El M-2 (60 a 90 m) es predominantemente arcilloso-margoso en la mitad inferior, mientras que en la mitad superior dominan las areniscas poco

consolidadas. El M-3 (75 a 115 m) está formado por alternancias de margas, calizas micríticas, calcarenitas y areniscas. El M-4 (95 m de espesor máximo) está constituido por calizas beige-ocres *mudstone* dolomitizadas (en menor proporción *wackestone* y *packstone*) y niveles de margas, calizas margosas microlaminadas y calizas *grainstone* oolíticas con estratificación cruzada.

La Formación Boñar está constituida por los depósitos mareales de borde de cuenca (margen sud-asturiano del Macizo Hespérico) de las plataformas carbonatadas desarrolladas en el Surco Ibérico durante el Cretácico Superior. Los niveles calcareníticos y de calizas *grainstone* oolíticas y bioclásticas con estratificaciones cruzadas corresponden a barras intermareales a submareales, mientras que las margas y biomicritas bioturbadas son depósitos submareales, que ocasionalmente podrían estar localizados en áreas protegidas. Las dolomicritas y calizas margosas microlaminadas (M-4) podrían corresponder a la sedimentación de fango carbonatado en amplias llanuras mareales, muy frecuentes en este tipo de sistemas.

Los niveles de dolomicritas homogéneas del Miembro Dolomítico (M-4) proporcionan la denominada "Piedra de Boñar", utilizada en la construcción de numerosos edificios singulares del noroeste de España. Las variaciones de color que presenta en afloramiento, con parches de color gris dentro de masas de roca del color beige-ocre característico, no tienen relación con procesos de dolomitización, si no que son el producto de la oxidación que afectó a rocas de color gris, como consecuencia de la circulación de fluidos a través de los planos de discontinuidad que las cortan o limitan. Esta circulación trajo consigo el aumento de la porosidad en la roca y una mayor concentración de óxidos de hierro asociada a la porosidad secundaria abierta. La existencia de interestratos margoso-arcillosos entre las capas, una disposición más horizontal de las mismas y la escasez o falta de planos de fracturas, ha permitido la preservación del color gris original.

La baja labrabilidad y el carácter abrasivo de las calcarenitas de los miembros M-1 y M-3, utilizadas tradicionalmente como piedra de mampostería, son debidos a su granulometría grosera, a su alto grado de cementación (cementos esparfíticos) y a la alta concentración de componentes siliciclásticos.

El estudio de campo y la cartografía geológica realizada, pone de manifiesto recursos de "Piedra de Boñar" de al menos 15 Mm³ y que las zonas *a priori* más favorables para la ubicación de nuevas explotaciones son el flanco norte del sinclinal de Las Bodas y el flanco sur del anticlinal de La Losilla, desde las proximidades de Lamera a Barrillos de Las Arrimadas.

Agradecimientos

El presente estudio ha sido financiado por la Excm. Diputación Provincial de León, dentro del marco de Ayudas a la Investigación de 1999. Los autores desean expresar su agradecimiento a los revisores del trabajo: doctores J. Gil Gil y R. Fort, por sus constructivas aportaciones, así como al editor principal de la revista Dr. J. M. González Casado por sus sugerencias, que han supuesto una mejora del manuscrito original.

Referencias

- Alonso, A., Floquet, M., Meléndez, A. y Salomon, J. (1982): Cameros Castilla. En: *El Cretácico de España* (A. Alonso, C. Arias, A. García, R. Mas, R. Rincón y L. Vilas, Eds.) Editorial Universidad Complutense, Madrid, 345-456.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R. y Meléndez, A. (1993): Late Cretaceous Carbonate Platforms: Origin and Evolution, Iberian Range, Spain. En: *Cretaceous Carbonate Platform* (J.A. Toni Simo, R.W. Scott y J.P. Masse, Eds.). American Association of Petroleum Geologists Memoir, 56: 297-313.
- Alonso F.J. (1986): *Caracterización petrofísica y alterabilidad de calizas y dolomías*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 309 p.
- Alonso, F.J., Ordaz, J., Baldeón, L., Rojo, A., Díaz-Pache, F. y Esbert, R.M. (1999): Caracterización Petrofísica de la Caliza de Piedramuelle (Oviedo, Asturias). *Trabajos de Geología de la Universidad de Oviedo*, 21: 25-31.
- Ameron, H.W.J. van (1965): Upper Cretaceous pollen and spores assemblages from the so-called "Wealden" of the province of León (Northern Spain). *Pollen et Spores*, 7: 89-93.
- Barros Lorenzo, J.C., Gómez Moreno, G. y Lombardero Barceló, M., (1993): *Potencial de rocas y Minerales Industriales en el área de Boñar-Cistierna*. ITGE, Madrid, 134 p.
- Carballeira, J. (1969): El Cretácico del SE de Cervera del Pisuerga. *Breviora Geológica Astúrica*, XIII: 41-45.
- Ciry, R. (1939): Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle*, Toulouse, 74: 528 p.
- Corrochano, A. (1989): Facies del Cretácico terminal y arquitectura secuencial de los abanicos terciarios del norte de la depresión del Duero. *Studia Geológica Salamanticensis*, Univ. de Salamanca, Volumen especial 5: 89-106.
- Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: *Classification of Carbonate Rocks* (W.E. Ham, Ed.). American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1: 108-121.
- Esbert, R.M., Marcos, R.M., Ordaz, J., Montoto, M., Suárez del Río, L.M., Ruiz de Argandoña, V.G.; Calleja, L., Alonso, F.J. y Rodríguez Rey, A. (1991): Petrografía, propiedades físicas y durabilidad de algunas rocas utilizadas en el patrimonio monumental de Cataluña, España. *Materiales de Construcción*, 41(222): 49-58.
- Evers, H.J. (1967): Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 83-151.
- Floquet, M. (1991): La plate-forme north-castillane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique. Sédimentation et Vie. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, 14: 925 p.
- Floquet, M. (1998): Outcrop cycle stratigraphy of shallow ramp deposits: the Late Cretaceous series on the Castilian ramp (northern Spain). En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin y P.R. Vail, Eds.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 60: 343-361.
- Floquet, M., Alonso y A., Meléndez, A. (1982): El Cretácico Superior-Cameros- Castilla. En: *El Cretácico de España* (A. Alonso, C. Arias, A. García, R. Mas, R. Rincón y L. Vilas, Eds.) Editorial Universidad Complutense, Madrid, 387-456.
- Folk, R. (1959): Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43: 1-39.
- García de los Ríos, J.I. y Báez, J.M. (1994): *La Piedra en Castilla y León*. Junta de Castilla y León, Consejería de Economía y Hacienda, 323 p.
- García de los Ríos, J.I. y Báez, J.M. (2001): *La Piedra en Castilla y León*. Junta de Castilla y León, Consejería de Industria, Comercio y Turismo, 345 p.
- Gil, J., Segura, M. y García-Hidalgo J.F. (2001): Caracterización de los rizolitos en el Cenomaniense Superior de Torrelaguna (Madrid): Significado sedimentológico y estratigráfico. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* (Sección Geológica), 96 (3-4): 39-47.
- Govindaraju, K. (ed.) (1984): *Geostandars Newsletter*. Association de la Recherche Technique, Paris. Special Issue, v. VIII.
- Heredia N., Rodríguez Fernández L.R. y Suárez A. (1994): *Mapa Geológico de la provincia de León, 1/200.000*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Excma. Diputación Provincial de León (Eds.): 91-122.
- Irwin, M.L. (1965): General theory of epeiric clear water sedimentation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 49: 445-459.
- Jonker, R.K. (1972): Fluvial sediments of Cretaceous age along the southern border of the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 48: 275-379.
- Klein, G. de V. y Ryer, T.A. (1978): Tidal circulation patterns in Precambrian, Paleozoic and Cretaceous epeiric and mioclinal shelf seas. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 1050-1058.
- König, I., Drodt, M., Suess, E. y Trautwein, A. X. (1997): Iron reduction through the tan-green color transition in deep-sea sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(8): 1679-1683.
- Lyle, M. (1983): The brown-green color transition in marine sediments: A marker of the Fe(III)-Fe(II) redox boundary. *Limnology and Oceanography*, 28:1026-1033.
- Marcos, R.M., Esbert, R.M., Alonso, F.J. y Díaz-Pache, F. (1993): Características que condicionan el comportamiento de la caliza de Hontoria (Burgos) como piedra de edificación. *Boletín Geológico y Minero*, 104: 587-597.
- Pratt, B.R. y James, N.P. (1986): The St. George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology*, 33: 313-343.
- Suárez del Río, L.M., Calleja, L., Díez Sarriá, I. y Ruiz de Argandoña, V.G. (2002): Las rocas ornamentales de Asturias. *Roc Máquina*, 75: 30-38.
- Truyols, J., Álvarez, F., Arbizu, M.A., García Alcalde, J.L., García López, S., Martínez-Chacón, M.L., Méndez Bedia, I., Méndez Fernández, C.A., Menéndez, J.R., Sánchez de Posada, L. y Soto, F. (1984). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 104 (Boñar)*. IGME, Madrid.
- Tucker, M. & Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science Ltd., London, 482 p.
- Vilas, L., Mas, J.L., García, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N. y Rincón, R. (1982): Ibérica suroccidental. En: *El Cretácico de España* (A. Alonso, C. Arias, A. García, R. Mas, R. Rincón y L. Vilas, Eds.), Editorial Universidad Complutense, Madrid, 457-514.

Manuscrito recibido el 13 de noviembre de 2002
Aceptado el manuscrito revisado el 24 de mayo de 2003