

Contexto geológico y características petrofísicas de las rocas carbonáticas del Cerro de la Rosa (Toledo)

J.P. CALVO¹, R. FORT², A.M. ALONSO ZARZA², F. MINGARRO¹ y M.C. LOPEZ DE AZCONA²

¹ Dpto Petrología y Geoquímica, Fac. Geología. UCM. 28040 Madrid

² Instituto de Geología Económica. C.S.I.C. 28040 Madrid

Resumen: La investigación sobre los materiales pétreos utilizados en la Catedral de Toledo ha permitido la localización de los afloramientos que suministraron rocas carbonáticas (dolomías) durante las primeras fases de la construcción de la Catedral (siglos XIII a XV). Dichos afloramientos se sitúan en el Cerro de la Rosa, área en la que a principios de este siglo se encontraron restos de fauna marina cuya datación fue objeto de controversias, condicionando posteriores interpretaciones paleogeográficas en la Cuenca del Tajo. Uno de los resultados de este estudio es que el Cerro de la Rosa está formado por depósitos de edad Cretácico superior que consisten en facies carbonáticas, carbonáticas-terrágenas y margosas con restos de fauna marina. Sobre estos depósitos se sitúan en discordancia niveles clásticos continentales de edad Paleógeno inferior. Este esquema estratigráfico básico para el Cerro de la Rosa permite aclarar la controversia suscitada respecto a este área. El análisis petrográfico y petrofísico de las dolomías del Cerro de la Rosa permite distinguir tres tipos esenciales (dolomías homogéneas, arenosas y nodulosas) cuya respuesta ante los ensayos de absorción, capilaridad, desorción, durabilidad, etc., es diferente, correspondiendo los mayores grados de alterabilidad a las dolomías arenosas y nodulosas. La mayor susceptibilidad a la alteración de estas dolomías frente a las dolomías homogéneas está controlada, como factor fundamental aunque no exclusivo, por su diferente porometría y accesibilidad del agua al sistema de poros. Los resultados derivados de los ensayos petrofísicos son plenamente contrastables con la observación de los distintos estados de alteración de las dolomías en la Catedral de Toledo.

Palabras clave: Dolomías, Petrofísica, Alteración de monumentos, Cretácico, Toledo.

Abstract: Investigation on building stones used in the Toledo Cathedral (Central Spain) resulted in the recognition of the sedimentary formations that supplied dolostones during the earlier works in the Cathedral (XIII to XV centuries). Such formations are located in the Cerro de la Rosa, an area close to Toledo where the finding of remains of marine fauna at the beginning of the present century lead to scientific controversy. Main controversy dealt with the chronological attribution of the fossil fauna (Cretaceous, Oligocene, or lower Miocene, after different authors) and subsequent paleogeographical implications for the geology of the Tajo Basin and adjacent areas. This study concludes that the Cerro de la Rosa outcrop is made up of marine faune bearing-carbonate and terrigenous deposits of late Cretaceous age overlain unconformably by early Paleogene continental sediments. This basic stratigraphic framework is relevant as it allows to solve the aforementioned geological controversy. Petrographic and petrophysic testing of the Cerro de la Rosa dolostones leads to the distinction of three main dolostone types (homogeneous, sandy, and nodular dolostones), the three types showing different behaviour in terms of absorption, capilarity, desorption, durability, etc. Higher weathering rates are determined in both sandy and nodular dolostones, this being controlled by higher porometry and water accesibility to the pore network. Results obtained from petrophysical testing in laboratory fit well with observations on weathering degree of the dolostones in the Toledo Cathedral.

Key-words: Dolostones, Petrophysics, Weathering of building stones, Cretaceous, Toledo.

Calvo, J.P., Fort, R., Alonso Zarza, A.M., Mingarro, F. y López de Azcona, M.C. (1993): Contexto geológico y características petrofísicas de las rocas carbonáticas del Cerro de la Rosa (Toledo). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 7 - 17.

La Catedral de Toledo constituye, siempre teniendo en cuenta el riesgo que supone dar órdenes de prioridad en este tema, el elemento arquitectónico más sobresaliente dentro del patrimonio histórico-artístico de esa ciudad. Iniciada su construcción en el siglo XIII, la Catedral recoge en su estructura la superposición de sucesivas etapas de construcción que han llevado aparejadas la utilización de muy diversos tipos de materiales pétreos. Frente a la relativa homogeneidad de materiales presente en monumentos similares, tanto de España como en otros países, la Catedral de Toledo ha sido construida con varios tipos de rocas, que incluyen tanto granitos (monzogranitos, granodioritas, leucogranitos) y mármoles, como carbonatos sedimentarios (calizas fosilíferas y dolomías) (López Azcona et al., 1991).

El estudio de los materiales rocosos utilizados en monumentos y el análisis de su degradación incluye,

entre otros aspectos, la investigación de las posibles áreas de abastecimiento, esto es, de las antiguas canteras en donde se extrajeron los materiales. Esto conlleva la exacta determinación de las características estructurales y texturales de los materiales del monumento y la contrastación con la documentación petrológica existente sobre la región en que éste se ubica. Salvo para materiales ornamentales muy escogidos, las rocas presentes en una obra monumental tienen usualmente sus puntos de abastecimiento en formaciones geológicas no distantes más de unas decenas de kilómetros de la ubicación de la obra. Este concepto es en todo válido para el caso de la Catedral de Toledo.

Un análisis de la distribución de los diversos materiales pétreos utilizados en la Catedral de Toledo permite concluir que, a lo largo de su realización, fueron añadiéndose unos materiales a otros, de forma que en

las primeras fases, a partir de 1227, se utilizaron predominantemente rocas carbonáticas, más o menos arenosas, de color blanco y estructura bastante homogénea, así como granitos neósicos con textura porfídica bien definida. El primer tipo de material es reconocible en buena parte de la Catedral, desde el crucero hasta la puerta principal; también forma parte de dependencias añadidas, tales como el Claustro, Capilla de San Blas, Capilla de San Pedro y de las tres portadas secundarias, las cuales terminaron de construirse en 1460. Los datos sobre las fechas de construcción y características de cada uno de estos elementos figuran en los libros de "Obra y Fábrica de la Catedral", fechados desde 1418 hasta 1771.

Este trabajo tiene como objetivo el análisis detallado de este tipo de carbonatos, utilizado con bastante amplitud en la Catedral de Toledo, tanto en sus aspectos petrográficos y de caracterización petrofísica como en la problemática relativa a la geología de la formación de que proceden. Nuestros datos, apoyados con la información suministrada por los Archivos de la Catedral, indican que los carbonatos fueron extraídos en el área del Cerro de la Rosa, en las inmediaciones de Toledo. Con motivo de esta constatación y de las nuevas observaciones realizadas, el trabajo se centra también en la estratigrafía de los materiales de ese área que, durante bastante tiempo, ha suscitado controversia.

Geología del Cerro de la Rosa

El Cerro de la Rosa se localiza en el límite oriental del casco urbano de Toledo, a la altura del desvío de la carretera C-400 (Toledo-Ciudad Real) respecto a la N-400 de Toledo a Cuenca (Fig.1). En este área aparecen varios conjuntos litológicos bien diferenciados (Fig.2): 1) granitos, que localmente, sobre todo bajo el contacto con las sucesiones sedimentarias superpuestas, presenta un horizonte ampliamente meteorizado; 2) arcillas de tonos malvas a verdosos con intercalaciones de niveles de carbonatos y/o areniscas calcáreas; 3) areniscas y gravas en bancos alternando con arcillas de tono salmón a verdoso; 4) gravas gruesas, mal seleccionadas, con abundante matriz arcillosa rojiza; y 5) niveles de terrazas.

La disposición geométrica de estos conjuntos queda bastante bien definida a pesar de las desfavorables condiciones de afloramiento. El conjunto 2 se apoya discordantemente sobre los granitos o bien está en contacto por falla con éstos (Fig.1). Las areniscas y gravas (3) se disponen aparentemente en suave discordancia con respecto a las arcillas y carbonatos del conjunto 2, apareciendo ambos claramente plegados. El conjunto 4 presenta una disposición horizontal, o bien una suave pendiente deposicional, y es fuertemente erosivo sobre los anteriores. Este último conjunto es atribuido sin dudas al Mioceno inferior-medio por correlación con

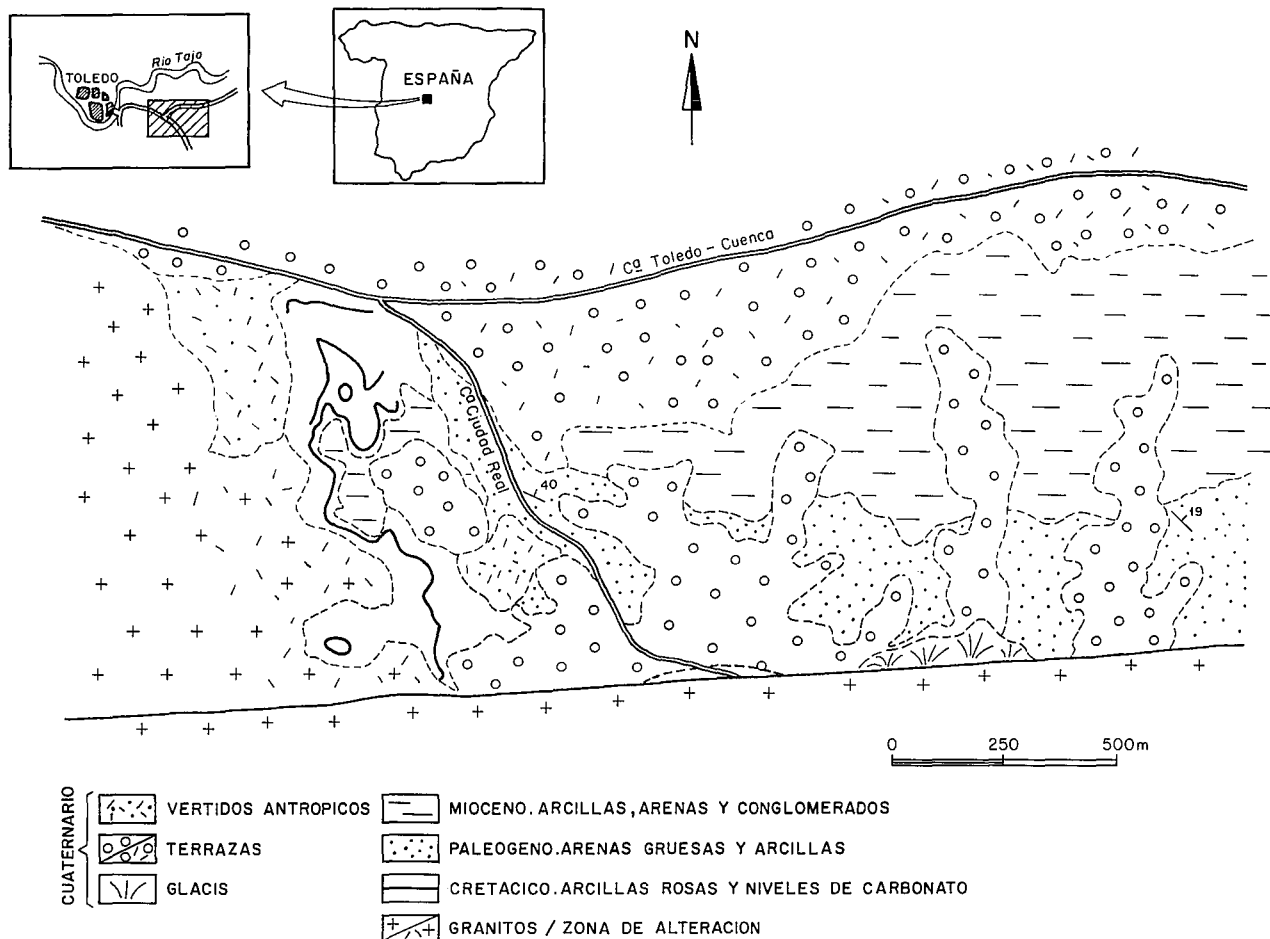


Figura 1.- Localización geográfica y esquema geológico del área del Cerro de la Rosa.

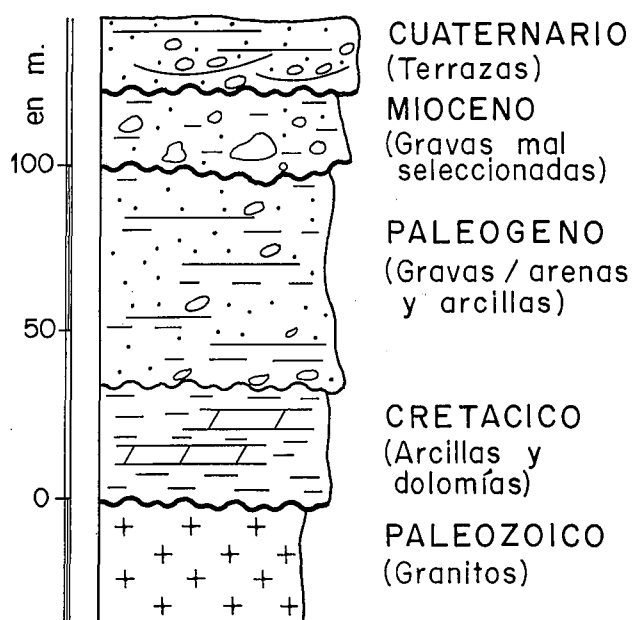


Figura 2.- Sucesión estratigráfica reconocida en el área del Cerro de la Rosa.

los afloramientos situados a la otra parte del río Tajo (Calvo et al., 1989).

La controversia geológica señalada más arriba se ha centrado en la estratigrafía de los conjuntos 2 y 3, los cuales han merecido diversas atribuciones en función de hallazgos paleontológicos confusos y observaciones no siempre muy precisas. La polémica fue iniciada por Douvillé (1908) y Déperet (1908), residiendo el debate en la atribución cronológica de restos fósiles encontrados en niveles de "molasa calcárfera" o "molasa calcárea" del cerro. Así, la edad de estos materiales ha sido atribuida, de forma variada según los autores, al Aquitaniense, Estampiense, Eoceno, Paleoceno y Cretácico. Uno de los factores que ha contribuido a esta variedad de opiniones ha residido en el hecho de que la fauna encontrada (gasterópodos, bivalvos) es marina o marina salobre, con las repercusiones que ello tiene en la paleogeografía de la zona centro peninsular caso de tratarse finalmente de depósitos paleógenos o, más aún, miocenos.

Los autores más recientes se han inclinado por atribuir estos depósitos del Cerro de la Rosa, amén de otros similares adosados a los Montes de Toledo (Ordóñez et al., 1977), al Cretácico (Templado et al., 1944; Alonso Luzuriaga, 1970; Aparicio Yagüe, 1971; Fúster y Alía, 1970). Las conclusiones del presente trabajo son que los niveles aflorantes en el Cerro de la Rosa corresponden en parte al Cretácico y en parte al Paleógeno, conclusión en línea con los resultados obtenidos por otros autores, tanto en este mismo sector (Rodas et al., 1991) como en formaciones similares aflorantes en zonas situadas al norte y al sur del Sistema Central (Fernández García et al., 1989; Rodas et al., 1991)

Litoestratigrafía de los depósitos del Cerro de la Rosa

Dentro de los materiales sedimentarios plegados que

se disponen sobre granitos en el área del Cerro de la Rosa se pueden diferenciar dos conjuntos con asociaciones de facies bien distintas.

El conjunto inferior, indicado como Cretácico en la Fig. 2, está constituido por arcillas masivas de tonos malvas y rosados, localmente verdosos, que presentan un aspecto plástico característico. Estas arcillas intercalan varios niveles de carbonatos y/o areniscas calcáreas que se reparten heterogéneamente en la vertical de la sucesión, siendo su espesor también desigual según los puntos. Así, en uno de los puntos donde mejor afloran estos carbonatos, en la trinchera de la carretera N-400 antes del desvío con la de Ciudad Real (Fig.1), su espesor es de 1,30 m, siendo éste el máximo observado. Indicaciones verbales obtenidas en la zona permiten señalar que estos niveles de carbonatos eran también abundantes en puntos actualmente rellenos por vertidos.

Usualmente los bancos de carbonato miden entre 20 y 30 cm y muestran geometría tabular a ligeramente ondulada. En afloramiento se distinguen varios tipos de litofacies: 1) carbonatos de tono blanco-amarellento, masivos o localmente tableados; 2) carbonatos fuertemente bioturbados, con trazas de bioturbación de diámetro milimétrico y tubos de perforación algo más gruesos; 3) carbonatos con abundantes granos de cuarzo de tamaño arena; y 4) areniscas, en ocasiones con abundante matriz carbonática, de granulometría variable desde arena muy gruesa a fina. En estas dos últimas litofacies aparecen moldes de gasterópodos y bivalvos indeterminables que pueden llegar a concentrarse dando lugar a una porosidad móldica elevada (Figs. 3,4).

En algunos niveles finos de carbonatos arenosos individualizados entre las arcillas, o bien a techo de bancos más gruesos, se reconocen 'ripples' tanto de oscilación como de corriente y laminación lenticular a estromatolítica. Son frecuentes las pasadas con láminas carbonáticas rotas. Aparte de la litofacies de carbonatos bioturbados, los bancos de carbonatos masivos pueden presentar bioturbación que usualmente es visible en sección pulida.

La composición de las arcillas presentes dentro de este conjunto inferior corresponde esencialmente a esmectitas e interestratificados de la arcilla.

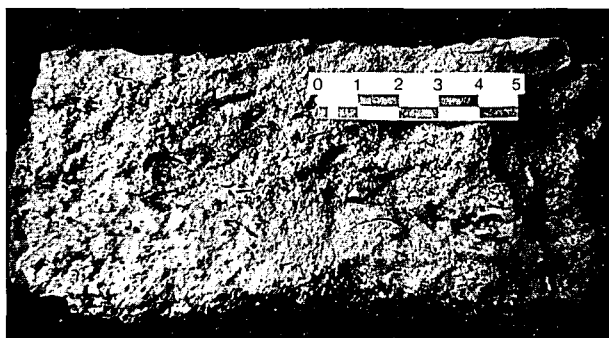


Figura 3.- Muestra de mano de carbonatos algo arenosos con abundantes secciones de bivalvos. Nótese la elevada porosidad móldica relacionada con estas secciones. Cretácico superior. Cerro de la Rosa, Toledo. Escala en centímetros.



Figura 4.- Visión en planta de una superficie con acumulación densa de bivalvos, en este caso con conservación parcial de las conchas. Cretácico superior. Cerro de la Rosa, Toledo. Escala en centímetros.

El espesor visible de todo este conjunto arcilloso con carbonatos no supera los 25m.

El conjunto superior plegado aflorante en el Cerro de la Rosa (señalado como Paleógeno en la Fig.2) está constituido por una sucesión aparentemente monótona de niveles terrígenos gruesos, tanto gravas como arenas, y arcillas (palygorskita con cantidades variables de esmectitas). El espesor de esta sucesión, que por criterios cartográficos se dispone en ligera discordancia sobre las arcillas y carbonatos infrayacentes, es como mucho de unos 70m. En la Fig.5 se muestra una sección parcial de estos materiales, los cuales se organizan en secuencias de carácter granodecreciente formadas por gravas y arenas bien estructuradas y niveles de lutitas edafizadas.

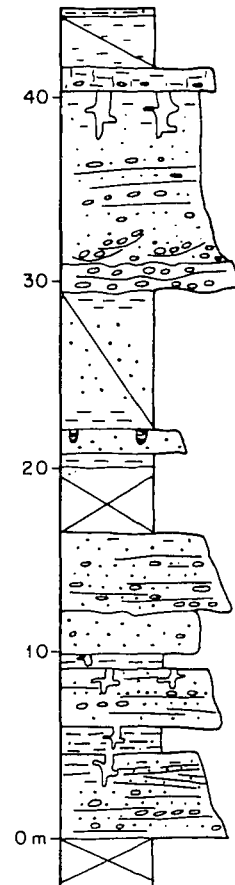
Tanto estos depósitos como los correspondientes al conjunto inferior se encuentran cubiertos, en discordancia angular y erosiva, por gravas muy gruesas y mal seleccionadas que forman parte del registro mioceno de la zona.

La diferenciación de los dos conjuntos plegados reconocidos en el Cerro de la Rosa es relevante para la atribución cronoestratigráfica de estos depósitos. Un rasgo muy importante es la presencia de carbonatos con fauna marina, más o menos salobre o restringida, y rasgos sedimentarios posiblemente indicativos de ambientes marinos muy someros. No es necesario puntualizar que estos niveles debieron ser los que suministraron la fauna objeto de controversia entre diversos autores a principio de siglo. Las características de estas facies y del conjunto donde están incluidas son muy similares a las presentadas por materiales del Cretácico superior (Formación Dolomías y Margas de Valle de Tabladillo) en áreas tanto al norte como al sur del Sistema Central (Alonso y Mas, 1982). De acuerdo con esta correlación, la edad de los depósitos inferiores del Cerro de la Rosa sería Campaniense, incluyendo posiblemente parte del Maastrichtiense.

La sucesión clástica que reposa en discordancia sobre el conjunto anterior muestra un cambio drástico en cuanto a sus rasgos sedimentológicos, siendo interpre-

tables como depósitos propios de sistemas aluviales con red de drenaje de tipo "braided". Tanto por su posición como por sus características litoestratigráficas y sedimentológicas, este conjunto es correlacionable con la denominada "Primera Secuencia Depositional" descrita por Rodas et al. (1991) para las unidades más inferiores del Terciario en los márgenes de las cuencas del Tajo y Duero. De acuerdo con estos autores, la edad del conjunto abarcaría la base del Paleógeno, e incluso parte más superior del Cretácico. Pensamos, en cualquier caso, que este conjunto representa un primer ciclo sedimentario bien diferenciado dentro del Paleógeno.

En conclusión, los depósitos reconocibles en el área del Cerro de la Rosa constituyen en parte términos estratigráficos de edad Cretácico y en parte térmi-



- | | | | |
|--|-----------------|--|----------------------------------|
| | Gravas | | Estratificación cruzada de surco |
| | Arenas | | Estratificación cruzada planar |
| | Arcillas | | Laminación horizontal |
| | Margas | | Base erosiva |
| | Marmorizaciones | | |
| | Bioturbación | | |

Figura 5.- Sección parcial de los materiales Paleógenos presentes en el área del Cerro de la Rosa.

nos de edad Paleógeno (Fig. 2), hecho que da la razón a todos y al mismo tiempo a ninguno de los autores implicados en la controversia sobre la geología del Cerro de la Rosa.

Petrografía de los carbonatos del Cerro de la Rosa

Los niveles carbonáticos más comunes en el conjunto inferior, de edad Cretácico, consisten en dolomías dentro de las que, petrográficamente, se distinguen dos tipos bien diferenciados:

a) *Dolomías microcristalinas*: Consisten en un mosaico hipidiotópico e idiotópico de cristales de pequeño tamaño (10 µm), cuyo núcleo presenta tonos más oscuros que su parte externa (Fig. 6). Dentro de este mosaico el contenido en granos terrígenos es muy bajo. El estudio mediante S.E.M muestra la morfología netamente romboédrica de los cristales de dolomita, así como la abundante porosidad intercrystalina de los mosaicos dolomíticos (Fig. 7). Dentro de esta facies se pueden distinguir muestras relativamente homogéneas frente a muestras nodulosas con rasgos de bioturbación bien patentes. Esta distinción es relevante en cuanto al diferente comportamiento petrofísico de las dolomías microcristalinas

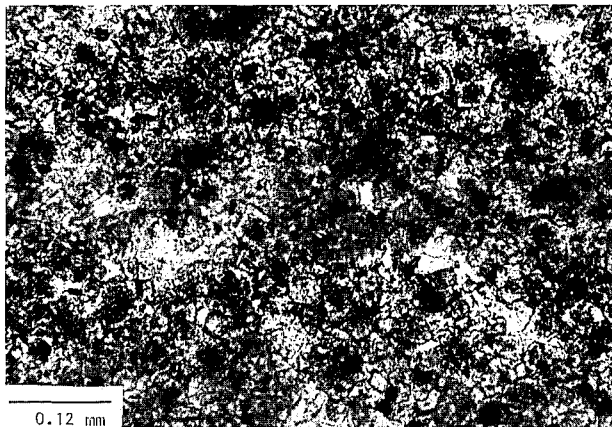


Figura 6.- Fotografía al microscopio de dolomías microcristalinas, formadas por cristales rómbicos generalmente con núcleo turbio.



Figura 7.- Aspecto bajo microscopio electrónico (S.E.M.) de los cristales que forman los mosaicos de dolomías microcristalinas. Se aprecia una importante porosidad intercrystalina, así como pequeños huecos de disolución en la superficie de los cristales.

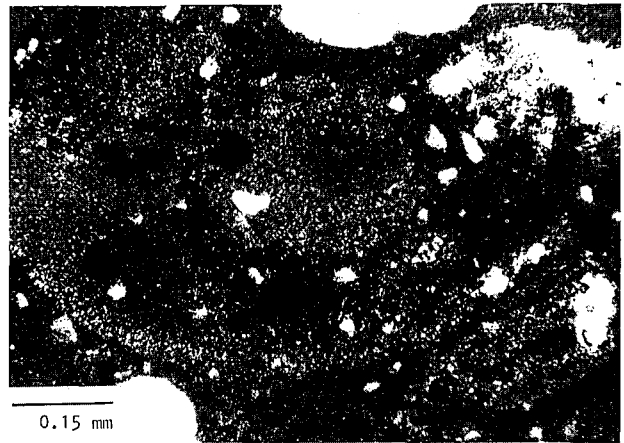


Figura 8.- Fotografía al microscopio de dolomías arenosas en la que se observan fantasmas así como huecos de disolución irregularmente repartidos.

b) *Dolomías arenosas*: Consisten en un mosaico hipidiotópico de cristales de tamaño fino en el que se reconocen, en proporciones variables, granos de cuarzo, intraclastos y peloides carbonatados, y; ocasionalmente, fantasmas de bioclastos (Fig. 8). Tal como se pone de manifiesto en los análisis mediante S.E.M., los espacios entre los cristales de dolomita incluyen frecuentemente arcillas.

Las características geoquímicas de las dolomías del Cerro de la Rosa, tanto las obtenidas a partir de canteras como de muestras de la Catedral, han sido descritas por Fort et al. 1992).

Características petrofísicas de las dolomías del Cerro de la Rosa

Los ensayos sobre el comportamiento del agua en la roca se han realizado en probetas cilíndricas de 21,5 mm x 65 mm, a excepción de los ensayos de capilaridad, hechos con probetas prismáticas de 100x50x25 mm. Se siguió, para la metodología específica de cada ensayo, las recomendaciones de la RILEM (1980) y CNR-ICR (1981, 1983)

La distribución de la porosidad de las rocas fué realizado por medio de la técnica de porosimetría de mercurio.

Para los ensayos de alterabilidad se utilizaron probetas cúbicas de 40 mm de lado. Para conocer el deterioro que pueden producir las variaciones de humedad, se sometió a las muestras a 30 ciclos de humedad-sequedad, sumergiendo las probetas en agua bidestilada durante 16 horas y posteriormente a un secado a 105°C durante 8 horas, pesando al término de cada ciclo para determinar las pérdidas de material.

Los ensayos de de determinación de la acción del hielo sobre la roca fueron realizados en probetas de 40x40x40 mm, la cuales, una vez saturadas al vacío en agua, fueron sometidas, utilizando una cámara climática, a 32 ciclos de hielo-deshielo. Cada ciclo se inició a 20° C, con una disminución progresiva de la temperatura a una velocidad de 0,2 ° C/min hasta los -15° C, man-

teniéndose a esta temperatura durante 3 horas. A partir de ese momento el proceso de deshielo, hasta llegar a 20 °C, se lleva a cabo a la misma velocidad que la congelación, manteniendo la muestra a esta temperatura durante 3 horas. Cada cuatro ciclos de hielo-deshielo se saturaba las probetas en agua bajo vacío para determinar su porosidad, por medio de balanza hidrostática. (Belikov et al., 1967).

Para cada facies de dolomías definidas se analizaron dos probetas en cada ensayo, a excepción de las dolomías nodulosas, de las que se analizaron tres muestras. Los resultados presentados en las tablas corresponden a la media obtenida para cada grupo de muestras, mientras que las representaciones gráficas pertenecen, por lo general, a la muestra más representativa.

Porometría

El estudio de la porosidad de las dolomías del Cerro de la Rosa muestra, utilizando el método de intrusión de mercurio, un predominio de poros con tamaños inferiores a 200 µm. Tal como se refleja en la Tabla 1, en la variedad de dolomías homogéneas la porosidad está formada casi exclusivamente por poros de tamaño inferior a los 200 µm. En esta misma tabla se muestra también los valores obtenidos para cada variedad de dolomías estudiadas, así como la distribución de tamaño de los poros para el intervalo entre 200 y 0,0060 µm. La porosidad se concentra, principalmente, entre 0,01-10 µm. Las dolomías nodulosas alcanzan el 32,8 % de la porosidad entre los tamaños de 1-2 µm. En la variedad homogénea tiene esta misma moda pero con un valor de 15,9 %, acompañada de otras de menor valor entre 7-8 µm y 0,1-0,2 µm. Por último, las dolomías arenosas presentan la moda principal entre 10-20 µm, con un porcentaje de 9,8 %, mientras que las modas de 1-2 µm y 0,1-0,2 µm son de 6,7% y 8,0 %, respectivamente. En la figura 9, se muestra la distribución de poros para las distintas muestras estudiadas.

Esta distribución del tamaño de los poros de la roca nos indica la similitud de las distintas variedades de do-

Tabla 1.- Porometría de las dolomías del Cerro del Rosa.

	HOMOGENEA	NODULOSA	ARENOSA
Porosidad total (%)	17,7	25,7	19,9
Porosidad accesible (%)	17,7	25,4	19,7
% Porosidad < 200 µm	17,6	17,6	13,8
> 200 µm	0,1	7,8	5,9
DISTRIBUCION			
TAMAÑO DE POROS (µm)			
< 0,006	0,0	0,0	0,0
0,006 - 0,01	1,9	1,6	1,5
0,01 - 0,1	18,9	10,1	17,3
0,10 - 1,0	43,7	33,2	33,8
1,0 - 10	30,5	53,1	28,6
10 - 100	4,9	1,4	17,1
100 - 200	0,1	0,3	1,7
Tamaño medio de poros (mm)	0,095	0,135	0,106

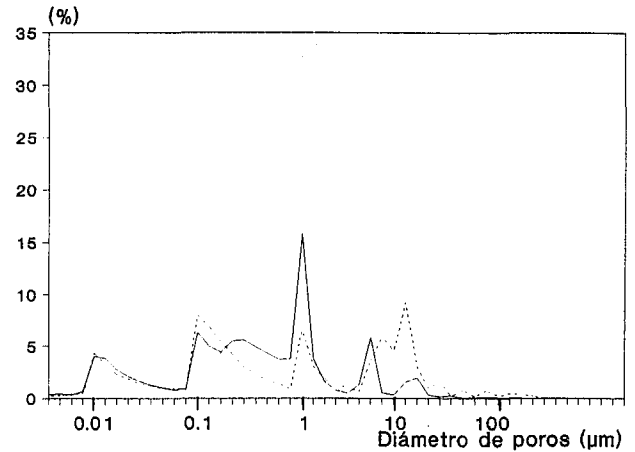


Figura 9.- Distribución de tamaño de poros por porosimetría de mercurio. LINEA CONTINUA: Dolomía Homogénea. LINEA DE PUNTOS: Dolomía Nodulosa. LINEA DE RAYAS : Dolomía Arenosa.

lomías, principalmente para los poros de bajo diámetro, ya que para la porosidad mayor de 10 µm la distribución que presenta es distinta. Las dolomías arenosas tienen una porosidad importante para estos valores superiores, provocado posiblemente por la existencia de una porosidad intergranular entre la fracción detrítica y la química que constituye la roca. La porosidad mayor de 200 µm, existente en las dolomías nodulosas, es provocada por los mayores espacios entre nódulos que configuran la roca. Las dolomías homogéneas no presentan estas porosidades de radio elevado.

Absorción libre de agua

En cuanto a su capacidad de absorción de agua, el comportamiento de las dolomías de Cerro de la Rosa es diferente según se trate de dolomías homogéneas, dolomías arenosas o dolomías nodulosas (Fig. 10). La cantidad de agua absorbida después de estar inmersa en agua durante 30 días es de 7,2 %, 8,6 % y 11,1 % en peso , respectivamente para los tipos petrológicos citados. Es-

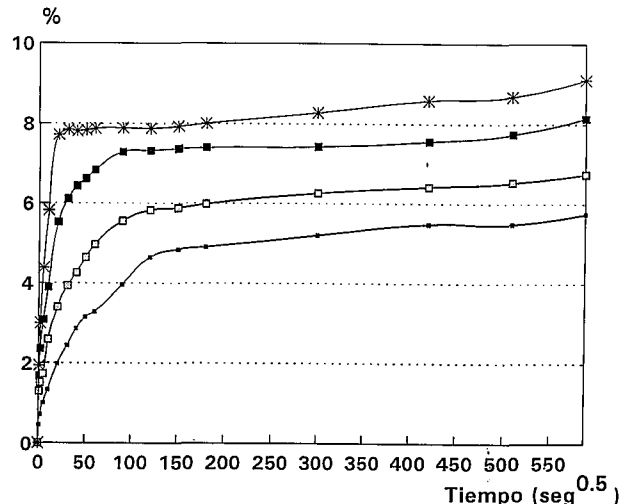


Figura 10.- Absorción de agua libre de las dolomías del Cerro de la Rosa. PUNTO: Dolomía Homogénea. ASTERISCO: Dolomía Nodulosa. CUADRADO: Dolomía Arenosa.

tos valores son más bajos que los obtenidos por el ensayo de agua de saturación al vacío ya que en estos casos se alcanza la saturación total de la muestra en agua (Belikov et al., 1967). En todas las probetas se aprecia una absorción rápida en los primeros minutos del ensayo de absorción de agua libre, para posteriormente estabilizarse. EL contenido de agua en función del tiempo, referidos a la saturación de la roca, es representado en la Figura 11. Se puede distinguir cómo la absorción se realiza en dos fases marcadas por dos tramos de la curva con pendientes diferentes. La pendiente del primer tramo, con una absorción rápida de agua, nos define el coeficiente de saturación rápida, mientras que la pendiente del segundo tramo de la curva nos indica el coeficiente de saturación lenta de la roca (Alonso et al., 1987). Son las dolomías nodulosas las que tienen una mayor capacidad de absorción en los primeros minutos del ensayo, en donde el coeficiente de saturación es de 4,5 % s^{-1/2}, con un tiempo de duración de 15 minutos de absorción rápida, en donde se alcanza el 60,4 % de saturación. En el caso de las dolomías homogéneas, su tiempo de absorción rápida es de 6 h 15', siendo su coeficiente de 1,4 % s^{-1/2}. Por último, para las dolomías arenosas, su comportamiento es más variable, con un tiempo de absorción entre 1 y 4 horas y un coeficiente de 3,5 a 1,2 % s^{-1/2}. El coeficiente de saturación lenta es muy similar para los distintos tipos pétreos, siendo la más alta para las dolomías homogéneas (valores entre 0,0205 y 0,026 % s^{-1/2}).

El grado de saturación en una hora de inmersión es muy similar para las dolomías arenosas y las nodulosas, con valor medio de 64,9 %, mientras que para las homogéneas es de 42,4 %. Por el contrario, para saturación en 48 horas las dolomías homogéneas se equiparan a las nodulosas, siendo las arenosas las que alcanzan una saturación mayor (81,3 %). Por último, para la saturación final al cabo de 30 días, se alcanza un grado de saturación muy similar entre las distintas facies, aunque son las nodulosas las que tienen un grado de saturación menor (Tabla 2).

El comportamiento de la absorción de agua de las dolomías del Cerro de la Rosa hace que las pertenecien-

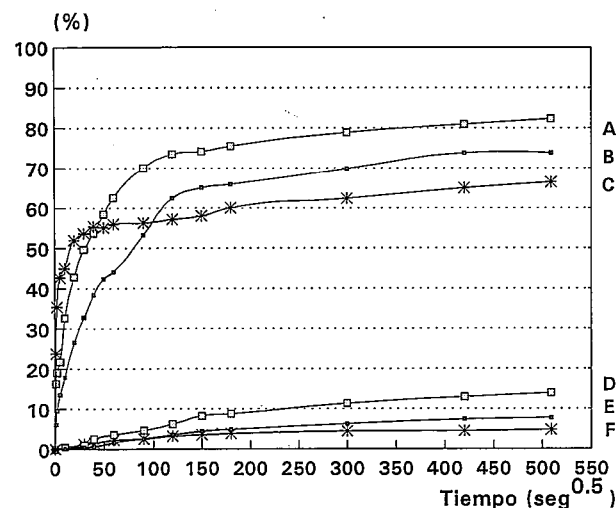


Figura 11.- Evolución del grado de saturación por absorción libre de agua (curvas A,B y C) y por absorción de vapor de agua (curvas D,E y F), en función del tiempo. Leyenda en Fig. 10.

Tabla 2.- Características petrofísicas dolomías Cerro de la Rosa

	HOMOGENEA	NODULOSA	ARENOSA
Agua de saturación (%)	7,6	12,1	8,8
Porosidad accesible(%)	17,7	25,4	19,7
Porosidad total (%)	17,7	25,6	19,8
Densidad real (Kg/m³)	2.825	2.847	2.815
Densidad aparente (Kg/m³)	2.326	2.116	2.256
ABSORCION LIBRE AGUA			
Coefficiente saturación (%s ^{-1/2})	1,4	4,5	2,4
Grado de saturación 48 h (%)	72,1	69,2	81,3
Grado de saturación 30 d (%)	94,9	87,5	97,5
ABSORCION VAPOR DE AGUA			
Coef. saturación (10³ %s ^{-1/2})	3,1	2,5	4,5
Grado de saturación 30 d. (%)	8,2	5,1	14,9
CAPILARIDAD			
Coef. capilaridad (10³Kg/m².s ^{1/2})	4,8	27,9	18,0
Coef. Penetración (mm/s ^{1/2})	38	111	96
Grado de saturación 10 d. (%)	68,5	56,2	95,0
EVAPORACION			
Coefficiente de Saturación (s ^{-1/2})	-1,3	-1,5	-1,4
Grado de saturación 17 d. (%)	3,7	7,4	5,3

tes a las facies más arenosas y nodulosas sean las más fácilmente afectadas por la actuación del agua. Las dolomías homogéneas, por el contrario, al presentar coeficientes de saturación menor, son más resistentes a la degradación debidas a la acción del agua.

Absorción de vapor de agua

La absorción de vapor de agua por los distintos tipos de dolomías del Cerro de la rosa queda reflejada en la figura 12. En la fase de estabilización, que se alcanza aproximadamente a las 192 horas del inicio del ensayo, el contenido de agua absorbido es de 0,9 % para las dolomías homogéneas, 0,6 % para las nodulosas y 1,3 % para las arenosas; por su parte, la capacidad de saturación total de agua es de 8,2 %, 5,1 % y 14,9 %, respectivamente (Fig 11).

La evolución de estas dolomías durante la absorción de la humedad ambiental viene dada por una absorción rápida que se mantiene hasta las 9 horas para todas las muestras, a excepción de las dolomías arenosas que es de 24 horas. Para tiempos mayores, existe una velocidad de absorción menor, hasta alcanzar la estabilización para un tiempo de 192 horas.

Absorción de agua por capilaridad

En este ensayo queda patente el carácter lineal de la absorción de agua por capilaridad. En las primeras horas del ensayo todas las muestras presentan, a excepción de las dolomías homogéneas, una absorción rápida y constante, que corresponde al coeficiente de

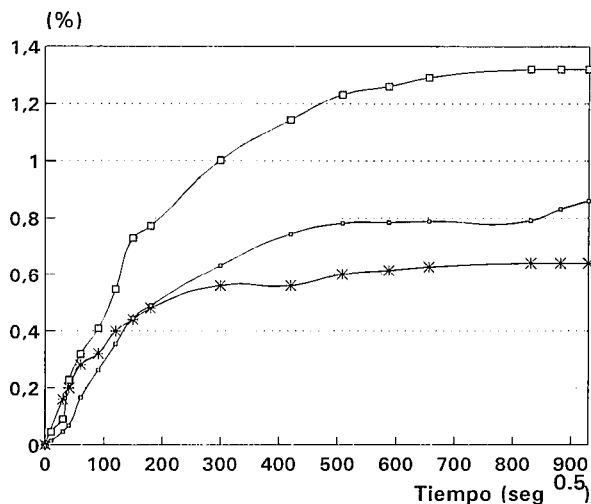


Figura 12.- Absorción de vapor de agua. Condiciones del ensayo: Temperatura= $19 \mu 1 \text{ } ^\circ\text{C}$, Humedad relativa: $85 \pm 3 \%$. Leyenda en Fig. 10.

absorción capilar (C) y dura 4 horas. A partir de esta absorción el efecto de capilaridad es menor, con una pendiente muy baja, indicándonos una absorción lenta (fig. 13).

Los coeficientes de capilaridad (Vos, 1978), tanto de absorción como de penetración, son mostrados en la tabla II. La capacidad de absorción por capilaridad es más alta en las dolomías nodulosas ($27,89 \cdot 10^{-3} \text{ Kg/m}^2 \cdot \text{s}^{1/2}$) y dolomías arenosas ($18,00 \cdot 10^{-3} \text{ Kg/m}^2 \cdot \text{s}^{1/2}$) que en las dolomías homogéneas ($4,81 \cdot 10^{-3} \text{ Kg/m}^2 \cdot \text{s}^{1/2}$). Igualmente, el coeficiente de penetración (A) es más alto en las facies nodulosas y arenosas, con valores de $111,11$ y $96,27 \text{ mm/s}^{1/2}$, respectivamente, que en las dolomías homogéneas donde es de $38,05 \text{ mm/s}^{1/2}$.

El grado de saturación, alcanzado al final de los diez días que dura el ensayo, es de $68,5\%$, para las dolomías homogéneas, valor inferior al alcanzado por inmersión en agua ($85,1\%$) durante el mismo período de tiempo. Las dolomías nodulosas presentan un comportamiento similar al tener un grado de saturación final $56,2 \%$ frente al $77,8 \%$ de la absorción por inmersión total. Este comportamiento nos indica la existencia de un sistema poroso no accesible a la succión capilar. Por el contrario, en las dolomías arenosas, la proximidad de ambos valores (95% y $95,3\%$) indica la importancia de la absorción capilar en estos materiales.

Ensayo de desorción

Los resultados obtenidos en los ensayos de evaporación quedan reflejados en la figura 14, que corresponde a las curvas del grado de saturación en función del tiempo. El comportamiento de las distintas facies de dolomías analizadas, ante el proceso de desorción es muy similar, sufriendo una pérdida de agua rápida con el tiempo ($3,1 \%$ por hora), manteniéndose durante las 4 primeras horas del ensayo, aunque son las arenosas las que tardan más tiempo en secarse (Tabla 2). Poste-

riormente, el ritmo de secado decrece a una velocidad media de $1,4 \%$ por hora, lo que se mantiene hasta las 72 horas. A partir de ese momento, las pérdidas por evaporación son escasas, estando influenciadas por la variación de humedad ambiental y del coeficiente de absorción de vapor de agua. Este proceso es lento, con valores medios de $0,0064 \%$ por hora, estabilizándose el contenido de agua de forma asintótica. En la Tabla 2 se muestra la evolución del grado de saturación durante la desorción en las diferentes facies de dolomías del Cerro de la Rosa. Se aprecia que las nodulosas y arenosas se secan más rápidamente en las primeras horas del ensayo, al tener un coeficiente de evaporación más alto que las dolomías homogéneas. Pero para tiempos de secado superiores a 18 horas, son las facies homogéneas las que presentan una mayor pérdida de agua, quedando estabilizada, al final del ensayo (17 días), con un grado de saturación de $3,7 \%$. Las dolomías nodulosas y arenosas presentan valores de saturación para este tiempo de $7,4 \%$ y $5,3 \%$, respectivamente.

Ensayo de durabilidad

Tal como hemos indicado, las dolomías del Cerro de la Rosa son susceptibles de absorber una cierta cantidad de agua, ya sea por efectos de capilaridad o por absorción de vapor de agua o procedente de agua de escorrentía. Este agua situada en el sistema poroso de la roca puede afectar a su durabilidad, bien por cambios térmicos que dan lugar a contracciones por variaciones de humedad-sequedad del medio, bien por procesos de gelivación, que tienden a destruir la roca, ya sea por desmoronamiento superficial, o bien por formación de fisuras, que hacen a la roca más sensible a la acción del agua y a los contaminantes atmosféricos.

Los ensayos realizados en sucesivos ciclos de humedad-sequedad para conocer la alterabilidad de la roca frente al agua muestran que las pérdidas de mate-

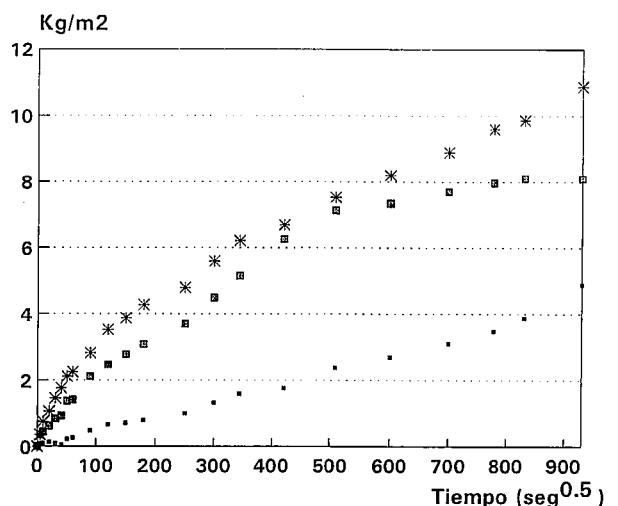


Figura 13.- Absorción de agua por capilaridad. Ordenadas: incremento de masa por unidad de superficie. Leyenda en Fig. 10.

ria por este efecto son muy bajas para las distintas facies de las dolomías del Cerro de la Rosa. Las pérdidas totales, por desagregación al final de los 30 ciclos, fueron muy similares para las dolomías no arenosas, situándose entre 0,088 % y 0,066 % (Tabla 3). Las dolomías arenosas presentan pérdidas mayores (0,218 % de media), producidas por desprendimientos de granos de cuarzo superficiales, principalmente. Las pérdidas mayores se producen en los 15 primeros ciclos del ensayo.

El comportamiento de las dolomías del Cerro de la Rosa ante los procesos de hielo-deshielo es también bastante satisfactorio, sobre todo para las de facies homogéneas. En estas muestras aparecen en los ciclos 8 y 20 pequeñas grietas que no suelen prosperar más de tres centímetros sin romper la probeta, a excepción de la dolomía nodulosa, que sí se fracturó en el ciclo 32. En las dolomías arenosas, además de estas fisuras, que son de mayor longitud y profundidad que en las anteriores, se produce una pérdida de materia en las aristas, por desprendimiento de granos de cuarzo, pero sin llegar a desmoronamientos importantes.

Las pérdidas de peso con respecto al inicio del ensayo (Tabla 3), muestran claramente cómo son las dolomías arenosas las que tienen unas pérdidas más altas, por desprendimientos que se inician a partir del ciclo 8. Estas pérdidas son de todas formas poco importantes ya que corresponden al 0,21 % del total de la muestra al final del ciclo 32. Las pérdidas para las otras facies dolomíticas son menores, con unas pérdidas para las dolomías nodulosas de 0,18 % y para las homogéneas de 0,092 %.

Los resultados obtenidos, en cuanto a la variación del agua de saturación al término de cada cuatro ciclos, muestran un aumento progresivo de la cantidad de agua que puede absorber la roca. Este hecho es indicativo de que el proceso de hielo-deshielo aumenta la porosidad de la roca, debido a la formación de fisuras, lo que provoca que cada vez que se produce un ciclo de hielo-deshielo la roca sea más sensible a sus efectos. En la Figura 15 se muestra la evolución de la porosidad accesible al agua durante los ciclos de hielo-deshielo. Se aprecia la tendencia de aumento de este parámetro según avanza el ensayo. Las muestras de dolomía nodulosa sufren un incremento de la porosidad, al pasar de 22,1% a 23,1%, en el ciclo 12, producido por la formación de grietas, aumentando la porosidad fisural. Esta porosidad, a partir del ciclo 16, disminuye como respuesta al aumento de la anchura de dichas grietas, lo que produce la pérdida de agua de saturación. Por último, la porosidad tiende a aumentar progresivamente, hasta alcanzar un valor de 24 % al final del ciclo 32. En la Fig. 16 se muestra el estado de degradación de las diferentes muestras ensayadas para el ciclo número 20.

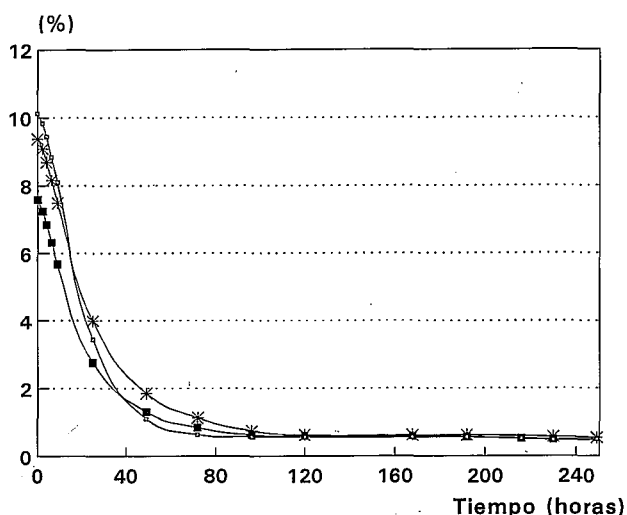


Figura 14.- Pérdida del contenido en agua durante el proceso de desorción. Temperatura: 20 ± 2 °C y Humedad relativa: 66 ± 5 %. Leyenda en Fig. 10.

Alterabilidad de las dolomías del Cerro de la Rosa

Uno de los factores petrofísicos que incide más directamente sobre el deterioro de las rocas es la distribución de tamaño de poros y su conexión entre ellos, ya que permiten la entrada de los agentes degradantes al interior de la roca. Las dolomías del Cerro de La Rosa presentan valores de porosidad que varían entre 25,6 % a 17,7 %, de la cual más del 99 % corresponden a porosidades accesibles al agua. Son las dolomías homogéneas las que presentan una porosidad más baja, con una distribución del tamaño de poros y un tamaño medio de poro que dificulta la circulación del agua por su interior. De esta forma, la capacidad de absorción de agua es mayor en las dolomías nodulosas y arenosas, con un grado de saturación muy alto, del orden del 96-87,5 % para un tiempo de 30 días. Esto indica la vulnerabilidad de estos materiales en condiciones de lluvia y encharcamiento, dando una degradación mayor y más rápida.

Igualmente, la capacidad de succión capilar, con unos coeficientes de capilaridad y de penetración mucho más altos para las dolomías nodulosas u arenosas que para las homogéneas, incide en un mayor deterioro de aquéllas. Por su parte, el potencial de pérdida de agua en las dolomías no homogéneas durante el proceso de evaporación es mayor que en las homogéneas, hecho facilitado por su alto porcentaje de poros de diámetro mayor e intercomunicados entre sí. Ello hace que las dolomías arenosas y nodulosas sean sensibles a las va-

Tabla 3.- % Pérdida en peso al término del ensayo de durabilidad

	HUMEDAD-SEQUEZADAD		HIELO-DESHIELO	
	Min-Max	Media	Min-Max	Media
Dolomía Homogénea	0,075-0,094	0,088	0,072-0,098	0,092
Dolomía Nodulosa	0,061-0,072	0,066	0,105-0,199	0,180
Dolomía Arenosa	0,181-0,291	0,218	0,114-0,294	0,216

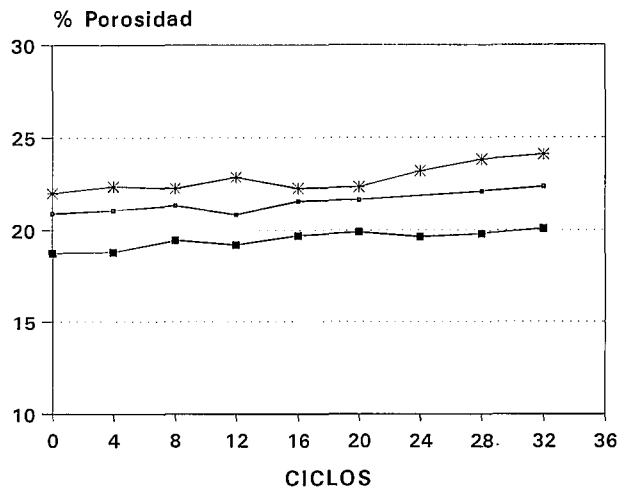


Figura 15.- Evolución de la porosidad de las dolomías del Cerro de la Rosa durante los ciclos de hielo-deshielo. Leyenda en Fig. 10.

riaciones de humedad y sequedad, y por lo tanto presentan menor durabilidad.

Como conclusión, y teniendo en cuenta las características petrofísicas de las rocas estudiadas, se puede indicar que las dolomías homogéneas del Cerro de la Rosa son materiales con unas calidades aceptables para su uso en construcción, mientras que el resto de las facies dolomíticas existentes presenta unas características petrofísicas que las hacen más fácilmente degradables, debido sobre todo a su mayor capacidad de absorción de agua, tanto procedente de escorrentía, como de succión capilar y de la propia humedad ambiental. Igual-

mente, estas facies no homogéneas van a ser sensibles a la acción del hielo-deshielo, con formación relativamente rápida de fisuras que contribuyen a un aumento de la porosidad y con ello a un incremento de su capacidad de absorción de agua.

Esta mayor degradación de las dolomías nodulosas y arenosas del Cerro de la Rosa se puede apreciar en la Catedral de Toledo, al ser estas facies las que presentan un grado de deterioro muy alto, con pérdida de materia en sillares que puede superar los 10 centímetros de profundidad. Con vistas a una posible restauración es aconsejable, en aquellos sillares irrecuperables por otras técnicas, la sustitución de dichos sillares por las dolomías de facies homogéneas. Dado que las canteras utilizadas en la construcción de la Catedral están agotadas, es prioritario preservar los escasos niveles que quedan para este fin, siendo necesario la búsqueda de facies similares en el entorno. Un ejemplo de afloramientos próximo de esta misma formación carbonática se encuentra en los alrededores de la localidad de Villamuelas (Hoja 1/50.000 de Mora de Toledo), en antiguas canteras que pueden ser utilizadas para suministrar piezas de sustitución en la Catedral.

Conclusiones

Las rocas carbonáticas utilizadas en las primeras fases de la construcción de la Catedral de Toledo (siglos XIII a XV) consisten en dolomías cuya antigua área de extracción se encuentra localizada en el Cerro de la Rosa, en las afueras de la ciudad de Toledo. Dentro de estos materiales carbonáticos se reconocen, tanto en afloramiento como en el monumento, varios tipos petroló-

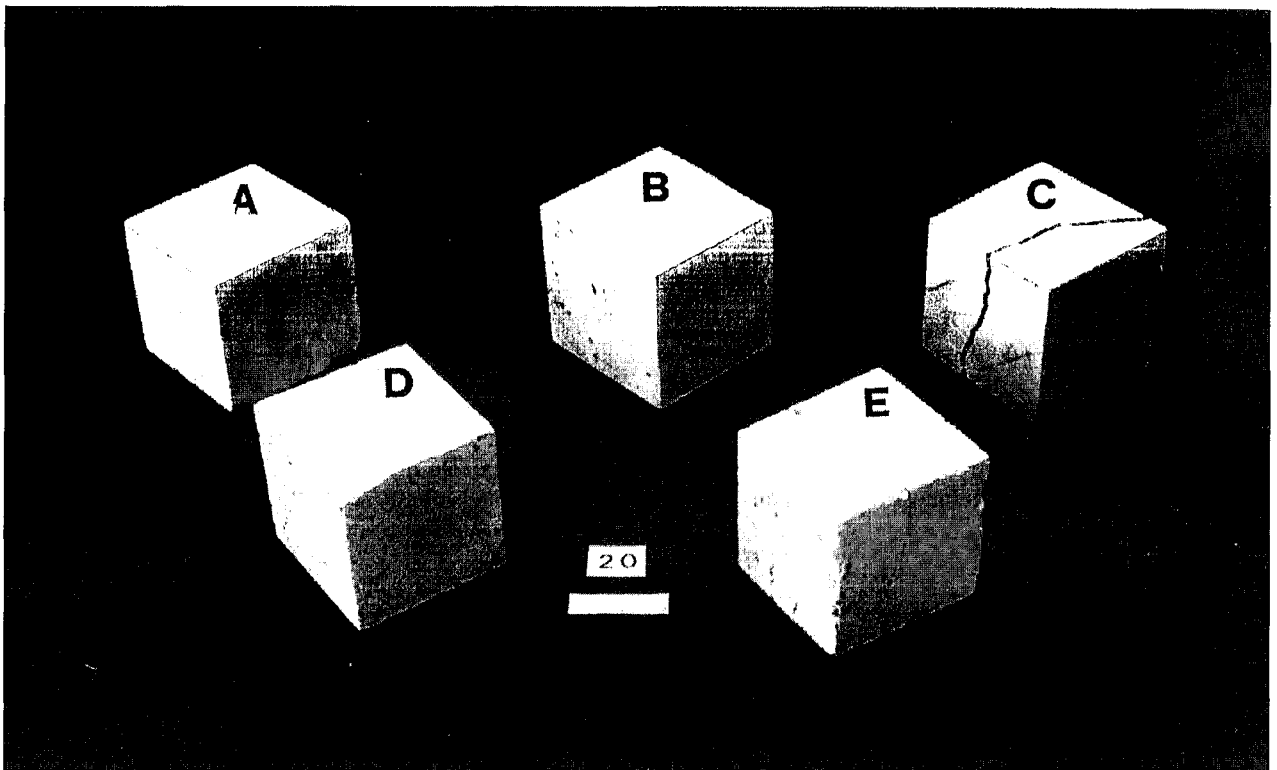


Figura 16.- Estado de la degradación de las probetas en el ciclo nº 20 del ensayo de hielo-deshielo. Dolomías Homogéneas: B. Dolomías Nodulosas: A y C. Dolomías arenosas: D y E.

gicos (dolomías homogéneas, arenosas y nodulosas) con características y comportamiento petrofísico diferente. El grado de alterabilidad guarda una relación directa con la porosidad y la accesibilidad del agua a la red de poros de los distintos tipos de dolomías y a la capacidad de succión capilar en éstas, siendo la magnitud de los valores de ambos parámetros netamente mayor en las dolomías arenosas y nodulosas que en las dolomías homogéneas. Esta valoración, obtenida a partir de ensayos petrofísicos en laboratorio, es plenamente contrastable con las observaciones del estado de alteración de estos materiales carbonáticos en la fachada de la Catedral de Toledo.

Además de la caracterización petrofísica y de la valoración de la degradabilidad de los carbonatos, el estudio realizado presenta una dimensión de carácter estratigráfico y geológico regional. Así, los depósitos carbonáticos del Cerro de la Rosa constituyen una asociación de facies correlacionable con términos de la Formación Dolomías y Margas del Valle de Tabladillo, de edad Cretácico superior (Campaniense. Maastrichtiense?). De acuerdo con ello, los materiales presentes en el Cerro de la Rosa corresponden en parte al Cretácico y en parte al Paleógeno más inferior, estando estos últimos representados por depósitos clásticos continentales ("Primera secuencia deposicional" de Rodas et al., 1991) dispuestos en discordancia sobre los carbonatos cretácicos. Este esquema estratigráfico permite resolver la controversia surgida a principios de siglo con motivo del hallazgo de fauna marina en el Cerro de la Rosa a la cual se le atribuyeron diferentes edades, incluso Mioceno inferior. El reconocimiento, durante nuestro estudio, de esta fauna en niveles cretácicos evita futuras falsas interpretaciones con repercusión en la paleogeografía del área centro de la Península.

Agradecemos profundamente al Dr. R. Mas y a D. M.A. San José Lancha sus indicaciones a una primera versión de este trabajo. Así mismo expresamos nuestro agradecimiento a D.A. Fernandez Montero y D. A. Calatayud por su asesoramiento en la determinación de varios parámetros petrofísicos.

Bibliografía

- Alonso Luzuriaga, I. (1970): Estratigrafía y sedimentología del borde norte de la Meseta de Toledo. *Cuad. Geol. Ibérica*, 1: 25-55.
- Alonso, A. y Mas, J.R. (1982): Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y Sur del Sistema Central. *Cuad. Geol. Ibérica*, 8: 145-166.
- Alonso, F.J., Esbert, R.M. y Ordaz, J. (1987): Comportamiento hídrico de calizas y dolomías. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 98: 555-576.
- Aparicio Yagüe, A. (1971): Estudio geológico del macizo cristalino de Toledo. *Estudios Geol.*, 27, 369-414
- Belikov, B.P., Zaleskii, B.V., Rozanov, Y.A., Sanina, E.A. y Timchenko, I.P. (1967): Methods of studying the physico-mechanical properties of rocks. In: *Physical and mechanical properties of rocks*. (B.V. Zaleskii, ed.). *Israel Program for Scientific Translations*, Jerusalem, 1-58.
- Calvo, J.P., Ordoñez, S., García del Cura, M.A., Hoyos, M., Alonso Zarza, A.M., Sanz, E. y Rodríguez Aranda, J.P. (1989): Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid. *Acta Geol. Hisp.*, 24: 281-298.
- C.N.R.-I.C.R. (1981): *Assorbimento d'acqua per immersione totale. Capacità di imbibizioni*. Norma 7/81, Roma, 5 pp.
- C.N.R.-I.C.R. (1983): *Assorbimento d'acqua per capillarità. Coefficiente di assorbimento capillare*. Norma 11/82, Roma, 6 pp.
- Déperet, Ch. (1908): Sur le Tertiaire des environs de Tolède. *C.R. somm. Soc. Geol. France*, 8: 445-456.
- Douvillé, H. (1908): Aquitanien des environs de Tolède. *C.R. somm. soc. Geol. France*, 8: 65-69.
- Fernandez-García, P., Mas, R., Rodas, M., Luque del Villar, F.J. y Garzón, M.G. (1989): Los depósitos aluviales del Paleógeno Basal en el sector suroriental de la Cuenca del Duero (Provincia de Segovia): Evolución y minerales de la arcilla característicos. *Estudios Geol.*, 45:27-43.
- Fort, R., Bustillo, M., Mingarro, F. y López de Azcona, M.C. (1992): Degradación de las rocas carbonáticas utilizadas en la construcción de la Catedral de Toledo: Aspectos geoquímicos. *III Congreso Geológico de España*. Simposios. Tomo 1, 225-234.
- Fúster, J.M. y Alía, M. (1970): Mapa Geológico de España E. 1:200.000, Hoja nº 53 (Toledo). Memoria explicativa por J.M. Fúster y M. Alía, 21 p. (1972). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- López de Azcona, C., Mingarro, F., García del Cura, M.A., Ordóñez, S., Calvo, J.P., Fort, R., Bustillo, M., Peinado, M. y Alonso Zarza, A.M. (1991): Degradation of building materials of the Toledo Cathedral (Spain). In: *Science, Technology and European Cultural Heritage* (Baer, N.S. et al., eds.). *Comun. Europ. Comit.*, 925-929.
- Ordóñez, S., Brell, J.M., Calvo, J.P. y López Aguayo, F. (1977): Contribución al conocimiento mineralógico del borde SW de la Cuenca del Tajo (Toledo-San Martín de Pusa). *Estudios Geol.*, 33: 467-472.
- R.I.L.E.M. (1980): Essais recommandés pour mesurer l'alteration des pierres et évaluer l'efficacité des méthodes de traitement. *Matériaux et Constructions*, 13,75: 175-253.
- Rodas, M., Garzon, M.G., Luque, F.J. y Mas, R. (1991): Correlation between the Paleogene detritic facies in the margins of Tajo and Duero Basins (Central Spain): Mineralogical, sedimentological and geomorphological characteristics. In: *Proceeding of the 9th International Clay Conference*, 1989. (Farmer, V.C. and Tardy, Y., Eds.). *Sci. Géol., Mém.*, 88: 43-52.
- Templado, D. (1944): Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja nº 629 (Toledo). Memoria explicativa por D. Templado, F. Hernandez-Pacheco y J. Meseguer, 56 p. (1944). *Instituto de Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Vos, B.H. (1975): Water absorption and drying of materials. In: *The conservation of Stone*. (Rossi-Manaresi, I.R., ed.). *Proceeding International Symposium*, Bologna, 67.

Recibido el 27 de noviembre de 1992; manuscrito revisado
aceptado el 2 de junio de 1993