



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante



Influencia de la alteración sobre las propiedades mecánicas de calizas, dolomías y mármoles.
Evaluación mediante estimadores no destructivos (ultrasonidos)

Javier Martínez-Martínez

Tesis

Doctorales

www.eltallerdigital.com

UNIVERSIDAD de ALICANTE

INFLUENCIA DE LA ALTERACIÓN SOBRE LAS PROPIEDADES MECÁNICAS DE CALIZAS, DOLOMÍAS Y MÁRMOLES. EVALUACIÓN MEDIANTE ESTIMADORES NO DESTRUCTIVOS (ULTRASONIDOS).



Tesis Doctoral
Javier Martínez-Martínez
Alicante, 2008

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Laboratorio de Petrología Aplicada
Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente
Universidad de Alicante

Unidad Asociada al
Instituto de Geología Económica (CSIC- UCM)

INFLUENCIA DE LA ALTERACIÓN SOBRE LAS PROPIEDADES MECÁNICAS DE CALIZAS, DOLOMÍAS Y MÁRMOLES. EVALUACIÓN MEDIANTE ESTIMADORES NO DESTRUCTIVOS (ULTRASONIDOS).



Tesis Doctoral
Javier Martínez-Martínez
Alicante, 2008

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Directores

Dr. David Benavente García

Laboratorio de Petrología Aplicada. Unidad asociada CSIC- UA.
Dpto. Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente.
Universidad de Alicante.

Dra. M^a Ángeles García del Cura

Laboratorio de Petrología Aplicada. Unidad asociada CSIC- UA.
Instituto de Geología Económica. CSIC- UCM.

Esta investigación ha sido financiada por una beca de formación de doctores en Unidades Asociadas entre Universidad y el Centro Superior de Investigaciones Científicas (CSIC); y por los proyectos concedidos por el MCYT: MAT 2003-01823 y CGL2006-05027/BTE.

INFLUENCIA DE LA ALTERACIÓN SOBRE LAS PROPIEDADES MECÁNICAS DE CALIZAS, DOLOMÍAS Y MÁRMOLES. EVALUACIÓN MEDIANTE ESTIMADORES NO DESTRUCTIVOS (ULTRASONIDOS).

Esta memoria es presentada por Javier Martínez-Martínez para optar al grado de Doctor en Ingeniería Geológica.

Alicante, 2008

Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

El doctorando,

Javier Martínez-Martínez

Los Directores,

Dr. David Benavente García

Dra. M^a Ángeles García del Cura



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

*A mi familia.
A Iván.*

Agradecimientos

En primer lugar, agradecer a mis tutores, Dr. David Benavente García y Dra. M^a Ángeles García del Cura, sus consejos, su ayuda y su dedicación durante todos estos años. Los resultados obtenidos se deben en gran medida a su inestimable guía.

También agradecer al Dr. Eduardo Sebastián Pardo y al Dr. Rafael Fort González la revisión del texto y las sugerencias aportadas para su mejora.

Al Dr. Javier Narciso, a Noelia Rojo y a Olga Cornejo, del Departamento de Química Inorgánica de la Universidad de Alicante, por su amabilidad y disposición para realizar los ensayos de compresión (microcompresión).

Al Dr. Alejandro Rodríguez-Navarro, del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Universidad de Granada, por su ayuda en el estudio de las características cristalográficas de mis muestras.

A M^a Eugenia Martín Baanante, del Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX), por sus consejos en la metodología para el ensayo de bandas extensiométricas.

A los Servicios Técnicos de Investigación de la Universidad de Alicante, por poner a mi disposición las técnicas de SEM, TMA y DRX.

A Irene Martín y Nora Cueto por su desinteresada y sincera ayuda durante el arduo experimental de esta investigación.

A todos mis compañeros de Ciencia con los que he compartido muchos buenos momentos en el LPA: Ana Bernabéu, Ángel Fernández, Coni Muñoz, David Benavente, Feli Martínez, Giuseppina Algozzini, Irene Martín, Jaime Cuevas, Joan Burrueco, Juan Carlos Cañaveras, Manuel Palomo, M^a Ángeles García del Cura, M^a José Campos y Nora Cueto. Muchas gracias a todos por vuestra amistad.

A Elián, Isabel, JoséA, Josep, Loles, Raquel, Sergio, Susi y Toni, por todo su ánimo y amistad.

A mi familia. A mis padres, a Vicky, a Juanjo, a José y a Isabel, por su cariño, por su interés y por su apoyo.

A Iván, por mil motivos.

INFLUENCIA DE LA ALTERACIÓN SOBRE LAS PROPIEDADES MECÁNICAS DE CALIZAS, DOLOMÍAS Y MÁRMOLES. EVALUACIÓN MEDIANTE ESTIMADORES NO DESTRUCTIVOS (ULTRASONIDOS).



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

Agradecimientos

CAPÍTULO 1
Antecedentes y Objetivos

1.1. Antecedentes	9
1.2. Objetivos	24
1.3. Estructura del trabajo	26

CAPÍTULO 2
Plan de trabajo y Técnicas Empleadas

2.1. Plan de trabajo	31
2.1.1. Estudio mesoscópico	33
<i>Ensayos de degradación</i>	33
<i>Estudio ultrasónico y porosidad abierta</i>	35
<i>Estudio de las propiedades mecánicas</i>	36
2.1.2. Estudio microscópico	37
<i>Caracterización de muestras inalteradas</i>	38
<i>Caracterización de muestras alteradas</i>	39
2.2. Técnicas de Caracterización petrográfica y mineralógica	40
2.2.1. Microscopio Óptico de Polarización	40
2.2.2. Microscopio Óptico de Fluorescencia	41
2.2.3. Microscopio Electrónico de Barrido	41
2.2.4. Difracción de Rayos X	43
2.3. Técnicas de caracterización del sistema poroso	44
2.3.1. Porosimetría de mercurio	44
2.4. Técnicas de caracterización de las propiedades termomecánicas	45
2.4.1. Expansión térmica	45
2.5. Técnicas de caracterización del aspecto superficial	46
2.5.1. Rugosimetría	46
2.6. Técnicas de caracterización de las propiedades mecánicas	47
2.6.1. Ultrasonidos	47
2.6.2. Compresión uniaxial	51
2.6.3. Extensiometría	54

3.1. Criterios de selección	59
3.2. Marco geológico	61
3.2.1. El Blanco Alconera – Macizo Ibérico	61
3.2.2. El Crema Valencia – Cordillera Ibérica	62
3.2.3. El Ambarino, el Amarillo Triana, el Beige Serpiente, el Blanco Tranco, el Gris Macael, el Marrón Emperador y el Rojo Cehegín – Cordillera Ibérica	65
<i>Marrón Emperador, Beige Serpiente, Ambarino y Rojo Cehegín – Zonas Externas Béticas</i>	65
Amarillo Triana, Gris Macael y Blanco Tranco - Zonas Internas Béticas	67
3.3. Descripción petrográfica	68
3.3.1. Ambarino (A)	68
<i>Petrografía de los clastos</i>	69
<i>Petrografía de la pasta</i>	70
3.3.2. Amarillo Triana (AT)	72
3.3.3. Blanco Alconera (BA)	76
3.3.4. Beige Serpiente (BS)	80
<i>Petrografía de los clastos</i>	81
<i>Petrografía de la pasta</i>	83
3.3.5. Blanco Tranco (BT)	85
3.3.6. Crema Valencia (CV)	88
3.3.7. Gris Macael (GM)	91
3.3.8. Marrón Emperador (ME)	94
<i>Petrografía de los clastos</i>	96
<i>Petrografía del cemento calcítico blanco</i>	97
<i>Petrografía del componente textural fmc</i>	97
3.3.9. Rojo Cehegín (RC)	99
<i>Petrografía de la matriz roja</i>	100
<i>Petrografía de la matriz gris</i>	102
<i>Petrografía del cemento calcítico blanco</i>	103
<i>Petrografía del relleno insoluble presente en los estilolitos</i>	104

CAPÍTULO 4
Formas de alteración
de rocas carbonáticas con baja porosidad

4.1. Antecedentes y Objetivos del capítulo	107
4.1.1. Antecedentes	107
4.1.2. Objetivos	108
4.2. Metodología	109
4.2.1. Estudio a microescala	109
4.2.2. Estudio a mesoescala	110
4.3. Resultados	111
4.3.1. Alteración química de texturas calcíticas y dolomíticas	112
4.3.2. Alteración física de texturas calcíticas y dolomíticas	115
4.3.3. Alteración superficial: rugosidad	119
4.3.4. Formas de alteración de rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo I	120
4.3.5. Formas de alteración de rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo II	124
4.3.6. Formas de alteración de rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo III	130
4.4. Discusión	135
4.5. Conclusiones	148

CAPÍTULO 5
Respuesta ultrasónica frente la alteración

5.1. Antecedentes y Objetivos del capítulo	151
5.1.1. Antecedentes	151
5.1.2. Objetivos	152
5.2. Metodología	153
5.2.1. Estudios previos	153
5.2.2. Estudio ultrasónico	153
5.3. Resultados	157
5.3.1. Influencia de la fábrica en la velocidad de propagación de los ultrasonidos	159
<i>Influencia del tamaño de cristal en la velocidad de propagación</i>	159
<i>Influencia de la porosidad en la velocidad de propagación</i>	160
5.3.2. Influencia de la fábrica en la atenuación espacial de la señal ultrasónica	162

5.3.3. Respuesta ultrasónica ante la degradación de rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo I	163
5.3.4. Respuesta ultrasónica ante la degradación de rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo II	165
5.3.5. Respuesta ultrasónica ante la degradación de rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo III	169
5.4. Discusión	171
5.5. Conclusiones	181

CAPÍTULO 6

Respuesta mecánica frente la alteración

6.1. Antecedentes y Objetivos del capítulo	185
6.1.1. Antecedentes	185
6.1.2. Objetivos	186
6.2. Metodología	187
6.2.1. Estudios previos	187
6.2.2. Estudio mecánico	187
6.3. Resultados	189
6.3.1. Influencia de la fábrica en las propiedades mecánicas	189
<i>Influencia del tamaño de cristal en la resistencia a compresión (microcompresión)</i>	189
<i>Influencia de la porosidad en la resistencia a compresión (microcompresión)</i>	191
<i>Influencia de la fábrica en la resistencia a compresión (escala mesoscópica)</i>	193
<i>Influencia del tamaño de cristal en el módulo de elasticidad (microcompresión)</i>	196
<i>Influencia de la porosidad en el módulo de elasticidad (microcompresión)</i>	197
<i>Influencia de la fábrica en el módulo de elasticidad (escala mesoscópica)</i>	198
6.3.2. Evolución de las propiedades mecánicas durante la alteración	200
<i>Evolución de la resistencia a compresión durante la alteración</i>	200
<i>Evolución de la resistencia a compresión en rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo I</i>	203

<i>Evolución de la resistencia a compresión en rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo II</i>	203
<i>Evolución de la resistencia a compresión en rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo III</i>	205
<i>Evolución del módulo de elasticidad durante la alteración</i>	207
6.4. Discusión	210
6.5. Conclusiones	217

CAPÍTULO 7
Estimadores no destructivos del estado de alteración mecánico

7.1. Estimador de la resistencia a compresión	221
7.2. Estimador de las propiedades elásticas	235

CAPÍTULO 8
Conclusiones

8.1. Formas de alteración observadas en rocas carbonáticas con baja porosidad durante ensayos de choque térmico y cristalización de sales	244
8.1.1. Formas asociadas a alteración química y alteración física por choque térmico	244
8.1.2. Formas asociadas a alteración física por cristalización de sales	246
8.2. Respuesta ultrasónica frente la alteración	247
8.3. Respuesta mecánica frente la alteración	249
8.3.1. Respuesta y evolución de la resistencia a compresión	249
8.3.2. Respuesta y evolución de la rigidez (módulo elástico)	250
8.4. Estimadores no destructivos de las propiedades mecánicas de rocas carbonáticas	251
8.4.1. Estimador de la resistencia mecánica	251
8.4.2. Estimador del módulo elástico	253

Puntos más destacables de las conclusiones obtenidas en esta Tesis 255

Bibliografía 259

Anexo I 277



U
Un

CAPÍTULO



ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

CAPÍTULO 1

ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

1.1. Antecedentes

“Stone is universally known as one of the hardest material, because it bears the highest strength during its life, but in reality there are many factors that can cause a change of the initial properties of a stone work and a loss of its mechanical characteristics” (Bellopede et al., 2006).

Los factores a los que se refiere Bellopede, son los diferentes agentes que generan la degradación de las rocas: *“The crack strength weakens with the time, due to material deterioration”* Psycharis (2006).

Los descensos de resistencia mecánica sufridos por las rocas durante su degradación pueden llegar a ser del 80% del valor inicial de resistencia mecánica en granitos (Gupta y Rao, 2000; Basu et al., 2008) o del 50 % en mármoles (Yavuz y Topal, 2007).

La degradación de las rocas puede darse de diferentes formas según las características iniciales de la fábrica. Estas formas son:

- Neoformación de minerales,
- decohesión granular/cristalina,
- desarrollo de defectos previos,
- aparición de discontinuidades nuevas (tanto a microescala como a mesoescala),
- etc.

Las consecuencias de esta degradación son múltiples, por ejemplo:

- aumento de la accesibilidad de fluidos en el interior de la roca (aumento de la permeabilidad, capilaridad, etc.),
- pérdida de material (pérdida de relieves ornamentales, disminución de la sección en sillares, etc.),
- pérdida de resistencia mecánica (ya apuntada por Bellopede et al. y Psycharis op. cit.) que puede resultar en el colapso de estructuras.

"The decay of materials is a function of intrinsic and extrinsic factors. The intrinsic factors are related to the material itself, and include the type of the material, its properties and its microstructure. The extrinsic factors refer to the effect that the environment has on the material and can be generally divided into factors related to the atmosphere and factors related to the usage of the material." (Moropoulou et al., 2006). Específicamente, dentro de los factores intrínsecos, en Moropoulou et al. se diferencian los siguientes:

- a. tipo de material: roca, mortero, cerámica, metales, madera, hormigón, etc;
- b. sus propiedades: mineralógicas, físicas, físico-químicas, químicas y mecánicas;
- c. la distribución espacial: macroestructura, microestructura y nanoestructura: y
- d. la historia tecnológica del material: procesamiento del producto final, historia térmica, historia tensional/mecánica, etc).

Warke et al. (2006) diferencian los siguientes factores externos:

- a. condiciones micro-ambientales (relativas a la interfase roca/aire): orientación en el edificio (umbría/insolación), posición respecto canales de circulación de agua (cañerías, canalones, etc.);
- b. historia de la exposición: cambios en la exposición del material. Desde la construcción original pueden producir modificaciones de las condiciones micro-ambientales, dando lugar a periodos de tiempo en los que dichas condiciones han sido distintas a las actuales. Los cambios pueden estar producidos por modificaciones en el propio edificio (ampliaciones, adición de elementos, etc), o en su entorno (construcciones de edificios próximos de elevada altura, ajardinamiento, etc). También cabe distinguir la relevante exposición de los materiales de un edificio a eventos extremos como incendios, terremotos, explosiones, etc.;
- c. disponibilidad de los agentes de alteración: la proximidad del edificio a la costa, áreas industriales o la circulación de vehículos, incrementan la concentración de gases, partículas y aerosoles en el ambiente local;
- d. características del agua subterránea: el ascenso capilar del agua subterránea puede provocar una aceleración del deterioro de la piedra en los primeros metros inferiores de un edificio, con el

- consecuente incremento del riesgo de penetración de sales, especialmente en ubicaciones próximas al mar;
- e. calidad de la factura original y posteriores modificaciones: características del mortero original y morteros de sustitución, empleo incorrecto de elementos metálicos, etc.

Todos estos factores externos condicionan, en mayor o menor medida, la degradación mecánica de las rocas, ya que propician la aparición y desarrollo de defectos (poros, microfisuras, etc) que constituyen focos potenciales de nucleación de fisuras (Callister, 1995). Si el grado de alteración de la roca es muy importante, puede provocar descensos notables de resistencia mecánica, llegando incluso al colapso de la estructura. Sin embargo, durante terremotos o explosiones se produce una modificación del estado tensional al que están sometidas normalmente las rocas. Esta modificación puede dar lugar a una pérdida de la estabilidad mecánica de la roca, incluso con grados de alteración no muy elevados:

“Classical monuments, although made by stone or marble pieces placed one on top of the other without mortar, are stable against earthquakes. [...] Unfortunately, damages, which usually exist in such structures, significantly decrease this stability. [...] One type of damage, which is common in monuments, concerns fractures at the structural elements due to imperfection of the original material. During a strong earthquake, existing cracks open threatening the stability of the structure.

[...]

Unfortunately, imperfections are present in many monuments. They are caused by previous earthquakes, foundation failure, material deterioration and man interventions, as fire and vandalism” (Psycharis, 2006).

Tal y como se apunta en Psycharis (op. cit.), los terremotos (así como explosiones) no solo actúan como desencadenantes del colapso de una estructura, sino que pueden ser el origen de fisuras en las rocas, inicialmente estables (*metaestables*), que posteriormente (con la repetición de un evento) se pueden desarrollar generando finalmente el colapso.

La aparición de defectos nocivos para la estabilidad de una roca, sin embargo, no solo se debe a su degradación o a eventos extraordinarios como explosiones o terremotos. En Winkler (1997) se muestra un ejemplo de estudio de una columna, perteneciente al *Chicago's Field Museum of Natural History*, durante su restauración. El material de esta columna es un mármol blanco de Georgia (EE.UU.). Tras el estudio de la orientación y apertura de las microfisuras existentes en la roca, se concluyó que únicamente entre el 7 y el 12% eran inherentes a la historia geológica de la roca. El resto eran resultantes de la distribución de los esfuerzos asociados a la carga del edificio.

En definitiva, para garantizar el correcto comportamiento de una roca, previamente a su colocación (obra nueva o material de sustitución en patrimonio arquitectónico), resulta necesario conocer no sólo sus características mecánicas iniciales, sino también estudiar su respuesta y evolución en el tiempo bajo las condiciones de su ubicación.

Sin embargo, resulta más necesario aún, disponer de técnicas y metodologías efectivas que permitan valorar el grado de alteración de una roca perteneciente al patrimonio arquitectónico (y que por lo tanto posee una historia previa en su degradación que no conocemos) y predecir sus características mecánicas. Esto es especialmente importante en aquellas áreas de riesgo sísmico, o bien en edificios que desafortunadamente poseen riesgo de estar sometidos (o han sido sometidos) a fuertes explosiones (atentados, deflagración de combustibles, etc), ya que el estado de conservación de los materiales va a determinar en gran medida la respuesta de su estabilidad.

Con este fin, existen dos grupos de técnicas que permiten determinar las características mecánicas de las rocas:

- técnicas destructivas: ofrecen un resultado directo de la propiedad petrofísica evaluada (compresión uniaxial/triaxial, ensayo a tracción directa/indirecta, etc.).
- técnicas no destructivas: estimación indirecta de aspectos petrográficos y/o petrofísicos (ultrasonidos, conductividad eléctrica, termografía de infrarrojos, etc).

El interés de las técnicas no destructivas no radica en el valor directo obtenido (velocidad de propagación del pulso ultrasónico, conductividad eléctrica de la roca, etc) sino en la evaluación indirecta de aspectos petrográficos como: la heterogeneidad de la roca, el coeficiente de anisotropía, el grado de alteración, la porosidad, el grado de fisuración interna, etc.

Además, las técnicas no destructivas (*NDT* según sus siglas en inglés: *Non-Destructive Tests*) poseen diversas ventajas frente a las destructivas: no requieren muestras, poseen un bajo coste, rapidez de adquisición de datos, aplicación tanto *in situ* como en laboratorio, etc. Incluso, *“in some circumstances the reason for using NDT is that any modification of the original features and properties of the rock during the characterization tests must be obligatorily avoided. This is the case of many interdisciplinary research programmes in which the same specimen has to be studied by different groups; or in the study of objects of Cultural Heritage significance, where the diagnosis of the state of deterioration of monumental stones, sculptures, ... has to be obtained without any damage of the object”* (Montoto, 2003).

Por otra parte, la ausencia de la necesidad de obtención de muestras en las técnicas no destructivas hace que los resultados obtenidos sean más reales. Mediante metodologías no destructivas, es posible analizar la respuesta mecánica de una determinada pieza de interés. Con ensayos destructivos es necesario recurrir a materiales análogos, o probetas tipo similares al material en cuestión.

En las evaluaciones realizadas con estimadores no destructivos es posible repetir y corregir datos erróneos, ya que la muestra ensayada no se pierde. Este hecho otorga mayor eficacia a las técnicas *NDT* frente al ineficaz estatismo de los ensayos destructivos, donde la única opción frente a valores anómalos es excluirlas de cómputo a la hora de establecer los valores medios correspondientes a la propiedad determinada.

Dentro del grupo de técnicas no-destructivas, los ultrasonidos resultan especialmente recomendables en el estudio de materiales pétreos, ya que "*the ultrasonic propagation of longitudinal waves (P waves) has a strong dependence on local rock variations in porosity, fissuration, weathering, etc*" (Montoto, 2003). Además, eligiendo determinadas frecuencias de ultrasonidos, se pueden alcanzar espesores de material analizado mucho mayores que los alcanzados por otros métodos no destructivos.

La aplicación de los ultrasonidos realmente comenzó a partir del descubrimiento de la piezoelectricidad por parte de los hermanos Curie en 1880. Las primeras aplicaciones se centraron en sondeos subacuáticos y localización de icebergs, especialmente durante la primera guerra mundial. No fue hasta la década de 1930 cuando los ultrasonidos se aplican a la industria y a la inspección de materiales con las primeras patentes de Mühlhäuser y Firestone (Mühlhäuser 1931; Firestone, 1940). A partir de 1945 la técnica de ultrasonidos se convierte en una herramienta práctica, dada la creciente demanda de técnicas no destructivas.

Las primeras aplicaciones en el campo de los materiales se encuentran en la industria metalúrgica, detectando con una gran eficacia la presencia de defectos en piezas metálicas (Krautkrämer y Krautkrämer, 1969). El empleo de los ultrasonidos en materiales pétreos, hormigones y morteros no se produce, sin embargo, hasta la década de 1950.

Datta y Simha (1968) muestran una recopilación de velocidades de propagación de ondas P en diversas rocas correspondientes a diferentes formaciones geológicas de la India. En este trabajo se muestra un especial interés en la influencia del agua presente en el sistema poroso de las rocas en la velocidad de propagación, así como la influencia del tamaño de cristal que presenta la roca.

Attewell (1970) ya destaca la utilidad de los ultrasonidos como herramienta para determinar la anisotropía de las rocas. En particular, determina la anisotropía de la velocidad de propagación de las ondas ultrasónicas en las tres direcciones del espacio de unas pizarras de

Penrhyn (Gran Bretaña). Esta anisotropía se justifica por la orientación preferencial que los minerales poseen en las muestras. Resultados similares se obtienen en Panin y Turchaninov (1970). En este caso la anisotropía se justifica por la presencia de fisuras orientadas en la roca.

Precisamente, la sensibilidad de los ultrasonidos en la detección de fisuras en materiales pétreos da lugar a un amplio campo de aplicación. Yu y Telford (1973) aplican la técnica para la detección de fracturas en macizos rocosos. Para ello emplean pulsos ultrasónicos de baja frecuencia (60 kHz – 450 kHz). Los resultados muestran una buena resolución para profundidades inferiores a 50 cm, aunque es posible detectar fisuras a mayores profundidades, pero con una resolución menor.

Kobayashi (1974) emplea los ultrasonidos como una herramienta para la detección de fracturas en la mina subterránea de Yaguki (Japón), y como base para el diseño de estructuras subterráneas en rocas.

Por otra parte, Barron (1971), Field (1971) y Spetzler (1978) se centran en el estudio de la aparición de fisuras en las rocas (mediante ensayos mecánicos) y su influencia en la velocidad de propagación de las ondas.

Barron (1971) y Field (1971) muestran dos formas diferentes de detectar la aparición y desarrollo de fisuras. Por una parte, Field se centra en el estudio de la propagación de las ondas a través de la muestra ensayada a compresión, y en el descenso que provoca la aparición de fisuras en la velocidad de propagación de dicha onda. Por otra parte, Barron estudia las vibraciones ultrasónicas generadas durante la microfisuración de las probetas ensayadas a compresión. Esta actividad microsísmica es captada por transductores de baja frecuencia (36 – 44 kHz) y correlacionada con la deformación de la muestra.

El detallado estudio realizado por Spetzler (1978) muestra la respuesta modelizada de la velocidad de propagación de las ondas y el desarrollo de las fisuras durante un ensayo de compresión. De este trabajo cabe destacar la dependencia de la respuesta ultrasónica a la orientación relativa de las fisuras respecto los esfuerzos, ya que los procesos de apertura y cierre de fisuras durante el proceso de carga de las rocas da lugar a descensos e incrementos locales (respectivamente) de la velocidad de propagación.

Boadu (1997) aborda el estudio de la relación entre diferentes parámetros geomecánicos (densidad de fracturas, RQD, I_d , etc.) y la propagación de las ondas por el material. El planteamiento se realiza desde un punto de vista tanto teórico como práctico, analizando la velocidad de propagación y los diferentes parámetros geomecánicos en macizos graníticos de Georgia (EE.UU.). Los resultados muestran una buena relación entre las variables sónicas y mecánicas, recomendando el uso de esta técnica como una metodología no destructiva para estimar aspectos mecánicos e hidráulicos de rocas fracturadas.

El desarrollo de nuevas tecnologías y sistemas informáticos potentes han permitido en los últimos años una aproximación teórica más detallada de la influencia de la presencia de fracturas en una roca en la propagación de las ondas elásticas. Ju et al. (2007), por ejemplo, analizan los coeficientes de transmisión y reflexión de las ondas al incidir en fracturas, considerando superficies con diferentes rugosidades. Para ello obtienen la dimensión fractal de diferentes superficies y modelizan la interacción de la onda en cada una de ellas. Los resultados muestran que existe una relación directa entre la atenuación de la onda transmitida y la rugosidad de la superficie.

Por otra parte, Zhao et al. (2008) recurren a programas informáticos (*UDEC: Universal Distinct Element Code*) para interpretar la velocidad de propagación de las ondas a través de macizos intensamente fracturados.

Además del estudio de los procesos de fisuración en rocas, también son abundantes los trabajos en los que se analiza la influencia del tamaño de cristal y la porosidad en la propagación de las ondas ultrasónicas.

Eberhardt et al. (1999) estudian mediante ultrasonidos el tamaño de cristal de diferentes rocas cristalinas (granitos y granodioritas) con el fin de evaluar su influencia en la resistencia a compresión de las muestras. La relación encontrada muestra una tendencia a disminuir la velocidad de propagación al aumentar el tamaño de cristal.

Sin embargo, no todos los trabajos concuerdan con esta tendencia general. En las conclusiones de Sarpün et al. (2005) se obtiene una ecuación con la que determinar el tamaño de cristal de diferentes mármoles a partir de velocidad de propagación. Esta ecuación muestra una relación directa entre ambas variables, siendo mayor la velocidad de propagación cuanto mayor es el tamaño de cristal en la muestra.

La relación entre el tamaño de cristal de un material y la propagación de una onda elástica también ha sido abordada por Thompson et al. (2007), pero en este caso desde un punto de vista diferente. El análisis se ha centrado en conocer la dispersión energética que las superficies intercristalinas generan en la onda ultrasónica, concluyendo que un aumento en el tamaño de cristal implica una mayor dispersión de la onda.

Por otra parte, en Vergara et al. (2001) la técnica de ultrasonidos se emplea para la caracterización de la porosidad en morteros, con el fin último de estimar su durabilidad. La influencia de la porosidad en la propagación ultrasónica se ha abordado desde tres aspectos diferentes: la velocidad de propagación de la onda, el ruido estructural generado y su atenuación.

Benson et al. (2005) evalúan la influencia del sistema poroso y la anisotropía de diferentes areniscas mediante la velocidad de propagación de las ondas ultrasónicas, y comparan los resultados con otra técnica: susceptibilidad magnética. Se concluye que la velocidad de propagación

es una herramienta muy eficaz para determinar tanto la porosidad de las rocas como su anisotropía.

Machek et al. (2007) estudian las características de la fábrica de diversas muestras de eclogita apoyándose en las medidas de la velocidad de propagación de los ultrasonidos. Esta relación se establece a partir de la influencia que la microporosidad y las microfracturas poseen en dicha velocidad, por lo que su valor en las diferentes direcciones del espacio permite deducir las direcciones preferenciales de las fisuras y los cristales.

Assefa et al. (2003) realizan un detallado estudio de la influencia de la porosidad en la velocidad de propagación de las ondas P y S en calizas. Para ello seleccionan un número elevado de muestras en el que la porosidad varía notablemente, concluyendo que el incremento de la porosidad en las rocas implica descensos tanto en v_p como en v_s , pero dicho descenso es aproximadamente el doble de rápido en v_p que en v_s . Además, prestan una especial atención a la influencia de la humedad en el sistema poroso de las rocas, y evalúan su repercusión en la velocidad de propagación de las ondas. Comparan los resultados obtenidos con los teóricamente esperados según diversas teorías (Biot-Gassmann y Raymer).

La sensibilidad demostrada de los ultrasonidos frente a la fábrica de la roca y la aparición de fisuras da lugar a dos aplicaciones inmediatas de la técnica: determinación de la resistencia mecánica de las rocas, y de su grado de alteración.

Allison (1990) destaca la mejor estimación de la resistencia a compresión obtenida mediante ultrasonidos que a partir de las medidas realizadas con esclerómetro "*which is currently the most widely used geomorphological field technique for determining rock strength*". Allison aplica la técnica para determinar la resistencia mecánica de unas calizas Devónicas del Oeste de Australia, empleando para la estimación mecánica la velocidad de propagación de las ondas P.

Çobanoglu y Çelik (2008) comparan también la aproximación que ofrecen diferentes técnicas no destructivas a la resistencia a compresión. En este caso, además de la velocidad de propagación de las ondas P, se evalúa el martillo de Schmidt (esclerómetro) y la resistencia en carga puntual (*Point Load strength index*). Las muestras ensayadas corresponden a calizas, areniscas y diferentes morteros. Los resultados de este estudio muestran una dispersión ligeramente mayor en la estimación realizada por los ultrasonidos que en la obtenida mediante las otras dos técnicas.

Sharma y Singh (2008) obtienen tres correlaciones empíricas con las que poder aproximar de forma no destructiva diferentes propiedades mecánicas de las rocas. Los materiales estudiados son areniscas, basaltos, filitas, esquistos y carbones, y mediante v_p se estima su resistencia a compresión, su resistencia al impacto (*Impact strength index*) y su resistencia al desgaste mediante el *slake durability test*. El

objetivo de la obtención de estas ecuaciones es obtener *"a good estimation of geotechnical properties, which in many cases can avoid time-consuming and tedious test methods"*.

Monteiro y King (1988), Gundtoft y Borum (1990) e Ismail et al. (1996) aplican la técnica de ultrasonidos a morteros, materiales cerámicos y hormigón, respectivamente. Los resultados muestran la eficacia de esta técnica también en este tipo de materiales. Monteiro y King, así como Gundtoft y Forum, estiman la resistencia a compresión de las muestras a partir de la velocidad de propagación de las ondas ultrasónicas. Sin embargo, Ismail et al. obtiene una carta con la que predecir la resistencia a compresión de las probetas de hormigón en función de la velocidad registrada y la proporción entre la amplitud de la onda P y S.

Como se ha comentado anteriormente, los ultrasonidos también son aplicados frecuentemente para la evaluación no destructiva del grado de alteración de las rocas. En este sentido, Winkler (1997) puntualiza que el problema observado en esta aplicación, en la mayoría de ocasiones estriba en que *"[ultrasound testing] should also be made of a quarry-fresh sample of the stone for comparison with the weathered stone"*. Este requerimiento puede conllevar diferentes complicaciones, en particular cuando se desconoce la cantera de extracción del material (cantería histórica), o no se dispone de material inalterado (imposibilidad de acceder a la zona de extracción, o desaparición de ésta), etc.

Sin embargo, los ultrasonidos resultan especialmente útiles cuando se comparan diferentes grados de alteración, o bien se estudia la evolución de la fábrica durante ensayos de envejecimiento.

Binda y Baronio (1984) analizan la idoneidad de diferentes materiales de sustitución en el patrimonio arquitectónico mediante la simulación de las condiciones reales en laboratorio. La evolución de la fábrica de cada muestra se determina comparando la velocidad de propagación de las ondas antes y después del ensayo.

En Sebastián et al. (1999) la técnica de ultrasonidos es aplicada con el fin de asesorar la efectividad de diversos productos aplicados sobre una biocalcarenita para mejorar su durabilidad. Diversas muestras con aplicación de diferentes productos, se sometieron a ensayos de envejecimiento en laboratorio. En este caso, la velocidad de propagación de las ondas P contribuyó a determinar la eficacia de cada producto.

Malaga-Starzec et al. (2006) y Yavuz y Topal (2007) emplean de forma similar la técnica ultrasónica, analizando la evolución de la velocidad de propagación de las ondas P a lo largo de los ensayos de choque térmico. En ambos casos las rocas estudiadas corresponden a diferentes mármoles calcíticos y dolomíticos. Los resultados finales muestran una intensa degradación de los mármoles calcíticos, con descensos en v_p del orden del 65% de la velocidad inicial.

Por lo tanto, en rasgos generales, se reconocen tres aplicaciones en las que los ultrasonidos aportan interesantes resultados:

- Evaluar diferentes aspectos de la fábrica de los materiales (tamaño de cristal, porosidad, presencia de fisuras, etc.).
- Estimar el grado de degradación.
- Determinar la calidad mecánica de los materiales como una función de la velocidad de propagación de las ondas.

Sin embargo, la aplicación de ultrasonidos en materiales pétreos posee algunos inconvenientes.

Winkler (1997) aborda el empleo de la técnica de ultrasonidos con cierto escepticismo, ya que si bien reconoce su eficiencia, rapidez y su carácter no destructivo, expresa ciertas dudas acerca de su uso en rocas con una fábrica muy heterogénea, ya que genera múltiples procesos de dispersión en la onda que dificultan la lectura de la señal recibida:

"Comercial instruments have been in use for decades to generate such pulses as flaw detectors in order to test the soundness of concrete pillars and walls for cracks. The complexity and heterogeneity of stone fabrics, however, has complicated and often confused transmitted wave images. Bundled waves are easy to apply to fine-grained and homogeneous steel, but are almost impossible to obtain in stone with multiple dispersing grain surfaces.

[...]

Ultrasound testing appears to be a very efficient, quick, and non destructive tool for stone evaluation. The unlimited heterogeneity of stone fabrics, however, has created many problems of interpretation." (Winkler, 1997).

En Schön (1996) se muestra una recopilación de correlaciones publicadas en trabajos previos al suyo, en las que se predice la resistencia a compresión simple de diversos tipos de rocas a partir de la velocidad de propagación de las ondas ultrasónicas (figura 1-1).

En esta figura (figura 1-1) se aprecia la elevada dispersión que existe entre las ecuaciones que predicen la resistencia mecánica de las rocas a partir de la velocidad de propagación. Estas ecuaciones muestran tendencias diferentes en función de la litología considerada, pero además, existe mucha diferencia incluso entre las curvas definidas para un mismo tipo de roca (las curvas B y E de la figura 1-1 están definidas para calizas).

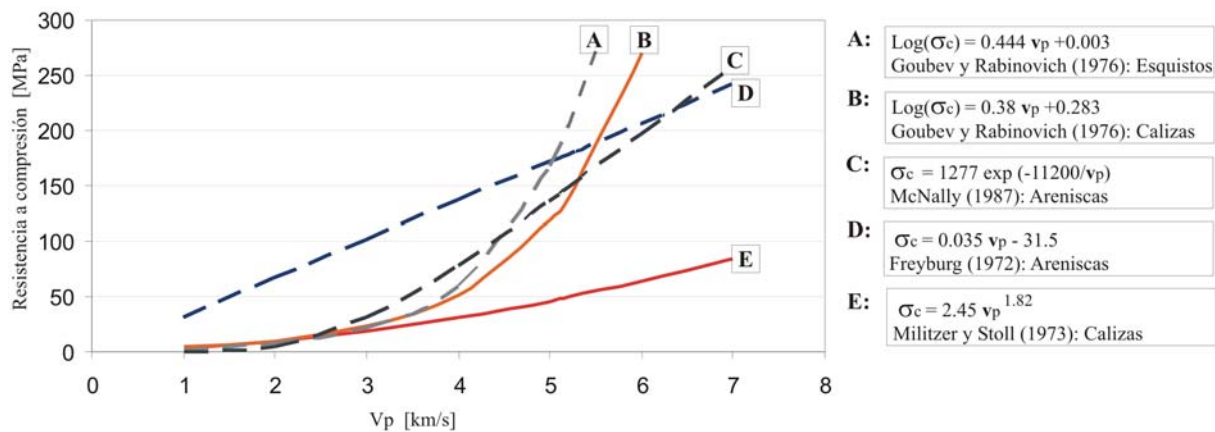


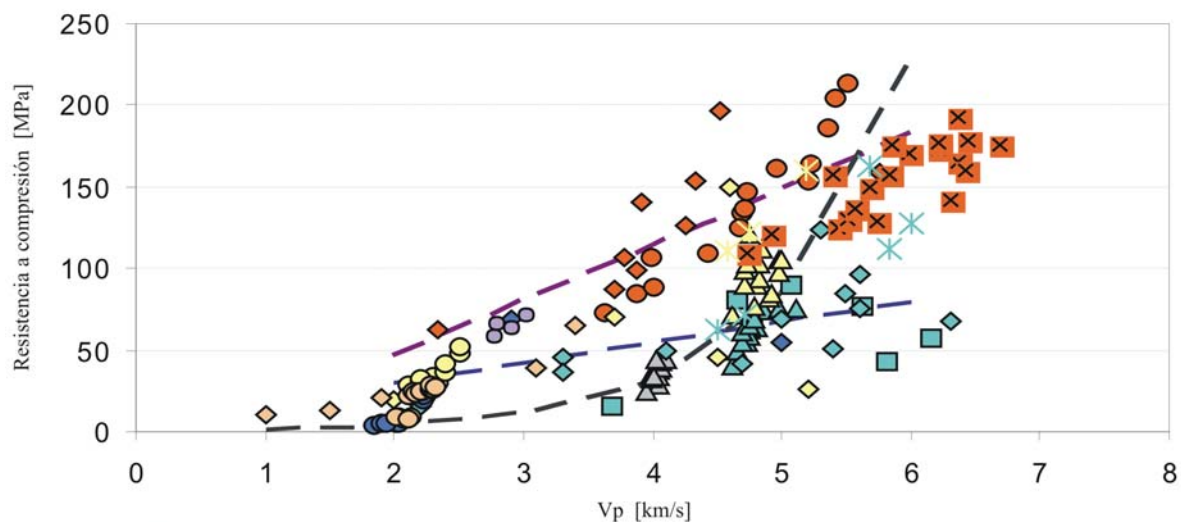
Figura 1-1. Recopilación de correlaciones, mostrada en Schön (1996), entre la resistencia a compresión simple y la velocidad de propagación de las ondas ultrasónicas en diversos tipos de rocas.

Estas importantes diferencias vienen justificadas por las afirmaciones extraídas de Winkler (1997), en las que la elevada dispersión se asocia a la presencia de heterogeneidades en las rocas (fisuras, porosidad, etc.). Estas discontinuidades causan una respuesta diferente en la velocidad de propagación de las ondas y en la resistencia a compresión de las rocas, por lo que las correlaciones obtenidas en un grupo determinado de rocas no pueden aplicarse en aquellas con un grado diferente de heterogeneidad. En palabras de Schön:

"Properties like porosity, bonding type, water content and others have an influence on elastic wave velocities and on strength properties. Correlations between wave velocities and strength properties are based on this fact. [...] the complexity of influences and dependencies, as well as the fundamental difference between the two physical properties are the cause of a broad data scatter and a high uncertainty in derived relationships." (Schön, 1996).

Para esta Tesis se ha realizado una recopilación de correlaciones empíricas definidas en trabajos más recientes (a partir de 1996, continuando la recopilación realizada por Schön). Se han seleccionado todos aquellos estudios en los que se mostraban datos de v_p asociados a valores de resistencia a compresión, así como aquellos en los que se definían ecuaciones predictivas (figura 1-2).

En esta figura (figura 1-2) se obtienen las mismas conclusiones que las obtenidas a partir de la figura 1-1: elevada dispersión de correlaciones entre diversas litologías e incluso entre diferentes trabajos desarrollados sobre un mismo tipo de roca.



Sousa et al., 2005

◆ Granito

Basu et al., 2008

● Granito

Tugrul y Zarif, 1999

⊠ Granito

Çobanoğlu y Çelik, 2008

△ Arenisca ▲ Carbonatos (calizas) ▲ Hormigón

Kahraman, En Prensa.

■ Carbonatos
(brecha dolomítico-calcítica)

Kahraman, 2001.

◇ Arenisca ◆ Carbonatos (calizas y dolomías) ◆ Rocas metamórficas ◆ Otras rocas sedimentarias

Kiliç y Teymen, 2008.

✱ Arenisca ✱ Carbonatos (calizas y travertinos)

Sharma y Singh, 2008.

● Arenisca ● Rocas metamórficas ● Otras rocas sedimentarias ● Otras rocas ígneas

— — — — — Tendencia definida en Goktan, 1988.

— — — — — Tendencia definida en Kahraman, 2001.

— — — — — Tendencia definida en Solís-Carcaño y Moreno, 2008.

Figura 1-2. Recopilación de correlaciones entre la resistencia a compresión simple y la velocidad de propagación de las ondas ultrasónicas en diversos tipos de rocas (trabajos a partir de 1999).

La figura 1-3 se ha elaborado extrayendo de la figura anterior únicamente los datos relativos a aquellas rocas con la misma mineralogía que las rocas estudiadas en esta Tesis (rocas carbonáticas: calizas, dolomías, brechas dolomítico-calcíticas y travertinos). Esta figura constituye el *background* del empleo de v_p como estimador de la resistencia mecánica sobre el que se desarrollan los objetivos de esta Tesis.

Según estos datos, con las correlaciones existentes hasta el momento en bibliografía, a una roca carbonática con una velocidad de propagación (ondas P) de 5.5 km/s se le estima una resistencia mecánica que oscila entre 20 y 160 MPa. Evidentemente, es una desviación demasiado elevada.

Como ya se ha mencionado anteriormente, este amplio rango de dispersión se asocia a la presencia de discontinuidades en las rocas (poros, cavidades, fisuras, estilolitos, etc.). Por lo tanto, es de suponer que durante la degradación de rocas carbonáticas, la cual irá acompañada de un incremento del número de discontinuidades y heterogeneidades, la resistencia a compresión disminuya y su estimación mediante las ecuaciones anteriores no sea efectiva.

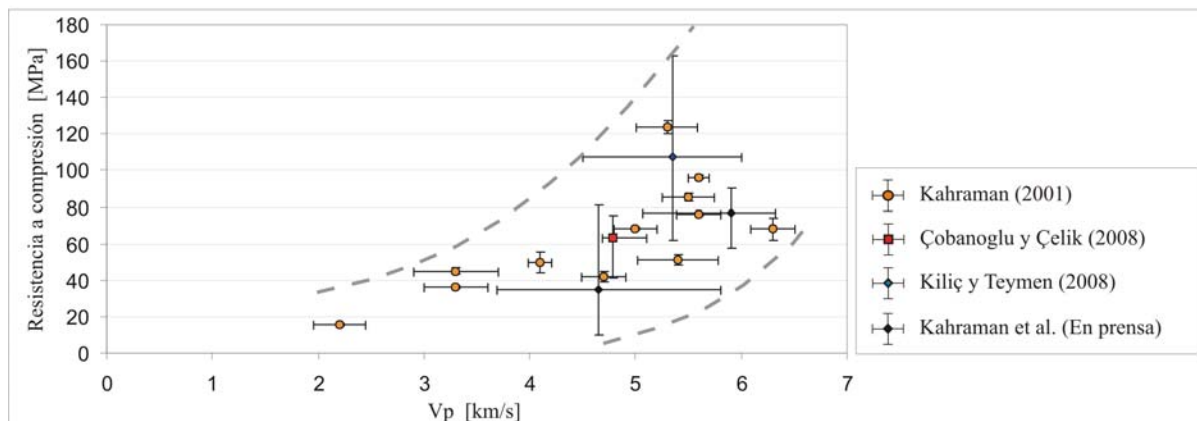


Figura 1-3. Recopilación de correlaciones entre la resistencia a compresión simple y la velocidad de propagación de las ondas ultrasónicas en rocas carbonáticas (trabajos a partir de 2001).

En esta Tesis se han seleccionado nueve variedades diferentes de rocas carbonáticas, incluyendo calizas, dolomías y mármoles (tanto calcíticos como dolomíticos). Cada una de las variedades posee un grado diferente de heterogeneidad, variando desde aquella homogénea hasta rocas con características brechoides. Esta cuidadosa selección va a permitir extraer conclusiones acerca de la influencia de las discontinuidades tanto en la propagación de ultrasonidos como en la resistencia a compresión.

Por otra parte, dada la significativa influencia que la degradación de los materiales posee tanto sobre los ultrasonidos como sobre las propiedades mecánicas, va a ser necesario estudiar dicha influencia en las nueve variedades seleccionadas.

Es abundante la bibliografía existente en torno a las causas y efectos de la degradación en rocas carbonáticas. De las conclusiones de estos trabajos se desprende la baja durabilidad, especialmente de las texturas calcíticas, frente a determinados agentes externos.

Los factores externos estimados como más agresivos en rocas carbonáticas son tres (excluyendo el biodeterioro): variaciones pronunciadas de temperatura, la alteración química asociada a soluciones tanto ácidas como básicas y los procesos de cristalización de sales y hielo.

"Among the many possible causes of marble decay, an important role is played by temperature changes, hence the term "marmo cotto" (i.e. "backed marble") used for centuries by quarrymen in Carrara to denote any marble presenting poor mechanical properties. This same term was introduced into the scientific literature by Lord Rayleigh, who was able to reproduce the various stages of degradation by heating marble repeatedly in an oven" (Royer-Carfagni, 1999a).

La degradación de aplacados de mármol, debido a oscilaciones térmicas, es un problema observado en numerosos edificios de todo el mundo. Los casos más singulares los constituyen el *Finlandia Hall* en Helsinki, el *Grand Arche de la Defense* en París, el *Lincoln Memorial* en Washington D.C. o el *Amoco Corporation Building* de Chicago (Logan, 2006).

Por ello, numerosos trabajos están dedicados al estudio de las consecuencias del choque térmico en rocas carbonáticas (la inmensa mayoría en mármoles calcíticos): Royer-Carfagni, 1999a y 1999b; Siegesmund et al., 2000; Ferrero y Marini, 2001; Weiss et al., 2002a; Weiss et al., 2003; Koch y Siegesmund, 2004; Weiss et al., 2004; Bellopede et al., 2006; Rodríguez-Gordillo y Sáez-Pérez, 2006; Yavuz y Topal, 2007; Siegesmund et al., 2008.

Por otra parte, la degradación química de estas rocas también posee una importancia destacable: *"Chemical mechanisms have received much attention in recent years with a special emphasis on the effects of acid rain or biofilms. It has been shown that the initial reaction of calcite surfaces to incident rainfall produces clear morphological alterations even within a short term of exposure. These superficial phenomena are occasionally also of penetrative nature"* (Siegesmund et al., 2000)

Los procesos de disolución de texturas calcíticas y dolomíticas se han estudiado considerando tanto pH ácidos (asociados a lluvia ácida) como pH básicos (asociado a la presencia de soluciones salinas) (Liang y Baer, 1997; Jordan y Rammensee, 1998; Jordan et al., 2001; Orkoula y

Koutsoukos, 2001; Arvidson et al., 2003; Liu et al., 2005; Thornbush y Viles, 2007; Li et al., 2008).

Pero la presencia de una solución salina en el sistema poroso de una roca no solo ocasiona degradación química, sino que presenta un riesgo potencial de degradación física por la cristalización de sales. Este es uno de los procesos de alteración más estudiados en bibliografía, especialmente en los últimos años (Rodríguez-Navarro y Doehne, 1999; Scherer, 1999; Benavente, 2003; Benavente et al., 2006b; Houck y Scherer, 2006; Stefanidou y Papayianni, 2006; Valenza y Scherer, 2006; Wedekind y Ruedrich, 2006; Benavente et al., 2007a; Benavente et al., 2007b; Benchiarin et al., 2007; Colombo et al., 2007; Yavuz y Topal, 2007).

Prácticamente la totalidad de los trabajos sobre degradación por haloclastia se centran en rocas con una elevada porosidad. Sin embargo, considerando las rocas seleccionadas en esta Tesis (baja porosidad y presencia de discontinuidades tipo fisura), es necesario analizar los efectos que puede tener la cristalización de sales en el interior de fisuras, vénulas y/o estilolitos, así como las consecuencias del efecto combinado entre la alteración química de las texturas (que provoca un aumento de la porosidad y modificación de las características del sistema poroso) y la cristalización de sales en su interior.

1.2. Objetivos

El objetivo principal de esta Tesis es:

1. Obtener estimadores a partir de una metodología no destructiva (ultrasonidos), que permitan determinar las propiedades mecánicas de rocas carbonáticas con baja porosidad (calizas, dolomías y mármoles).

Los requisitos exigidos a estos estimadores son:

- **Precisión en la estimación de las propiedades mecánicas.** Las ecuaciones predictivas actualmente existentes en bibliografía (y mostradas en *Antecedentes*) ofrecen un dato de resistencia a compresión acompañado con un amplio rango de desviación.
- **Validez en rocas con diferentes grados de heterogeneidad.** La dispersión observada en las ecuaciones predictivas existentes hasta la fecha se asocia a la frecuente presencia de discontinuidades, las cuales afectan de forma diferente a la velocidad de propagación de los ultrasonidos y a la resistencia a compresión. Sin embargo, incluso en las rocas más homogéneas, los procesos de degradación producen un incremento del número de discontinuidades presentes. Consecuentemente, resulta necesario definir un estimador que sea capaz de determinar las propiedades mecánicas incluso en rocas alteradas.

Para cumplir con el primer requisito (**precisión**) resulta necesario conocer con exactitud la influencia que los diferentes aspectos de la fábrica de las rocas ejerce sobre la propagación de las ondas ultrasónicas, así como sobre sus propiedades mecánicas (esto va a dar lugar a los objetivos 3 y 4 de esta Tesis). Únicamente de esta forma se puede alcanzar una mayor aplicación de los ultrasonidos en esta finalidad.

La cuidada selección de los materiales estudiados en esta Tesis se ha realizado con la finalidad de resolver el segundo requisito (**validez en rocas heterogéneas**). Se han escogido nueve variedades de rocas carbonáticas: calizas, dolomías y mármoles (tanto calcíticos como dolomíticos). Estos nueve tipos recogen un amplio abanico de heterogeneidad: desde calizas muy homogéneas, hasta mármoles con un bandeo metamórfico marcado o dolomías con texturas brechoides.

Además, se ha perseguido que los estimadores ultrasónicos obtenidos sean válidos no solo en el estado inalterado de los materiales, sino también con diferentes grados de alteración. Por ello, y de acuerdo con

los procesos de degradación que en bibliografía se consideran más importantes para estas rocas (ver *Antecedentes*), se han diseñado dos ensayos diferentes de alteración: *Ensayo de cristalización de sales* y *Ensayo de choque térmico*.

Por otra parte, los trabajos realizados hasta la fecha se centran en el empleo del parámetro v_p (velocidad de propagación de las ondas P) como estimador de la resistencia a compresión de las rocas. Los resultados obtenidos en ellos resultan poco satisfactorios, como ya se ha comentado anteriormente. Por ello, resulta necesario realizar un análisis más profundo de la transmisión de los ultrasonidos mediante el *tratamiento digital de la señal ultrasónica*. De esta forma se espera encontrar nuevos parámetros con los que obtener mejores estimaciones mecánicas, o bien mejorar las existentes.

En esta Tesis, el estudio de las propiedades mecánicas de las rocas no solamente se ha centrado en la resistencia a compresión. El comportamiento mecánico de las rocas se considera que queda totalmente definido a partir de dos aspectos diferentes: la resistencia mecánica y el comportamiento elástico (rigidez). Por lo tanto, se establece como un objetivo importante en esta Tesis *analizar la estimación no destructiva del módulo de Young en los materiales estudiados, así como evaluar su evolución durante la degradación de las rocas*.

Anteriormente se ha apuntado que la obtención de buenos estimadores ultrasónicos de las propiedades mecánicas de las rocas requiere un conocimiento preciso de la influencia de la fábrica en la propagación de los ultrasonidos así como en las propiedades mecánicas. Éstos van a constituir los siguientes objetivos de esta Tesis:

2. Caracterizar detalladamente la degradación de las rocas seleccionadas durante los ensayos de cristalización de sales y choque térmico.

La evolución de las diferentes texturas calcíticas y dolomíticas se realiza tanto a escala microscópica como mesoscópica. Se ha prestado especial atención a la aparición de fisuras y microfisuras durante los ensayos de choque térmico, a la alteración química (disolución) de los cristales calcíticos y dolomíticos, así como a los efectos de la cristalización de sales en el sistema poroso (tanto en porosidad primaria como secundaria).

3. Obtener un conocimiento preciso de la influencia de la fábrica de las rocas seleccionadas en la propagación de las ondas ultrasónicas.

Se ha estudiado la influencia de la fábrica tanto en la velocidad de propagación de las ondas (tanto P como S), así como en la transmisión de su energía (mediante el tratamiento digital de la señal recibida). Es

importante analizar también la respuesta de los ultrasonidos (tanto en su velocidad como en su energía) ante la modificación de la fábrica inicial de las rocas por su alteración.

4. Conocer con precisión la influencia que ejerce la fábrica de las rocas seleccionadas en sus propiedades mecánicas.

Es necesario evaluar la importancia que ejercen en la resistencia mecánica o en el módulo elástico, variables como el tamaño de cristal, la mineralogía, la porosidad, la geometría de los poros, y especialmente la presencia de fisuras a mesoescala. A su vez, se requiere comprobar que la modificación de estas variables durante la degradación de las rocas genera los cambios esperados en las propiedades mecánicas (acordes con los resultados obtenidos en el estado inalterado).

1.3. Estructura del trabajo

El presente trabajo se ha estructurado de una forma sintética, abordando en primer lugar los objetivos parciales, sobre cuyas conclusiones se inicia la consecución del objetivo general planteado en esta Tesis.

Siguiendo este criterio, se han planteado nueve capítulos:

Los **capítulos 2 y 3** corresponden a la presentación del marco en el que transcurre la investigación: *capítulo 2*: metodología y técnicas empleadas; y *capítulo 3*: rocas estudiadas (caracterización petrográfica).

Los **capítulos 4, 5 y 6** constituyen la presentación de los resultados obtenidos para los objetivos 2, 3 y 4 (respectivamente): conocer la forma en que se alteran los materiales, tanto a escala microscópica como mesoscópica (*capítulo 4*); conocer los parámetros petrográficos más determinantes en la propagación de los ultrasonidos y justificar en base a ellos la respuesta ultrasónica frente a la degradación de las rocas (*capítulo 5*); y por último, conocer los parámetros petrográficos más influyentes en la resistencia a compresión y aplicarlos al estudio de la evolución mecánica de las rocas durante su degradación (*capítulo 6*).

Dada la relevancia de estos capítulos y la elevada cantidad de información abarcada, su contenido se ha estructurado como si de un estudio aislado se tratase, presentando los siguientes apartados: antecedentes y objetivos concretos de dicho capítulo; metodología específica seguida; resultados obtenidos; discusión de los mismos; y breve presentación esquemática de las conclusiones más relevantes, destacando aquellas sobre las que se apoya el capítulo 7.

En el **capítulo 7** se aborda el objetivo general de la Tesis. En él se muestran los estimadores de la respuesta mecánica de las rocas en estado inalterado y durante su alteración.

Finalmente, en el **capítulo 8**, se muestran las conclusiones generales más relevantes de este trabajo.



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante



CAPÍTULO 2

**PLAN DE TRABAJO Y
TÉCNICAS EMPLEADAS**

CAPÍTULO 2

PLAN DE TRABAJO Y TÉCNICAS EMPLEADAS

2.1. Plan de trabajo

El procedimiento experimental de esta Tesis se ha diseñado en función de los objetivos establecidos inicialmente, de forma que los resultados y conclusiones obtenidas permitan responder las incógnitas planteadas.

El objetivo principal es estimar de una forma no destructiva la calidad mecánica de las rocas carbonáticas con baja porosidad. Se requiere que los estimadores obtenidos sean validos tanto para caracterizar rocas inalteradas, como con un elevado grado de degradación, ya que éstas son las que, en situaciones reales, son más susceptibles de ofrecer problemas.

Para alcanzar este objetivo general, se han establecido unos ensayos de alteración y se ha estudiado tanto la influencia de la fábrica de las rocas en la propagación de los ultrasonidos y en las propiedades mecánicas, como la forma de alteración de las rocas, y su repercusión en la calidad mecánica.

De esta forma, el plan de trabajo se establece a dos escalas (figura 2-1):

- estudio microscópico, en el que se analiza la fábrica de los diferentes componentes texturales de las rocas (y su forma de alteración), con el fin de establecer su influencia en las propiedades petrofísicas;
- estudio mesoscópico: en el que se determina las propiedades ultrasónicas y mecánicas de las probetas tanto en su estado inalterado como a lo largo de los ensayos de degradación.

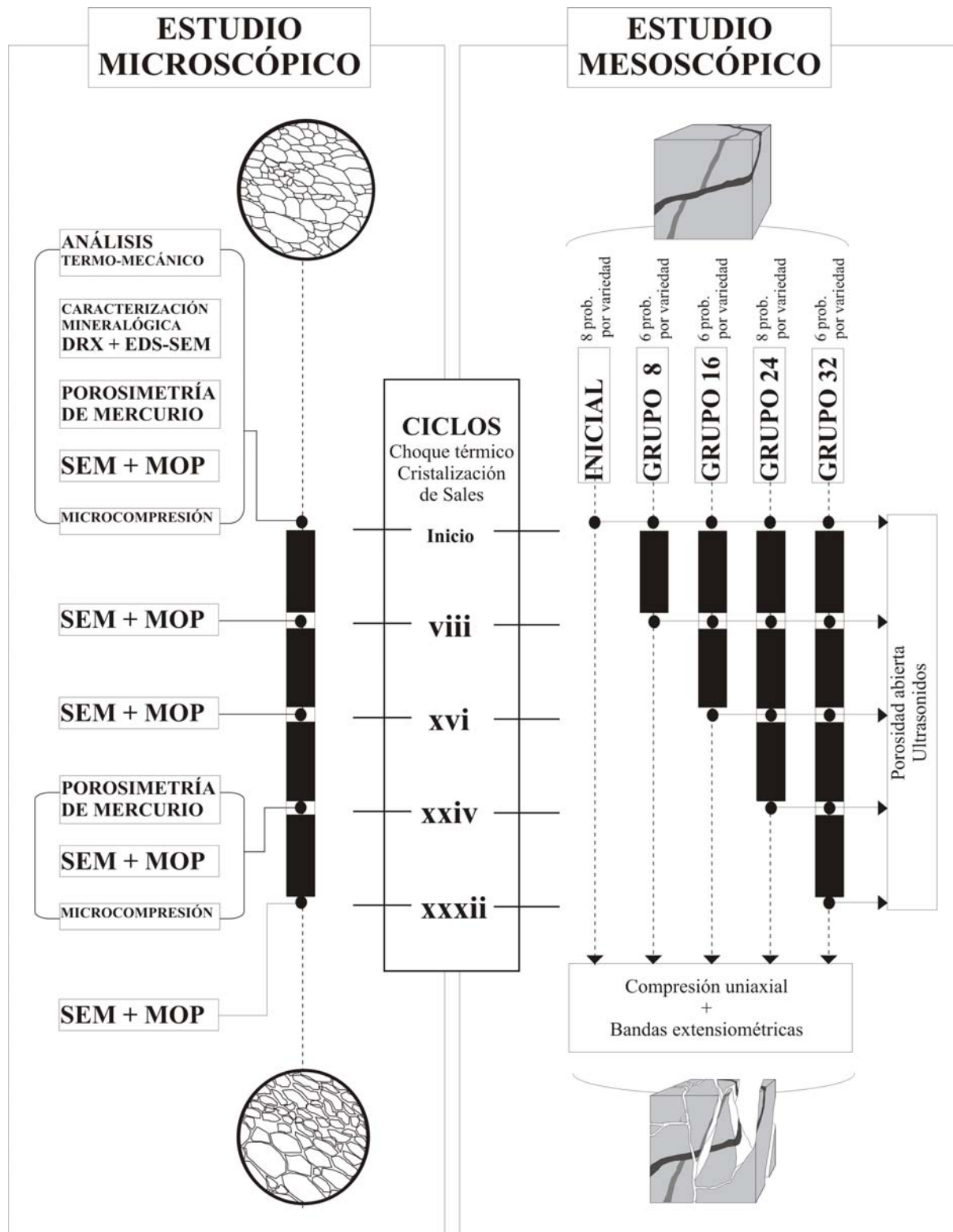


Figura 2-1. Esquema del plan de trabajo.

2.1.1. Estudio Mesoscópico.

Para llevar a cabo el estudio mesoscópico se han obtenido treinta y cuatro probetas de cada variedad de carbonato con baja porosidad estudiada en esta Tesis (nueve variedades). Las dimensiones de las probetas son 5x5x5 cm, de acuerdo con lo establecido en la norma de resistencia a compresión (UNE-EN 1926, 1999).

Todas estas muestras se han agrupado en cinco grupos y cada grupo se ha sometido a un número diferente de ciclos de alteración (figura 2-1). El primer grupo no se ha sometido a ningún ciclo y los resultados obtenidos corresponden a las características inalteradas de las rocas. El segundo grupo se ha sometido a 8 ciclos, el tercero a 16, el cuarto a 24 y el quinto a 32.

Ensayos de degradación

Los ensayos de alteración se han centrado en el proceso de cristalización de sales en los poros y fisuras de las rocas carbonáticas con baja porosidad y en la degradación por choque térmico de estas rocas. Los ensayos establecidos en esta Tesis se apoyan en las normas UNE-EN 14066 (2003) (choque térmico) y UNE-EN 12370 (1999) (cristalización de sales) pero se han modificado con el fin de hacerlos más eficaces y acelerar el proceso de degradación.

Los ciclos del ensayo de cristalización de sales constan de los siguientes pasos:

- Las probetas, secadas en estufa a 60°C durante 48 horas se introducen en un recipiente de vacío con disolución de sulfato sódico al 31.7% y cuyo pH es 8.44. Se hace vacío y se mantienen las probetas sumergidas durante 24 horas con una presión inferior a 30 mbar.
- Transcurridas 24 horas se introducen en la cámara climática a 5 °C y 90% RH durante 10 horas.
- Finalmente, se introducen en la estufa durante 14 horas a 105 °C. Una vez finalizado este periodo de tiempo se vuelven a introducir en la disolución de sulfato sódico dentro del recipiente de vacío, sin esperar a su equilibrio térmico con la temperatura ambiente.

Los ciclos del ensayo de choque térmico son paralelos a los de cristalización de sales, sustituyendo la disolución de sulfato sódico por agua destilada:

- Inicialmente se secan las probetas en estufa a 60 °C durante 48 horas y se introducen en un recipiente de vacío con agua

destilada. Se hace vacío hasta alcanzar una presión inferior a 30 mbar, y se mantiene durante 24 horas.

- Se introducen durante 10 horas en la cámara climática a 5 °C y 90% RH.
- Se introducen en la estufa durante 14 horas a 105 °C. Finalizado este periodo de tiempo se sumergen en el agua destilada y se hace vacío, sin esperar a su equilibrio térmico con la temperatura ambiental.

Las modificaciones realizadas sobre los ensayos normalizados aportan: a) una mayor efectividad del choque térmico; y b) más agresividad en el proceso de cristalización de sales:

- La mayor efectividad del choque térmico se logra mediante la saturación en vacío de las probetas y la introducción de las rocas en la disolución directamente desde la estufa, sin esperar al equilibrio térmico.

Al sumergir las probetas en agua/disolución y realizar el vacío, el líquido penetra más rápidamente en el interior del sistema poroso. El líquido actúa como refrigerante y al introducirse rápidamente enfría casi simultáneamente el interior y el exterior. De esta forma se evita un gradiente térmico en la probeta, y se palia el hecho de que el exterior sufra un choque más intenso que el interior.

- La agresividad del ensayo de cristalización de sales es mayor en los ciclos diseñados en esta Tesis. Esto se debe a que el enfriamiento de las probetas en la cámara climática (con su sistema poroso saturado en disolución de sulfato sódico) provoca la cristalización de mirabilita. En la figura 2-2 se muestra el diagrama de fases de la mirabilita-thenardita donde se ve que en la cámara climática cristaliza mirabilita, transformándose estos cristales en thenardita en la estufa. Por otra parte, en la figura 2-3 se muestra la diferencia de presión de cristalización de la thenardita y la mirabilita, observándose que la segunda es mucho mayor que la primera (Benavente et al., En Prensa).

Por otra parte, el paralelismo entre los ensayos de cristalización de sales y choque térmico permite establecer qué formas de alteración corresponden a choque térmico y cuáles a cristalización de sales. Esto resulta de gran interés, ya que en el ensayo de cristalización de sales se produce tanto degradación asociada a la propia cristalización de sales como a choque térmico. Sin embargo, al realizar ambos ensayos, podemos discernir entre los efectos propios de uno y los de otro.

Estudio ultrasónico y porosidad abierta

Cada ocho ciclos, hasta el número final de ciclos de cada grupo, se ha detenido el ensayo. Las probetas ensayadas en cristalización de sales se han lavado exhaustivamente, saturándolas con agua destilada durante 72 horas, renovando el agua frecuentemente (aproximadamente cada 12 horas). Una vez eliminadas las sales del interior de la probeta, se han secado en estufa (tanto las probetas de cristalización de sales como las de choque térmico) a 105 °C durante 24 horas y se han enfriado hasta temperatura ambiente.

Una vez preparadas las probetas, se ha determinado en cada una de ellas:

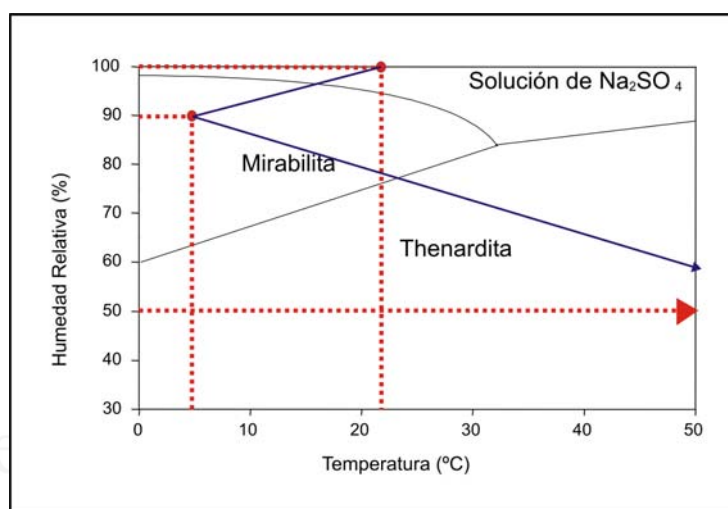


Figura 2-2. Diagrama de fases del sistema Mirabilita-Thenardita. Los círculos muestran las condiciones establecidas en los ensayos de cristalización de sales. La flecha indica la evolución de las sales en el sistema poroso.

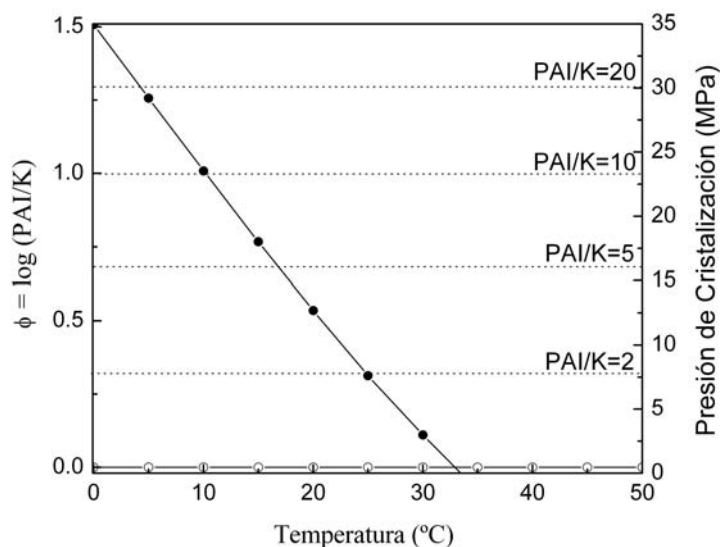


Figura 2-3. Presión de cristalización de la thenardita (círculos huecos) y la mirabilita (círculos negros). Φ : índice de saturación; PAI: producto de actividad iónica; y K: constante de equilibrio.

- La propagación ultrasonidos en las tres direcciones de cada probeta (ver metodología específica en el apartado 2.6.1).
- La porosidad abierta según la norma UNE-EN 1936 (1999). El procedimiento establecido en esta norma es:
 - Pesar cada probeta (m_d);
 - Colocar las probetas en un recipiente de vacío y disminuir gradualmente la presión hasta 20 mbar (± 7 mbar);
 - Mantener esta presión durante 24 horas para eliminar el aire contenido en los poros abiertos de las probetas;
 - Introducir lentamente agua desmineralizada a 20 °C (± 5 °C) en el recipiente de vacío;
 - Mantener la presión de 20 mbar (± 7 mbar) durante la introducción del agua y las 24 horas siguientes;
 - Después de este tiempo, restablecer la presión atmosférica en el recipiente de presión y dejar las probetas sumergidas otras 24 horas a presión atmosférica;
 - A continuación y para cada probeta:
 - pesar la probeta bajo el agua y anotar la masa (m_h)
 - secar rápidamente la probeta con un trapo húmedo y determinar la masa m_s de la probeta saturada con agua.

La porosidad abierta se calcula por medio de la relación (en porcentaje) entre el volumen de los poros abiertos y el volumen aparente de la probeta, con la ecuación:

$$p_o = \frac{m_s - m_d}{m_s - m_h} \cdot 100 \quad (\text{Ec. 2-1})$$

La porosidad abierta y la propagación ultrasónica también se han determinado previamente al comienzo de los ensayos de alteración, así como una vez alcanzado el último ciclo de cada grupo (figura 2-1).

Estudio de las propiedades mecánicas

El último ensayo realizado con las probetas de cada grupo (desde las inalteradas hasta las sometidas a 32 ciclos de choque térmico o cristalización de sales) es la resistencia a compresión simple.

El ensayo se ha realizado según la norma UNE-EN 1926 (1999) y el procedimiento viene detallado en el apartado 2.6.2. Además, en este ensayo también se han aplicado bandas extensiométricas para obtener la información correspondiente a la deformación de las probetas (ver apartado 2.6.3). Sin embargo, dado el alto coste del ensayo de extensimetría y la laboriosidad del pegado de las bandas, únicamente se han aplicado en los ensayos de las probetas inalteradas y en las correspondientes a uno de los grupos de más avanzada degradación.

Puesto que cada material posee una durabilidad diferente, se ha buscado ensayar con extensimetría probetas de igual grado de alteración. Por lo tanto se ha determinado que:

- Las probetas de Ambarino (A), Blanco Alconera (BA), Blanco Tranco (BT) y Gris Macael (GM) se ensayen a compresión con bandas extensiométricas al final de los ciclos del grupo 32.
- Las probetas de Amarillo Triana (AT) se ensayen a compresión con bandas extensiométricas al final de los ciclos del grupo 24.
- Las probetas de Beige Serspiente (BS), Crema Valencia (CV), Marrón Emperador (ME) y Rojo Cehegín (RC) se ensayen a compresión con bandas extensiométricas al final de los ciclos del grupo 16.

2.1.2. Estudio Microscópico.

A diferencia del estudio mesoscópico, en el microscópico no se estudian las características de las nueve variedades seleccionadas en esta Tesis, sino que se centra en el estudio aislado de las características de los componentes texturales que conforman dichas variedades. Esto se debe a que, en la mayoría de los casos, las pequeñas dimensiones de las probetas permite que estén formadas únicamente por un componente textural.

El estudio microscópico se centra en la caracterización de:

- parámetros petrográficos que van a condicionar las propiedades petrofísicas de las rocas: mineralogía, sistema poroso, tamaño de cristal, orientación preferente de los cristales, presencia de fisuras, etc.;
- parámetros petrofísicos que van a contribuir a determinar las causas de la alteración de las rocas: dilatación térmica.
- parámetros petrofísicos que van a contribuir a comprender la calidad mecánica de la roca a mesoescala y su degradación: microcompresión.

Evidentemente, los parámetros incluidos en el primer grupo también van a ser necesarios en la determinación de las causas de la alteración de las rocas (segundo grupo).

Dentro de los parámetros clasificados anteriormente, se pueden distinguir dos tipos: aquellos que permanecen constantes a lo largo del proceso de degradación (mineralogía, tamaño de cristal, orientación preferente de los cristales y dilatación térmica); y aquellos que van a ser modificados conforme aumente el grado de alteración de las texturas (sistema poroso, grado de fisuración, microcompresión, etc.). Dada esta dualidad, existen técnicas que sólo va a ser necesario

aplicarlas en una caracterización inicial de las rocas, y otras que van a tener que ser empleadas en muestras tanto inalteradas como alteradas (figura 2-1).

Las condiciones de los ciclos de alteración son las mismas que las establecidas en el estudio a mesoescala. En este caso se han obtenido un mínimo de veinticinco muestras por cada componente textural presente en las rocas:

- 2 muestras de 30x20x10 mm con una superficie pulida para la observación en SEM (ver apartado 2.2.3).
- 4 muestras de 5x5x5 mm para porosimetría de mercurio (ver apartado 2.3.1).
- 1 muestra de 30x20x10 mm con una de sus caras pulidas para el estudio de la rugosidad superficial (ver apartado 2.5.1).
- 3 muestras de 10x10x10 mm para el análisis termo-mecánico (ver apartado 2.4.1)
- 15 muestras de 3x3x3 mm para microcompresión (ver apartado 2.6.2).

De estas veinticinco muestras, únicamente catorce se someterán a los ciclos de degradación, siendo utilizadas las once restantes para su caracterización inicial (en estado inalterado).

Caracterización de muestras inalteradas

Previamente a los ensayos de alteración se ha determinado:

- Tamaño de cristal: en SEM y MOP se han obtenido un número suficiente de imágenes para captar la variabilidad del tamaño de cristal en cada textura. Se han realizado un mínimo de cien medidas por imagen mediante el programa informático *UTHSCA Image Tool v.2.0*, calculándose posteriormente la distribución de tamaños, el valor máximo, el valor mínimo, la media y la moda. De esta forma se garantiza la representatividad de los datos obtenidos.
- Porosidad: la porosidad y la distribución de tamaño de poros se ha determinado mediante porosimetría de mercurio. Igualmente, se han determinado las poblaciones de poros existentes y se ha calculado el valor máximo, mínimo, media y moda de cada población.
- Mineralogía: la mineralogía de cada componente se ha analizado mediante difracción de rayos X, completando datos de composición química de los diferentes minerales con EDS en microscopía electrónica (ver apartado 2.2.3) y en polvo total (ver apartado 2.2.4).
- Caracterización de la fábrica: mediante microscopía óptica y electrónica (MOP y SEM) se ha determinado la forma de los

cristales, la presencia de microfisuras, la existencia de orientaciones preferentes tanto en los cristales como en las fisuras, etc.

- Dilatación térmica: el comportamiento de las rocas frente a oscilaciones térmicas se ha estudiado mediante la técnica de análisis termo-mecánico (ver apartado 2.4.1). La magnitud de la dilatación que sufren al aumentar la temperatura va a contribuir a la forma y grado de degradación de las rocas.
- Resistencia a compresión (microcompresión).

Caracterización de muestras alteradas

Los ensayos de degradación se han realizado con catorce muestras, de las cuales la mitad se han sometido a ensayos de cristalización de sales y la otra mitad a choque térmico. Una vez iniciados los ensayos de degradación, cada ocho ciclos se han interrumpido (al igual que en el estudio a mesoescala) y se han observado los cambios sufridos en la fábrica (observaciones en SEM y MOP). Además, cuando las muestras alcanzan un grado elevado de degradación se ensayan de nuevo a microcompresión y porosimetría de mercurio para determinar su evolución respecto los valores iniciales inalterados.

Por último, una de las muestras de cada componente textural se ha destinado al estudio de la evolución superficial. La importancia del aspecto superficial se centra en dos cuestiones: a) por una parte, la variación de la rugosidad superficial es un indicador que cuantifica los procesos de disolución mineralógica; y b) por otra y desde un punto de vista práctico, el aumento de la rugosidad conlleva una pérdida del acabado superficial pulido en las rocas ornamentales.

Para llevar a cabo este estudio, se ha pulido una de las caras de las muestras. En el caso de los mármoles con bandeado metamórfico se han pulido dos caras, una paralela y otra perpendicular a dicho bandeado. Las muestras se han sumergido en una disolución de Na_2SO_4 al 31.7 % y $\text{pH} = 8.44$. El recipiente con la disolución y las muestras se ha colocado en un agitador durante 200 horas a 23°C para minimizar la formación de un gradiente de concentración superficial. Una vez finalizado el ensayo se extraen, se lavan y se secan en estufa como en los casos anteriores.

La evolución de la rugosidad de estas muestras se ha cuantificado mediante el rugosímetro (ver características de esta técnica en el apartado 2.5.1), habiéndose medido inicialmente (antes de introducir las muestras en la disolución) y una vez finalizado el ensayo. Los resultados se han comparado con la observación en SEM de las mismas probetas (al final del ensayo).

2.2. Técnicas de caracterización petrográfica y mineralógica

2.2.1. Microscopio Óptico de Polarización

El microscopio óptico de polarización (MOP), también denominado microscopio petrográfico, permite, a partir de una lámina delgada, obtener información mineralógica, textural y del sistema poroso de la roca de forma sencilla y rápida.

El microscopio petrográfico utilizado en la presente Tesis es un Zeiss Axioscop, del Laboratorio de Petrología Aplicada, el cual está equipado con una cámara digital Pixera que permite obtener imágenes con una resolución máxima de 1260 x 960 píxeles.

La función del microscopio petrográfico es suministrar la imagen aumentada por la combinación de dos tipos de lentes: el objetivo y el ocular. El Zeiss Axioscop utilizado lleva incorporados 4 objetivos (2.5x, 5x, 10x y 20x).

La caracterización petrográfica se realiza sobre secciones o láminas delgadas de rocas con un espesor de 30 μm . Para obtener la lámina delgada, se parte de un taco de la roca de un tamaño aproximado de 40 x 25 x 15 mm (pastilla), se pule una de sus caras y se pega a un porta de vidrio. Posteriormente, se corta parte de esta pastilla para proceder, mediante sucesivos abrasivos o mediante máquinas pulidoras, a obtener una lámina de 30 μm .

Una vez rebajadas las secciones hasta este espesor cabe la posibilidad de recubrirlas con un vidrio muy fino. Esta incorporación dota a la preparación de mayor durabilidad, pero impide observar la misma lámina en el microscopio electrónico de barrido.

Una herramienta fundamental del microscopio es el polarizador. El microscopio óptico cuenta con dos polarizadores s.l. (analizador y polarizador) cuyas direcciones de vibración son perpendiculares. Ambos están ubicados en la misma vertical, y pueden ser insertados o quitados del microscopio. Cuando el analizador y el polarizador se insertan, la muestra se observa bajo "nícoles cruzados". Cuando no hay muestra o la sección mineral observada es isótropa o la muestra es isótropa, no habrá luz visible porque los nícoles están cruzados; sin embargo, cuando un mineral anisótropo, orientado aleatoriamente, es observado, el cristal aparecerá y se extinguirá con la rotación de la platina.

La microscopía óptica se ha empleado en esta Tesis para realizar dos tipos de análisis sobre las rocas:

- Estudio mineralógico, reconociendo los distintos minerales que forman la roca. Con el fin de identificar más fácilmente distintos componentes con propiedades ópticas similares, se pueden

utilizar distintas tinciones. En el caso concreto de las rocas estudiadas en esta Tesis (calizas, dolomías y mármoles), se ha recurrido a la tinción de las preparaciones con una disolución ácida de rojo de Alizarina y ferricianuro potásico para diferenciar la calcita (teñida en rojo) de la dolomita (no se tiñe) y detectar la presencia del contenido en hierro que, debido al ferricianuro toma coloración azul. (Evamy 1993 y Dickson, 1966 cit. en Tucker 1991)

- Estudio de la fábrica de las rocas, caracterizando tanto aspectos texturales (el tamaño de los cristales, su forma, presencia de maclas, etc.), como estructurales (ordenación de los cristales, tipo de contacto entre ellos, espaciados, presencia de microfisuras, etc.). La caracterización de la fábrica de la roca es fundamental en el entendimiento de las propiedades petrofísicas y durabilidad de la roca.

2.2.2. Microscopio Óptico de Fluorescencia (MOF)

Las preparaciones o secciones delgadas elaboradas para esta Tesis se han impregnado con fluoresceína. La fluoresceína penetra en las fisuras y poros, y al iluminar la muestra con luz ultravioleta resalta su presencia, siendo más fácil su estudio (identificación, apertura, longitud, relación entre fisuras, etc.).

Con el fin de producir luz monocromática o casi monocromática, se inserta un filtro entre la fuente de luz ultravioleta y la muestra, así como entre la muestra y el ocular, permitiendo que la estrecha banda de longitudes de onda de fluorescencia llegue hasta el ojo o pueda ser recogida por el sistema de captación de imagen.

Para realizar la impregnación, se ha utilizado EpoDye de la casa Struers en una concentración de 5 g por litro de resina epoxy. Para la observación se ha utilizado un sistema de epifluorescencia adaptado al citado microscopio óptico Zeiss Axioskop utilizando los filtros citados.

2.2.3. Microscopio Electrónico de Barrido

La microscopía electrónica de barrido (MEB; o *SEM* según sus siglas inglesas: *Scanning Electron Microscope*) es una técnica ampliamente utilizada, fácil de usar e interpretar, de gran aplicación y casi indispensable para el estudio de las características texturales de las rocas. La gran profundidad de foco de este microscopio hace que se puedan observar rasgos a muy pequeña escala, los cuales no se pueden analizar bajo el microscopio óptico. El reconocimiento de las características texturales, morfológicas y composicionales de las rocas se lleva a cabo cuando la muestra es barrida con un haz de electrones enviados desde un cañón. Cuando el haz choca con la superficie de la muestra algunos electrones son reflejados como retrodispersados, BSE

(*backscattered electrons*), y otros se liberan como electrones secundarios de baja energía, SE (*secondary electrons*) (Tucker 1991).

Los electrones retrodispersados y los secundarios son recogidos por un contador de centelleo (colector) que emite un pulso de luz a la llegada del electrón. La luz emitida es reconvertida a una señal eléctrica y ampliada por el fotoamplificador, que pasa a un vídeo amplificador y posteriormente a la pantalla. Por lo tanto, se puede obtener dos tipos de imágenes: de electrones secundarios y de electrones retrodispersados.

Además de los dos tipos de imágenes que se pueden obtener (BSE y SE), el impacto del haz de electrones con la muestra genera rayos X que se pueden utilizar para realizar microanálisis de los componentes de la roca. Cuando los electrones colisionan con los electrones de las capas más internas de los átomos de la muestra, los saltos electrónicos de los electrones de las capas más externas a las internas provoca una radiación de rayos X característica de los átomos irradiados. La radiación pasa por un detector y la señal resultante es dividida por un analizador multicanal. Este sistema, que se conoce como EDS (*energy dispersive system*), compara las longitudes de onda o la energía de los rayos X con las que emiten los patrones de los distintos elementos. Por ello, el equipo dispone de un microanalizador con el que se puede evaluar (semicuantitativamente) la composición mineralógica y química de los componentes de la roca.

La microscopía con electrones secundarios (SE) permite caracterizar tridimensionalmente la textura de la roca, el tamaño de cristal, la ordenación de los cristales, su forma, el aspecto que presentan, el tipo de porosidad, la morfología de los poros, etc. Además, permite evaluar la alteración de la roca mostrando, por ejemplo, procesos de disolución, fisuración, fragmentación, etc. Las muestras analizadas con este modo de trabajo se deben recubrir con un elemento conductor (oro o carbono).

Para obtener imágenes de electrones retrodispersados (BSE) de buena calidad y resolución, las superficies deben estar pulidas y recubiertas de carbono. Esto permite diferenciar la presencia de distintos elementos en función de su número atómico y, por tanto, permiten el reconocimiento de distintos minerales. También es posible, sin embargo, obtener imágenes en modo BSE de muestras sin pulir y sin recubrir, trabajando a bajo vacío, aunque su calidad y resolución es inferior.

El microscopio electrónico utilizado en la presente Tesis es un HITACHI S-3000 N con presión variable, de los Servicios Técnicos de la Universidad de Alicante, el cual dispone del modo de trabajo en presión variable (alto vacío y bajo vacío). Las muestras analizadas en modo SE se han recubierto con oro. Para recubrirlas se usa un evaporizador de alto vacío SDC 004 Balzers Union Liechtenstein. Las muestras analizadas en modo BSE se han pulido y se han estudiado a

bajo vacío, puesto que este modo de trabajo permite analizar las muestras sin necesidad de recubrirlas (y, en los aumentos en los que se ha trabajado, la pérdida de resolución y calidad de las imágenes es mínima).

2.2.4. Difracción de Rayos X

La difracción de rayos X (DRX) es la técnica por excelencia de identificación de minerales. Consistente en hacer pasar un haz de rayos X a través de un cristal de la sustancia sujeta a estudio. El haz se escinde en varias direcciones debido a la simetría de la agrupación de átomos y, por difracción, da lugar a un patrón de intensidades que puede interpretarse según la ubicación de los átomos en el cristal, aplicando la ley de Bragg. Esto permite identificar las estructuras cristalinas y por ende las fases minerales correspondientes. En esta técnica es posible trabajar con monocristales o con polvo microcristalino.

En la presente Tesis se ha empleado la difracción de rayos X para el estudio mineralógico global de las rocas y para la identificación específica de filosilicatos.

El estudio semicuantitativo de la composición mineralógica de las rocas se ha realizado mediante el método de polvo total. Las muestras se han obtenido a partir de la pulverización de una alícuota representativa de la roca, y se ha utilizado cuarzo como patrón interno, utilizando el método de Goldsmith et al. para determinar el contenido molar en $MgCO_3$ en la calcita.

Con objeto de identificar detalladamente la mineralogía de los filosilicatos, se ha realizado agregados orientados de muestras obtenidas a partir del raspado de las superficies de los estilolitos. La eliminación de la fracción carbonática de las muestras totales se ha realizado tratándolas con una disolución 1 N de ácido acético tamponada con acetato sódico y lavado posteriormente con agua desionizada. La fracción de material resultante con tamaño inferior a $20\ \mu m$ es solvatada con etilenglicol durante 48 horas a $60^\circ C$ y secados posteriormente al aire (de esta forma se pueden identificar las esmectitas), y calentados a $550^\circ C$ durante 1 hora (para distinguir la presencia de clorita o caolinita).

El equipo utilizado para la difracción de rayos X fue el difractómetro Bruker D8 Advance provisto de un detector Sol X, del Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM. Las condiciones experimentales fueron: radiación Cu Ka, rendija automática, paso $0.02^\circ 2\theta$, tiempo de paso 1 segundo y barrido $2-70^\circ$.

2.3. Técnicas de caracterización del sistema poroso

2.3.1. Porosimetría de mercurio

La porosimetría de mercurio es una técnica sencilla y rápida, que se basa en el hecho de que el mercurio es un metal líquido que no moja, y por lo tanto, necesita que se someta bajo presión para que penetre en el sistema poroso. A medida que la presión aumenta, el mercurio va introduciéndose en poros cada vez más pequeños. La relación entre la presión ejercida sobre el mercurio, p , y el tamaño de los poros (radio, r) está regulada por la ecuación de Washburn (1921):

$$p = \frac{2\sigma \cos \theta}{r} \quad (\text{Ec. 2-2})$$

donde σ es la tensión superficial del mercurio ($480 \text{ erg}\cdot\text{cm}^{-2}$) y θ es el ángulo de contacto entre el mercurio y la superficie del poro (130°). Esta ecuación supone que el poro tiene una geometría cilíndrica.

La caracterización del sistema poroso con esta técnica se basa en aumentar la presión de inyección y medir el volumen de mercurio que entra en la roca, de esta forma se obtiene la *curva de intrusión*. Por otro lado, llegado al punto máximo de presión y volumen de mercurio intruido en la roca, se decrece gradualmente la presión (para forzar la salida del mercurio), registrando la *curva de extrusión*.

De esta técnica se puede obtener información del volumen total de mercurio intruido y, por lo tanto, la porosidad conectada. Además, se puede calcular la distribución de tamaños de poros derivando la curva acumulada de intrusión con respecto al radio. Por otra parte, si se considera que el sistema poroso está formado por poros tipo *chamber* (cámara) y *throat* (cuello de botella), la porosimetría de intrusión de mercurio proporciona principalmente información acerca de los poros tipo *throat* (Benavente, 2003).

En la presente Tesis se va a utilizar la caracterización del sistema poroso principalmente con porosimetría de mercurio. El intervalo de radios de poros que se puede determinar a partir de esta técnica comprende desde 0.002 a $200 \mu\text{m}$.

El porosímetro que se ha utilizado para caracterizar el sistema poroso es un Micrometrics Autopore IV 9500, del Laboratorio de Petrología Aplicada, de la Universidad de Alicante. Las probetas utilizadas deben estar limpias y secas antes de introducirse al protamuestras (penetrómetro).

Es necesario comentar que los datos obtenidos en la presente Tesis se han realizado trabajando en modo de intrusión. Sin embargo, se usará

el término de porosimetría de mercurio sin especificar que se trata de intrusión.

2.4. Técnicas de caracterización de las propiedades termomecánicas

2.4.1. Expansión térmica

El incremento de temperatura en los sólidos conlleva un incremento de volumen antes de la fusión o aparición de deformaciones permanentes. En un ámbito microscópico, la expansión térmica de un material se debe a que durante una transferencia de calor, la energía que está almacenada en los enlaces intermoleculares cambia. Cuando la energía almacenada aumenta (incremento de la temperatura en el sólido), también lo hace la longitud de estos enlaces. Así, los sólidos se expanden al calentarse y se contraen al enfriarse (excepto en algunos casos concretos, por ejemplo: el hielo). Este comportamiento de respuesta ante la temperatura se expresa mediante el coeficiente de dilatación térmica lineal (Fei, 1995):

$$\alpha = \frac{\Delta l / l_0}{\Delta T} \quad (\text{Ec. 2-3})$$

cuyas unidades son $^{\circ}\text{K}^{-1}$.

El comportamiento de las rocas utilizadas en esta Tesis frente a la temperatura se ha estudiado mediante el equipo TMA Q400, TA Instruments (*Thermo-Mechanical Analyser*), de los Servicios Técnicos de la Universidad de Alicante. Con este equipo se han obtenido las curvas de longitud de la muestra – temperatura, a partir de las cuales se ha derivado el coeficiente de dilatación térmica lineal.

Cada muestra ha sido sometida a cuatro ciclos de calentamiento-enfriamiento para caracterizar el comportamiento térmico de la roca. Se han ensayado tres muestras de cada variedad, siendo las dimensiones de cada una de ellas: 10x10x10 mm. Sobre cada muestra se ha aplicado una fuerza de 0.05 N, y en una atmósfera de nitrógeno se ha aplicado una variación de temperaturas entre 35 y 90 $^{\circ}\text{C}$. El enfriamiento y el calentamiento se ha producido a una velocidad de 0.5 $^{\circ}\text{C}/\text{min}$. Esta tasa se ha establecido, por una parte, para garantizar el equilibrio térmico de la muestra, y por otra, para simular las condiciones reales de la roca en un edificio (Koch y Siegesmund, 2004; Benavente et al., En prensa).

2.5. Técnicas de caracterización del aspecto superficial

2.5.1. Rugosimetría

La rugosidad superficial de una muestra permite cuantificar tanto el acabado superficial de una roca (pulido, al corte, apomazado, etc.) como la pérdida de él por alteración (la pérdida de pulido se asocia al aumento de la rugosidad superficial).

La rugosidad de una superficie se mide a partir del desplazamiento en la vertical de sus puntos, respecto una posición teórica (figura 2-4)

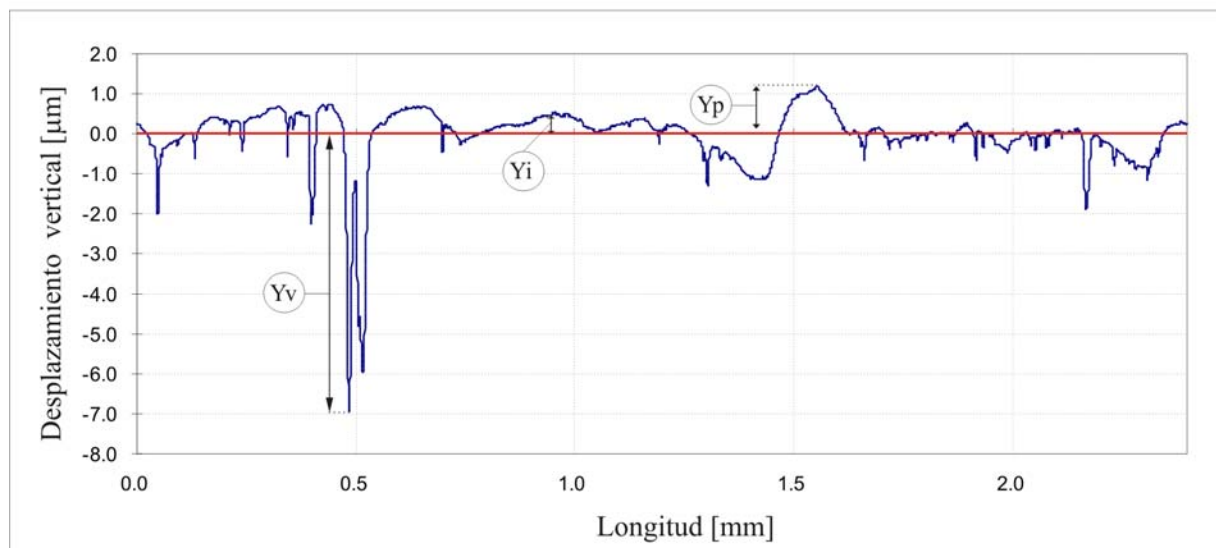


Figura 2-4. Ejemplo de perfil obtenido mediante el rugosímetro. Las flechas indican el desplazamiento de los puntos respecto la línea media (Y_i), el pico más alto (Y_p) y el valle más profundo (Y_v).

Existen diferentes parámetros que implican diferentes formas de cuantificar este desplazamiento:

- R_a : es la media aritmética de los valores absolutos de la desviación del perfil (Y_i) respecto la línea media.
- R_q : es la raíz cuadrada de la media aritmética de los cuadrados de la desviación del perfil (Y_i) respecto la línea media.
- R_y : es la suma de la altura del pico más alto (Y_p), respecto la línea media, y la profundidad del valle más bajo (Y_v), respecto la línea media.
- R_z : es la suma de la media de los cinco picos más altos y la media de los cinco valles más profundos, medidos respecto la línea media.

En esta Tesis se ha empleado el parámetro Ra, ya que resulta el más descriptivo dados los procesos estudiados. Para obtener un valor representativo, se han realizado un mínimo de seis perfiles por área analizada. La longitud de cada perfil es de 24.0 mm. El rugosímetro empleado es Mitutoyo SJ-201, del Laboratorio de Petrología Aplicada (Universidad de Alicante).

2.6. Técnicas de caracterización de las propiedades mecánicas

2.6.1. Ultrasonidos

Los ultrasonidos son ondas elásticas, de la misma naturaleza que el sonido. La diferencia entre los ultrasonidos y el sonido audible estriba en que el rango de frecuencias en el que se encuentran los primeros es mucho mayor que el rango perceptible por el oído humano medio. El espectro audible se extiende desde unos 15 Hz hasta 20 kHz, donde comienzan los ultrasonidos (Krautkrämer y Krautkrämer, 1969).

Las ondas ultrasónicas se propagan en los medios debido a que generan el desplazamiento de una partícula de su posición de equilibrio (por la aplicación de una fuerza externa). Este desplazamiento induce otros en partículas vecinas, dando lugar a una reacción en cadena que permite la propagación de la onda.

Se distinguen dos grandes tipos de ondas según como sea su forma de propagación. Por una parte tenemos las ondas internas, que se propagan por el interior de un material; y por otra tenemos las ondas de superficie, cuya propagación se realiza en las zonas superficiales del material (superficies libres, de discontinuidad,...), siendo su penetración no superior a una longitud de onda, y su velocidad de propagación menor que las de las ondas internas.

Se distinguen dos tipos de ondas internas: las ondas longitudinales y las transversales. La diferenciación entre estos dos tipos de ondas se realiza según el desplazamiento relativo de las partículas y la dirección de avance del frente de ondas. En las ondas longitudinales, u ondas P, la vibración de las partículas se realiza en la dirección de avance de la onda. Estas ondas pueden propagarse tanto por sólidos, como por líquidos y gases. Las ondas transversales, por el contrario, generan una vibración en las partículas perpendicular al sentido de avance de la onda. También se llaman ondas secundarias, u ondas S, porque poseen una velocidad menor a las P y se registran posteriormente. Estas ondas sólo se propagan por sólidos.

La propagación de las ondas P y S por la roca depende de numerosos parámetros petrográficos. Algunos de estos son: la mineralogía (ya que cada mineral posee propiedades elásticas diferentes), el contenido

en arcillas, la porosidad o la presencia de fisuras. La presencia e importancia de estos factores petrográficos determina tanto la velocidad de propagación de las ondas por la roca, así como la dispersión de la onda, condicionando la mayor o menor energía con la que se reciba finalmente la señal (Martínez-Martínez et al., 2006). La magnitud de la influencia de cada parámetro en la velocidad y atenuación de la onda es uno de los principales objetivos establecidos en esta Tesis, y con él se pretende aportar mayor concreción a la relación entre los ultrasonidos y la fábrica de las rocas.

Los principales usos de la técnica de ultrasonidos se centran en dos aspectos: a) su cualidad de estimador no destructivo de la resistencia mecánica de las rocas, y b) su sensibilidad para comparar una misma roca con diferentes grados de alteración. Teniendo en cuenta estos usos, el estudio de la influencia de la fábrica de las rocas en la propagación de las ondas abordado en esta Tesis se ha enfocado y aplicado a la mejora de la aplicación de los ultrasonidos en la predicción de la resistencia mecánica y de la degradación de las rocas.

En la aplicación de la técnica, las ondas P y S se generan por medio de transductores o palpadores. Éstos emiten y transmiten la onda ultrasónica al material (transductor emisor) y registran la onda resultante tras su propagación (transductor receptor). Su funcionamiento se basa en el cristal piezoeléctrico que contiene en su interior, el cual transforma un campo eléctrico en una presión acústica o mecánica, a una determinada frecuencia (Anónimo, 2006).

Existen dos tipos de transductores, en función de la polarización de la onda que emite. Los polarizados emiten una onda P o S pura. También existen los transductores no polarizados, que emiten pulsos formados tanto por ondas P como por ondas S.

Para aumentar la calidad de la señal sónica recibida, es importante obtener un buen contacto entre los transductores y la superficie del material, procurando que el volumen de aire contenido entre ellos sea mínimo. Para tal efecto se aplica en la superficie de contacto una capa de gel de acople. Es importante resaltar que la señal registrada con los transductores polarizados en S puede estar enmascarada con una importante componente residual P, dificultando así la lectura de las ondas S. Este problema se puede solventar utilizando un gel especial para la propagación de ondas S.

Los transductores (tanto el emisor como el receptor) están conectados a un equipo emisor-receptor de señales. Este equipo emite pulsos eléctricos, que son transformados en pulsos de presión por los transductores emisores, transmitiéndolos a la muestra. Una vez recogida la señal acústica en el transductor receptor, éste la transforma en un pulso eléctrico y es registrado en el equipo. En función del tipo de equipo, se puede conectar a un osciloscopio el cual digitaliza la señal, realizando su posterior tratamiento en el PC.

Los transductores también pueden emitir ondas centradas en diferentes rangos de frecuencias. La correcta elección de la frecuencia del transductor es importante para caracterizar completamente el material. En general, cuando mayor sea la frecuencia de la onda emitida (menor su longitud de onda), menor es su penetración en el material, y por lo tanto, mayor es su resolución. Por otro lado, si las características del material atenúan excesivamente la onda propagada, se requiere medidas con gran penetración, por lo que se emplearán transductores de baja frecuencia.

Según la distribución de los transductores en la probeta (y la forma de generar la onda) se distinguen tres modos de aplicación de los ultrasonidos: transmisión-recepción, pulso-eco e impacto-eco (figura 2.5).

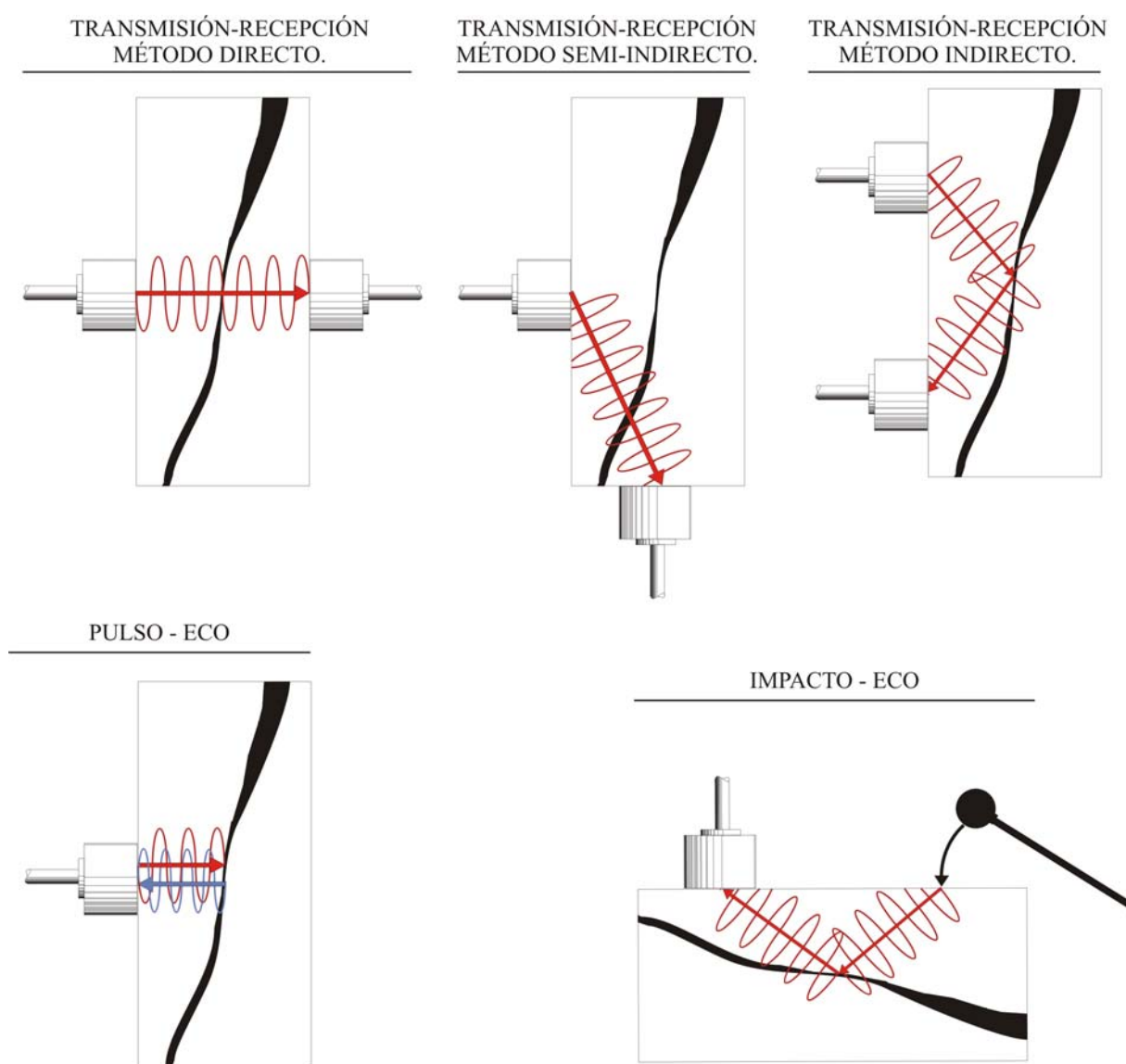


Figura 2-5: Modos de aplicación de los ultrasonidos.

En el modo transmisión-recepción se emplean dos transductores diferentes, donde uno actúa como emisor y otro como receptor. Cuando los transductores están ubicados en caras opuestas de la probeta, se denomina método directo, si están formando un ángulo cercano a los 90 ° se denomina método semi-indirecto, y si están en la misma superficie denomina indirecto o superficial.

El modo de impacto-eco consiste en emplear un único transductor, que actúa como receptor, siendo la onda generada mediante un impacto mecánico en lugar de un transductor emisor. El impacto mecánico se produce mediante un golpe rápido y genera una onda mecánica de baja frecuencia (para rocas y cementos cercana a los 10 kHz).

En el modo de pulso-eco, se emplea un único transductor, el cual actúa como emisor y receptor. El transductor comienza actuando como emisor, transmitiendo un pulso ultrasónico a la roca, e inmediatamente comienza a actuar de receptor. La señal recibida corresponde a la dispersión de la energía de la señal, al incidir ésta con discontinuidades presentes en el material (fisuras, poros, contactos entre cristales, etc.).

En esta Tesis, los ultrasonidos se han aplicado en modo transmisión-recepción. El equipo emisor-receptor de señales utilizado es el Panametrics - 5058PR, del Laboratorio de Petrología Aplicada. Éste, además, está conectado a un osciloscopio TDS 3012B (Tektronix), a partir del cual se graban las señales en el PC para su posterior tratamiento. La digitalización de la señal tiene una ventaja importante porque permite su manipulación, y permite así mismo obtener más información (no únicamente v_p), como su energía, su atenuación, etc. En particular, en esta Tesis se han obtenido ocho parámetros ultrasónicos:

- velocidad de propagación de las ondas P y S (v_p y v_s);
- relación v_p/v_s ;
- energía de la señal (ϵ);
- atenuación espacial (α_e);
- atenuación temporal (α_t);
- constantes elásticas dinámicas: módulo de Young (E_{din}) y coeficiente de Poisson (ν_{din}).

El cálculo de v_p , ϵ , α_e y α_t se ha realizado mediante el diseño de un programa (en MATLAB ®) específicamente elaborado para esta Tesis (ver ANEXO). El resto de parámetros (v_s , v_p/v_s , E_{din} y ν_{din}) se han calculado a partir de los parámetros anteriores, la longitud de las probetas y su densidad de conjunto (ρ_{bulk}) (ver capítulo 5; apartado 5.2).

Se han empleado dos pares diferentes de transductores: a) Panametrics V102-RM, no-polarizados: para determinar v_p y los parámetros energéticos de la señal; y b) Panametrics V153,

polarizados (S): para la obtención de v_s . Ambos tipos están centrados en una frecuencia de 1 MHz.

Previamente a la medida de los ultrasonidos, las probetas han sido lavadas y secadas en la estufa a 60°C hasta que su temperatura es constante (48 horas). Posteriormente, se enfrían hasta temperatura ambiente (48 horas) y se realiza la propagación de los ultrasonidos. El acople de los transductores a la roca se ha mejorado aplicando una fina capa de gel especial para ultrasonidos, siendo diferente según se emplearan los transductores no polarizados (EKO gel), o transductores polarizados en S (SWC Couplant – Panametrics).

Una vez finalizado el registro de la señal ultrasónica, las probetas son lavadas para eliminar los restos de gel, y secadas en la estufa a 60 °C.

2.6.2. Compresión Uniaxial

Las rocas presentan una estructura interna cristalina, es decir, con orden geométrico en la situación de sus iones, átomos o moléculas. A diferencia de los metales, por ejemplo, esta estructura compleja y rígida está formada por diferentes tipos de iones, de tamaños que pueden ser notablemente diferentes, y además se unen entre sí mediante enlaces iónicos o covalentes, fuertemente condicionados por su valencia química, en cuanto a las posiciones geométricas de cada uno en la red. Con estas características, los átomos no son intercambiables en sus posiciones y el retículo no puede distorsionarse sin romperse los enlaces, haciendo imposible un comportamiento dúctil como el de los metales: la práctica totalidad de estos materiales presentan un comportamiento habitualmente frágil. Por lo tanto, la resistencia mecánica de un material sólido es una función de las fuerzas cohesivas que existen entre los átomos (Callister, 1995). Sobre esta base, la resistencia cohesiva teórica de un sólido elástico frágil ha sido estimada y es aproximadamente igual a $E/10$, donde E es el módulo de elasticidad.

Sin embargo, la resistencia mecánica experimental de la mayoría de los materiales normalmente es mucho menor: entre 10 y 1000 veces menor que el valor teórico. A.A. Griffith propuso que esta discrepancia entre la resistencia cohesiva teórica de las rocas y la resistencia a la fractura observada podía ser explicada por la presencia de grietas microscópicas muy pequeñas, las cuales siempre existen en condiciones normales en la superficie y en el interior de una pieza de material. A partir de sus observaciones sobre el comportamiento del vidrio, un material silíceo muy frágil, estableció un criterio energético para predecir si una grieta preexistente en el seno de un sólido crecería o no, bajo determinada configuración tensional. Los resultados obtenidos le llevaron a presentar en 1921 una de sus ecuaciones básicas, dos décadas antes de iniciarse el desarrollo de la Mecánica de la Fractura (Griffith, 1921).

La presencia de una pequeña fisura en el interior de un material va en detrimento de su resistencia mecánica, debido a que una tensión aplicada puede ser amplificada o concentrada en la punta del defecto, en un grado que depende de la orientación de la grieta y de la geometría. La magnitud de la tensión en los bordes de la fisura disminuye con la distancia a la punta de la grieta. En las posiciones muy alejadas, la tensión es exactamente la tensión nominal, σ_o , es decir, la carga aplicada sobre la roca dividida por el área de la sección. Debido a la capacidad para amplificar en sus alrededores una tensión aplicada, estos defectos se denominan a veces concentradores de tensión.

Si se supone que la grieta tiene una forma elíptica y está orientada con su eje mayor perpendicular a la tensión aplicada, la tensión máxima en el extremo de la grieta, σ_m , puede ser aproximada por:

$$\sigma_m = 2\sigma_o \left(\frac{a}{\rho_t} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (\text{Ec. 2-4})$$

donde σ_o es la magnitud de la tensión nominal aplicada, ρ_t es el radio de curvatura de la punta de la grieta, y a representa la longitud de una grieta superficial, o bien la mitad de la longitud de una grieta interna. Así, para una microgrieta relativamente larga que tiene un radio de curvatura pequeño, el factor $(a/\rho_t)^{1/2}$ puede ser muy grande. Esto dará un valor de σ_m muchas veces mayor que σ_o .

La amplificación de la tensión no está restringida a estos defectos microscópicos; puede ocurrir en discontinuidades internas macroscópicas, en ángulos vivos o en entallas de estructuras grandes.

Griffith propuso que en todos los materiales frágiles existe una población de fisuras y defectos pequeños que tienen una variedad de tamaños, geometrías y orientaciones. Al aplicar un esfuerzo, la rotura ocurrirá cuando la resistencia cohesiva teórica del material sea superada en la punta de uno de los defectos. Esto conduce a la formación de una grieta que entonces se propaga rápidamente. Si no existieran defectos, la resistencia a la fractura sería igual a la resistencia cohesiva del material.

Previamente a la rotura de la probeta, la roca experimenta una deformación más o menos importante. Stagg y Zienkiewicz (1970) recogen el estudio realizado por Miller en 1965 en el que se clasifican las curvas de esfuerzo-deformación de veintiocho tipos de rocas diferentes en seis curvas modelo (figura 2-6). El tipo I es el comportamiento típico de los basaltos, cuarcitas, diabasas, dolomías y calizas. Las argilitas, tobas y algunas calizas presentan una fluencia anelástica, la cual puede caracterizarse por la curva del tipo II. La curva tipo III es típica de la arenisca, granito, esquistos cortados

paralelamente a la esquistosidad y algunas diabasas. Las rocas metamórficas, como los mármoles y gneises, están representadas por una curva en S con una parte central muy escarpada, de acuerdo con el tipo IV. Únicamente las muestras de esquistos cortadas perpendicularmente a la esquistosidad presentan la elevada compresibilidad que señala la curva del tipo V. La curva tipo VI es característica de la sal gema y tiene una pequeña parte recta inicial seguida por una deformación anelástica creciente y una fluencia continua. Esta curva también es típica de otras evaporitas.

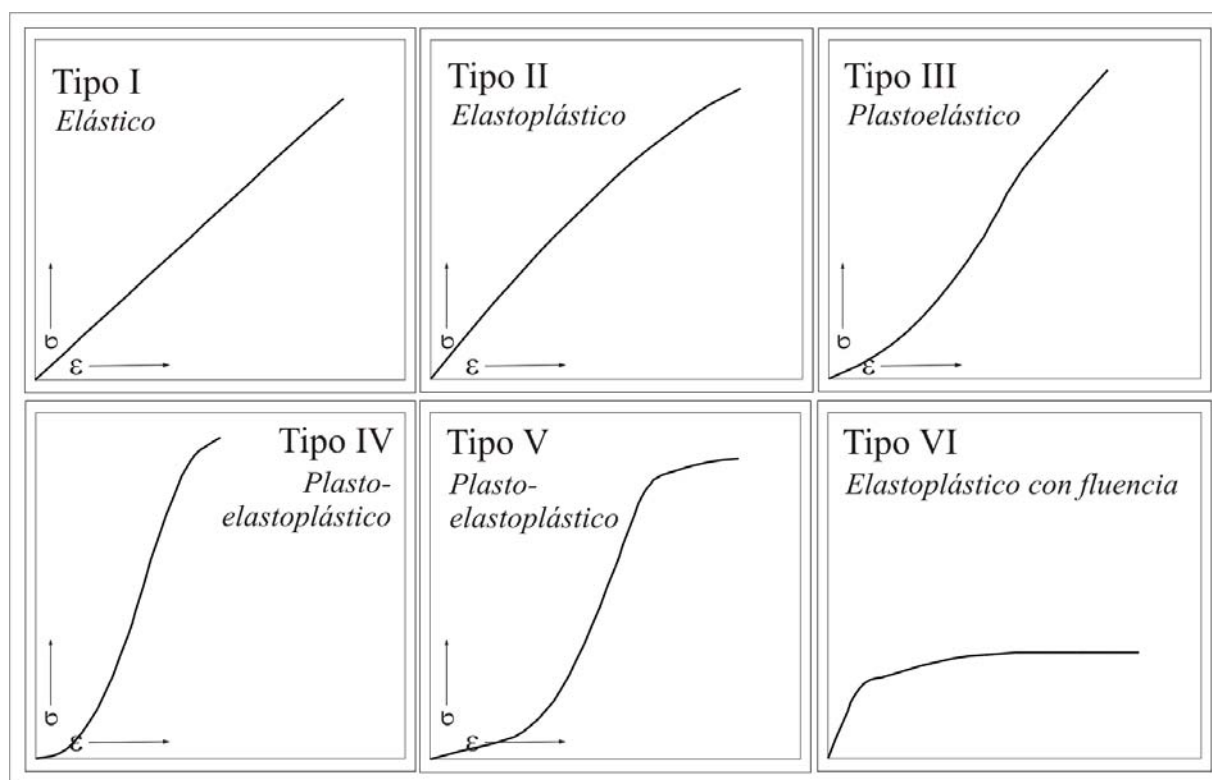


Figura 2-6: Curvas típicas tensión-deformación para rocas a compresión simple (según Stagg y Zienkiewicz, 1970)

En esta Tesis, el comportamiento mecánico de las rocas se ha estudiado mediante compresión uniaxial (la deformación de las probetas se ha obtenido mediante bandas extensiométricas; ver apartado 2.6.3). El procedimiento corresponde al del ensayo normalizado según la norma UNE-EN 1926 (1999).

Se define la resistencia a compresión como la carga máxima por unidad de superficie que es capaz de soportar un material hasta que se produzca la rotura. Las probetas, secadas en estufa a 60 °C y

posteriormente enfriadas, se someten a cargas crecientes y centradas en las superficies de aplicación hasta que rompen.

El estudio se ha realizado a dos escalas diferentes (microescala y mesoescala). A microescala se han empleado probetas de 3x3x3 mm y se han ensayado a compresión uniaxial en una prensa Instron 4411, del departamento de Química Inorgánica de la Universidad de Alicante. La capacidad máxima de la prensa es 5000 kN y la velocidad de carga es de 0.1 MPa/s.

A mesoescala se emplean probetas de 50x50x50 mm (de acuerdo con la norma UNE-EN 1926 (1999)). La prensa utilizada en este caso es el modelo MEH-2000-H Ibertest, del Laboratorio de Petrología Aplicada. Tiene una capacidad máxima de 20000 kN. La velocidad de carga establecida es de 1 MPa/s.

2.6.3. Extensimetría

La medida de la deformación de las probetas se ha realizado en esta Tesis mediante bandas extensiométricas. Un extensómetro óhmico (banda extensiométrica) es una resistencia eléctrica en forma de lámina impresa fabricada mediante corrosión selectiva sobre una banda de plástico, que se adhiere a la superficie de un sólido de manera que sufra sus mismas deformaciones (Irlés, 2004).

Esta técnica se fundamenta en el hecho de que variaciones en la geometría de un conductor (longitud o sección) se traducen en cambios en su resistencia eléctrica. La proporción entre la deformación longitudinal del conductor (que coincidirá con la del sólido a medir) y la variación unitaria de la resistencia se expresa en la ecuación 2-5:

$$dR/R = K \epsilon_x \quad (\text{Ec. 2-5})$$

donde R es la resistencia eléctrica del conductor, ϵ_x es la deformación longitudinal, y K es la constante de sensibilidad a la deformación (también llamada *factor de galga*). Esta constante depende de las características mecánicas y eléctricas del material conductor.

Cuando se conoce la dirección de la deformación principal basta con emplear una única banda extensiométrica (o también llamada galga). En los casos en que ello no ocurra, se precisará el uso de bandas en roseta (tres galgas formando 45° entre sí), ya que se requiere medir la deformación longitudinal en tres direcciones para determinar las tres componentes del tensor de deformación en el plano al que se adhieren los sensores. Dado que las bandas extensiométricas se aplican en esta Tesis para conocer la deformación de las rocas bajo condiciones de compresión uniaxial, únicamente es necesario aplicar una banda uniaxial (dirección de deformación principal conocida).

Las bandas extensiométricas empleadas corresponden al modelo PFL-30-11 (Tokyo Sokki Kenkyujo Co., Ltd.) con cable presoldado de 1m. Poseen un factor de galga de 2.13. El pegamento usado es HBM - X60 de dos componentes: componente A-polvo y componente B-líquido. Este tipo de adhesivo está especialmente indicado para el pegado de bandas extensiométricas en superficies de materiales de tipo hormigón (entre otros). Tras la mezcla de ambos componentes, el adhesivo endurece a los 5 minutos, teniendo un plazo de manejabilidad de 1 minuto. La superficie de adherencia de las bandas deben ser lo más lisas posibles, limpias y evitar la presencia de fracturas.

Las deformaciones se han registrado en un módulo de captura de datos (HBM-Spider 8) junto con la información de la fuerza aplicada por la prensa uniaxial. La información de los dos canales (banda extensiométrica y prensa) se ha tratado mediante el programa MECADAQS, proporcionando las curvas de tensión-deformación (figura 2-7).

A partir de estas curvas se han obtenido dos parámetros (a parte de la resistencia máxima a compresión): el módulo de Young medio, y el módulo de Young secante al 70 % de la resistencia máxima (figura 2-6) (ASTM D 3148-96, 1996).

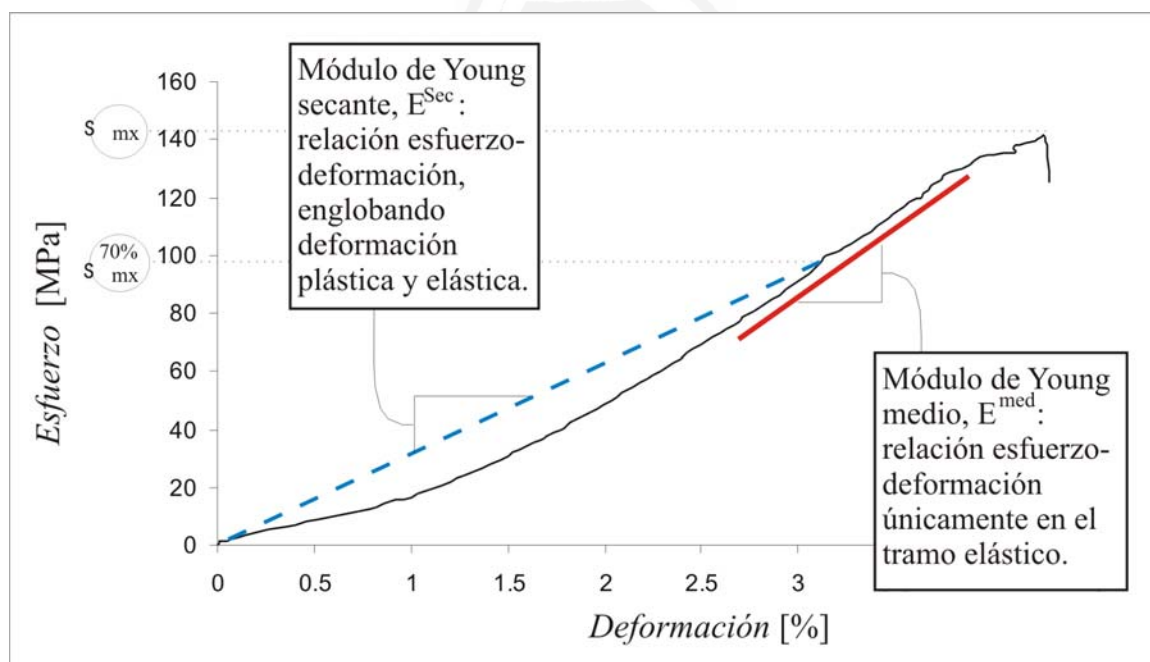


Figura 2-7: ejemplo de curva esfuerzo-deformación, señalando gráficamente los parámetros obtenidos: resistencia máxima a compresión (σ_{mx}), módulo de Young secante (E^{sec}) y módulo de Young medio (E^{med}).



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante



CAPÍTULO  3

M A T E R I A L E S

Los materiales estudiados corresponden a rocas carbonáticas (calizas, dolomías, mármoles calcíticos y mármoles dolomíticos) del tercio sur peninsular. Todas ellas se explotan actualmente como roca ornamental y se comercializan bajo los siguientes nombres: Ambarino (A), Amarillo Triana (AT), Blanco Alconera (BA), Beige Serpiente (BS), Blanco Tranco (BT), Crema Valencia (CV), Gris Macael (GM), Marrón Emperador (ME) y Rojo Cehegín (RC).

3.1. Criterio de selección

El criterio de selección de los diferentes materiales se ha establecido atendiendo principalmente a dos objetivos:

- i) Mantener una mineralogía constante (carbonatos):
 - calizas (BT, CV, GM, RC);
 - materiales con contenido variable de calcita y dolomita (BA);
 - dolomías (sin considerar la naturaleza del cemento/pasta) (A, AT, BS, ME).

- ii) Establecer una gradación en la complejidad estructural, de forma que se engloben:
 - materiales con ausencia de discontinuidades (BA);

* La última página de esta Tesis corresponde a un desplegable. En él se muestran los nueve tipos diferentes de rocas estudiados, sus siglas y sus características generales. De esta forma, manteniendo desplegada esta página, es posible consultar la roca a la que corresponde cada sigla sin interrumpir la lectura continuada de este capítulo.

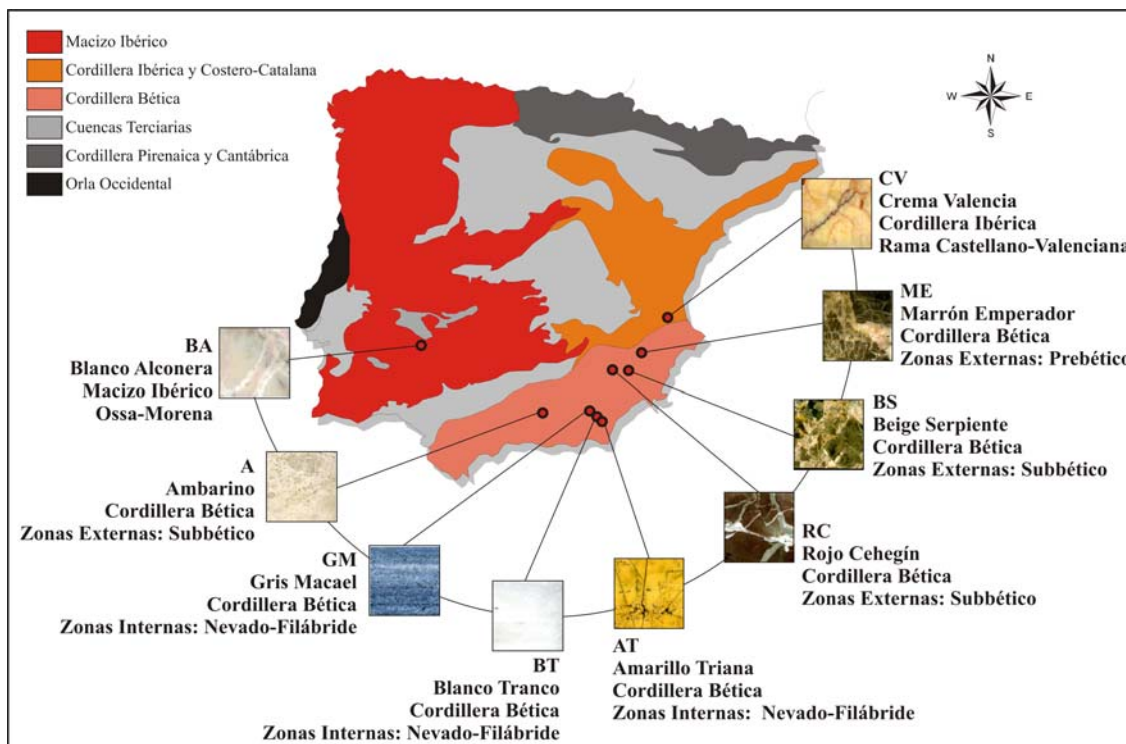


Figura 3-1: Localización geológica de las zonas de extracción de las variedades comerciales estudiadas en esta Tesis en su contexto estructural.

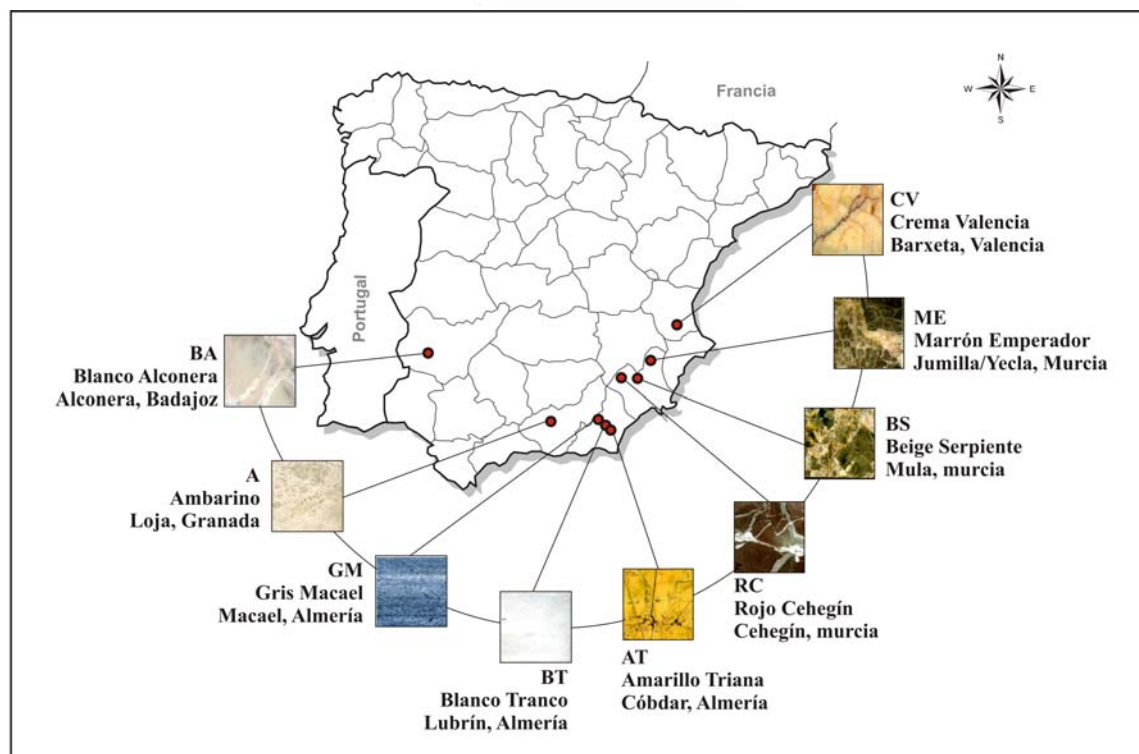


Figura 3-2: Localización geográfica de las zonas de extracción de las variedades comerciales estudiadas.

- materiales con bandeado metamórfico difuso (AT, BT);
- materiales con bandeado metamórfico marcado (GM);
- materiales con discontinuidades estructurales:
 - predominio de estilolitos (CV);
 - predominio de vénulas y fisuras (ME, RC); y
 - texturas clásticas con contenido similar de clasto y pasta (A, BS).

Todos estas variedades comerciales han sido suministradas por empresas comercializadoras de roca ornamental. La adquisición de las rocas estudiadas directamente de estas empresas se ha realizado con el fin de garantizar el estudio de rocas que actualmente son comercializadas como materiales de construcción.

3.2. Marco geológico

Los nueve materiales estudiados proceden de ámbitos geológico-estructurales distintos: el Macizo Ibérico, la Cordillera Ibérica (rama Castellano –Valenciana) y la Cordillera Bética (Zonas Externa e Interna) (figura 3-1), situándose en cinco provincias diferentes (figura 3-2).

3.2.1. *El Blanco Alconera - Macizo Ibérico.*

El Macizo Ibérico se divide en seis zonas de acuerdo a sus características estratigráficas, estructurales, metamórficas y magmáticas: la Zona Cantábrica, la Zona Asturoccidental-leonesa, la Zona Centroibérica, la Zona de Galicia-Trás-os-Montes, la Zona de Ossa-Morena y la Zona Sudportuguesa (figura 3-3) (Pérez-Estaún et al., 2004).

Las zonas Cantábrica y Sudportuguesa tienen características típicas de las zonas externas de un orógeno, con abundancia de sedimentos sinorogénicos y deformación superficial, mientras que el resto de las zonas tienen los rasgos de las zonas internas, con una deformación importante acompañada de metamorfismo y magmatismo.

El área que nos ocupa (zona de extracción del Blanco Alconera) está inscrita en el sector central de la zona de Ossa-Morena, constituida por rocas del Proterozoico Superior al Carbonífero variablemente metamorfizadas (figura 3-3). Desde el punto de vista estructural, Ossa-Morena se caracteriza por presentar pliegues asimétricos a acostados, vergentes al SO y cabalgamientos con movimiento del bloque de techo también al SO. En particular, la explotación del Blanco Alconera se ubica en el flanco nororiental del Anticlinorio Olivenza-Monesterio en la denominada Formación Alconera, constituida por un conjunto de niveles carbonatados con algunas intercalaciones pizarrosas y con frecuentes cambios de facies, así como recristalizaciones, dolomitizaciones, silicificaciones y karstificaciones. Numerosas fracturas transversales

trastocan y complican los niveles carbonatados (Perianes y García, 1992; Ordiozola Fernández-Miranda et al., 1983).

3.2.2. El Crema Valencia - Cordillera Ibérica.

La Cordillera Ibérica o Sistema Ibérico es una estructura alpina parcialmente arrasada (amesetadas), situada a oriente de la Península Ibérica y en el antepaís de los Pirineos y de la Cordillera Bética. Se trata de una serie de alineaciones montañosas de dirección NO-SE y NE-SO (Cordillera Costero-Catalana). En conjunto, el grado de deformación es moderado con una esquistosidad alpina muy escasa y apenas metamorfismo. El registro stratigráfico es muy amplio, abarcando desde el Precámbrico y Paleozoico, que afloran en los núcleos de algunos anticlinales o a favor de cabalgamientos importantes, hasta el Cuaternario. Sin embargo, es la existencia de una importante serie sedimentaria del Pérmico Superior y sobre todo del Mesozoico, lo que otorga el rasgo esencial a estas cordilleras de antepaís (Sopeña y De Vicente, 2004).

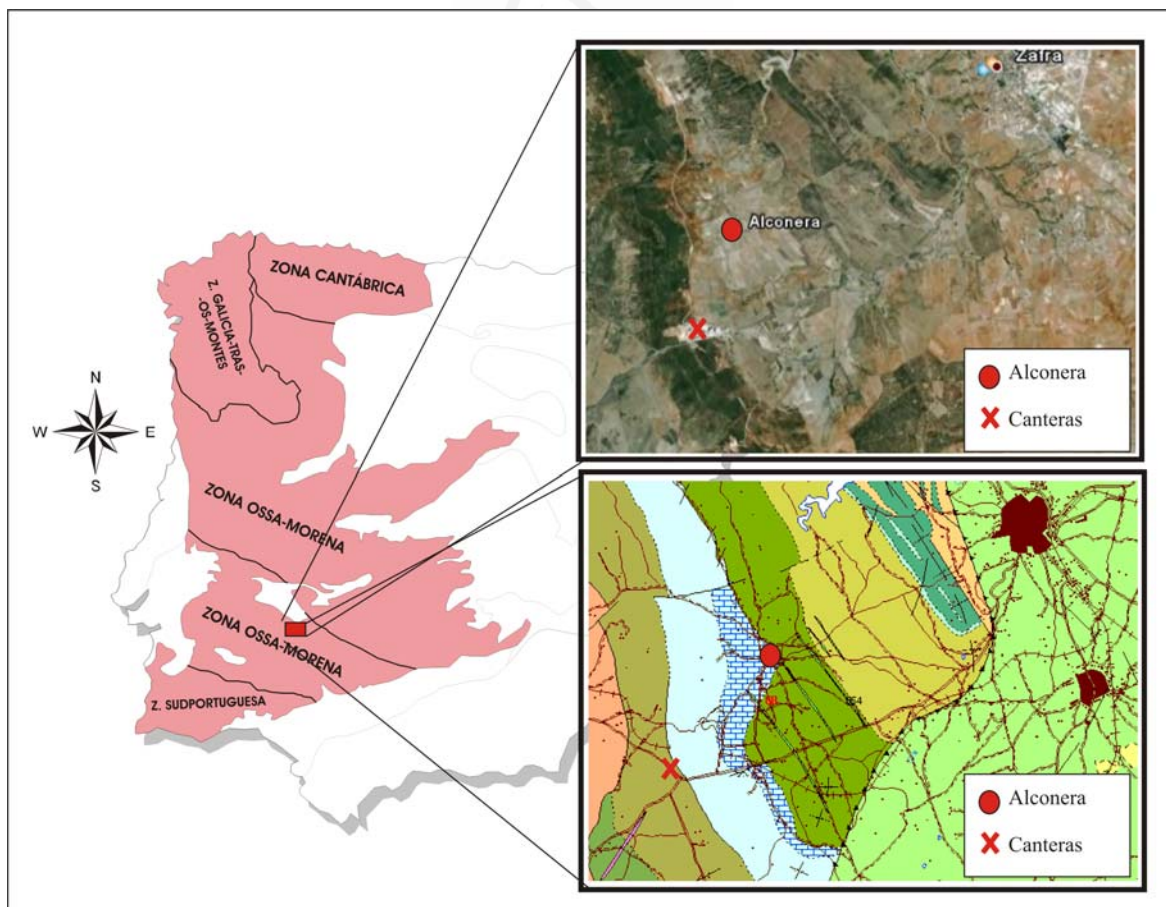


Figura 3-3: División estructural del Macizo Ibérico. Localización y contexto geológico de las canteras de Blanco Alconera.

La Cordillera Ibérica se subdivide en cinco unidades estructurales: Unidad estructural de Cameros-Demanda, la Rama Aragonesa, el Sector de Enlace, la Rama Castellano-Valenciana, y la Cordillera Costero-Catalana (Figura 3-4). Desde la Rama Aragonesa hacia oriente se pasa gradualmente al Sector de Enlace, produciéndose un cambio en las direcciones estructurales de NO-SE (Rama Aragonesa) a E-O (Sector de Enlace), dibujándose de este modo el denominado Arco de Montalbán.

La zona que nos ocupa en relación con el afloramiento del material explotado comercialmente como Crema Valencia se localiza al SE de la Rama Castellano-Valenciana (al sur del Sector Levantino) (Ríos Aragón et al., 1982). La zona de extracción constituye el encuentro de las últimas directrices de esta rama Castellano-Valenciana de la Cordillera Ibérica con el sistema Prebético de la Cordillera Bética. En las zonas límites de ambas cordilleras se distinguen diferencias significativas desde

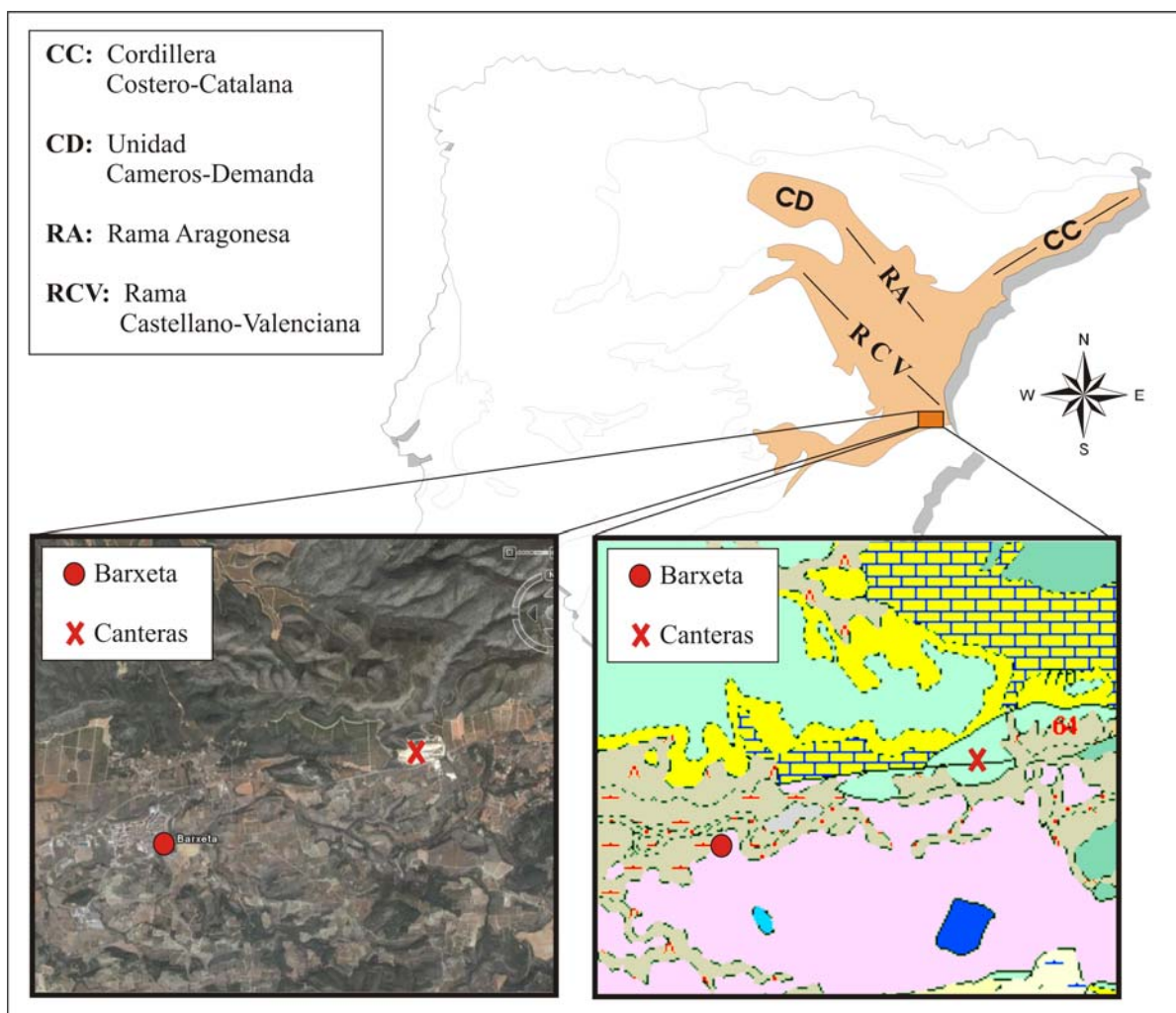


Figura 3-4: División estructural de la Cordillera Ibérica. Localización y contexto geológico de las canteras de Crema Valencia.

límites de ambas cordilleras se distinguen diferencias significativas desde un punto de vista tectónico (orientación de pliegues y/o discontinuidades, etc.) mientras que sin embargo desde el punto de vista estratigráfico, las series de ambos sistemas tectónicos son muy semejantes. En especial, los materiales del Secundario (entre los que se encuentra las calizas denominadas comercialmente Crema Valencia: Cretácico – Senoniense Superior) son idénticos en todo el área, y corresponden globalmente a una sedimentación de tipo plataforma. Al principio de la serie, la sedimentación es de espesor prácticamente constante. Luego se acusan las diferencias en la subsidencia, que aumenta hacia el Sur (hacia la zona de extracción: Barxeta). Los depósitos del Senoniense al norte de la zona de estudio tienen una potencia de 700 m, mientras que al sur es de 1300 m. El Senoniense también presenta un detritismo arenoso de importancia variable, asociado a la emersión de un macizo en el actual Golfo de Valencia.

Finalmente, y desde un punto de vista tectónico, el extremo Sur del Sector Levantino de la Ibérica, está constituido tectónicamente por un sistema de anticlinales y sinclinales con ejes orientados SE-NO. Este sistema de pliegues se encuentra fallado por dos juegos principales de fracturas, que aproximadamente se orientan paralela y perpendicularmente a la orientación de los pliegues.

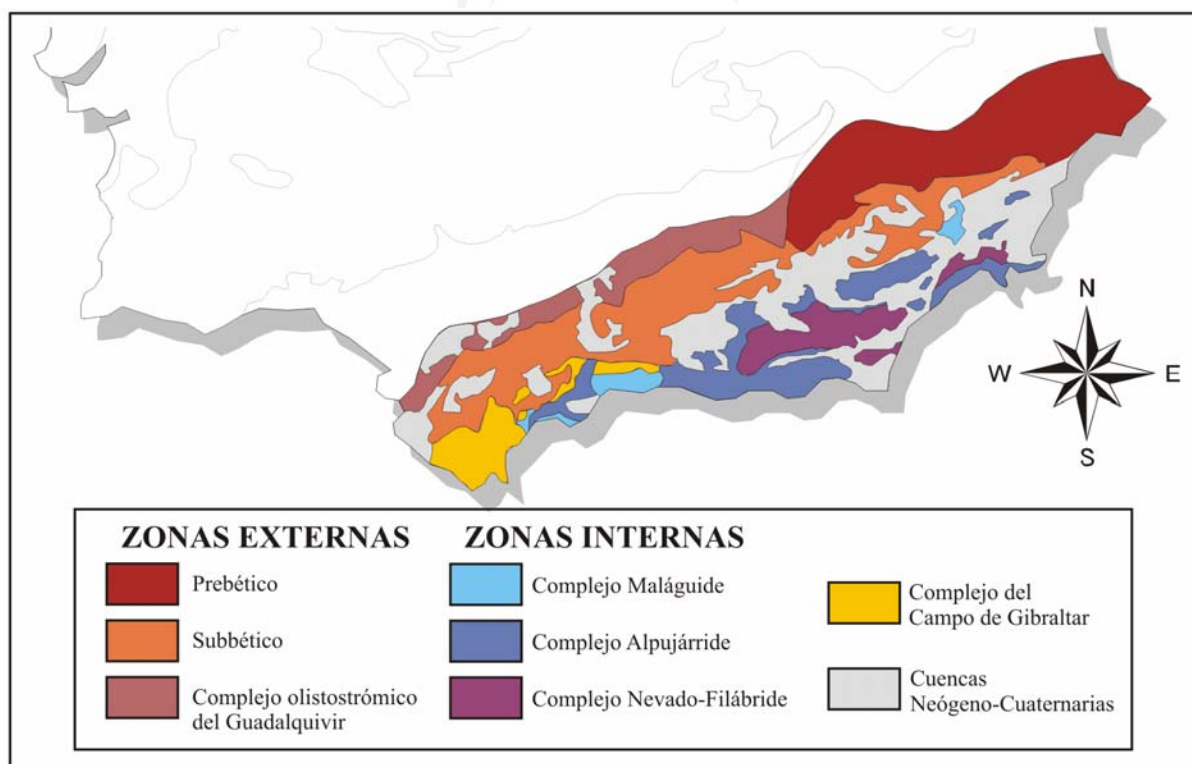


Figura 3-5: Subunidades estructurales de la Cordillera Bética (según Vera y Martín-Algarra, 2004).

3.2.3. El Ambarino, el Amarillo Triana, el Beige Serpiente, el Blanco Tranco, el Gris Macael, el Marrón Emperador y el Rojo Cehegín - Cordillera Bética.

La Cordillera Bética constituye, junto al Rif (Norte de Marruecos y Argelia), la parte más occidental de las Cadenas Alpinas Mediterráneas. Está dividida en dos dominios principales (figura 3-5): las *Zonas Externas*, situadas al norte y las *Zonas Internas* al sur, las cuales se encuentran más metamorfizadas y más afectadas por procesos tectónicos. Otro dominio de menor extensión en la Cordillera es el *Complejo del Campo de Gibraltar*. Sobre todos estos dominios se localizan numerosas *cuencas neógeno-cuaternarias*, rellenas por potentes sucesiones de sedimentos que se apoyan discordantemente sobre los materiales de las Zonas Externas e Internas de la Cordillera (Alfaro et al., 2003).

Marrón Emperador, Beige Serpiente, Ambarino, Rojo Cehegín - Zonas Externas Béticas

Los materiales que afloran en las Zonas Externas Béticas son los que se depositaron en el Paleomargen Sudibérico durante el Mesozoico y la mayor parte del Cenozoico, y que fueron deformados especialmente durante el Mioceno, entre el Burdigaliense y el Mioceno superior (Vera y Martín-Algarra, 2004).

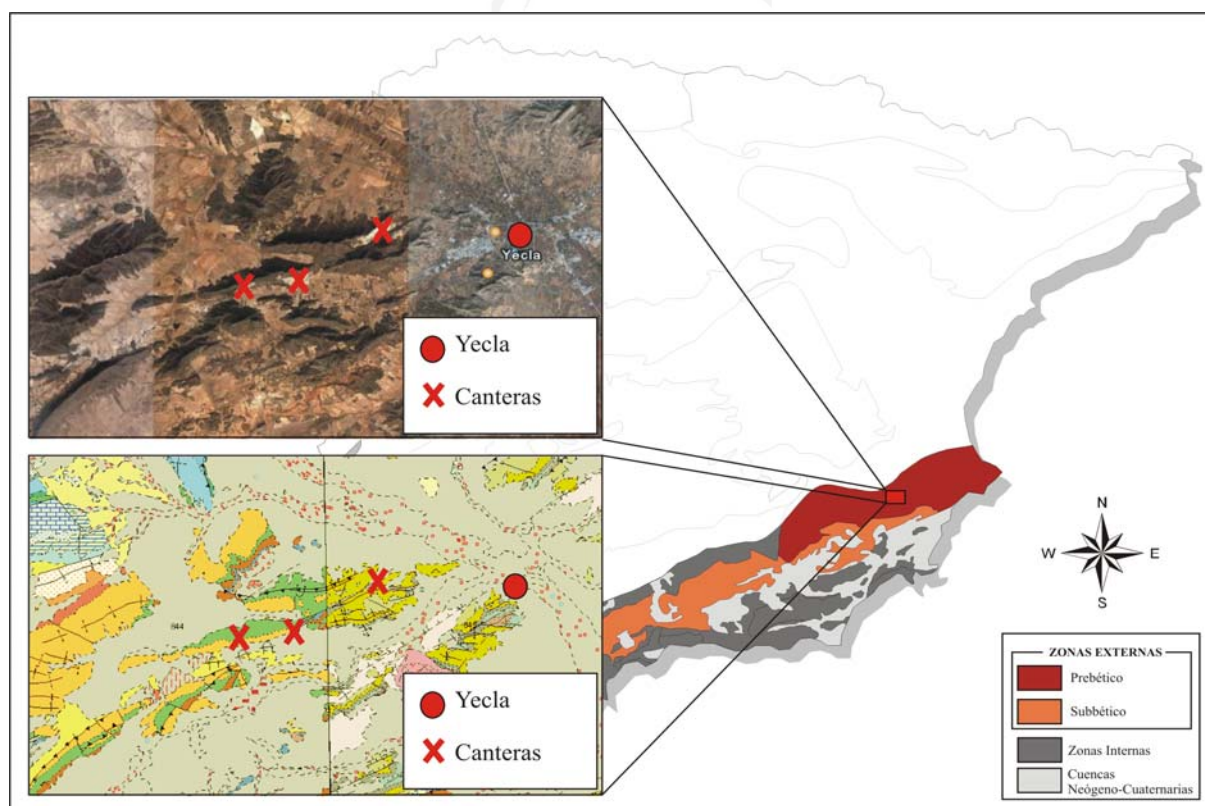


Figura 3-6: Localización y contexto geológico de las canteras de Marrón Emperador.

Una primera subdivisión de las Zonas Externas es en Prebético y Subbético. Esta subdivisión atiende tanto a aspectos tectónicos como estratigráficos y paleogeográficos. Tectónicamente, el Prebético corresponde a materiales parautóctonos o moderadamente alóctonos, mientras que el Subbético está, en conjunto, mucho más deformado y su carácter alóctono es evidente. Desde el punto de vista estratigráfico, las sucesiones del Prebético contienen mayoritariamente facies marinas poco profundas, con importantes episodios continentales, incluso con intervalos de erosión, según los sectores. En esta unidad se localiza el Marrón Emperador (García de Domingo et al., 1984; Gállego Corduras et al., 1984; García del Cura et al., 1999) (figura 3-6). Por el contrario, en el Subbético dominan las facies pelágicas a partir del Pliensbachiense superior (Domeriense), momento en el que se inició la fase principal de fracturación (rifting) intracontinental, tras la que desaparecieron las grandes plataformas carbonatadas marinas de aguas someras en las que se depositaron los sedimentos previos a este evento. Es en este ámbito donde afloran las variedades de roca ornamental comercializadas como Ambarino, Beige Serpiente y Rojo Cehegín (figura 3-7) (Velado et al., 1974; Jerez Mir et al., 1974; Lupiani Moreno et al., 1988).

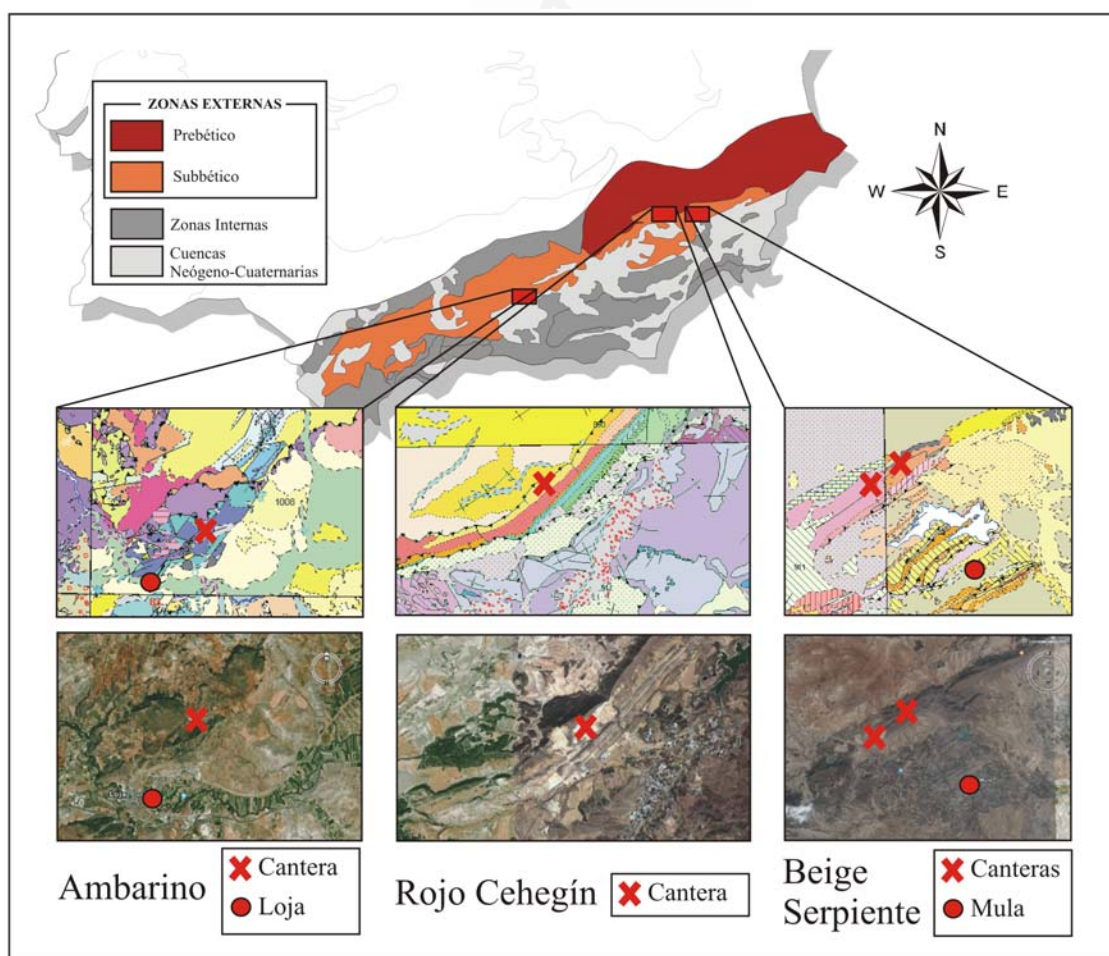


Figura 3-7: Localización y contexto geológico de las canteras de Ambarino, Rojo Cehegín y Beige Serpiente.

Amarillo Triana, Gris Macael, Blanco Tranco - Zonas Internas Béticas

Las Zonas Internas Béticas están constituidas por un complejo de Unidades Frontales imbricadas y una pila antiformal formada por tres complejos de unidades alóctonas: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide. La pila de unidades, originalmente cabalgantes, está recubierta por sedimentos marinos transgresivos y discordantes del Burdigaliense inferior y fue afectada por una tectónica extensional contemporánea del final del metamorfismo alpino y de las deformaciones postcolisionales postburdigalienses.

Las diferencias geológicas de las Zonas Internas con respecto a las Zonas Externas y el Complejo del Campo de Gibraltar son, básicamente: 1) mayor intensidad de la deformación en las Zonas Internas; 2) incorporación del antiguo zócalo paleozoico a muchas unidades alóctonas; 3) existencia casi generalizada de metamorfismo alpino (y prealpino); y 4) diferencias en las facies triásicas y, en menor medida, posttriásicas. No obstante, no todos estos rasgos se observan necesariamente siempre y por igual en todas las unidades (Vera y Martín-Algarra, 2004).

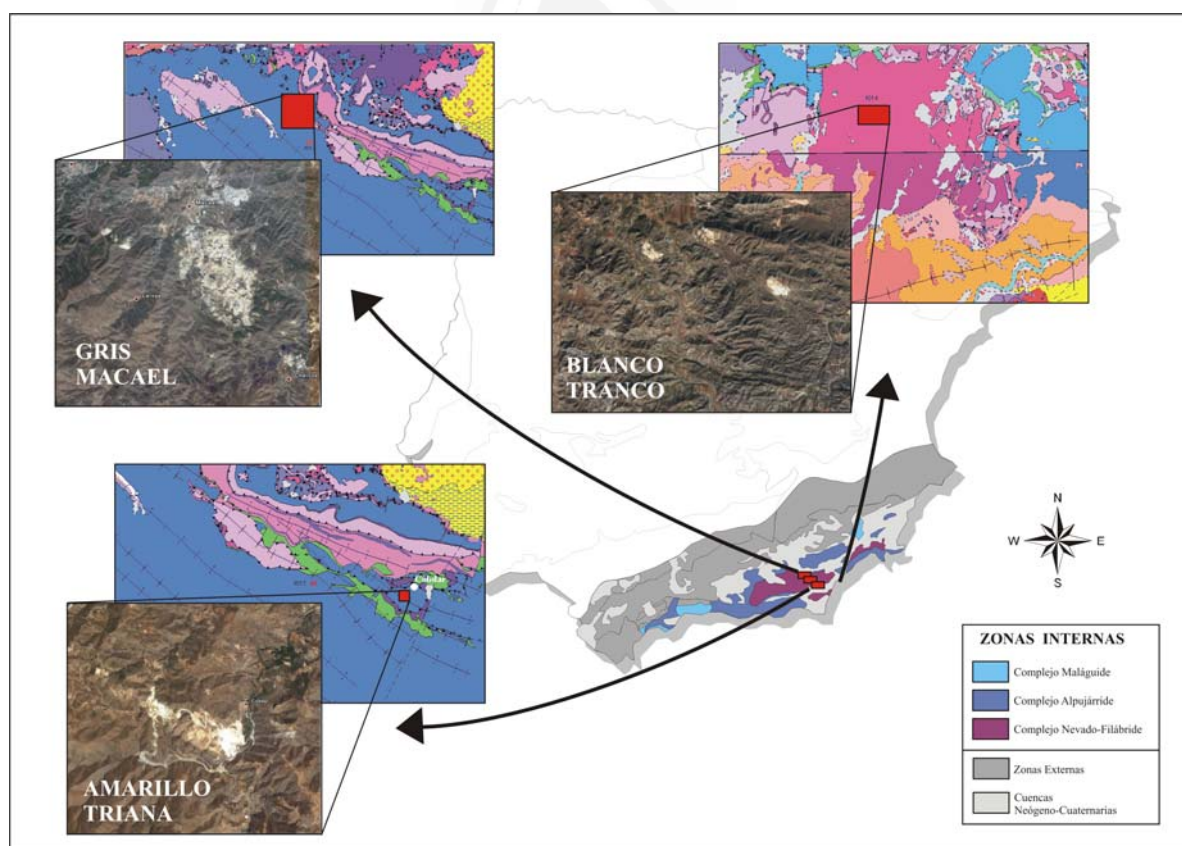


Figura 3-8: Localización y contexto geológico de las canteras de Amarillo Triana, Blanco Tranco y Gris Macael

El Complejo Nevado-Filábride es el que ocupa la posición tectónica más baja dentro de las Zonas Internas. En este complejo, y en concreto en la mitad oriental de la Sierra de los Filabres, es de donde se extraen los mármoles estudiados en esta Tesis: Amarillo Triana (Kampschuur et al., 1975b), Blanco Tranco (Kampschuur et al., 1975a) y Gris Macael (Kampschuur et al., 1975b) (figura 3-8). Globalmente, se diferencian dos unidades consideradas una Inferior y la otra Superior. La sucesión de la Unidad Inferior del Complejo Nevado-Filábride está formada por esquistos grafitosos con intercalaciones de cuarcitas y algunos niveles de mármoles grafitosos y anfibolitas. En la Unidad Superior suelen diferenciarse dos tipos de sucesiones litológicas: 1) en la sucesión inferior predominan los esquistos grafitosos oscuros, con intercalaciones de cuarcitas, meta-areniscas y gneises; 2) la sucesión superior está constituida predominantemente por esquistos albíticos, gneises, metabasitas, serpentinitas, anfibolitas, micasquistos y mármoles (entre los que destacan los aflorados en Macael).

3.3. Descripción petrográfica

3.3.1. Ambarino (A)

La roca ornamental comercializada como Ambarino corresponde a una dolomía con textura brechoide de color beige (coordenadas cromáticas RGB globales: 227, 208, 184). En ella podemos diferenciar dos elementos texturales diferentes: los clastos y la pasta que los engloba (figura 3-9).

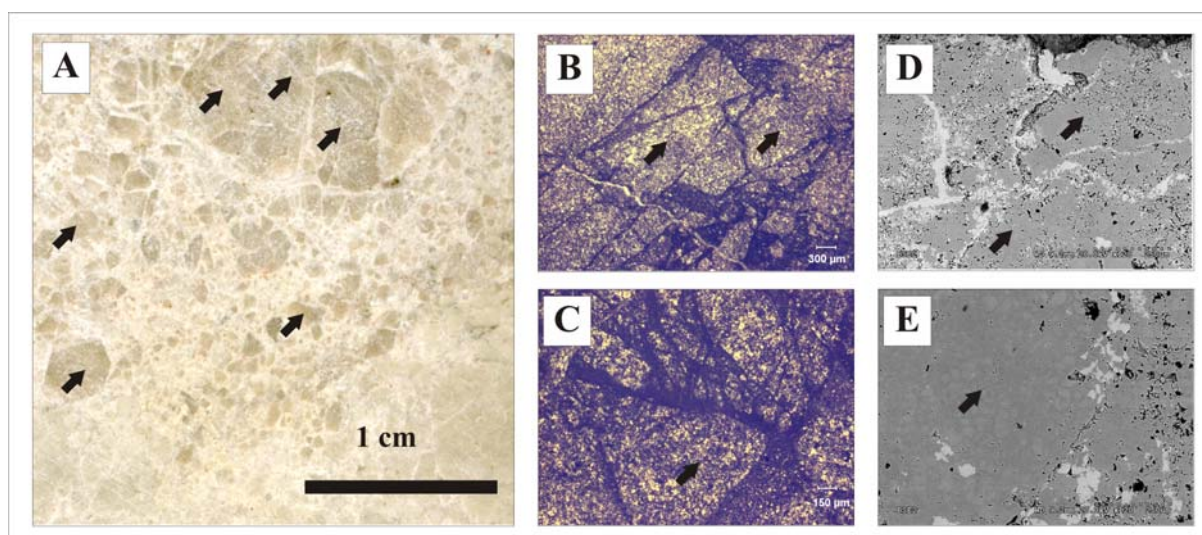


Figura 3-9: Aspecto de la variedad Ambarino (dolomía brechoide) a diferentes escalas: [A] mesoescala; [B], [C], [D] y [E] microescala. Las fotomicrografías [B] y [C] están tomadas en MOP

con nícoles cruzados. [D] y [E] corresponden a imágenes de SEM-bse. Las flechas señalan ejemplos de clastos.

Petrografía de los clastos

Los clastos presentan una naturaleza dolomítica y poseen un rango de tamaños que, en rasgos generales, no suelen superar los 3 cm de diámetro, aunque la población más abundante se encuentra por debajo de los 2.5 mm.

Los contornos de estos clastos están definidos o bien de forma neta por un sistema de fisuras que no suelen superar las 100 μm de abertura, o bien mediante contactos difusos en los que la porosidad del clasto aumenta gradualmente hacia el exterior hasta fundirse visualmente con la pasta (figura 3-10).

La textura de los clastos es microcristalina. El rango de tamaño de los cristales es bastante amplio, pudiendo oscilar entre las 10 y 60 μm , aunque las poblaciones más abundantes se registran entre 20 y 40 μm (tamaño de decimicra) (figura 3-11). Atendiendo al grado de idiomorfismo de los cristales, se observa un predominio de cristales anhedrales, lo que le confiere una textura xenotópica (la terminología y criterios de clasificación se ha realizado según Friedman, 1965) (figura 3-12).

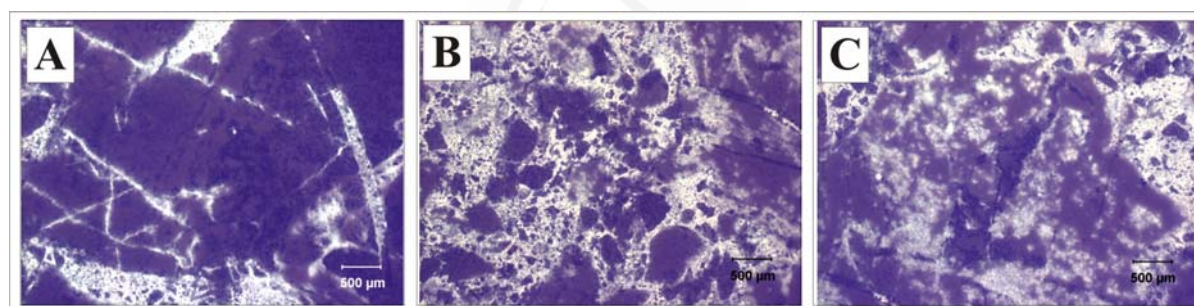


Figura 3-10: Distribución de la porosidad respecto a los clastos. En [A] se muestran clastos definidos por fisuras; en [B] se observan clastos de contornos difusos; y en [C], la mayor parte de la imagen está

ocupada por un gran clasto, cuyos bordes son difusos y posee una porosidad elevada, similar a la de la pasta que lo circunda.

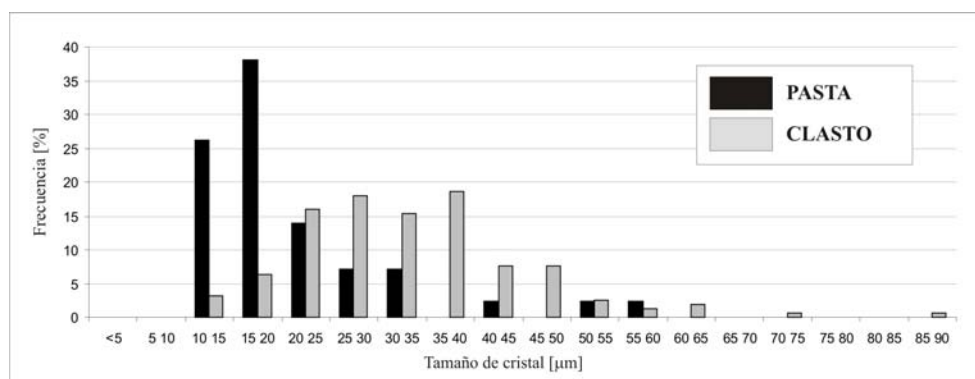


Figura 3-11: Distribución de tamaño de cristal en la pasta y los clastos de la variedad Ambarino.

La porosidad de aquellos clastos definidos netamente por fisuras es muy baja, según las observaciones realizadas en láminas delgadas con fluoresceína, mientras que los clastos de contornos difusos poseen porosidades que pueden llegar a equipararse con la de la pasta que los rodea (figura 3-14).

Petrografía de la pasta

La pasta posee una naturaleza mineralógica mixta, formada tanto por calcita como por dolomita. Las tinciones con rojo de Alizarina realizadas, tanto sobre muestras de mano como sobre láminas delgadas, así como las observaciones en SEM-bse, nos permiten conocer que la distribución de la calcita en la pasta no es homogénea (figura 3-13).

Por una parte, las fisuras que fragmentan los clastos, y que en algunos casos afectan también a la pasta, suelen poseer un contenido calcítico próximo al 100%. Por otra parte, la pasta que engloba los clastos y que no se encuentra asociada al relleno de ninguna fractura presenta un contenido predominante de dolomita, aunque el porcentaje de calcita puede variar significativamente según el punto estudiado.

La textura de la pasta es microcristalina. Por lo general, el tamaño de los cristales oscila en un rango de variación bastante estrecho (en comparación con los clastos). El tamaño medio se encuentra entre 10 y 20 μm (tamaño decimicra) pero en algunas zonas es posible encontrar cristales de dolomita que pueden alcanzar las 100 μm (figura 3-11). Atendiendo a su idiomorfismo, los cristales de dolomita suelen ser euhedrales/subhedrales (textura idiotópica/hipidiotópica), confiriéndole un aspecto más esponjoso a la pasta y teniendo asociada una porosidad mayor (figura 3-12).

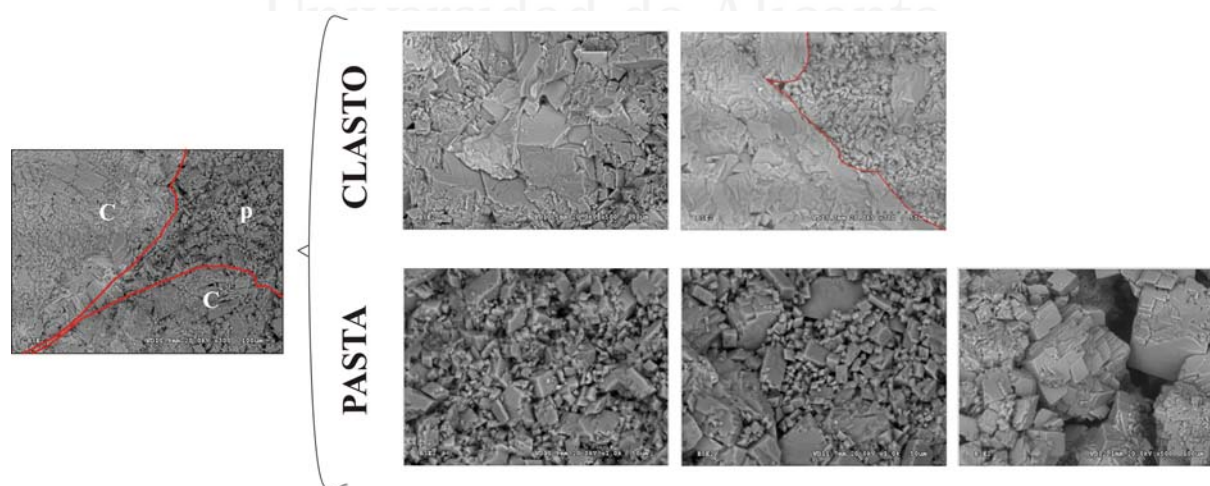


Figura 3-12: Fotomicrografías de SEM-bse de las diferentes texturas observadas en la pasta (p) y en los clastos (C). Las superficies observadas corresponden a superficies de rotura de las probetas tras ensayos de compresión simple.

La porosidad abierta conectada global de las probetas de Ambarino oscila entre 4.5 y 9%. La distribución del tamaño de poro en estas probetas se muestra en la figura 3-14, obtenida mediante porosimetría de mercurio. En esta gráfica se puede observar cómo aproximadamente el 80% de los poros están englobados entre 0.05 y 1 μm , estando esta población sesgada hacia la derecha (hacia los poros de mayor tamaño). Por otra parte, la población de poros con un tamaño superior a 70 μm es inferior al 10%, lo cual nos confirma la escasa presencia de fisuras abiertas (escasez también observada en MOF).

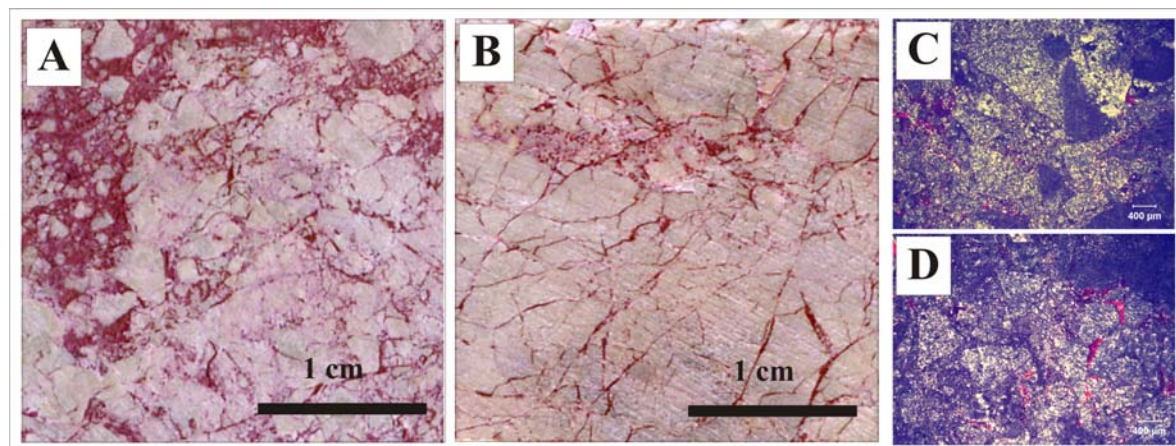


Figura 3-13: Muestras de Ambarino con tinción de rojo de Alizarina. En las imágenes [A] y [B] se muestran dos ejemplos de distribución de la calcita (teñida de rojo) en muestras a mesoescala. Se aprecia como en [B] existe un bajo porcentaje de pasta, y la calcita se concentra en las fisuras interclásticas, mientras que en [A] hay un mayor

contenido de pasta, pero la calcita no se distribuye homogéneamente en ella. Las microfotografías [C] y [D] se han tomado mediante MOP con nicoles cruzados. En ellas se observa con mayor detalle la presencia y distribución de la calcita en los clastos (dolomita) y pasta (calcita y dolomita) del Ambarino.

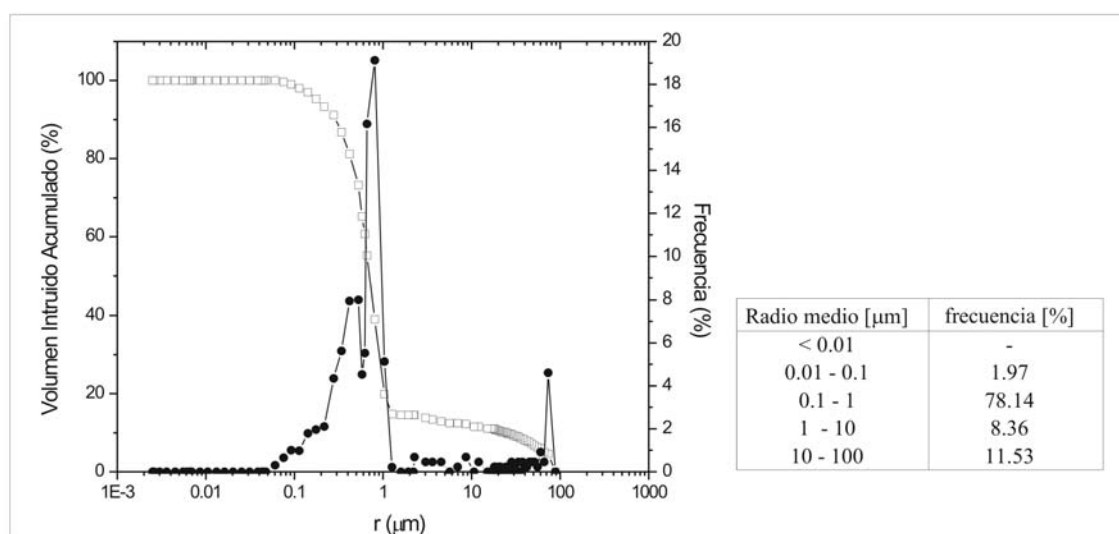


Figura 3-14: Distribución de tamaño de poros en la variedad Ambarino, obtenida a partir de los resultados de porosimetría de mercurio.

3.3.2. Amarillo Triana (AT)

La variedad comercial estudiada de Amarillo Triana corresponde a un mármol dolomítico de color amarillo con abundante presencia de fisuras con relleno marrón oscuro. El aspecto visual y el desarrollo de las fisuras nos permite clasificar las probetas entre dos extremos. A las probetas pertenecientes a cada extremo se les ha siglado mediante ATO (Amarillo Triana Oscuro) y ATC (Amarillo Triana Claro) (figura 3-15). ATO posee un color amarillo más intenso (coordenadas cromáticas RGB globales: 44, 47, 100), y puede poseer importantes desarrollos de las fisuras, dando lugar en algunos casos a reseñables procesos de disolución-precipitación. ATC ofrece un color más claro (coordenadas cromáticas RGB globales: 44, 83, 91), y aunque puede presentar sistemas con elevado número de fisuras, nunca están tan desarrolladas como en ATO. Entre estos dos extremos aparecen multitud de casos intermedios con características mixtas entre uno y otro.

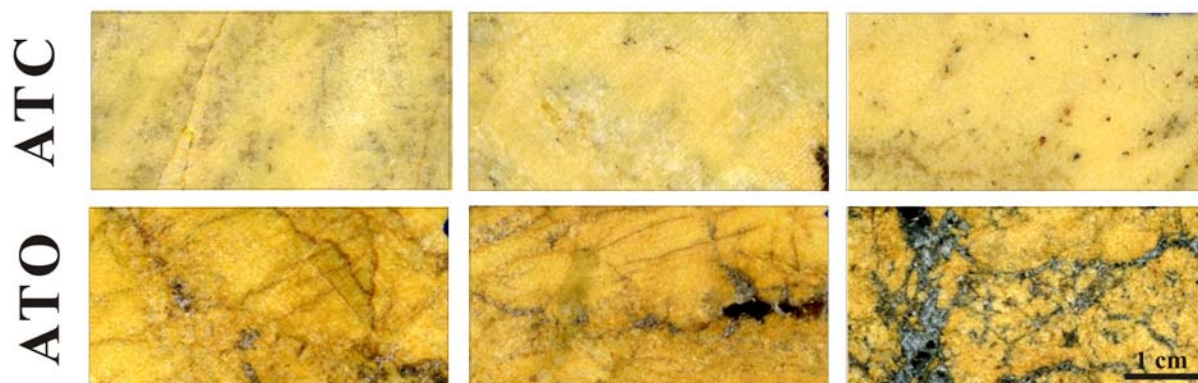


Figura 3-15: Subvariedades del Amarillo Triana. ATC: Amarillo Triana Claro; ATO: Amarillo Triana Oscuro.



Figura 3-16: Ejemplos de la distribución de la calcita (teñida en rojo con Alizarina) en las dos subvariedades de Amarillo Triana ([A] y [B]: ATO; [C]: ATC). En ATO es común la presencia de

abundante calcita y se asocia a vénulas ([A] y [B]) y espaciados intercristalinos ([B]). En ATC se restringe únicamente al relleno de fisuras puntuales con escasa apertura (flecha blanca en [C]).

La mineralogía del Amarillo Triana corresponde mayoritariamente a dolomita, aunque siempre posee un contenido variable de calcita que en algunas muestras puede llegar a ser superior al 5% (normalmente los contenidos muy elevados se asocian a ATO) (figura 3-16). La calcita suele encontrarse cementando fisuras y espaciados entre cristales de dolomita (*por espaciado o espaciado intercrystalino, se hace referencia a la distancia existente entre cristales vecinos*), y siempre posee asociada a ella un contenido variable de óxidos y/o hidróxidos de hierro y manganeso que puntualmente pueden contener titanio. A su vez, estos óxidos y/o hidróxidos se localizan en la mayoría de los casos tapizando huecos existentes en la calcita o bien en los contornos de los cristales calcíticos. De forma puntual también podemos observar un contenido traza de otros minerales como apatito y minerales argilomíceos (figura 3-17).

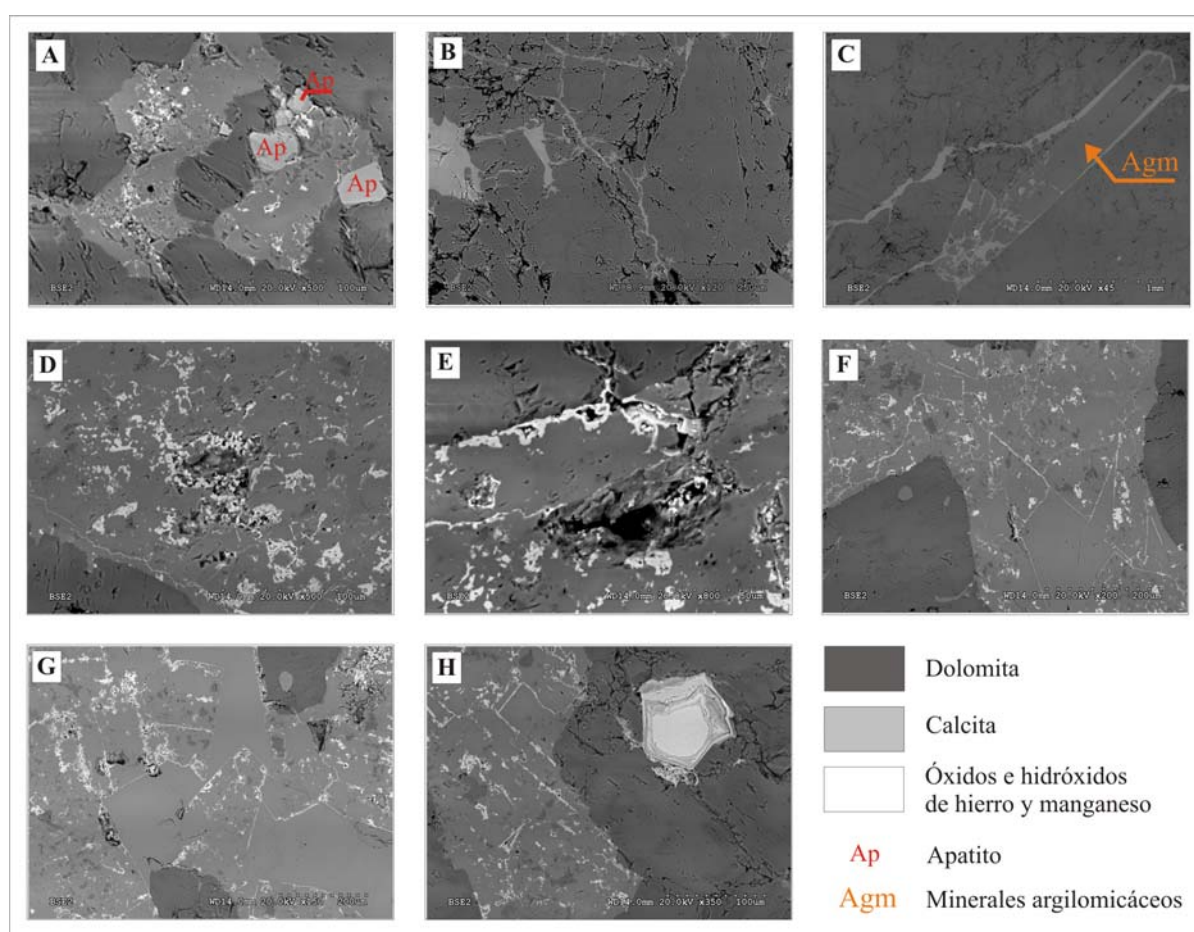


Figura 3-17: Mineralogía del Amarillo Triana. Fundamentalmente está constituido por dolomita, calcita y óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso. Puntualmente se localiza apatito (imagen [A]) y minerales argilomíceos (imagen [C]). Se puede definir un proceso secuencial en la cristalización de la calcita y los óxidos e hidróxidos en la roca, ya que la calcita rellena fisuras preexistentes en la dolomía (F), [G] y [H]), así como el espaciado intercrystalino dando

lugar a un tapizado externo de los cristales tanto dolomíticos ([B]) como de otras naturalezas ([C]). Posteriormente cristalizan los óxidos e hidróxidos en los huecos existentes en la calcita ([D] y [E]) así como en los espacios intercrystalinos de la misma ([F], [G] y [H]). Mayoritariamente los óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso se encuentran asociados a la calcita, aunque también se pueden encontrar ejemplares aislados en la dolomita ([H]).

El Amarillo Triana posee una textura microcristalina homeoblástica, con un rango de tamaño de cristal que oscila desde 20 μm hasta 110 μm (tamaño deci-/centimicra) (figura 3-18). Este amplio rango de tamaños se encuentra disperso en áreas donde el tamaño de cristal es más o menos constante, y el cual difiere del tamaño medio medido en otras zonas (zonación del tamaño de cristal) (figura 3-19).

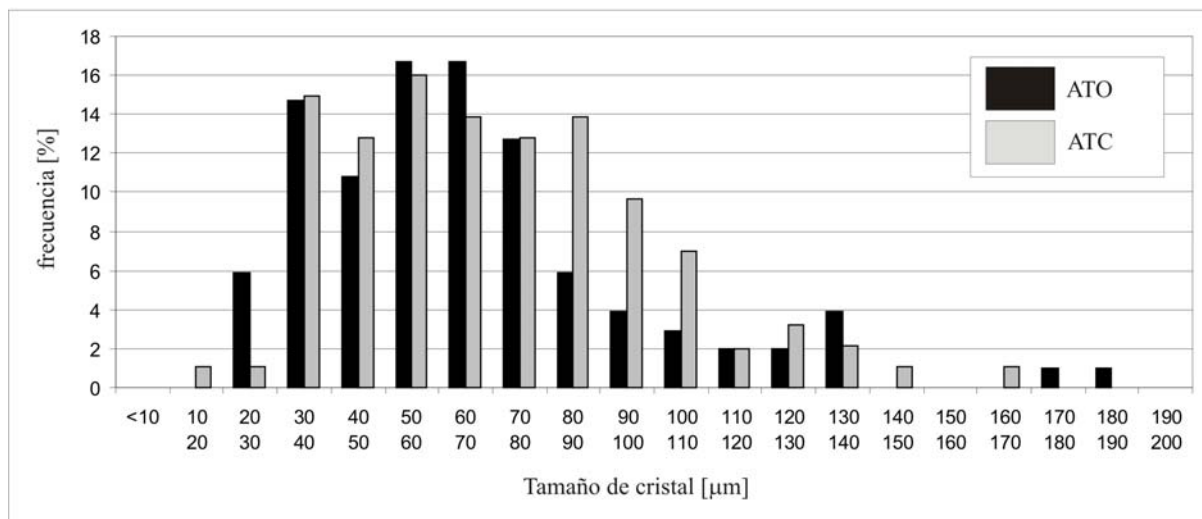


Figura 3-18: Distribución de tamaño de cristal en ATC y ATO.

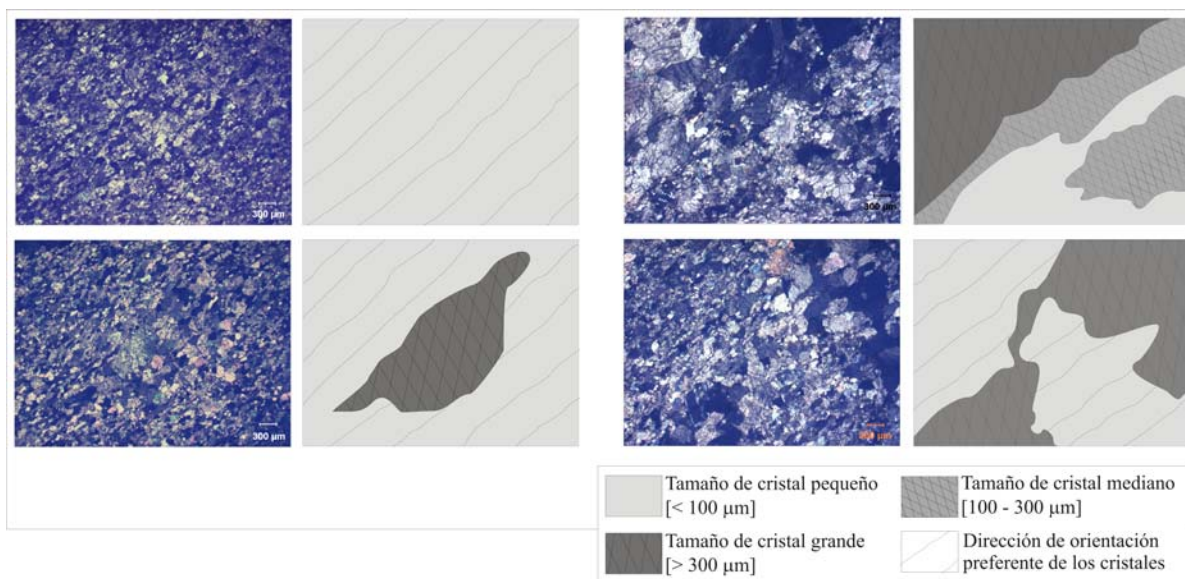


Figura 3-19: Fotomicrografías obtenidas en MOP (nícoles cruzados). Los esquemas muestran tanto la

orientación preferencial de los cristales, como la zonación de los mismos respecto su tamaño de cristal.

AT posee una textura fuertemente anisotrópica, ya que los cristales muestran una importante orientación preferencial (figura 3-19). Por otra parte, atendiendo a su forma, los cristales son preferentemente xenoblásticos, y en conjunto la fábrica muestra una textura granoblástica con contacto curvo (según Heinrich, 1956 y Spry, 1986) (figura 3-20).

La porosidad de esta roca es muy variable. Los valores de porosidad abierta medidos en las muestras que no poseen un desarrollo importante de las fisuras oscila entorno al 2 %. Sin embargo, en aquellas probetas con fuertes procesos de disolución en las fisuras que dan lugar incluso a huecos y cavidades, la porosidad puede llegar a tomar valores superiores al 8 %. Las características concretas del sistema poroso han sido estudiadas mediante porosimetría de mercurio y microscopía óptica de láminas delgadas con fluoresceína. La porosimetría de mercurio muestra dos poblaciones bien diferenciadas: una donde el tamaño de los poros oscila entre 0.05 – 0.6 μm de media y que se corresponde a la porosidad intercrystalina observada mediante MOF; y una población de poros con un tamaño superior a 70 μm que corresponde a las frecuentes fisuras

observadas en las preparaciones, y que presentan una orientación aproximadamente perpendicular al bandeado marcado por la orientación de los cristales. Las dos subvariedades descritas inicialmente para el Amarillo Triana (ATC y ATO) no suelen presentar diferencias significativas respecto a tamaño de cristal o mineralogía, sin embargo, sí que existen importantes variaciones en cuanto a las características de sus sistemas porosos. El espaciado entre cristales en ATC es menor (según su porosimetría de mercurio), registrando valores entre 0.05 y 0.2 μm . Tan solo el 45 % de la porosidad de esta subvariedad se engloban en esta población (porosidad intercrystalina). Por el contrario, en ATO el espaciado entre cristales oscila entre 0.05 y 0.6 μm . En este caso la porosidad intercrystalina se eleva al 75 % de la porosidad total de la roca.

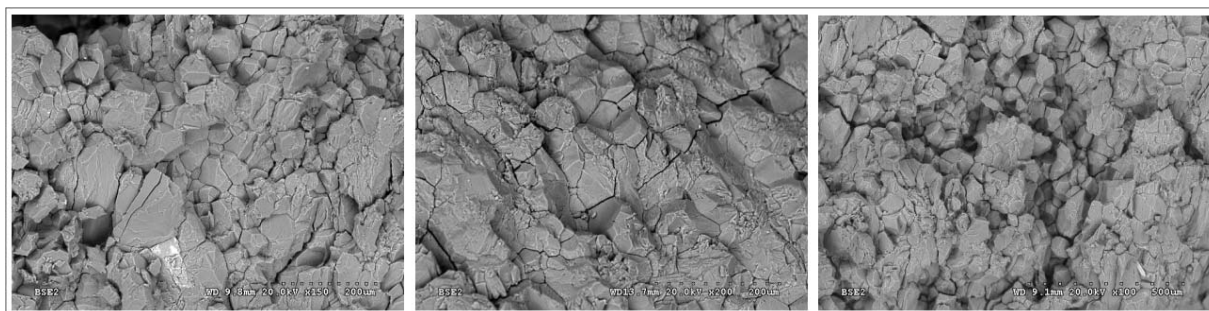


Figura 3-20: Texturas observadas en las muestras de Amarillo Triana. Fotomicrografías tomadas sobre

superficies de rotura tras ensayos de compresión uniaxial (SEM-bse).

3.3.3. Blanco Alconera (BA)

El Blanco Alconera constituye una caliza muy homogénea, de color blanco/rosado (coordenadas cromáticas RGB generales: 233, 226, 220) y con algunas zonas coloreadas difusamente en morado, verde o gris. Está formada mayoritariamente por calcita, aunque puede llegar a poseer porcentajes relativamente elevados de dolomita ferrosa (se tiñe de azul tras la tinción con ferricianuro potásico; figuras 3-22, 3-24 y 3-25). También se observan piritas, cuarzo y minerales argilomicaáceos (figura 3-22 y 3-23). La distribución de la dolomita ferrosa en la roca suele coincidir

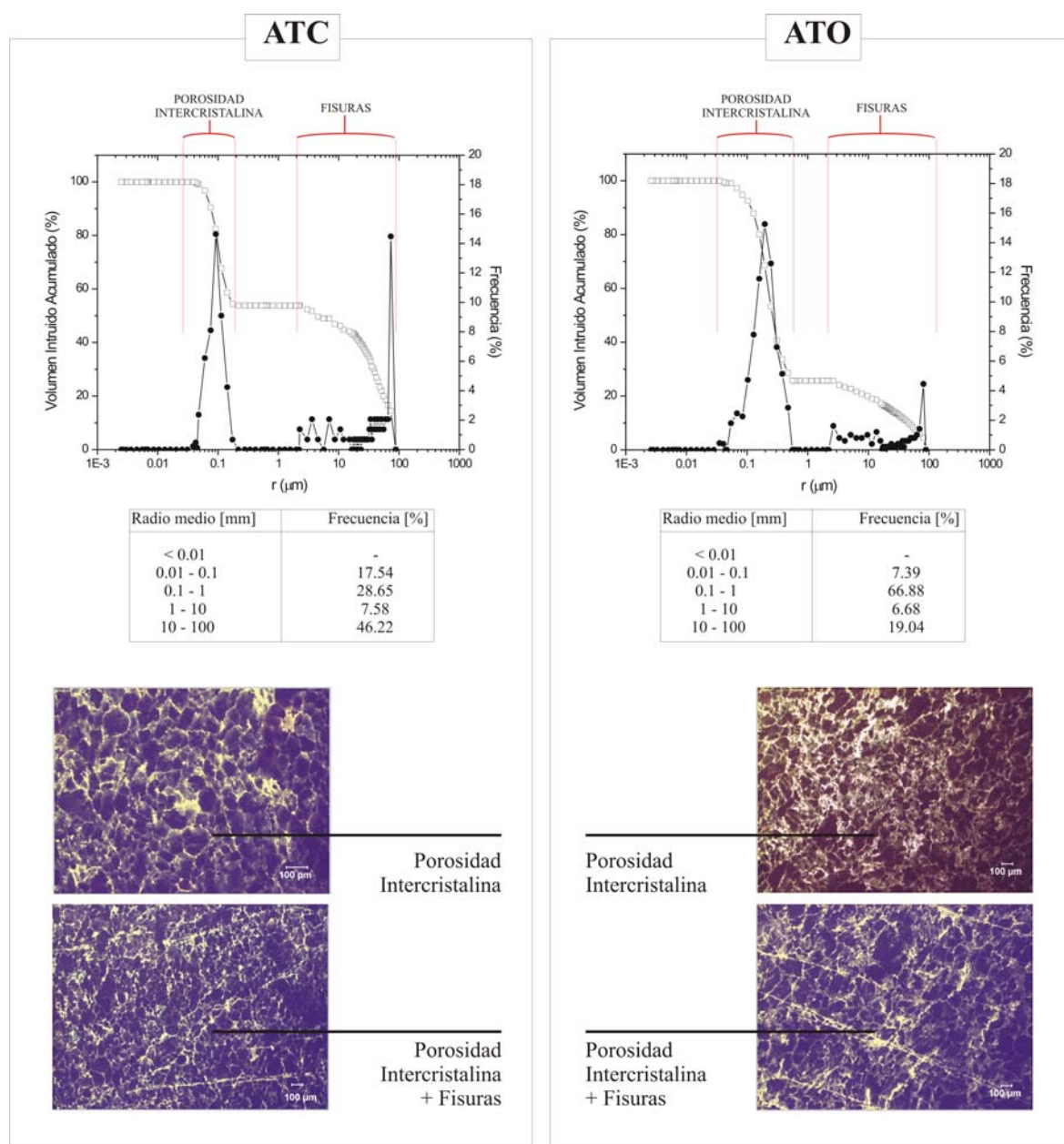


Figura 3-21: Distribución de tamaño de poros en ATC y ATO según porosimetría de mercurio. Es posible contrastar los resultados con las observaciones realizadas mediante MOF.

frecuentemente con las coloraciones observadas en muestra de mano (aunque no necesariamente, figura 3-24), pero su distribución es aleatoria en la roca, ya que no se encuentra asociada a ningún elemento estructural (fisuras, vénulas, etc).

El tamaño de los cristales en esta variedad es bastante constante y generalmente oscila entre 10 y 35 μm (textura microcristalina, tamaño de decimicra) (figura 3-26), excepto en los cristales de calcita que cementan vénulas blancas observadas puntualmente, donde los cristales pueden llegar a ser de orden milimétrico. En ambos casos los cristales muestran una textura xenotópica y no poseen ningún tipo de orientación.

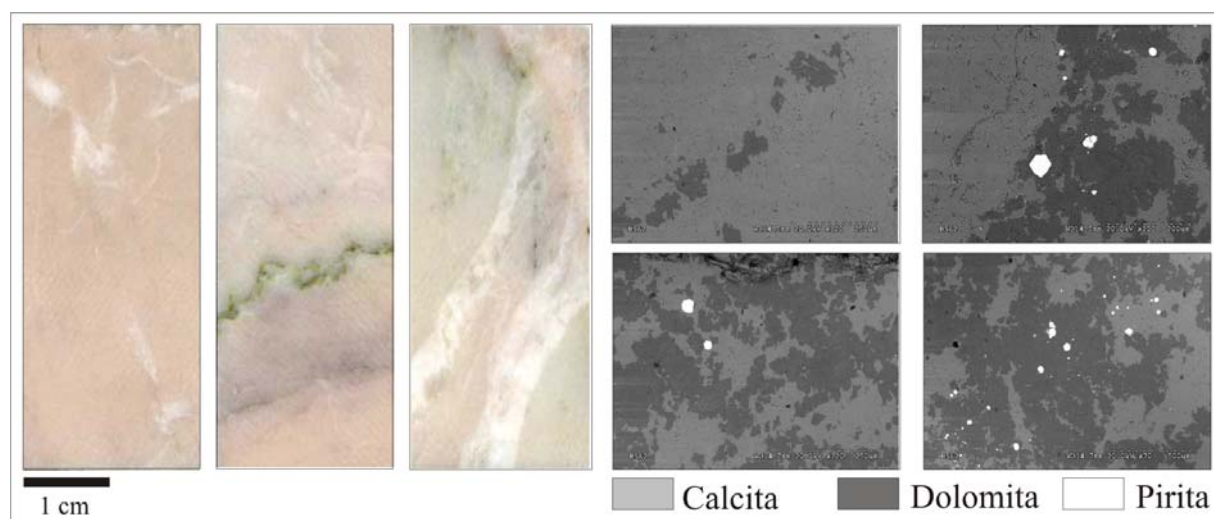


Figura 3-22: Imágenes a mesoescala de la variedad Blanco Alconera (izquierda) y a microescala, observadas con SEM-bse (derecha).

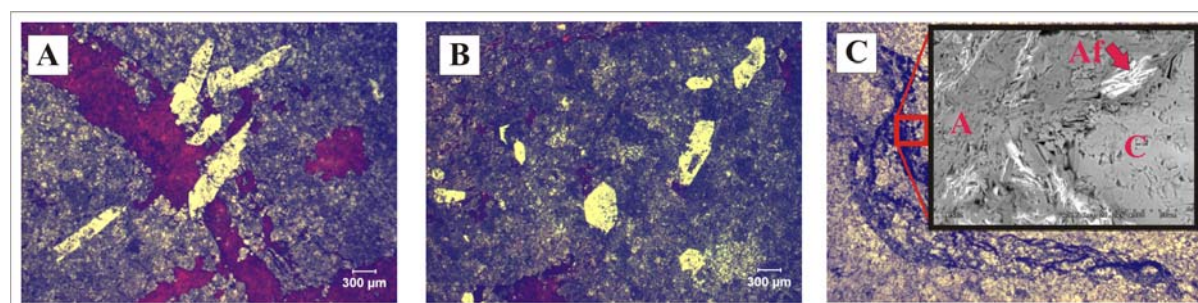


Figura 3-23: [A] y [B]: fotomicrografías obtenidas mediante MOP (nícoles paralelos). Los cristales más blancos corresponden a cuarzo (determinados con SEM-EDS). Las preparaciones están teñidas con rojo de Alizarina (calcita coloreada en rojo). [C]: Imagen de MOP (nícoles paralelos) en la que se aprecia una acumulación de minerales argilomícáceos y opacos

(piritas, según determinación con SEM-EDS). La preparación no está teñida con rojo de Alizarina. La imagen de detalle de estos minerales se ha obtenido mediante SEM-bse. En ella se aprecia calcita (C), minerales argilomícáceos (A), y minerales argilomícáceos con un mayor contenido en hierro (Af).

La porosidad de esta roca es muy baja, siendo siempre inferior a 2 %. La distribución del tamaño de poros, según su porosimetría de mercurio, se concentra en una única población con radios medios superiores a 2 μm y que, a tenor de las observaciones realizadas en microscopía óptica, corresponde a pequeñas fisuras puntualmente observadas (figura 3-27).

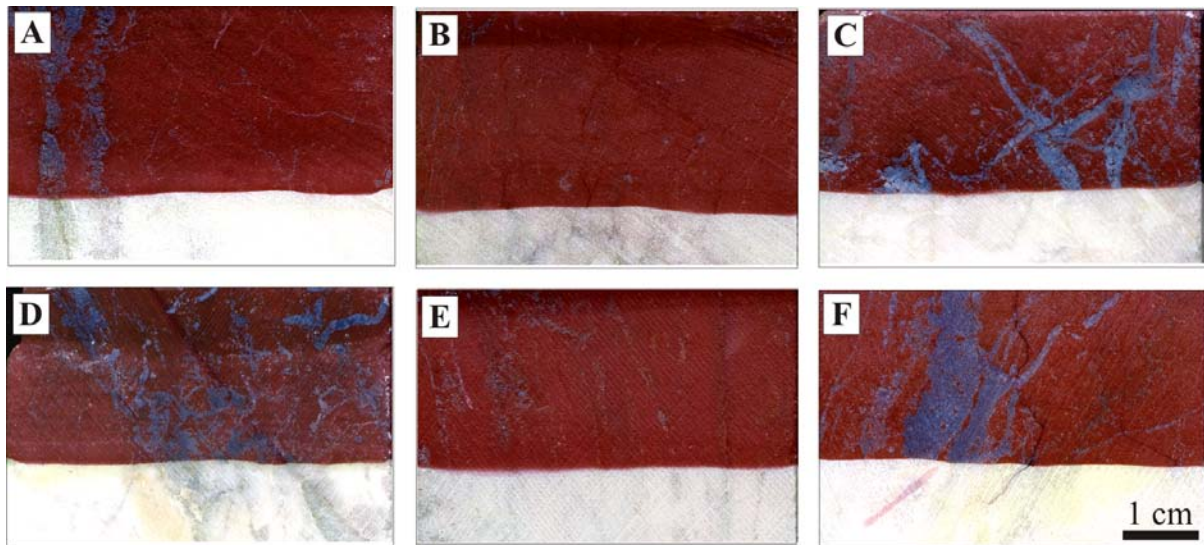


Figura 3-24: Distribución de la dolomita ferrosa (teñida de azul) en las muestras a mesoescala teñidas con rojo de Alizarina y ferricianuro potásico. Frecuentemente, la dolomita ferrosa coincide con las coloraciones oscuras de la roca (imágenes [A] y [D]).

Sin embargo, también se observan coloraciones que corresponden a calcita (teñidas de rojo: imágenes [B] y [E]), así como vénulas con cemento dolomítico ferroso sin diferenciación visual a mesoescala (imágenes [C] y [F]).

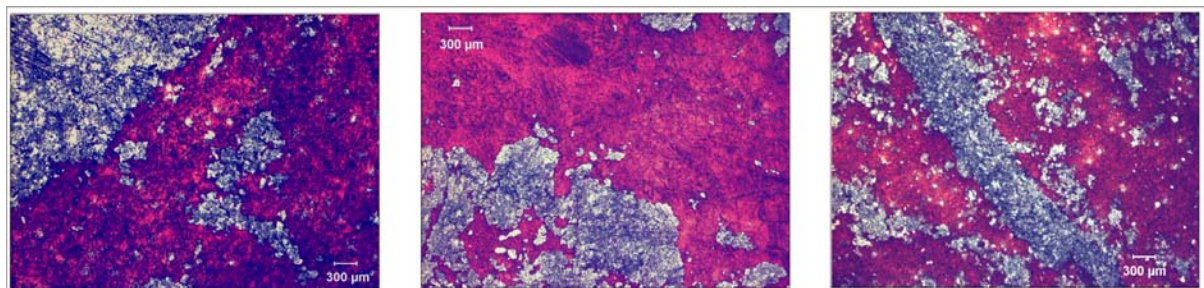


Figura 3-25: Imágenes de MOP (nícoles paralelos). Las preparaciones se han teñido con rojo de Alizarina (calcita teñida de rojo) y ferricianuro potásico (dolomita ferrosa teñida de azul).

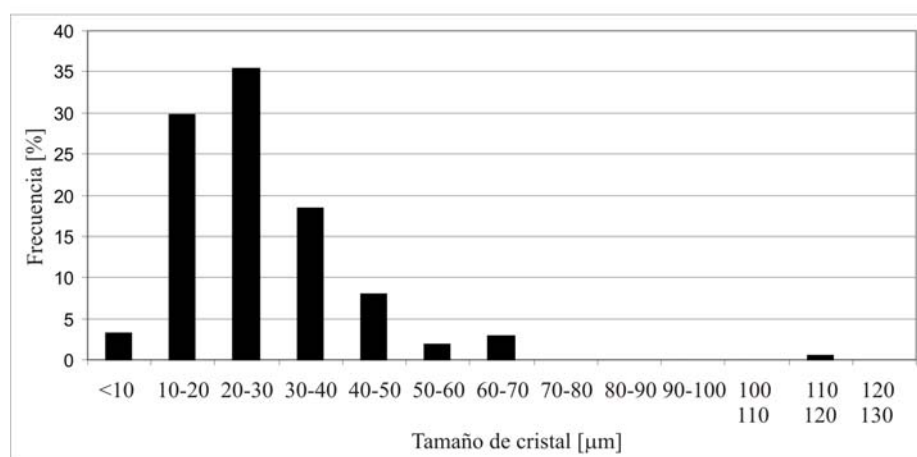


Figura 3-26: Distribución de tamaño de cristal en el Blanco Alconera.

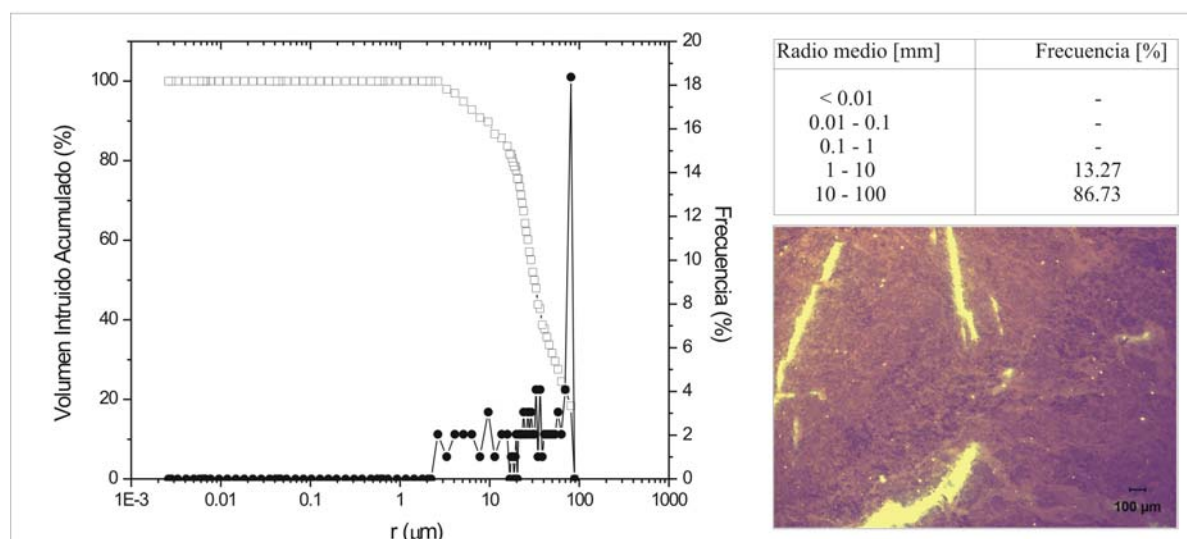


Figura 3-27: Distribución de tamaño de poros en BA según los resultados obtenidos con porosimetría de mercurio. Es posible contrastar los resultados

con las observaciones realizadas mediante MOF sobre muestras impregnadas con fluoresceína.

3.3.4. Beige Serpiente (BS)

El Beige Serpiente constituye una roca con características muy similares a las descritas para el Ambarino. Al igual que esta variedad comercial, en el Beige Serpiente se define como una dolomía brechoide, donde se pueden distinguir dos elementos texturales bien diferenciados (figura 3-28): por una parte los clastos, que suelen poseer coloraciones pardas, grisáceas o blanquecinas (coordinadas cromáticas RGB globales: (86, 86, 32), (146, 135, 89) y (255, 250, 228), respectivamente); y la pasta que engloba los clastos, de color rosada (coordinadas cromáticas RGB globales: 244, 203, 141).

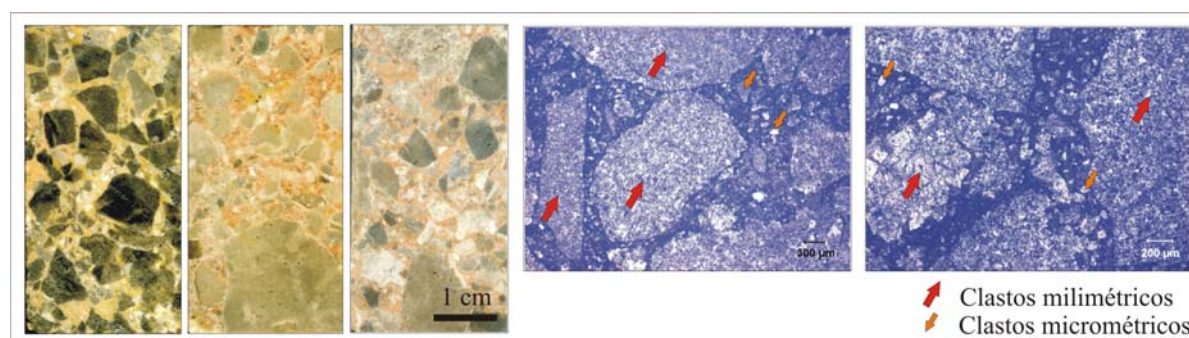


Figura 3-28: Aspecto de la variedad Beige Serpiente (dolomía brechoide) a diferentes escalas: mesoescala (izquierda) y microescala (derecha). Las

fotomicrografías están tomadas en MOP con nicoles paralelos.

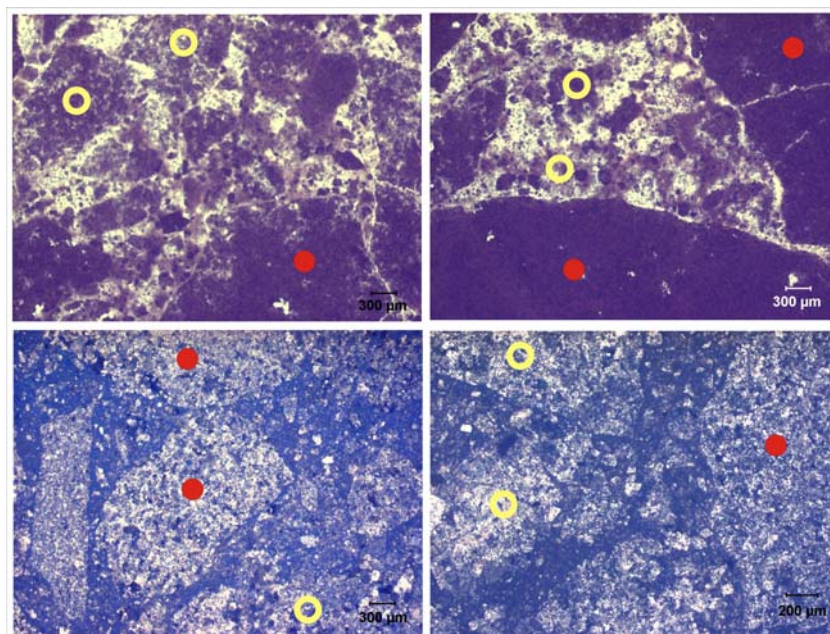


Figura 3-29: Fotomicrografías de MOF con muestras impregnadas con fluoresceína (arriba) y MOP con nicoles cruzados (abajo). Con círculos se distinguen los clastos con contorno

neto y fácilmente diferenciables de la pasta (círculo rojo) y aquellos clastos con continuidad óptica con la pasta (circunferencia amarilla).

Petrografía de los clastos

Los clastos poseen una mineralogía dolomítica (aunque de forma muy aislada también se ha localizado algún clasto calcítico) y tienen un tamaño superior al observado en el Ambarino. En este caso los clastos pueden llegar a ser de orden decimétrico, pero lo más frecuente es encontrarlos agrupados en dos poblaciones, una con un radio medio por debajo de los 6 mm y otra en torno a los 15 mm. También existe una población de clastos cuyo tamaño medio de radio es de orden micrométrico y se observan englobados en la pasta cuando ésta se estudia mediante microscopía óptica (figura 3-28).

En muestra de mano, los clastos presentan contactos netos y con contornos bien definidos, resultando sencillo diferenciar entre clasto y pasta. Sin embargo, a microescala se diferencian dos tipos de clastos en función de su contorno. Un grupo lo constituyen aquellos clastos con un tamaño de cristal bien definido y diferenciado del de la pasta, así como escasa porosidad, lo cual los hace fácilmente identificables. Sin embargo, pasta, tanto en el ámbito del tamaño de cristal como en su porosidad (figura 3-29). Esto hace que su delimitación sea compleja, así como que no exista una discontinuidad real entre clasto y pasta.

La textura de los clastos es microcristalina. El rango de tamaño de los cristales varía según el punto considerado, pero de forma promediada oscila entre 10 y 45 μm (tamaño decimicra) (figura 3-30). La forma anhedral de los cristales permite clasificar la fábrica de los clastos como xenotópica.

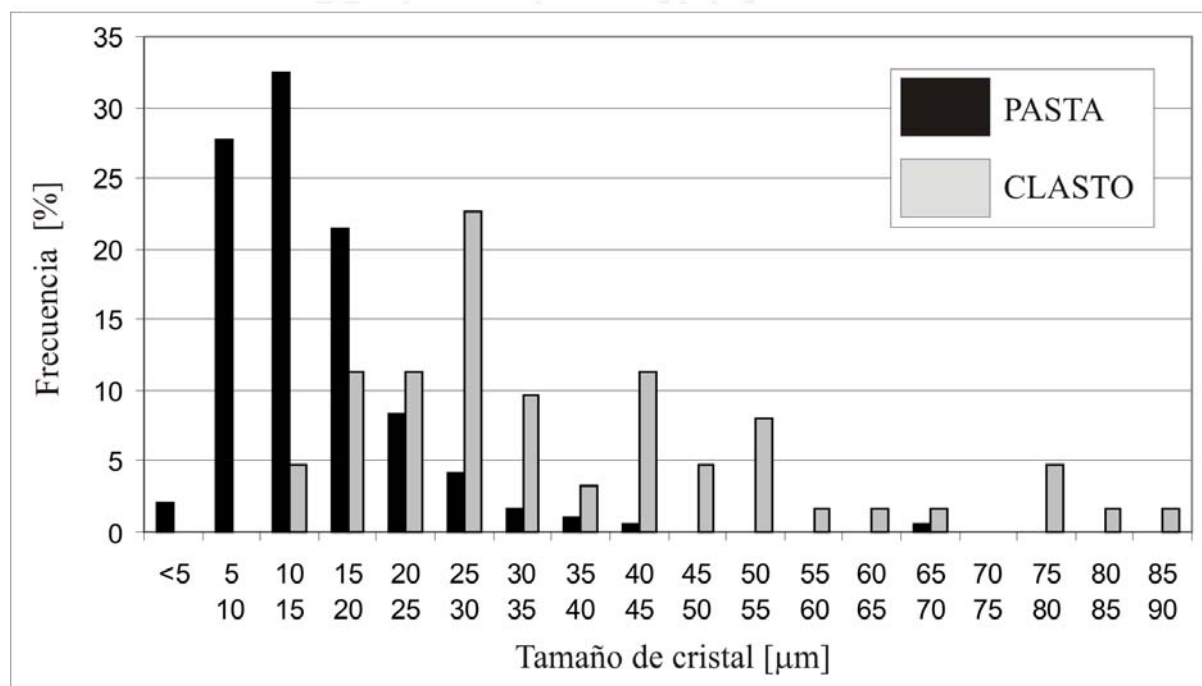


Figura 3-30: Distribución del tamaño de cristal en la pasta y los clastos de BS.

Para determinar la porosidad asociada a los clastos se han obtenido diferentes muestras del centro de clastos de gran tamaño, por lo que es muy probable que los valores obtenidos correspondan a zonas de baja porosidad (aquellos clastos con porosidad similar a la de la pasta suelen ser por lo general de pequeño tamaño, o bien son zonas localizadas en la parte externa de los clastos). Los resultados de la porosimetría muestran una porosidad en los clastos entorno al 1.6%. Estos poros se agrupan en una única población con tamaños superiores a las 2 μm (figura 3-31).

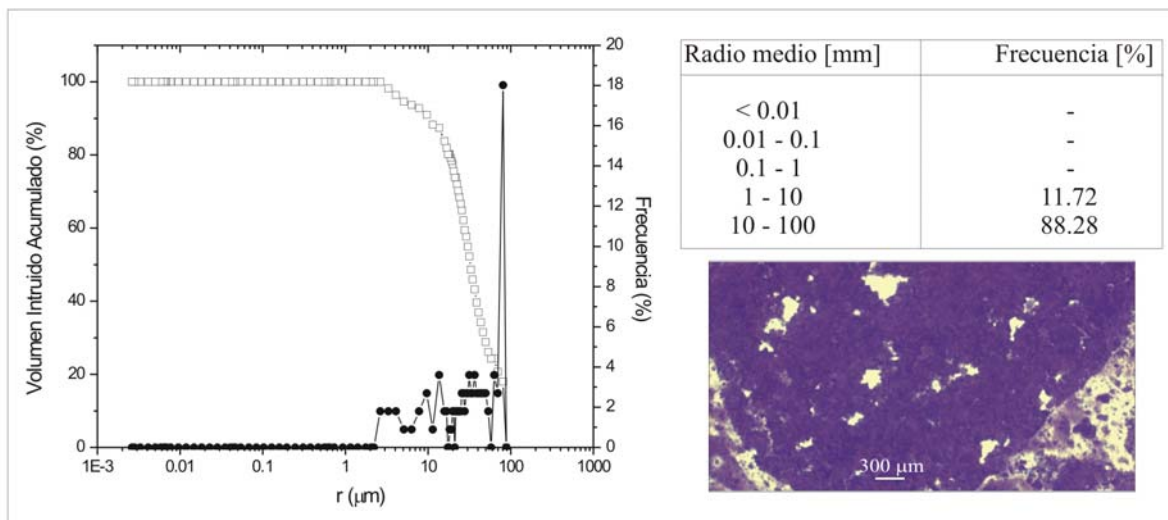


Figura 3-31: Distribución de tamaño de poros en BS según los resultados obtenidos con porosimetría de mercurio. Es posible contrastar los resultados con las observaciones realizadas mediante MOF sobre muestras impregnadas con fluoresceína.

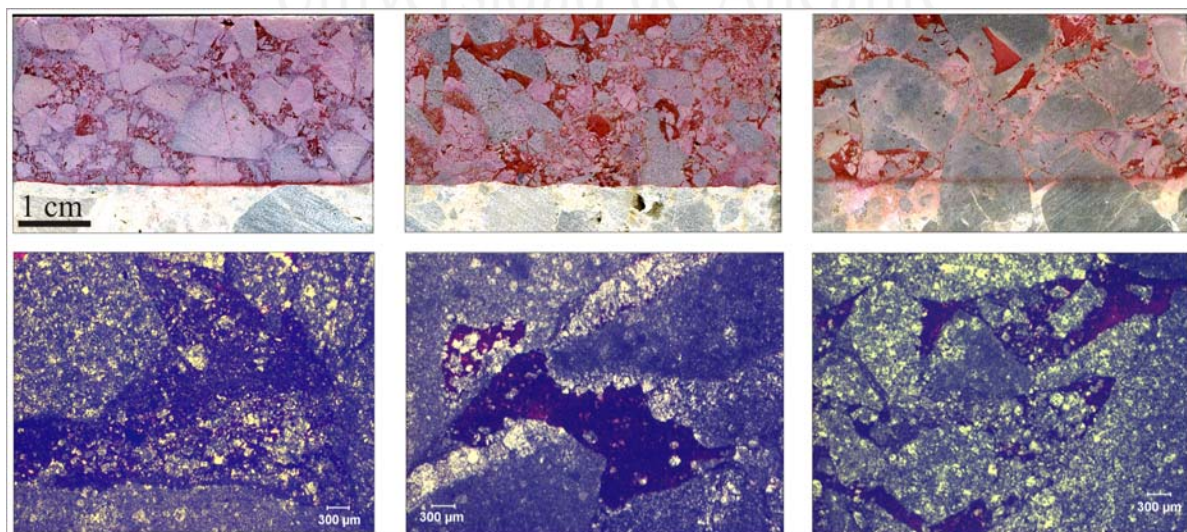


Figura 3-32: Ejemplos de la distribución de la calcita (teñida en rojo con Alizarina) en la pasta del Beige Serpiente. Las tres imágenes superiores corresponden a muestras de mano teñidas con rojo de Alizarina. Las fotomicrografías inferiores están tomadas con MOP con nicoles paralelos.

Comparando estos resultados con las observaciones de las preparaciones con fluoresceína en MOF, vemos que se tratan de pequeñas cavidades en el interior de los clastos que en ocasiones pueden presentar sus paredes tapizadas con grandes cristales de dolomita bien desarrollados (relleno geopetal).

Petrografía de la pasta

Al igual que en el Ambarino, la pasta del Beige Serpiente presenta una mineralogía tanto calcítica como dolomítica (figura 3-32). El porcentaje presente de cada una de ellas varía notablemente según el punto considerado, siendo el valor medio de contenido en calcita de todas las áreas estudiadas del 25%.

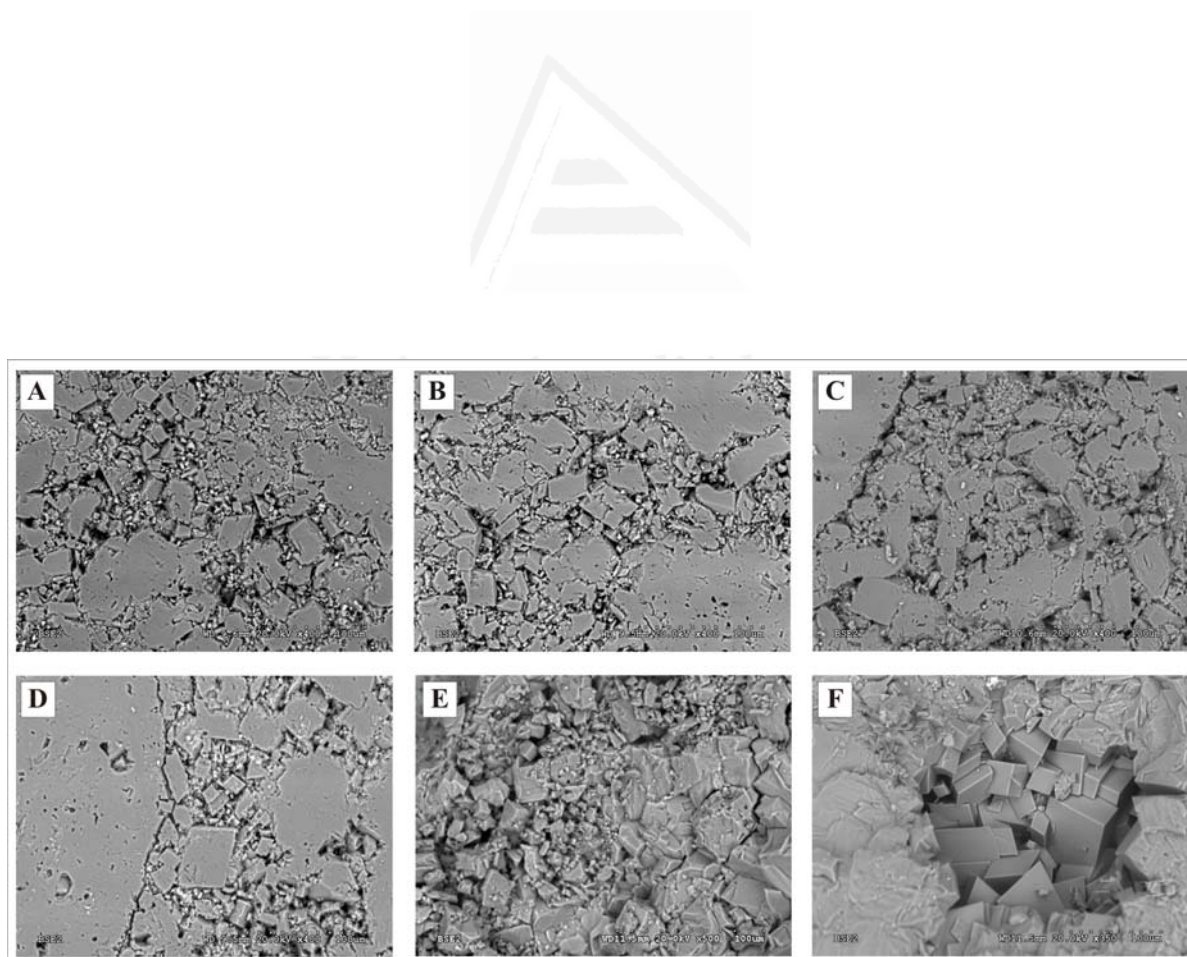


Figura 3-33: Fotomicrografías de SEM-bse donde se aprecia las formas euhedrales y subhedrales de los cristales de dolomita de la pasta. Las imágenes [A] – [D] provienen de muestras pulidas. [E] está obtenida

en la superficie de rotura de una probeta tras los ensayos de compresión uniaxial. [F] corresponde a un relleno geopetal, abundante en las cavidades presentes en la roca.

La textura de la pasta es microcristalina con tamaño de decimicra, ya que los cristales varían entre 5 y 30 μm (figura 3-30). Los cristales de dolomita suelen presentar formas euhedrales y subhedrales, constituyendo romboedros más o menos bien desarrollados, lo cual confiere una estructura más abierta a la pasta, y una textura hipidiotópica/idiotópica (figura 3-33).

La porosimetría de mercurio de las muestras de pasta obtenidas de las probetas de Beige Serpiente asignan a este componente textural una porosidad en torno al 7%, y el tamaño de sus poros se agrupa en un rango entre 0.02 y 0.5 μm (se considera que los poros de radio medio superior a 2 micras mostrados en la porosimetría corresponden a los existentes en los pequeños clastos que inevitablemente quedan incluidos en las muestras analizadas) (figura 3-34).

En conjunto, las probetas de Beige Serpiente, constituidas en la mayoría de ellas por un porcentaje muy similar de clasto y pasta, presentan una porosidad a vacío entre 4 y 6.5%.

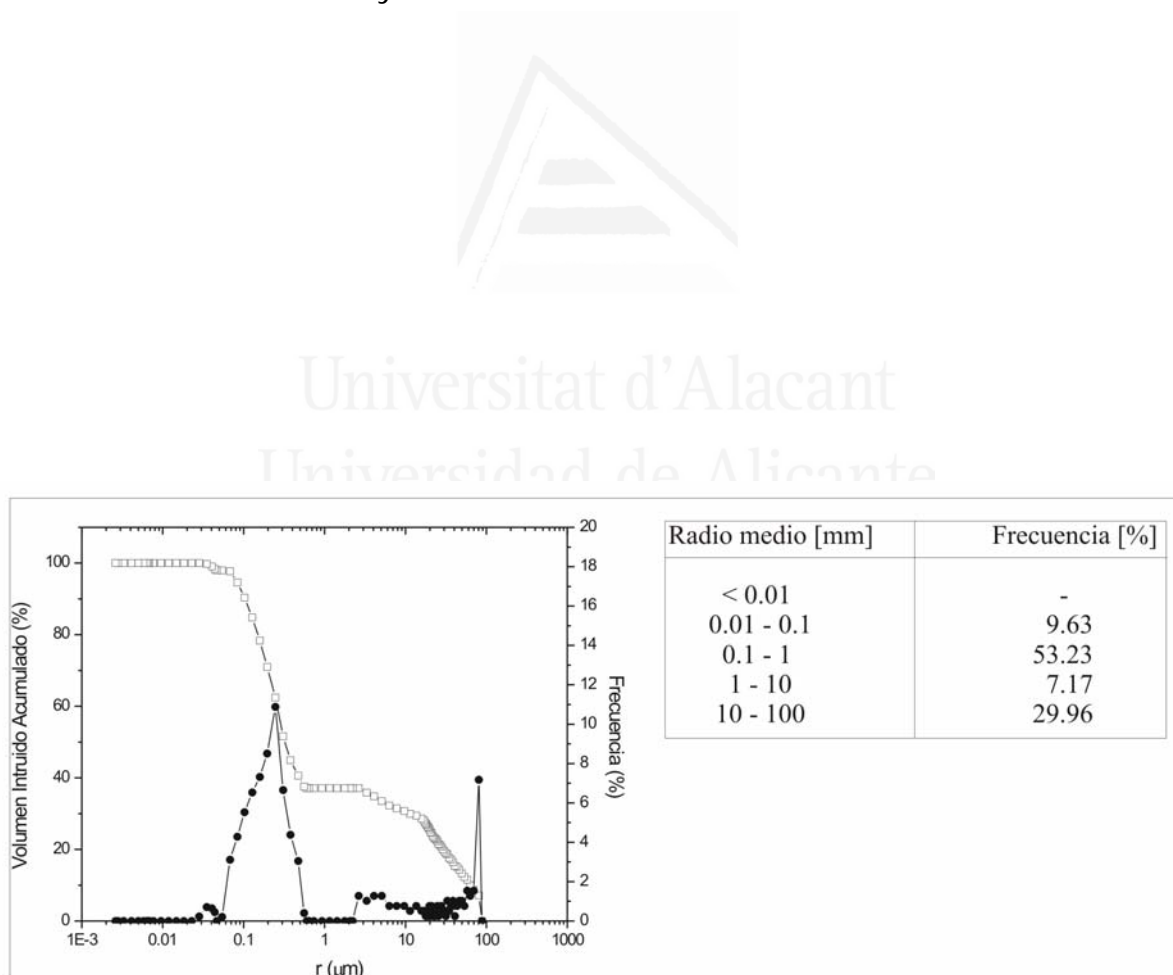


Figura 3-34: Distribución de tamaño de poros en la pasta de BS según los resultados obtenidos con porosimetría de mercurio.

3.3.5. Blanco Tranco (BT)

El Blanco Tranco corresponde a un mármol calcítico de color blanco (coordenadas cromáticas RGB globales: 217, 218, 212). La ausencia de todo tipo de discontinuidades le confiere una elevada homogeneidad: no posee fracturas, cavidades o estilolitos, así como tampoco se aprecia visualmente indicios de bandeado metamórfico (figura 3-35).

Su composición mineralógica es básicamente calcítica, aunque también se pueden encontrar de forma aislada y puntual pirita, dolomita, calcopirita, apatito y micas (figura 3-36).

Presenta una textura micro-mesocristalina homeoblástica, con tamaño de cristal que oscila entre las 180 μm y las 450 μm (figura 3-37), aunque de forma ocasional se pueden llegar a medir cristales de orden milimétrico. No presentan una orientación cristalográfica reseñable (textura mayoritariamente isótropa), aunque en algunas zonas es posible apreciar cristales ligeramente oblongos y con una cierta preferencia en su orientación.

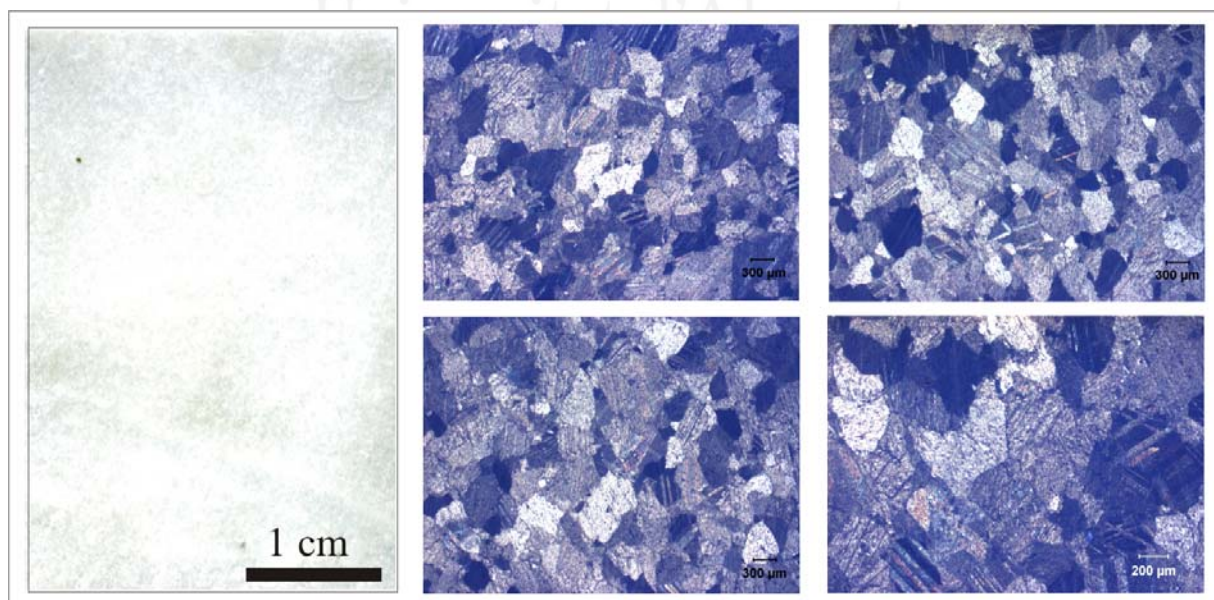


Figura 3-35: Aspecto de la variedad Blanco Tranco (mármol calcítico) a escala mesoscópica (izquierda) y microscópica (derecha). Las fotomicrografías están tomadas con MOP con nicóles cruzados.

El Blanco Tranco posee una textura granoblástica con contornos predominantemente curvos. El espaciado entre sus blastos es relativamente grande, y se ha cuantificado mediante porosimetría de mercurio. En estas porosimetrías se han obtenido dos poblaciones, una que se encuentra entre las 2 μm y las 10 μm (correspondiente a la porosidad intercrystalina), y otra población de poros que posee un radio medio superior a 100 μm (posiblemente asociada a microfisuras, espaciados entre cristales mayores y otros defectos en el material) (figura 3-38). La porosidad abierta conectada de esta roca es muy baja y su valor porcentual suele encontrarse alrededor del 0.4 %.

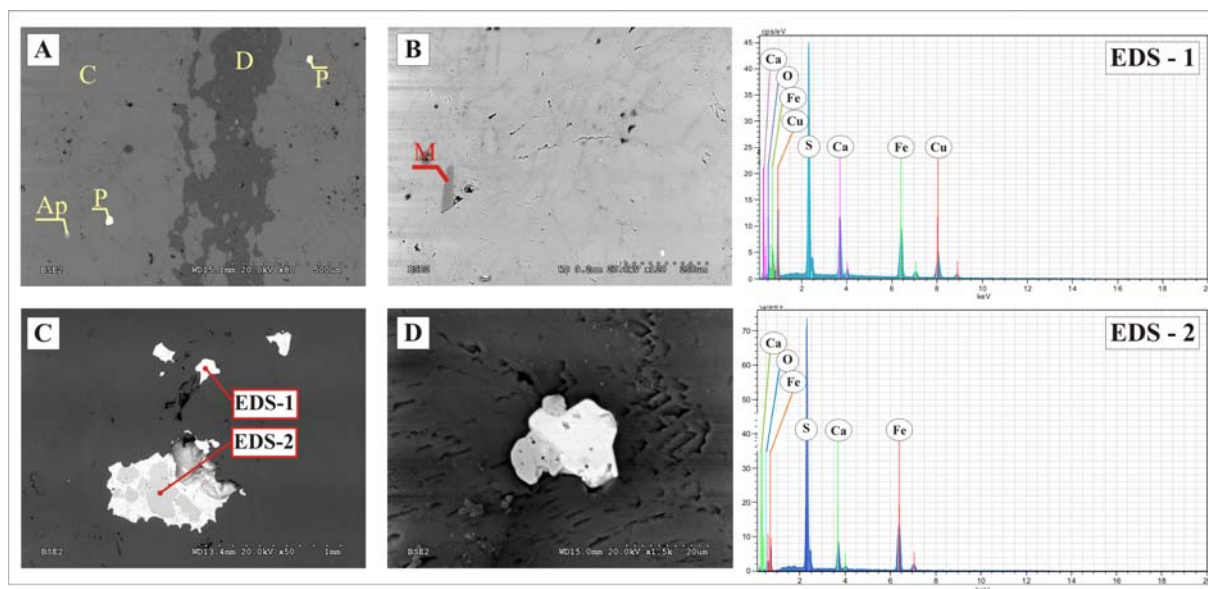


Figura 3-36: Fotomicrografías obtenidas en SEM-bse. En [A] y [B] se señala la presencia de apatito (Ap), piritas (P), calcita (C), dolomita (D), y mica (M). En [C] y [D] se muestran dos piritas (EDS-2) en las que se distinguen áreas con un elevado contenido en Cu (EDS-1).

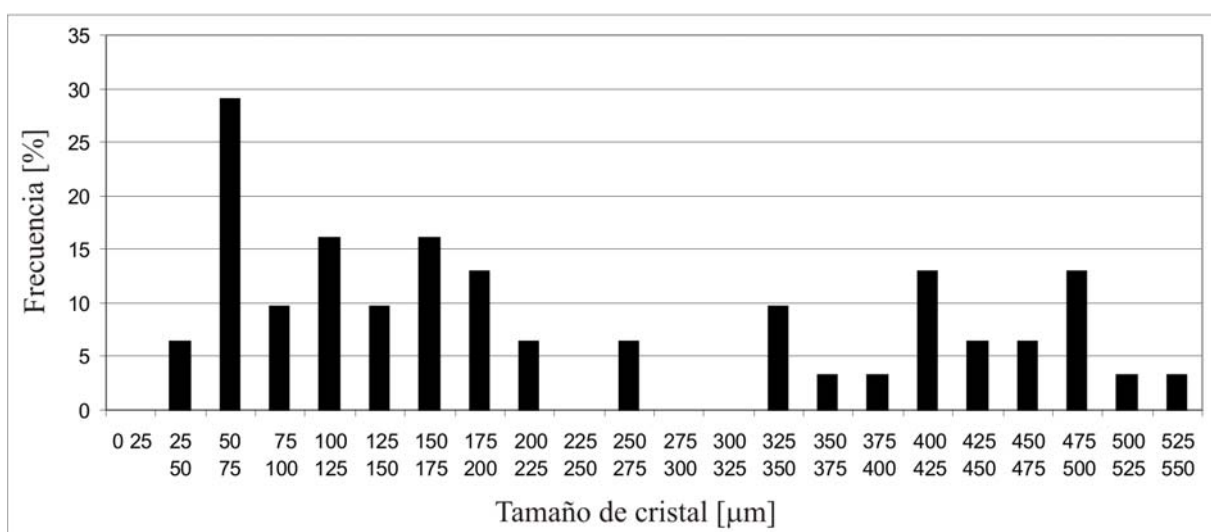


Figura 3-37: Distribución de tamaño de cristal.

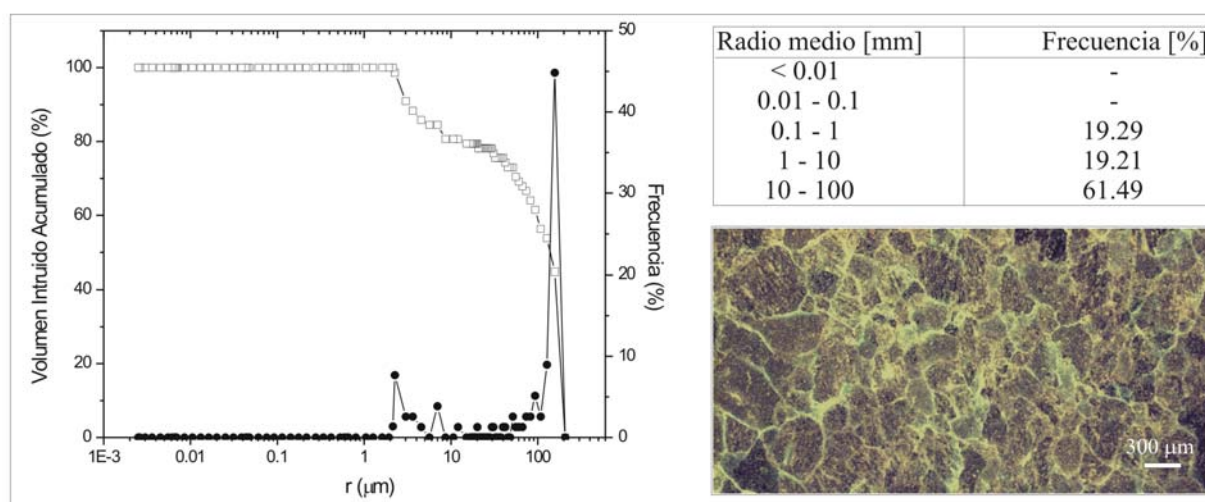


Figura 3-38: Distribución de tamaño de poros según los resultados obtenidos con porosimetría de mercurio. Observación del sistema poroso mediante MOF con preparaciones petrográficas impregnadas con fluoresceína.

3.3.6. Crema Valencia (CV)

La roca ornamental comercializada bajo el nombre de Crema Valencia es una caliza anaranjada o rosácea (coordenadas cromáticas RGB globales: 247, 218, 140) con abundantes estilolitos también de color naranja (figura 3-39). La mineralogía de la roca (excluyendo el relleno de los estilolitos) está formada en un 99% por calcita, observándose también de

Tabla T:3-1: Mineralogía del relleno de los estilolitos en la variedad Crema Valencia.

MINERAL	CONTENIDO [%]
Cuarzo	80
Kaolinita	11
Siderita	5
Hematites	4

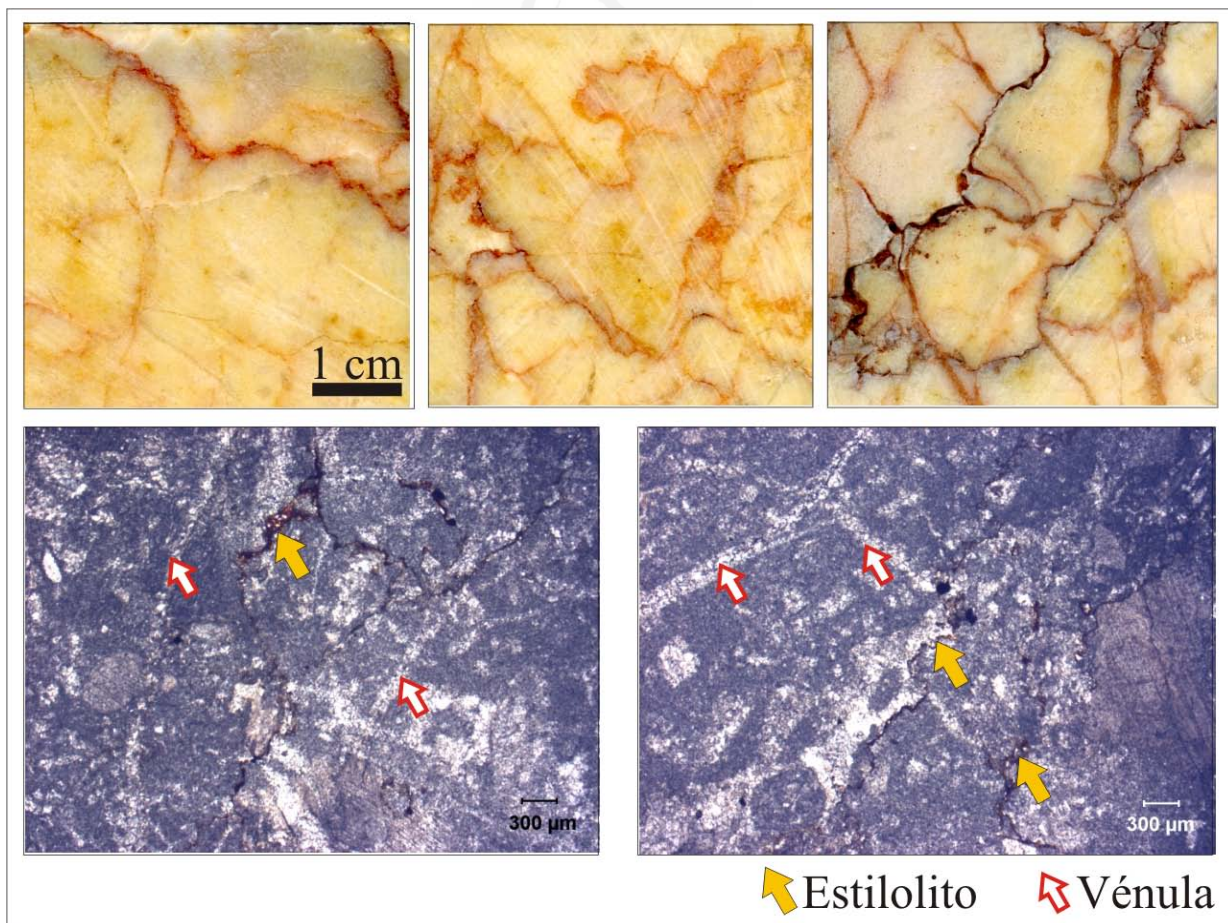


Figura 3-39: Aspecto de la variedad Crema Valencia a escala mesoscópica (arriba) y

microscópica (abajo). Las fotomicrografías están tomadas con MOP con nícoles paralelos

forma diseminada óxidos y/o hidróxidos de hierro, ilmenita, y cuarzo (figura 3-40). El relleno de los estilolitos posee la mineralogía mostrada en la tabla T:3-1, determinada mediante difracción de rayos X (ver capítulo 2; apartado 2.2.4).

La textura de la matriz es de naturaleza micrítica con procesos de recristalización parcial (el tamaño de cristal oscila entre 2 y 20 μm , aunque la mediana de la población se sitúa entorno las 8 μm) (figura 3-41). Esta fábrica se encuentra atravesada por numerosas pequeñas vénulas cuya anchura máxima no suelen superar las 300 μm . Éstas están rellenas por cemento esparítico, donde el tamaño de los cristales puede llegar a medir hasta 250 μm (figura 3-39).

La porosidad de esta roca varía entre 0.4 y 1.4 %. Las porosimetrías de mercurio realizadas a pequeñas muestras seleccionadas dentro de la matriz (evitando la presencia de grandes estilolitos) muestran una única población de poros, con tamaños medios de radio superiores a 2 μm . Comparando este resultado con las imágenes obtenidas con el microscopio óptico vemos que esta población corresponde a pequeñas fisuras abiertas, espacios sin cementar en las vénulas o pequeños estilolitos embebidos en la matriz (figura 3-42).

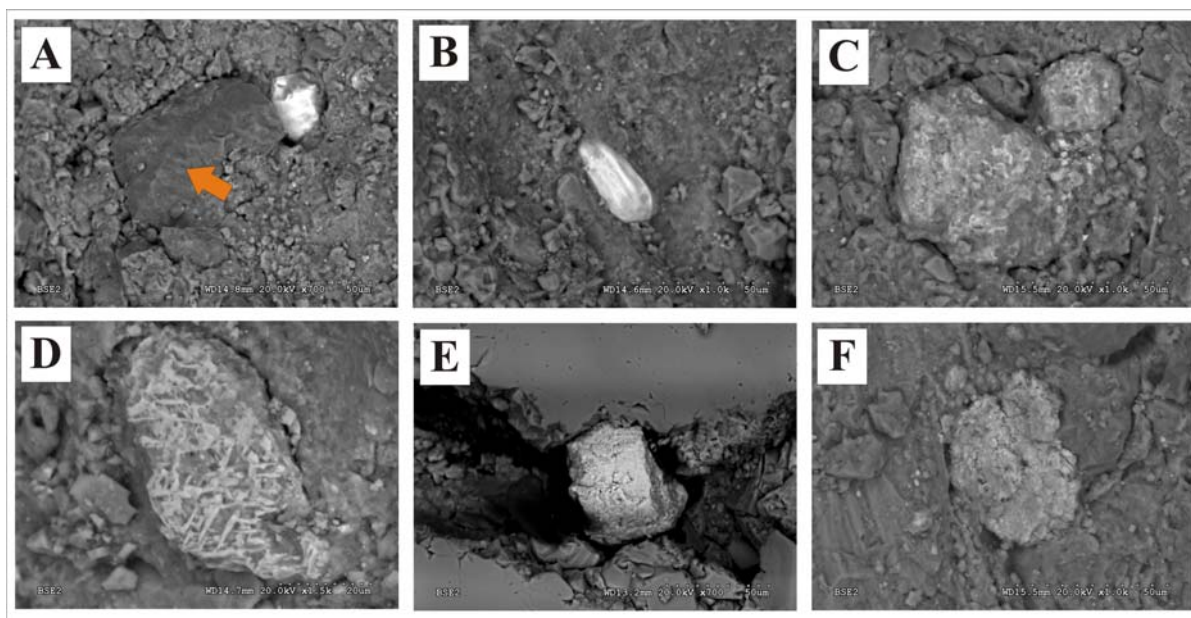


Figura 3-40: Fotomicrografías obtenidas mediante SEM-bse. [A]: Zircón (claro) junto a un cristal de cuarzo (oscuro, señalado con la flecha). [B]: Zircón. [C]: Óxidos y/o hidróxidos de hierro. [D]: Masa

mineral constituida por fibras de ilmenita. [E]: cristal de ilmenita en la zona de apertura correspondiente a un estilolito. [F]: Óxidos y/o hidróxidos de manganeso.

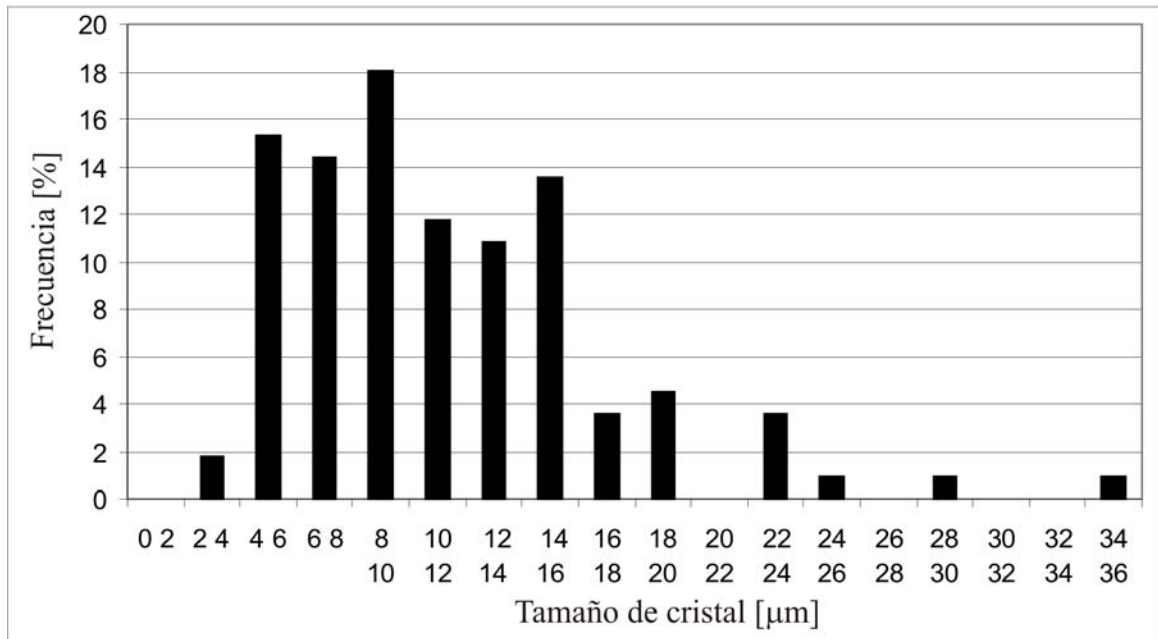


Figura 3-41: Distribución de tamaño de cristal.

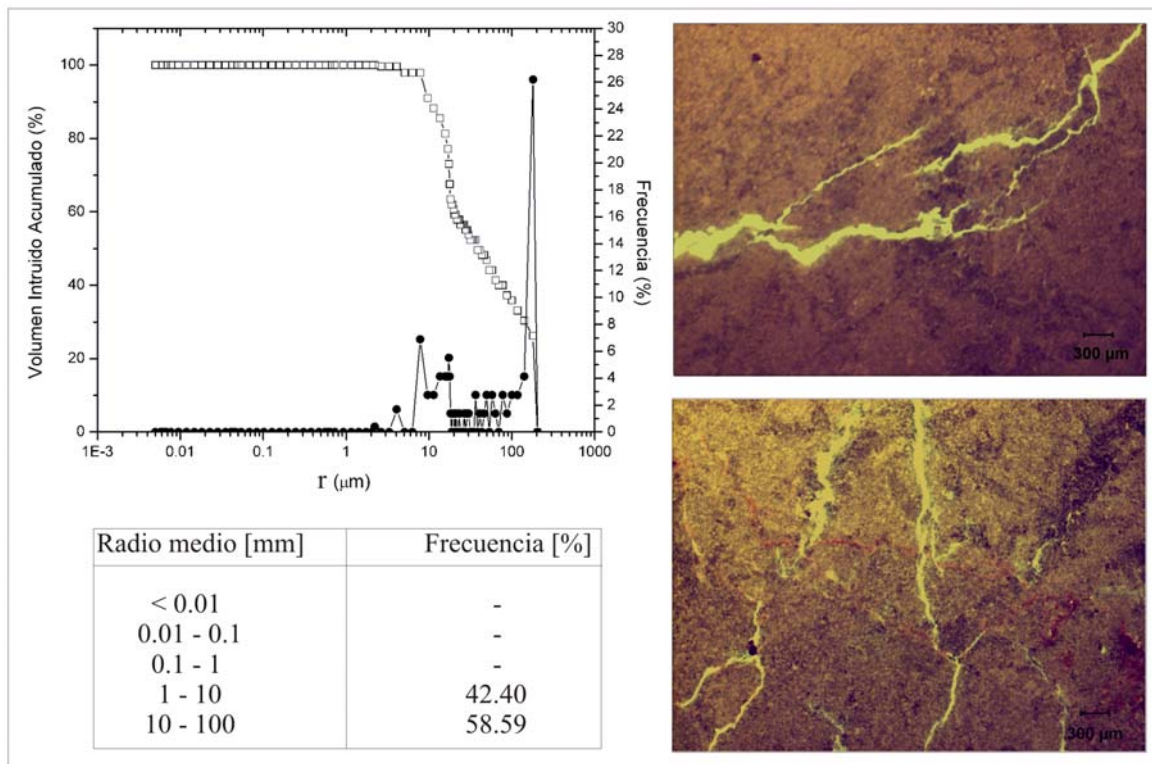


Figura 3-42: Distribución de tamaño de poros según los resultados obtenidos con porosimetría de mercurio. Observación del sistema poroso (red de

fisuras) mediante MOF con preparaciones petrográficas impregnadas con fluoresceína.

3.3.7. Gris Macael (GM)

Al igual que el Blanco Tranco, el Gris Macael es un mármol calcítico de color grisáceo (coordenadas cromáticas RGB globales: 131, 156, 160). Este mármol también está caracterizado por poseer una elevada homogeneidad en términos de la ausencia de fisuras, cavidades, vénulas o estilolitos, pero en este caso sí existe un marcado bandeo metamórfico visiblemente apreciable por la alternancia de bandas claras y oscuras (figura 3-43).

Su mineralogía es en un 99% calcítica. El resto de minerales presentes y que conforman el 1% restante son piritas, micas, cuarzos e ilmenita (figura 3-44). Posee una textura mesocristalina homeoblástica, xenoblástica y fuertemente anisótropa. El tamaño medio de los cristales se encuentra en torno a 600 μm (figura 3-45), aunque puede llegar a localizarse cristales de hasta 2 mm. La anisotropía mostrada por la fuerte orientación de los ejes morfológicos de los blastos (cristales oblongos con su dimensión mayor preferentemente orientada), está acompañada de una fuerte anisotropía respecto a sus ejes cristalográficos, ya que el eje c cristalográfico de la mayoría de los blastos se encuentra preferentemente orientado en dirección perpendicular al bandeo metamórfico (Sebastián Pardo et al, 2006).

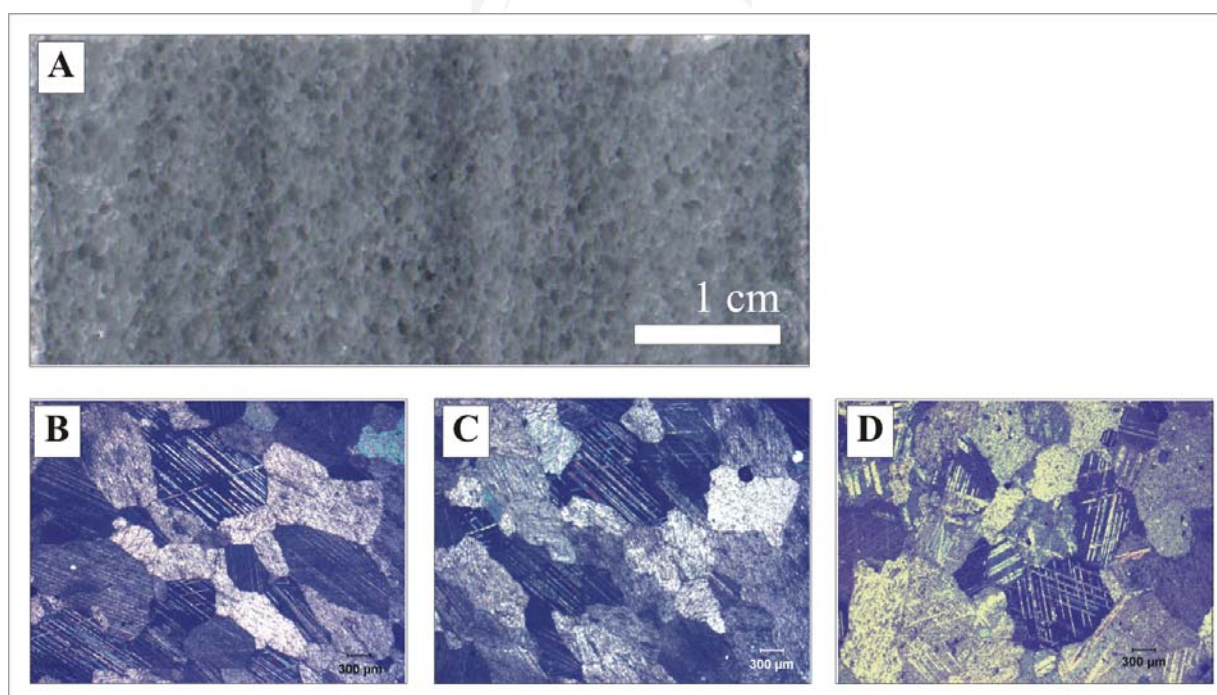


Figura 3-43: Aspecto de la variedad Gris Macael a escala mesoscópica ([A]) y microscópica ([B], [C] y [D]). Las fotomicrografías están tomadas con MOP con nicoles cruzados. [B] y [C] corresponden a secciones en las dos direcciones perpendiculares al bandeo. [D] es una sección paralela al bandeo.

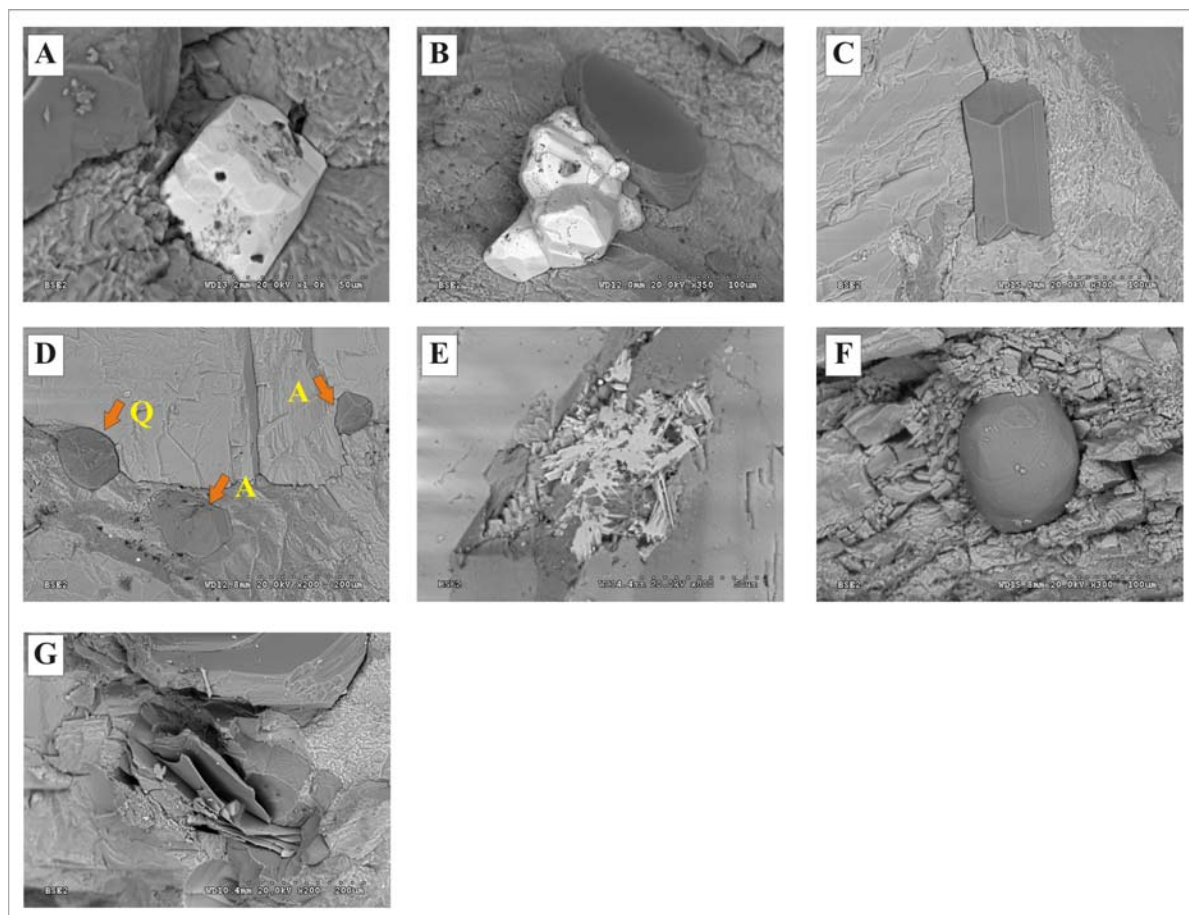


Figura 3-44: Fotomicrografías obtenidas mediante SEM-bse en superficies de rotura de muestras ensayadas a compresión simple. [A]: Pirita; [B]: Pirita (claro) y

Anfíbol (oscuro); [C]: Anfíbol; [D]: Cuarzo; [E]: Ilmenita; [F]: Cuarzo; [G]: Mica exfoliada (tras ensayo de compresión simple).

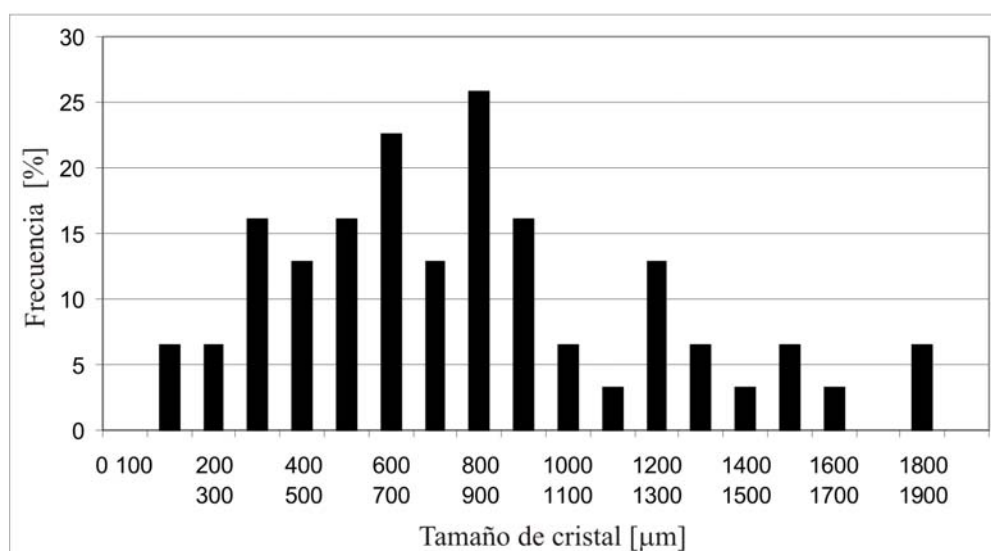


Figura 3-45: Distribución de tamaño de cristal.

La porosidad de esta roca es muy baja (< 1%), y se asocia casi exclusivamente a la porosidad intercrystalina. Apoyándonos en las porosimetrías de mercurio realizadas y en las imágenes de microscopía óptica podemos afirmar que el espaciado entre cristales en este material es siempre superior a 2 μm (figura 3-46).

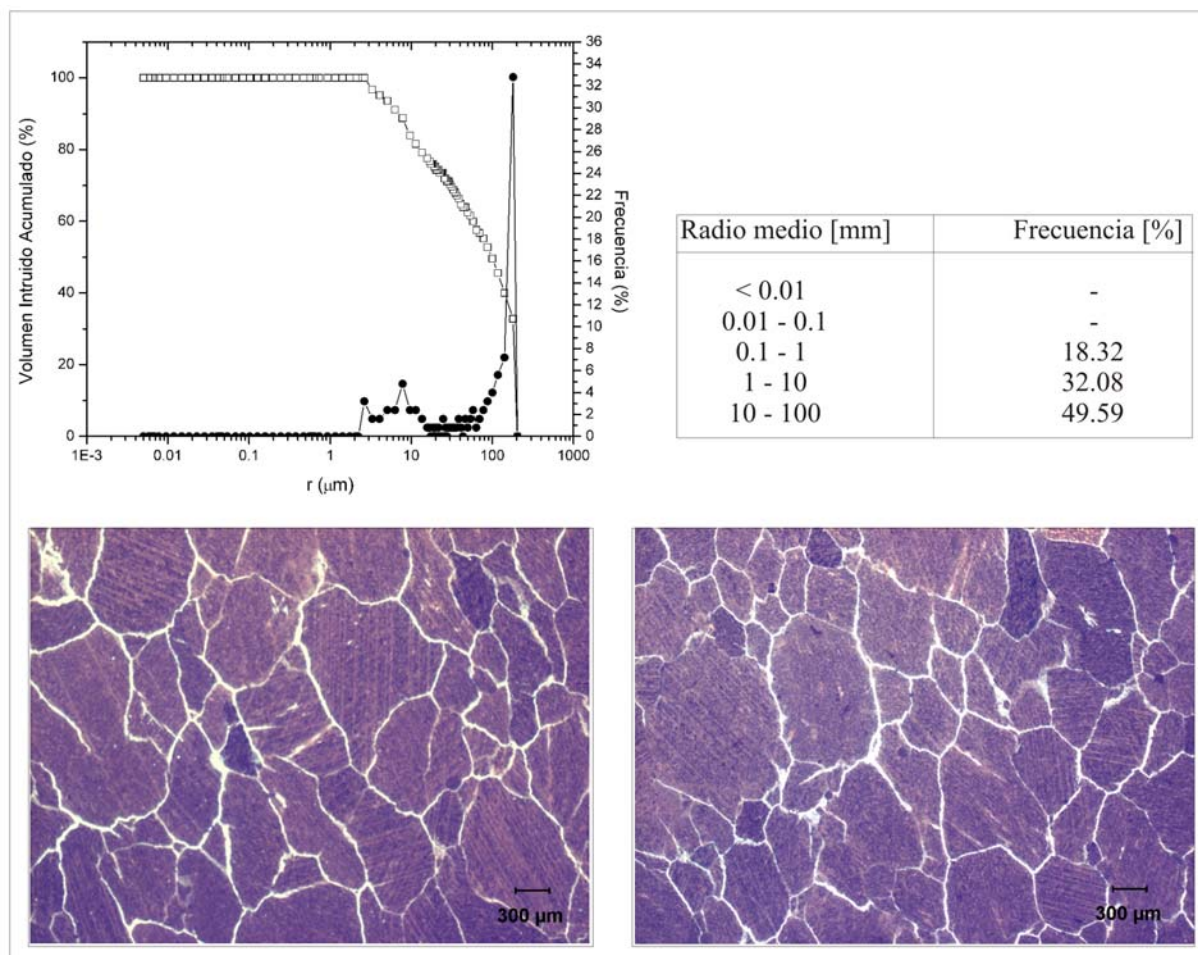


Figura 3-46: Distribución de tamaño de poros según los resultados obtenidos con porosimetría de mercurio. Observación del sistema poroso mediante MOF con preparaciones petrográficas impregnadas con fluoresceína.

3.3.8. Marrón Emperador (ME)

Esta variedad comercial (Marrón Emperador, ME) corresponde a una dolomía con características brechoides y tonos marrones. En ella se distinguen a simple vista tres facies diferentes: los clastos, de color marrón oscuro (coordenadas cromáticas RGB globales: 43, 38, 6); un cemento calcítico de color blanco (RGB: 251, 238, 219); y una facies de color marrón claro o beige (siglada como *fmc*) (RGB: 150, 124, 31).

El cemento blanco aparece rellenando vénulas, así como también en áreas más o menos extensas y de contorno difuso e irregular, sin una relación evidente con ningún elemento estructural (figura 3-47) aparece cemento blanco. El origen de estas zonas parece apoyarse en una disolución total de pequeñas áreas durante procesos diagenéticos y posterior cristalización. Por otra parte, el componente textural *fmc* puede encontrarse asociado a dos elementos diferentes (figura 3-47): a) cementando vénulas filiformes que atraviesan los clastos; b) formando

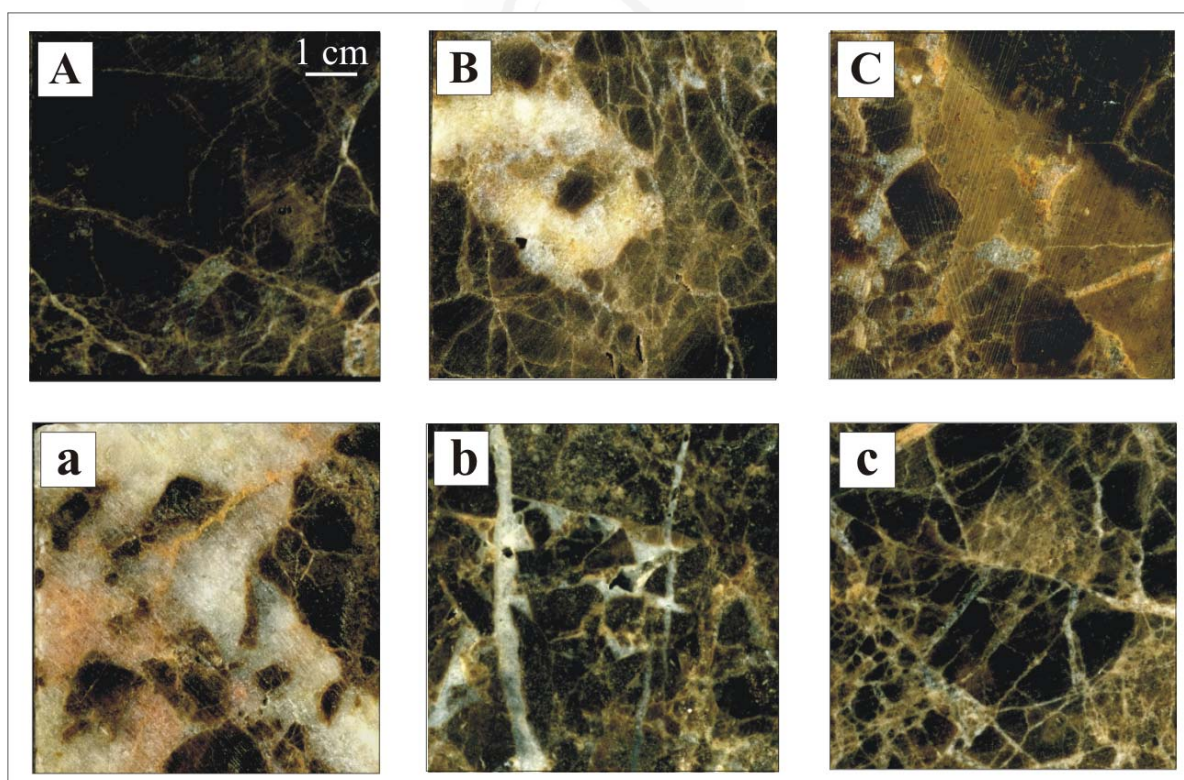


Figura 3-47: Aspecto mesoscópico de la variedad comercial Marrón Emperador. [A]: probeta constituida principalmente por clasto. [a]: probeta con un bajo porcentaje de clasto. [B]: cemento calcítico blanco concentrado en áreas más o menos extensas y de contorno irregular sin una relación

evidente con ningún elemento estructural. [b]: cemento calcítico blanco cementando vénulas. [C]: componente textural *fmc* formando parte de los clastos. [c]: componente textural *fmc* cementando vénulas filiformes.

parte de los clastos, ya sea constituyendo un determinado porcentaje de su volumen (pudiendo llegar a ser del 100%), o localizado en una estrecha franja a lo largo de su perímetro (en ambos casos, la presencia de *fmc* en los clastos se relaciona con la disolución parcial de los cristales de dolomita, y posterior cementación de cristales de mayor tamaño calcíticos y dolomíticos).

El contenido de cada componente en una muestra puede variar notablemente, dando lugar, desde probetas formadas casi exclusivamente por clastos de aspecto marrón oscuro, hasta aquellas en las que su presencia es casi despreciable (figura 3-47).

La porosidad abierta accesible medida en las probetas de Marrón Emperador varía entre 2 y 6%, y esencialmente depende de la presencia de cavidades/fisuras abiertas (en algunos casos su presencia es muy importante) y del contenido en *fmc*.

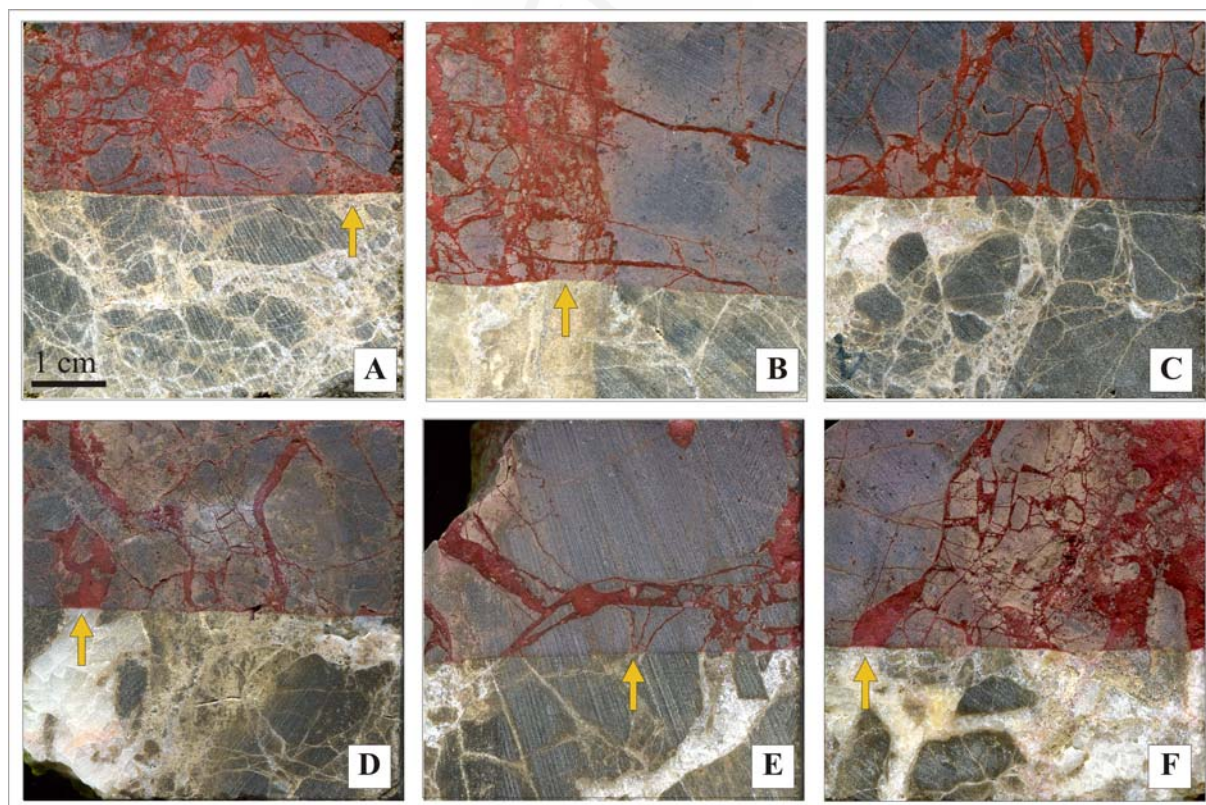


Figura 3-48: Distribución de la calcita en la variedad Marrón Emperador. Las muestras se han teñido con rojo de Alizarina, por lo que conforme aumenta el contenido calcítico en una textura, más rojizo es su aspecto tras la tinción. En todas las imágenes se aprecia la naturaleza dolomítica de los

clastos. Además, cabe destacar la tinción total del cemento blanco (por lo tanto calcítico), mostrando algunos ejemplos en las imágenes [D] y [F] (flechas); así como la tinción parcial del componente *fmc*, por ejemplo en las imágenes [A] (flecha, tinción intensa) y [B] (flecha, tinción débil).

Petrografía de los clastos

Los clastos del Marrón Emperador son de naturaleza dolomítica (figura 3-48), y aunque su rango de tamaños es muy variable, existe una mayor frecuencia de clastos con diámetro entre 1 y 4 cm. Están formados mayoritariamente por dolomita, habiéndose observado contenidos traza de otros minerales como pirita y óxidos y/o hidróxidos de hierro. El tamaño de los cristales de dolomita oscila entre 10 y 50 μm (figura 3-49), y son casi en su totalidad anhedrales (textura microcristalina, de tamaño de decimicra, xenotópica). La porosidad total asociada a los clastos ronda el 1 %. Según la distribución de tamaño de poros mostrada en porosimetría de mercurio, el radio medio de éstos es superior a 2 μm , lo que concuerda con las pequeñas fisuras abiertas observadas en el interior de los clastos mediante microscopía óptica (figura 3-50).



Universitat d'Alacant
 Universidad de Alicante

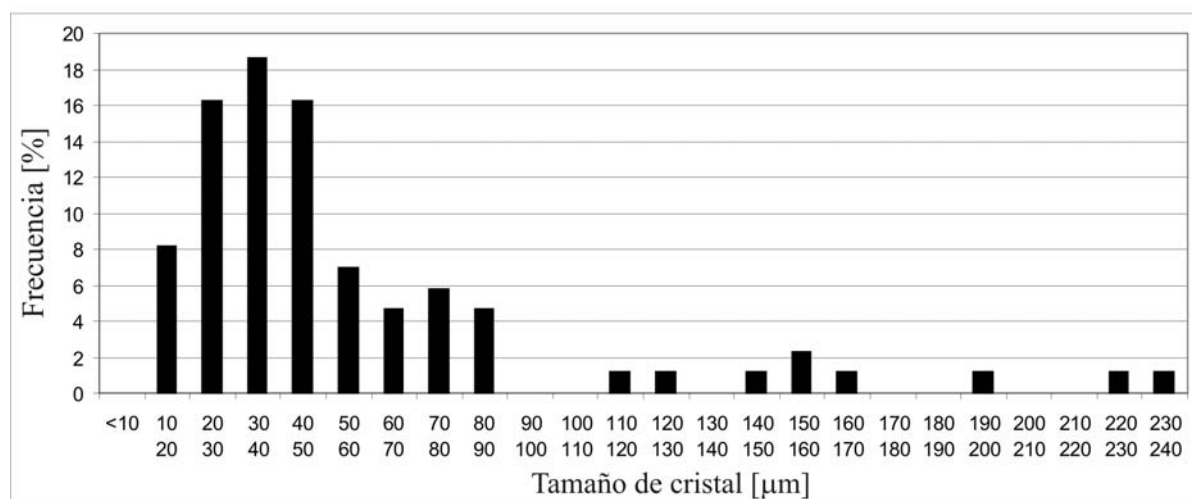


Figura 3-49: Distribución de tamaño de cristal.

Petrografía del cemento calcítico blanco

Este material calcítico (figura 3-48) muestra un gran tamaño de cristal, variando desde 150 μm hasta incluso varios milímetros de radio medio (textura microcristalina/mesocristalina). La forma de los cristales varía entre anhedral y subhedral (texturas xenotópicas/hipidiotópicas).

Petrografía del componente textural fmc

Los aspectos texturales asociados a este componente varían según cementen vénulas filiformes, o se localice formando parte de los clastos. En general, fmc presenta un contenido variable de calcita, que en el caso particular del cemento marrón claro presente en las vénulas filiformes constituye más del 90% (figura 3-51). Sin embargo, cuando fmc

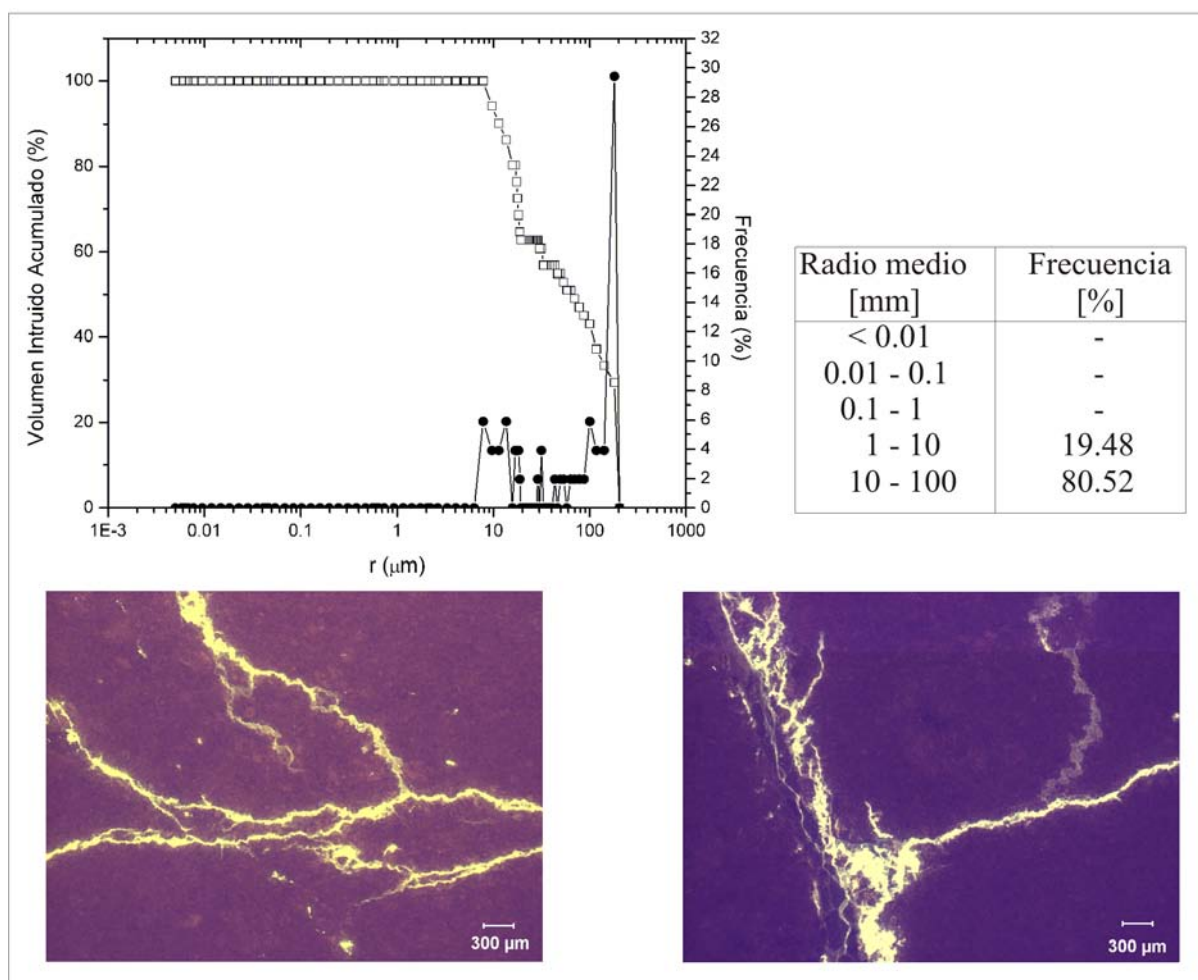


Figura 3-50: Distribución de tamaño de poros según los resultados obtenidos con porosimetría de mercurio. Observación del sistema poroso mediante MOF con preparaciones petrográficas impregnadas con fluoresceína.

corresponde a áreas de los clastos en los que ha habido una disolución parcial de la dolomita y una cementación posterior con cristales de calcita, el contenido de calcita depende de la intensidad del proceso (figura 3-51). El tamaño de cristal en este componente también es muy relativo, ya que en las vénulas filiformes depende de la abertura de éstas (los cristales pueden llegar a ser de 200 μm), y cuando se localiza en los clastos los cristales de dolomita son del mismo tamaño que en el clasto (entre 10 y 50 μm) y los de calcita dependen del diámetro de la cavidad previamente disuelta (la cavidad puede variar desde 50 μm a 1 mm, y los cristales desde 20 μm hasta 400 μm). La forma de los cristales de dolomita es anhedral, mientras que los de calcita tienden a ser subhedrales, por lo que la textura general oscila entre xenotópica e hipidiotópica. Asociada a la presencia de texturas hipidiotópicas, *fmc* puede presentar un aspecto mucho más esponjoso y con una mayor porosidad que en el resto de componentes texturales (en *fmc* la porosidad total puede llegar a ser del 8 %).

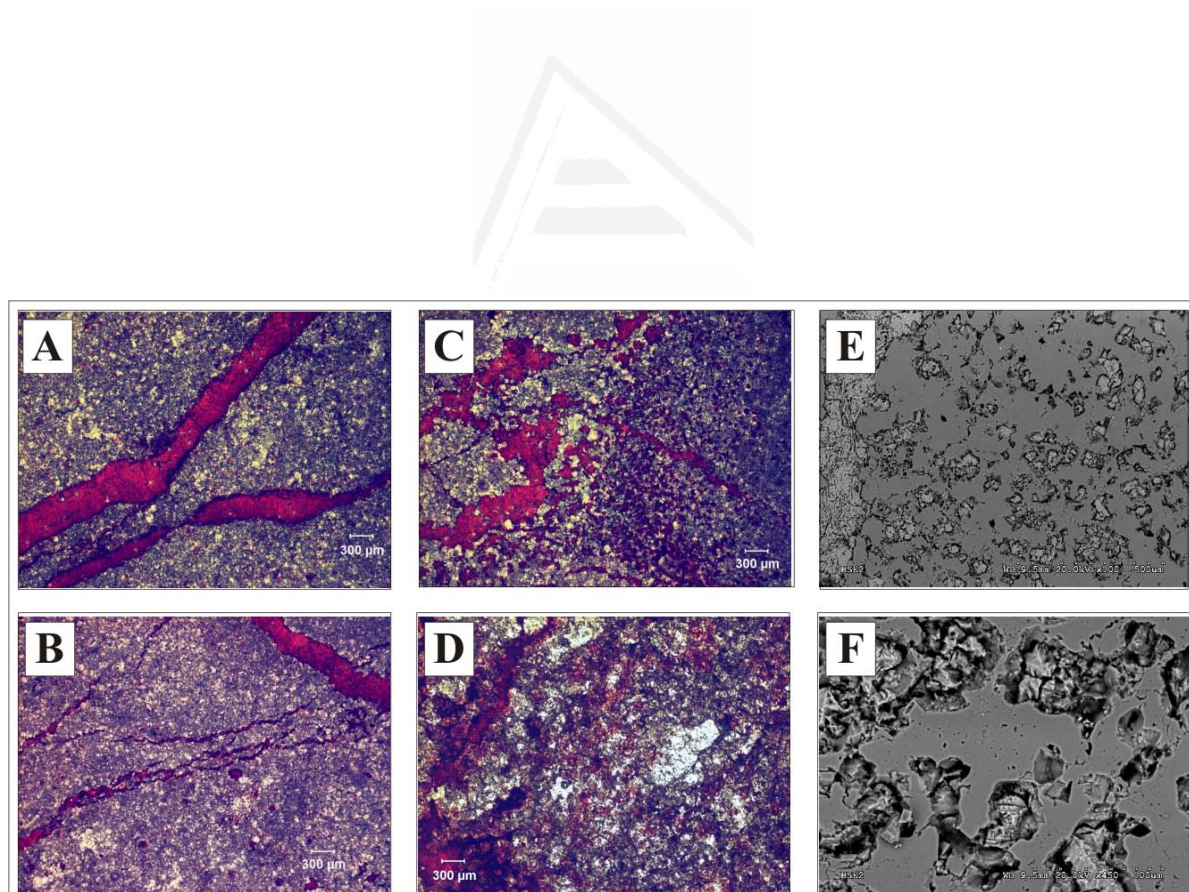


Figura 3-51: Mineralogía del componente textural *fmc*. [A] y [B]: Fotomicrografías obtenidas mediante MOP (nícoles paralelos) y preparaciones teñidas con rojo de Alizarina (la calcita se tiñe de rojo). *fmc* constituye el cemento de las vénulas filiformes, y está formado prácticamente en su totalidad por calcita. [C] y

[D]: Fotomicrografías obtenidas mediante MOP (nícoles paralelos) y preparaciones teñidas con rojo de Alizarina. *fmc* forma parte de los clastos y se reconoce un contenido similar de calcita (teñida en rojo) y dolomita. [E] y [F]: Fotomicrografías obtenidas mediante SEM-bse ([F] es un detalle de [E]). *fmc* forma parte de los clastos.

3.3.9. Rojo Cehegín (RC)

Esta roca corresponde a una caliza de color rojizo que en algunas zonas puede virar a gris. Está atravesada por numerosas discontinuidades que pueden ser de dos tipos: vénulas rellenas de un cemento blanco que contrasta con la matriz (entendida como el volumen de roca contenido entre discontinuidades), o estilolitos con diferente grado de desarrollo y potencia. Puntualmente también se ha observado vénulas desarrolladas a favor de estilolitos previos, en las que éste queda incorporado definiendo uno de los márgenes de la vénula.

Texturalmente se distinguen cuatro tipos, entre los cuales hay diferencias notables: matriz roja (coordenadas cromáticas RGB globales: 108, 77, 48), matriz gris (RGB: 94, 96, 82), cemento blanco que rellena las vénulas (RGB: 253, 253, 251), y el relleno de insolubles existente en los estilolitos. La distribución de matriz roja y matriz gris en la roca es aleatoria, y no muestra asociación a ningún elemento estructural (figura 3-52).

La porosidad abierta accesible medida en las probetas de Rojo Cehegín es bastante baja, y sus valores oscilan entre 0.7 y 2%.

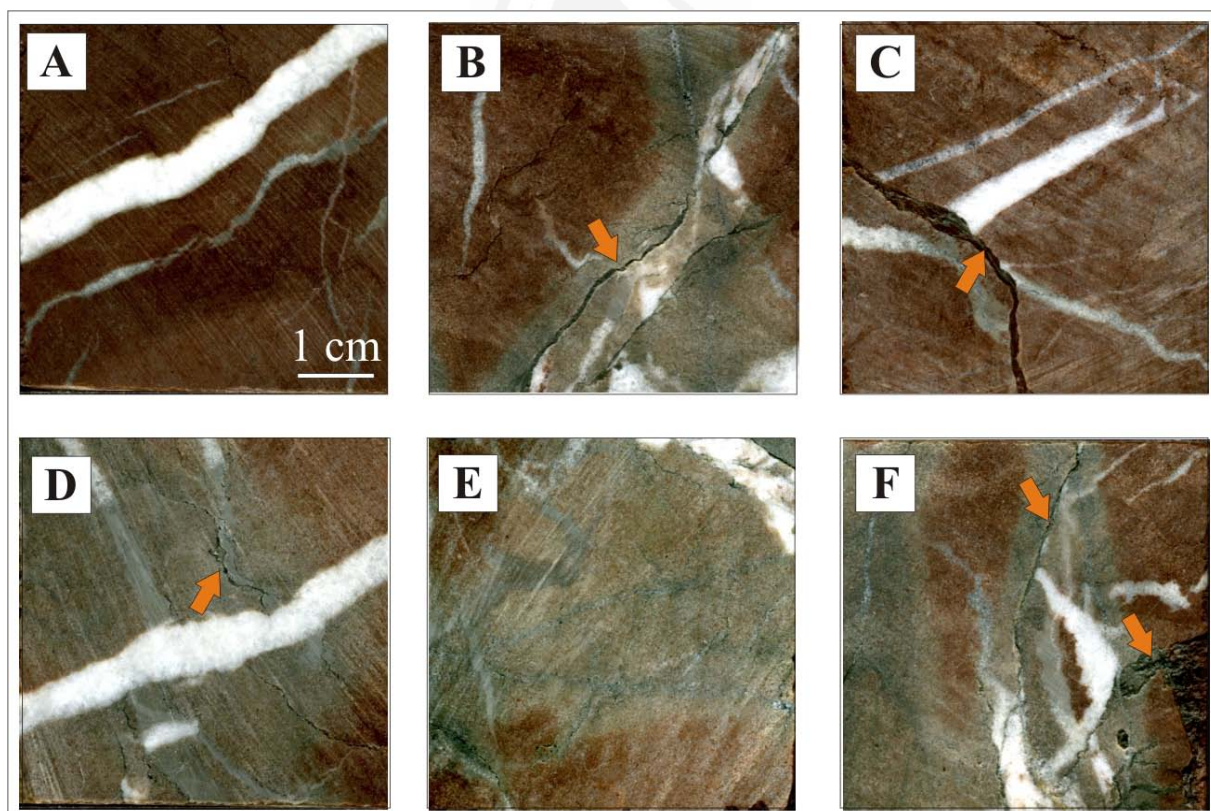


Figura 3-52: Aspecto a mesoescala de la variedad Rojo Cehegín. Se distinguen claramente los tres tipos texturales: matriz roja, matriz gris y cemento blanco (vénulas). Las flechas indican la presencia de estilolitos.

Petrografía de la matriz roja

Presenta la única textura fosilífera de todos los materiales estudiados (figura 3-53). Contiene un porcentaje muy elevado de fósiles, de los cuales, más del 90% corresponden a bivalvos pelágicos, similares a los observados en la roca comercializada bajo el nombre Rojo Alicante (García del Cura y Ordóñez, 1995; Benavente et al., 2000). El tamaño de estos fósiles puede llegar a ser de 500 µm. Además de estos bivalvos también se ha observado de forma aislada pequeños gasterópodos. El espacio entre fósiles está relleno por micrita.

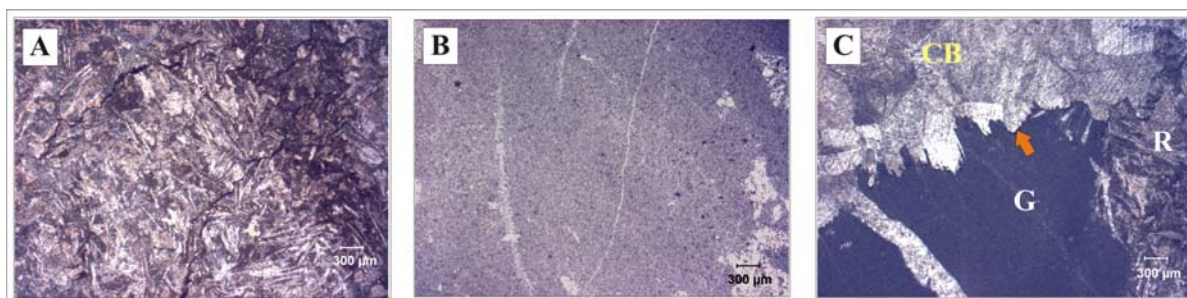


Figura 3-53: Diferentes texturas observadas en RC mediante MOP con nicóles paralelos. [A] muestra la textura fosilífera típica de la matriz roja; [B] corresponde a la matriz micrítica del componente gris; [C] muestra el contacto entre tres

componentes texturales: matriz roja (R), matriz gris (G) y cemento calcítico blanco (CB). El contacto entre la matriz roja y gris y el cemento calcítico está definido por un estilolito (flecha).

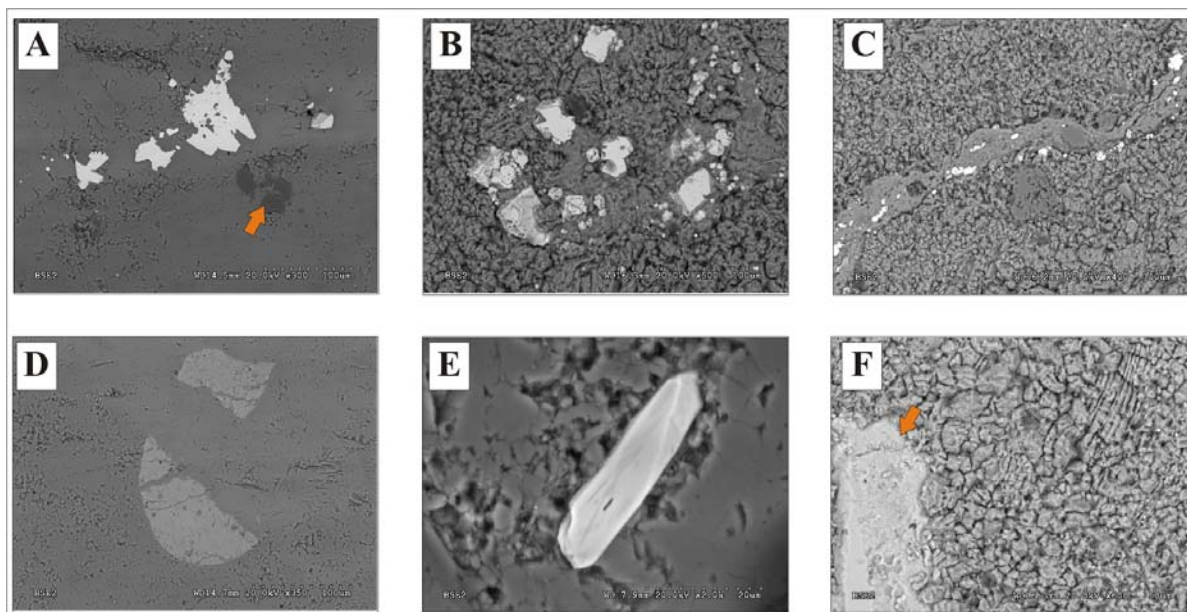


Figura 3-54: Fotomicrografías de SEM-bse. [A]: Pirita (claro) y cuarzo (oscuro, marcado con la flecha). [B]: Pirita. [C]: Piritas concentradas a lo

largo del relleno insoluble (arcillas) de un estilolito. [D]: Apatito. [E]: Zircón. [F]: Apatito (indicado con la flecha).

La mineralogía de esta facies es mayoritariamente calcítica (99%), observándose puntualmente pirita, cuarzo, zircón y apatito (figura 3-54).

Con el microscopio electrónico de barrido, en modo de electrones secundarios, se observa preferentemente como un cúmulo de pequeños cristales de calcita (figura 3-55). El tamaño de estos cristales oscila entre 2 y 15 μm , siendo su mediana (valor más frecuente) de 5 μm (figura 3-56). Su forma es totalmente anhedral (textura xenotópica). La porosidad total asociada a este componente textural es del orden de 1%.

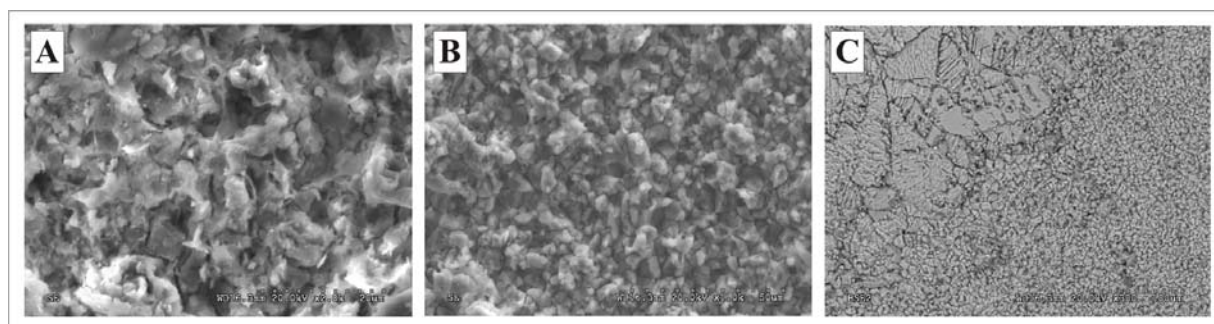


Figura 3-55: Fotomicrografías obtenidas mediante SEM-se ([A] y [B]) y SEM-bse ([C]). [A]: textura de la matriz roja (con arcillas entre los cristales de calcita). [B]: textura de la matriz gris. [C]: contacto

entre el cemento mesocristalino calcítico de una vénula (diagonal superior izquierda) y la matriz gris (diagonal inferior derecha).

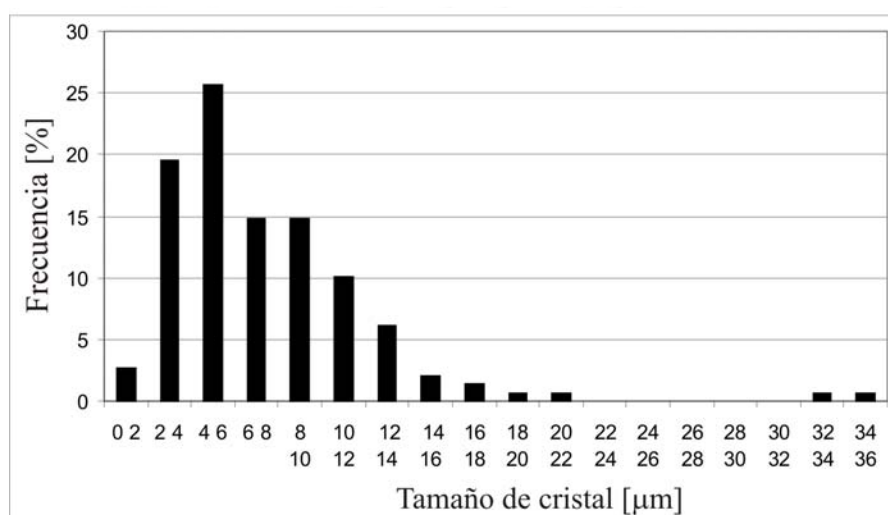


Figura 3-56: Distribución del tamaño de cristal.

Petrografía de la matriz gris

A diferencia del componente textural anterior, la matriz de color grisácea no presenta fósiles, sino que corresponde a una textura micrítica con procesos de recristalización parcial (tamaño de cristal entre 2 y 15 μm) (figura 3-53). La mineralogía de estos cristales es principalmente calcítica, aunque también se observan aisladamente cuarzo, pirita, apatito y circón. En este caso los cristales también son anhedrales (textura xenotópica) y su porosidad total ronda igualmente el 1 %.

La diferencia básica entre la matriz gris y la roja estriba en dos aspectos. Por una parte, en la ausencia de fósiles observada en la matriz gris (ya comentada anteriormente). Por otra parte, en la presencia de arcillas entre los cristales de calcita (figura 3-55). Su distribución por la matriz no es homogénea, observándose zonas con alto contenido entre los cristales calcíticos, y otras áreas donde su porcentaje es despreciable.



Universitat d'Alacant
 Universidad de Alicante

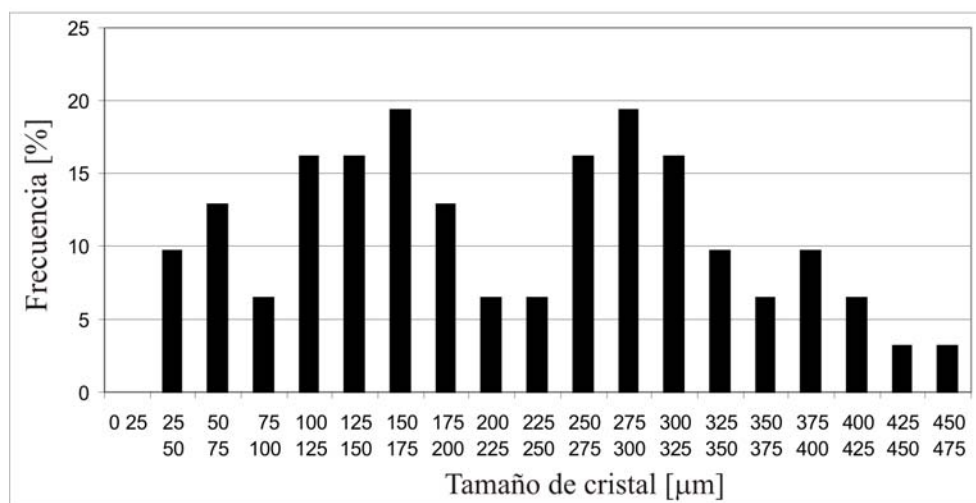


Figura 3-57: Distribución de tamaño de cristal en el cemento calcítico mesocrystalino.

Petrografía del cemento blanco

Este relleno esparítico blanco se localiza en el interior de las vénulas. Está formado por grandes cristales, exclusivamente calcíticos, con tamaños que oscilan entre 25 y 300 μm (figura 3-57). Éstos presentan contactos rectos y bien definidos y un idiomorfismo anhedral. El espaciado entre los cristales es relativamente elevado (según la porosimetría de mercurio, el espaciado intercrystalino mínimo es de 2 μm), lo que le otorga a este componente una porosidad total ligeramente superior a la de la matriz (en torno el 2%) (figura 3-58).

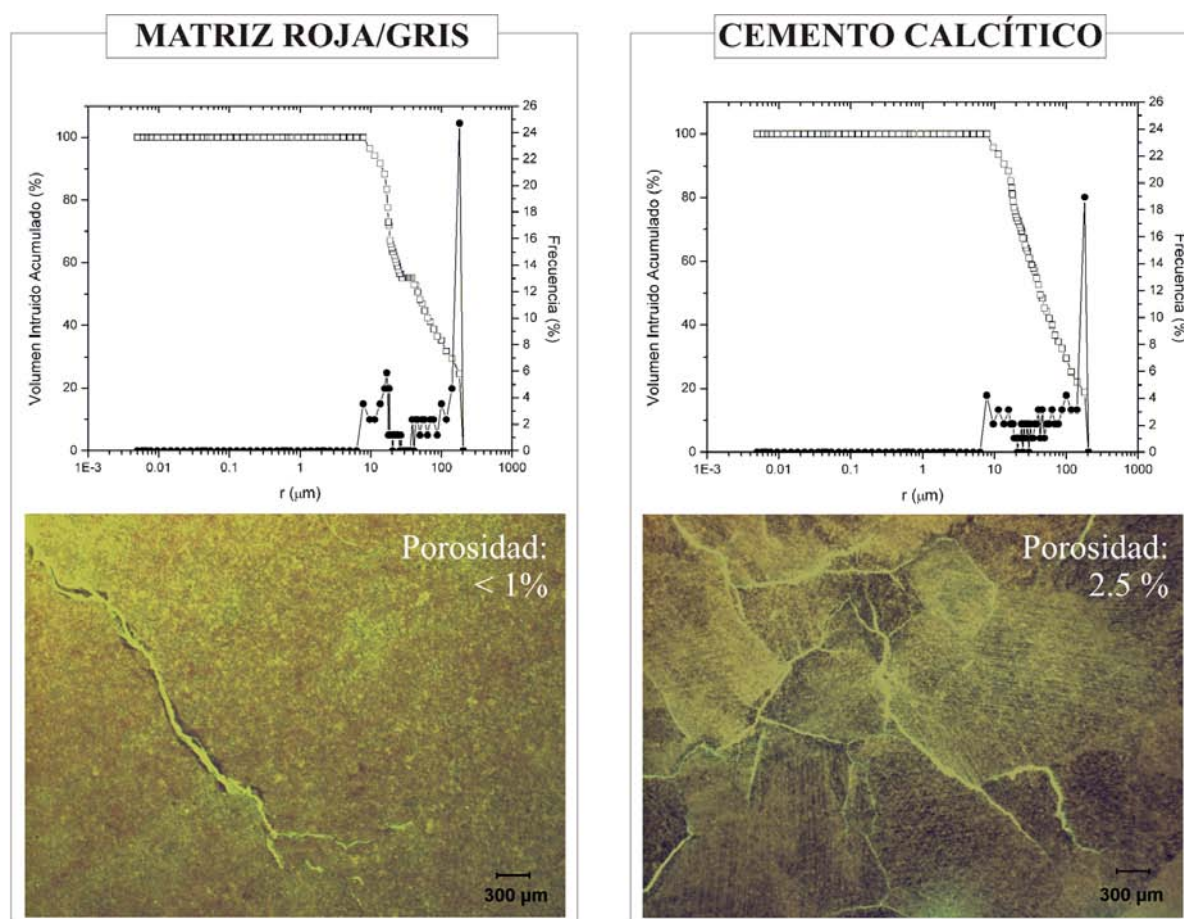


Figura 3-58: Distribución de tamaño de poros según los resultados obtenidos con porosimetría de mercurio. Observación del sistema poroso mediante MOF con preparaciones petrográficas impregnadas con fluoresceína.

Petrografía del relleno insoluble presente en los estilolitos

Los estilolitos presentan dos tipos de rellenos, uno rojizo y otro grisáceo o verdoso. La mineralogía de ambos se muestra en la tabla T:3-2, habiendo sido determinada mediante difracción de rayos X (ver capítulo 2; apartado 2.2.4).

Tabla T:3-2: Mineralogía del relleno de los estilolitos presentes en la variedad Rojo Cehegin.

MINERALOGÍA	CONTENIDO [%]	
	Relleno rojo	Relleno gris
Cuarzo	24	27
Siderita	21	19
Caolinita	14	15
Esmectita	16	15
Moscovita	15	11
Hematites	10	8
Pirita	-	5



CAPÍTULO 4

**FORMAS DE ALTERACIÓN
DE ROCAS CARBONÁTICAS
CON BAJA POROSIDAD**

FORMAS DE ALTERACIÓN DE ROCAS CARBONÁTICAS CON BAJA POROSIDAD*

4.1 Antecedentes y Objetivos del capítulo

4.1.1. Antecedentes

El grado de alteración de las rocas y la forma en la que se produce dicha degradación está íntimamente ligado con el ambiente en el que se ubica el material (Winkler, 1997; Smith, 2002; Pérez Bernal y Bello López, 2004; Fort, 2007). En este sentido, algunos de los agentes de meteorización más condicionantes de la durabilidad de una roca son la humedad, los cambios de temperatura y la presencia de sales (disolución salina).

La degradación que sufren los materiales calcíticos durante los cambios térmicos es un problema estudiado con profusión en numerosos trabajos (Leiss y Weiss, 2000; Koch y Siegesmund, 2004; Malaga-Starzec et al., 2006). En ellos se analiza tanto la aparición de microfisuras durante los ciclos de contracción/dilatación de la calcita (Siegesmund et al., 2000; Weiss et al., 2002a, 2003), como los procesos de combado (*warping*) en aplacados de mármol calcítico (Royer-Carfagni, 1999b; Siegesmund et al., 2008). Estos trabajos están usualmente centrados en aspectos texturales y sus consecuencias a microescala, olvidando los efectos que la dilatación/contracción de los minerales causan a nivel mesoscópico. Además, todos ellos estudian la alteración de mármoles calcíticos y/o dolomíticos, sin atender a los efectos que las oscilaciones térmicas tienen sobre calizas y/o dolomías.

* La última página de esta Tesis corresponde a un desplegable. En él se muestran los nueve tipos diferentes de rocas estudiados, sus siglas y sus características generales. De esta forma, manteniendo desplegada esta página, es posible consultar la roca a la que corresponde cada sigla sin interrumpir la lectura continuada de este capítulo.

Por otra parte, la cristalización de sales en el sistema poroso de una roca es un tema ampliamente estudiado en la actualidad (Rodríguez-Navarro y Doehne, 1999; Scherer, 1999; Benavente, 2003; Valenza y Scherer, 2006). Casi la totalidad de los trabajos se centran en materiales con una elevada porosidad: calcarenitas y areniscas (Wedekind y Ruedrich, 2006; Benavente et al., 2007a; Benchiarin et al., 2007), morteros (Stefanidou y Papayianni, 2006), ladrillo histórico (Benavente et al., 2006b; Colombo et al., 2007), etc. Sin embargo, son escasos los trabajos elaborados para el estudio de la cristalización de sales en el sistema poroso de carbonatos con baja porosidad (Benavente et al., 2007b; Yavuz y Topal, 2007). En Yavuz y Topal (2007) los procesos y formas de alteración en los mármoles calcíticos estudiados se abordan de forma muy superficial, mientras que en Benavente et al., 2007 los materiales estudiados corresponden a dolomías, por lo que no se aborda la importante degradación que sufren los materiales calcíticos.

La degradación asociada a disoluciones salinas en las rocas no solamente se debe, sin embargo, a la posible cristalización de sales en los poros. Diversos trabajos desarrollan y discuten la importancia de la alteración química asociada a disoluciones salinas (incluso con muy baja concentración), especialmente en la calcita (Jordan y Rammensee, 1998; Orkula y Koutsoukos, 2001; Liu et al., 2005; Li et al., 2008).

4.1.1. *Objetivos*

El objetivo central de este capítulo es el de caracterizar de forma precisa:

- la forma en la que los cambios térmicos afectan a los carbonatos con baja porosidad;
- la alteración química asociada a la presencia de disolución salina en el sistema poroso de estas rocas; y
- la magnitud de la alteración física generada por la cristalización de sales en rocas con baja porosidad.

Además, este capítulo también tiene como objetivo abordar el estudio a dos escalas diferentes: a) microescala, donde se estudia la evolución de las fábricas calcíticas y dolomíticas; y b) a mesoescala, observando la degradación de las probetas mesoscópicas de todos los materiales seleccionados (calizas, dolomías, mármoles dolomíticos y mármoles calcíticos).

4.2 Metodología

4.2.1. Estudio a microescala

Previamente al inicio de los ciclos de alteración se ha determinado de cada textura los siguientes aspectos (las especificaciones de las técnicas empleadas se detallan en el capítulo 2):

- Mineralogía: mediante DRX y SEM-EDS.
- Sistema poroso: mediante porosimetría de mercurio.
- Dilatación térmica: mediante TMA.
- Rugosidad superficial: mediante rugosimetría.
- Estudio general de la fábrica: mediante SEM y MOP.

Esta caracterización previa nos va a permitir comprender y justificar las formas de alteración textural observadas.

La alteración de las probetas se ha provocado mediante ensayos de cristalización de sales y choque térmico (las condiciones detalladas de cada ensayo se exponen en el capítulo 2):

- ***Ciclos de cristalización de sales.***

Condiciones: a) saturación a vacío en disolución de sulfato sódico (24 horas); b) 10 horas a 5°C y 90% RH (cámara climática); c) 14 horas a 105 °C (estufa); d) introducción directa en la disolución (sin equilibrar previamente con la temperatura ambiente) y comienzo de un nuevo ciclo.

- ***Ciclos de choque térmico.***

Condiciones: a) saturación a vacío en agua destilada (24 horas); b) 10 horas a 5°C y 90% RH (cámara climática); c) 14 horas a 105 °C (estufa); d) introducción directa en el agua destilada (sin equilibrar previamente con la temperatura ambiente) y comienzo de un nuevo ciclo.

Además, se han establecido otros dos ensayos complementarios que nos van a permitir profundizar más en las causas de la alteración de carbonatos con baja porosidad:

- ***Ciclos de choque térmico sin inmersión en agua:*** para conocer la magnitud de la degradación química generada por el agua

(comparando estos resultados con los obtenidos en los ciclos de choque térmico con inmersión).

Condiciones: a) 10 horas a 5°C y 90% RH (cámara climática); c) 14 horas a 105 °C (estufa); d) introducción de nuevo en la cámara climática y comienzo de un nuevo ciclo.

- **Inmersión en disolución de sulfato sódico:** para conocer la magnitud de la degradación química en la textura de la roca.

Condiciones: a) inmersión en una disolución de sulfato sódico al 31.7% y 23 °C (200 horas); b) colocar el recipiente en un agitador para evitar la formación de un gradiente de concentración superficial.

Cada ocho ciclos se han detenido los ensayos, se ha observado la evolución de la fábrica mediante SEM, y se han continuado los ciclos. Al final de los ciclos se ha determinado tanto la rugosidad superficial, como el sistema poroso, también se ha observado mediante SEM el estado final de la textura.

4.2.2. Estudio a mesoescala

El estudio de las formas de alteración de los carbonatos con baja porosidad a mesoescala se ha realizado con probetas cúbicas de 5x5x5 cm. Se han empleado 34 probetas de cada variedad y se han agrupado en 5 grupos. Cada uno de los grupos se ha sometido a un número diferente de ciclos (0, 8, 16, 24 y 32).

Previamente al comienzo de los ensayos de degradación, cada ocho ciclos y al final de los ciclos de cada grupo se ha determinado la porosidad abierta de cada probeta y su peso (la metodología para determinar la porosidad abierta se expone en el capítulo 2). Además, se ha inspeccionado visualmente la aparición y propagación de fisuras y otros defectos a mesoescala.

Los ensayos a los que se han sometido las probetas son dos: cristalización de sales y choque térmico. Las condiciones de cada uno son las mismas que la de los ensayos del estudio a microescala, y vienen detallados con precisión en el capítulo 2.

4.3 Resultados

Al comienzo del capítulo anterior, vimos que uno de los criterios de selección de los materiales se fundamentaba en su grado de complejidad estructural. Según este criterio existían seis agrupaciones de materiales gradadas desde altamente homogéneo hasta texturas clásticas. A partir de ahora, esta clasificación empleada para la selección se va a reducir a únicamente tres tipos, atendiendo en este caso a sus características petrográficas y a su forma de alteración. Estos tres tipos son:

- *Tipo I: Carbonatos con baja porosidad y varios componentes texturales, en los que al menos uno posee una elevada porosidad y en el resto de componentes es muy baja.*

Dentro de este tipo se encuentran las dolomías brechoides Beige Serpiente y Ambarino. En ellas, existe una fuerte dualidad entre componente textural poroso (pasta) y componente textural no poroso (con muy baja porosidad: clasto). La degradación de estos materiales vendrá condicionada por las características del componente poroso (pasta).

- *Tipo II: Carbonatos con baja porosidad y abundantes fisuras, vénulas y/o estilolitos.*

Bajo este título se agrupa el Blanco Alconera, el Crema Valencia, el Marrón Emperador y el Rojo Cehegín. A pesar de que, inicialmente, BA se había escogido por su elevada homogeneidad, la observación a microescala de frecuentes vénulas (de escaso grosor) y su forma de alteración con la aparición de fisuras hace lógica su inclusión en este grupo. Respecto al resto de materiales, su agrupación en este tipo es obvia atendiendo al elevado número de vénulas (ME y RC), fisuras (ME) y estilolitos (CV y RC) que los caracteriza.

- *Tipo III: Carbonatos con baja porosidad y naturaleza metamórfica (mármoles).*

En este tipo se incluyen tanto mármoles calcíticos (Gris Macael y Blanco Tranco) como dolomíticos (Amarillo Triana). Sin embargo, la naturaleza metamórfica del mármol Amarillo Triana no es concluyente para su inclusión en este tipo: atendiendo a su gran número de fisuras y al alto grado de desarrollo que éstas pueden presentar, su forma de alteración y su comportamiento mecánico, la inclusión de este mármol en el tipo II también está sobradamente justificada.

4.3.1. Alteración química de texturas calcílicas y dolomíticas.

Las figuras 4-1 y 4-2 muestran algunos ejemplos de la alteración de texturas calcílicas y dolomíticas en presencia de una disolución de sulfato sódico.

De estas observaciones se deduce que:

- Existe una disolución preferencial de la calcita, en contraste con la elevada estabilidad de la dolomita, en contacto con una disolución salina.
- La disolución es más intensa en cristales de pequeño tamaño frente a los de mayor tamaño.
- Las superficies de macla dentro de los cristales de gran tamaño también constituyen zonas de intensa disolución.

La disolución de los contornos de los cristales y de las superficies de maclado provoca una modificación del sistema poroso de la roca (Orkoula y Koutsoukos, 2001). Analizando las porosimetrías de mercurio de

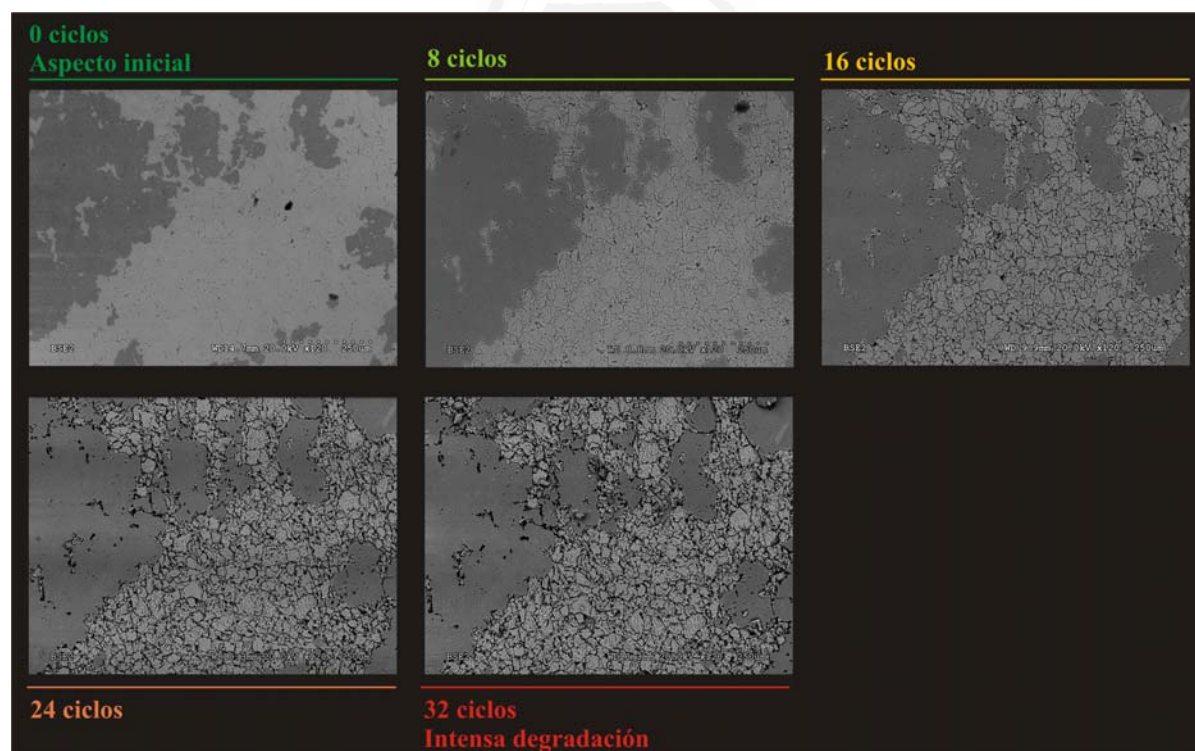


Figura 4-1: Evolución de la textura calcítica (más clara) y dolomítica (más oscura) en BA durante los ciclos de cristalización de sales, vistas con SEM-bse. Se observan intensos procesos de degradación química.

muestras inalteradas y muestras alteradas mediante ciclos de sales y de choque térmico (figura 4-3 y 4-4), vemos que:

- todos aquellos materiales con predominio de texturas calcíticas sufren una modificación del sistema poroso, mientras que los materiales mayoritariamente dolomíticos mantienen las características de su sistema poroso constantes.
- En materiales mayoritariamente calcíticos la variación de la porosidad se puede producir de dos formas:
 - Incremento de la población de poros con menor radio medio (población asociada a la porosidad intercrystalina) (BT),
 - Aparición de una nueva población de poros de tamaño de radio medio más pequeño, relacionada con los nuevos

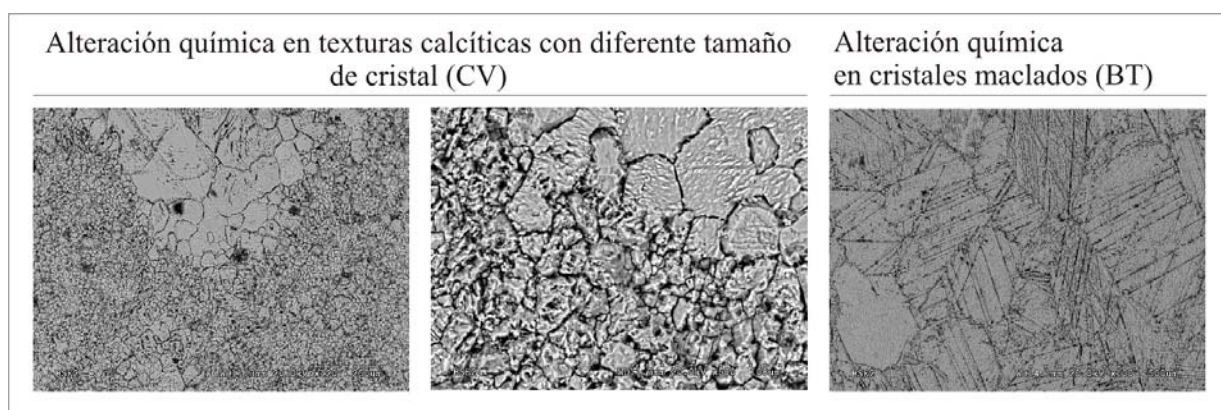


Figura 4-2: Texturas alteradas tras ensayos de inmersión en disolución de sulfato sódico (sin proceso de cristalización de sales), vistas con SEM-bse.

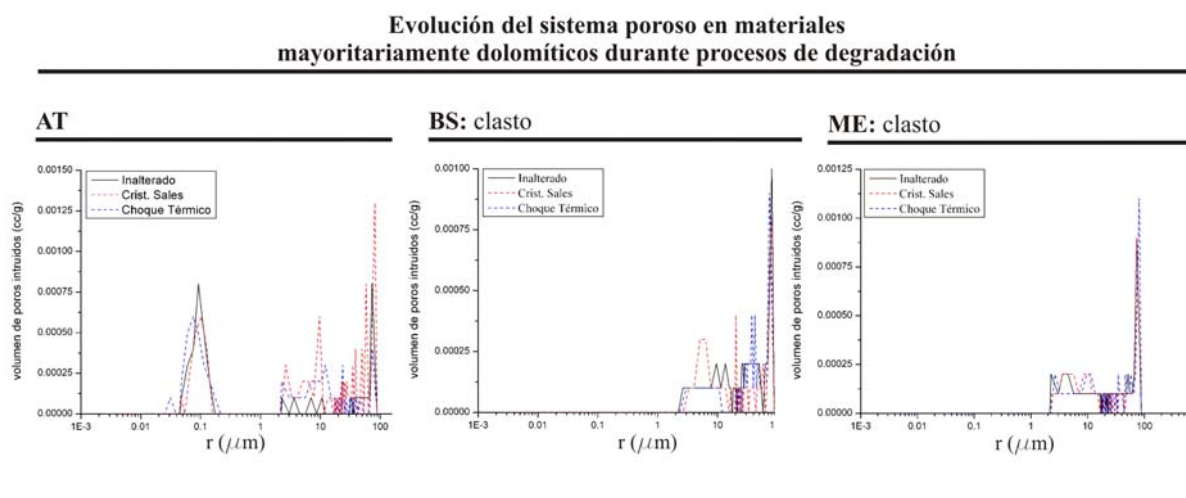
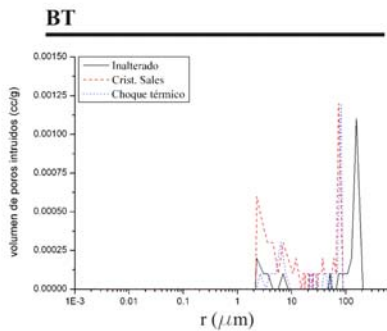


Figura 4-3: Evolución del sistema poroso en materiales mayoritariamente dolomíticos.

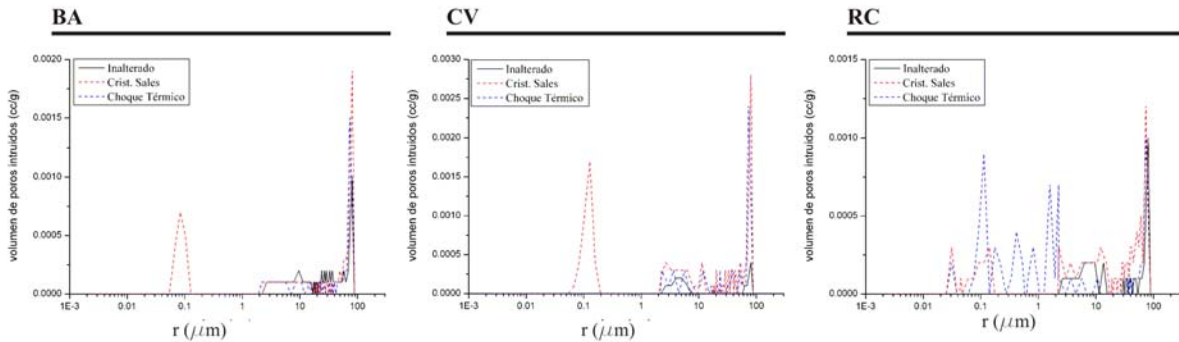
espacios intercrystalinos creados por la disolución de los contactos: entre 0.05 y 0.2 μm para materiales con tamaño de cristal pequeño (BA, CV y RC); entre 0.1 y 0.6 para rocas con mayor tamaño de cristal (GM).

Evolución del sistema poroso en materiales mayoritariamente calcícos durante procesos de degradación

Incremento de la población de menor radio medio



Aparición de una nueva población con menor radio medio, en texturas con tamaño de cristal pequeño.



Aparición de nueva población con menor radio medio, En texturas con tamaño de cristal grande.

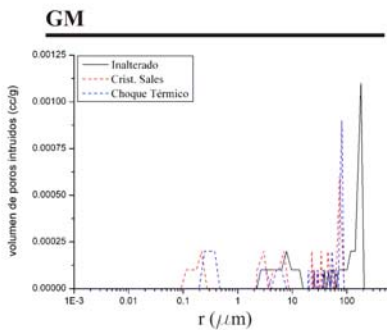


Figura 4-4: Evolución del sistema poroso en materiales mayoritariamente calcícos.

4.3.2 Alteración física de texturas calcíticas y dolomíticas.

Las figuras 4-5 y 4-6 muestran imágenes de texturas calcíticas y dolomíticas alteradas mediante ciclos de choque térmico y choque térmico sin inmersión en agua.

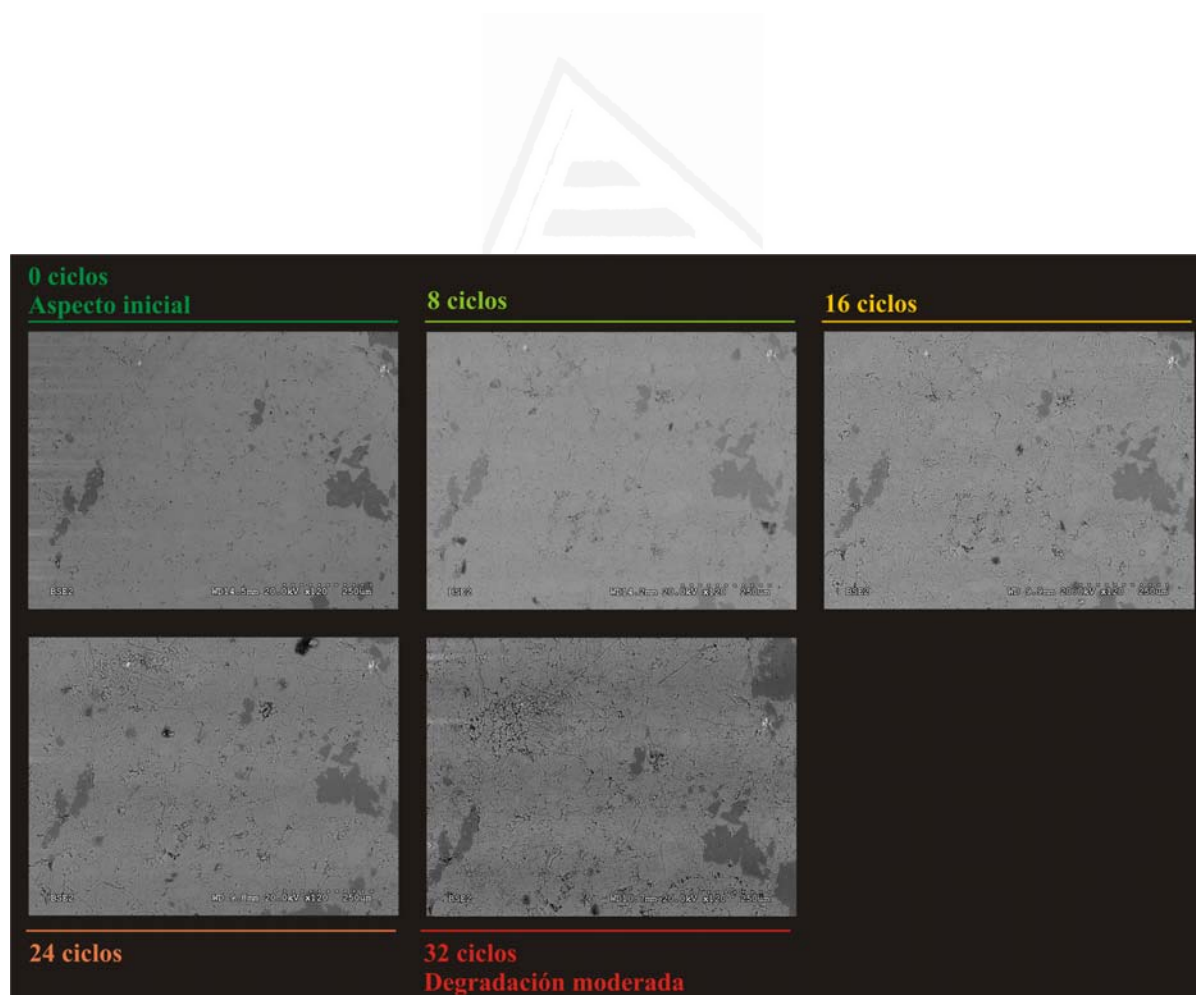


Figura 4-5: Evolución de la textura calcítica (más clara) y dolomítica (más oscura) en BA durante los ciclos de choque térmico, vistas con SEM-bse.

De ellas se desprenden los siguientes resultados:

- el espaciado intercrystalino tras los ensayos aumenta (*por espaciado o espaciado intercrystalino, se hace referencia a la distancia existente entre cristales vecinos*). Este aumento es efecto del choque térmico, siendo casi despreciable la disolución producida por el agua en el contorno de los cristales (las fisuras aparecen tanto en el ensayo de choque térmico con inmersión en agua como sin inmersión).
- la aparición de microfisuras térmicas en el contorno de sus cristales se restringe exclusivamente a las texturas calcíticas, mientras que las dolomíticas permanecen prácticamente inalteradas.
- La aparición de estas microfisuras es independiente del tamaño y forma de cristal.
- Preferentemente se desarrollan en el contorno de los cristales (superficies intercrystalinas), no observándose microfisuración a favor de superficies intracrystalinas (maclas o superficies de foliación).

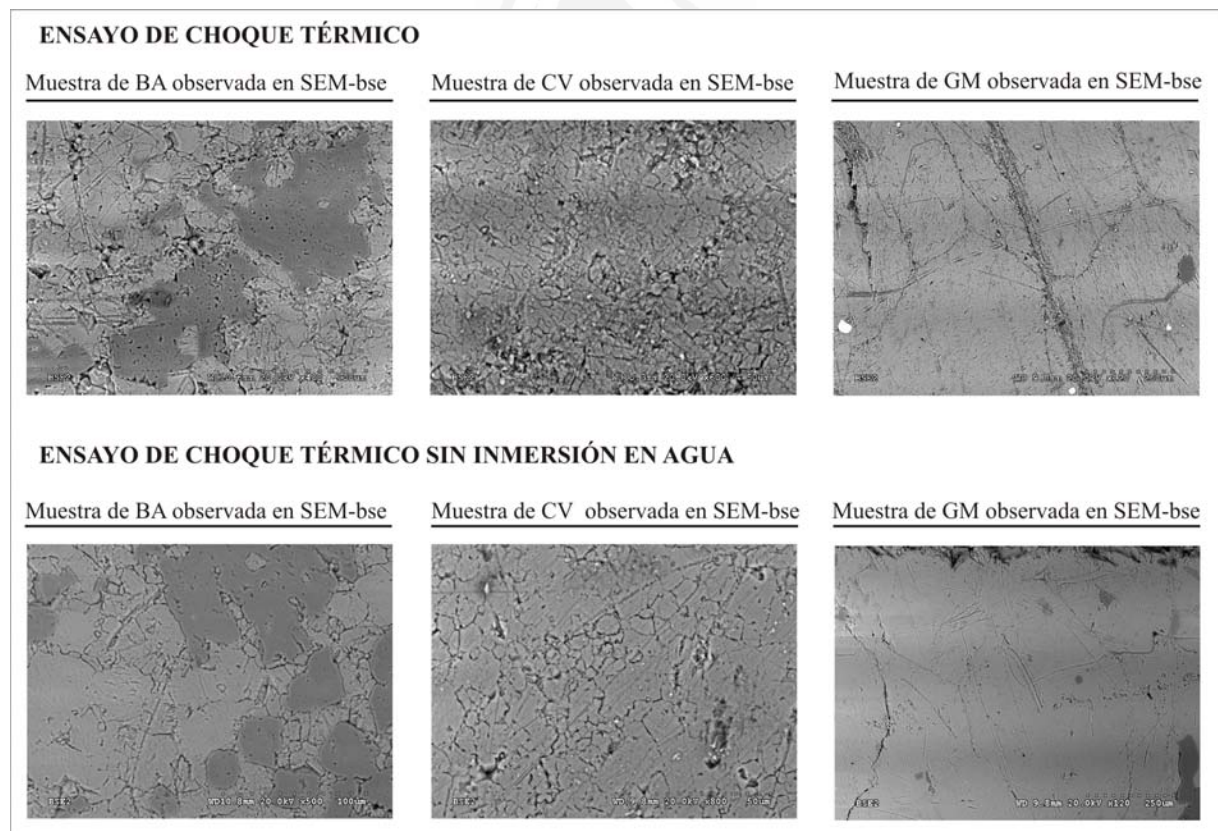


Figura 4-6: Texturas alteradas tras ensayos de choque térmico (con refrigeración en agua; imágenes superiores) y de choque térmico sin inmersión en agua (imágenes inferiores). Las fotomicrografías de

BA comparan texturas dolomíticas y calcíticas, mientras que las de CV y GM comparan texturas con diferente tamaño de cristal.

Puesto que la oscilación térmica provoca procesos de microfisuración, la alteración de las rocas dependerá de sus características termomecánicas. En la figura 4-7 se muestran las curvas de dilatación (ver capítulo 2; apartado 2.4.1) de tres tipos básicos de carbonatos con baja porosidad: textura calcítica con tamaño de cristal pequeño (CV), textura calcítica con tamaño de cristal grande (GM) y textura dolomítica (ME). Estas curvas se definen a través de dos aspectos: el coeficiente de dilatación térmica, expresado por la ecuación 4-1, y la deformación residual, que es el cociente entre el incremento de longitud que experimenta la muestra ensayada tras un ciclo de calentamiento y enfriamiento, y su longitud original (Koch y Siegesmund, 2004).

$$\alpha [K^{-1}] = \frac{\Delta l / l_0}{\Delta T} \quad (\text{Ec. 4-1})$$

donde α es el coeficiente lineal de dilatación térmica, Δl es el incremento de longitud que experimenta la roca durante su calentamiento, l_0 es la longitud inicial de la probeta ensayada, y ΔT es el incremento de temperatura considerado.

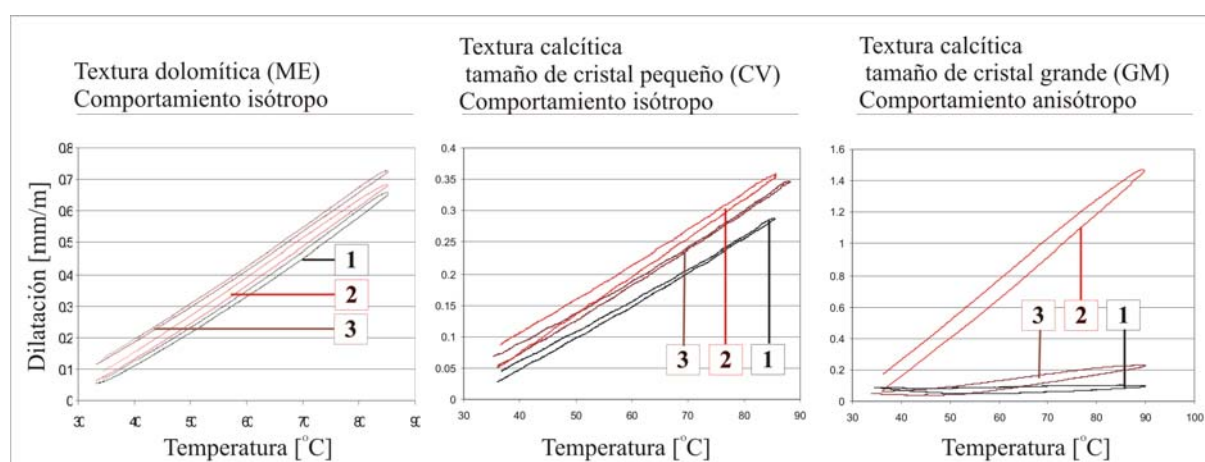


Figura4-7: Formas características de dilatación térmica. En cada gráfico se muestran las curvas obtenidas en tres direcciones ortogonales. En el gráfico de GM (derecha), las curvas 1 y 3

corresponden a direcciones paralelas al bandeado, y la curva 2 a la dirección perpendicular al bandeado.

De estas curvas se desprenden los siguientes resultados:

- Los materiales dolomíticos poseen un comportamiento altamente isótropo y una escasa deformación residual.
- Los materiales calcíticos muestran deformación residual.
- Dentro de los materiales calcíticos, se diferencian las calizas y los mármoles. Los primeros poseen un comportamiento termomecánico isótropo (independiente de la dirección espacial considerada), mientras que los mármoles son fuertemente anisótropos (mostrando una dilatación/contracción mayor en la dirección perpendicular al bandeo). Los mármoles dolomíticos también muestran cierta anisotropía, pero no tan acusada como en los calcíticos.

Según Weiss et al. (2003), existen cuatro tipos de comportamiento frente al aumento de temperatura, clasificados según su variación en las tres direcciones de la muestra y la existencia de deformación residual: i) expansión térmica isótropa sin deformación residual; ii) expansión térmica anisótropa sin deformación residual; iii) expansión térmica isótropa con deformación residual; y iv) expansión térmica anisótropa con deformación residual (ejemplos de los cuatro tipos en Weiss et al., 2003).

La deformación residual se asocia a la deformación plástica no recuperable relativa a la aparición de microfisuras durante los ensayos térmicos (Weiss et al., 2003).

De acuerdo con esta clasificación y las gráficas mostradas en la figura 4-7, las rocas estudiadas en esta Tesis se agrupan en tres grupos: materiales con expansión térmica isótropa y sin deformación residual (AT, BS y ME); materiales con expansión isótropa y deformación residual (BA y CV); y materiales con expansión anisótropa y deformación residual (BT y GM). Dentro del primer grupo están englobadas las rocas dolomíticas, mientras que en los otros dos se encuentran las calcíticas.

Estos resultados concuerdan con la alta estabilidad de las texturas dolomíticas (concordante también con el comportamiento observado en Malaga-Starzec et al., 2006). La no aparición de fisuras durante los ciclos de choque térmico se traduce en un comportamiento totalmente elástico (sin deformación residual) de la textura dolomítica al aumentar y disminuir la temperatura. Por otra parte, las texturas calcíticas desarrollan frecuentes microfisuras en el contorno de sus cristales (figura 4-6), lo cual otorga una cierta deformación plástica (no recuperable) a estas texturas, correspondiente a la deformación residual observada en las curvas de la figura 4-7.

4.3.3. Alteración superficial: rugosidad.

Los procesos de fisuración térmica y, en especial, la disolución de las superficies de los cristales calcíticos provocan un aumento de la rugosidad superficial.

Los incrementos de rugosidad se han cuantificado mediante el rugosímetro (capítulo 2; apartado 2.5.1), obteniendo los resultados mostrados en la tabla T: 4-1.

Tabla T:4-1: Incremento de la rugosidad superficial. Los símbolos // y \perp indican que la rugosidad se ha medido en superficies paralelas y perpendiculares (respectivamente) al bandeo metamórfico.

Material	Tamaño de cristal (mediana) [μm]	Mineralogía mayoritaria	Incremento de la rugosidad [%]
A	28.7	Dolomítica	67.10
AT //	53.7	Dolomítica	60.29
AT \perp			58.97
BA	18.7	Calcítica	1792.21
BS	27.5	Dolomítica	59.07
BT //	58.3	Calcítica	977.35
BT \perp			1206.80
CV	5.5	Calcítica	3077.98
GM //	741.7	Calcítica	648.53
GM \perp			1112.98
ME	25.0	Dolomítica	99.55
RC	5.0	Calcítica	1948.05

De esta tabla se obtienen interesantes resultados, que vienen a refutar las observaciones realizadas en los apartados anteriores. Estos resultados son:

- Los incrementos de rugosidad superficial en materiales dolomíticos son mucho menores que en materiales calcíticos. Esto se debe a la mayor estabilidad de la dolomía ante disoluciones salinas y choque térmico.
- Cuanto más pequeño es el tamaño de cristal, mayor es el incremento de la rugosidad, lo cual resulta coherente con la mayor disolución que sufren los cristales pequeños.
- En mármoles calcíticos existe un comportamiento diferente según la dirección considerada: las superficies paralelas al bandeo metamórfico incrementan menos su rugosidad que aquellas orientadas perpendicularmente. Tal y como se verá en la discusión, esto se debe a la fuerte anisotropía de la calcita respecto las tasas de disolución según la dirección cristalográfica considerada (Spry, 1986).

4.3.4 Formas de alteración de rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo I.

Las variedades comerciales Ambarino y Beige Serpiente se caracterizan por poseer un componente textural con relativa alta porosidad (en torno al 8 %: pasta) y otro con muy baja porosidad (inferior al 1%: clasto). En la figura 4-8 se muestra la forma de alteración resultante tras los ensayos de cristalización de sales y choque térmico en ambas variedades.

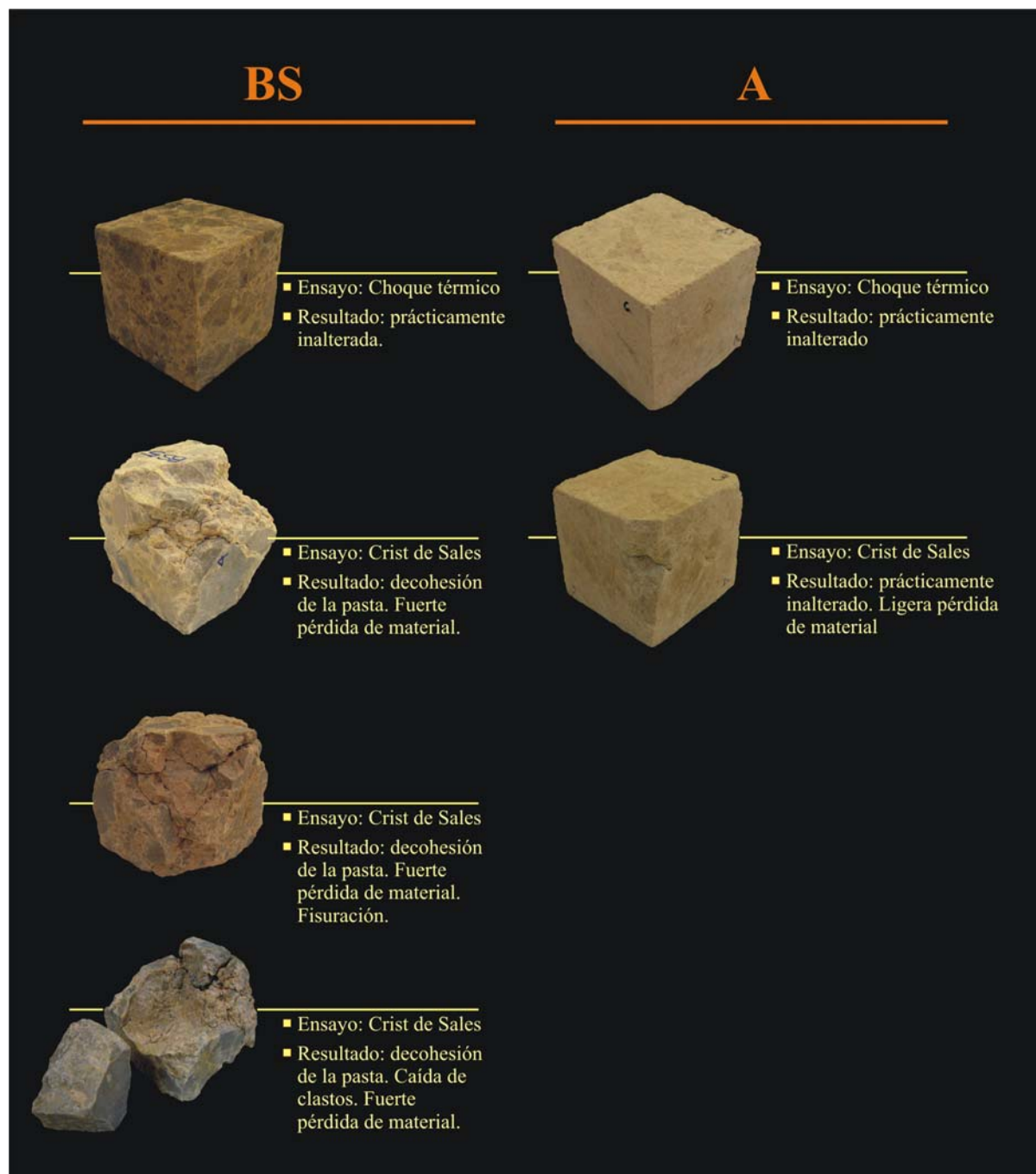


Figura 4-8: Formas de alteración observadas en las probetas de BS y A.

De las formas de alteración observadas se desprenden los siguientes resultados:

- Dada la baja porosidad de los clastos y su naturaleza dolomítica, resultan mucho más estables frente a los ciclos de alteración que la pasta.
- La pasta, en rasgos generales, es mucho más porosa y posee un porcentaje variable de calcita. Ambos rasgos le confiere una potencialidad a la alteración mucho más elevada.
- Los ciclos de cristalización de sales resultan mucho más agresivos que aquellos en los que únicamente se produce choque térmico.

Las probetas de A resultan mucho más resistentes frente a la cristalización de sales que las de BS. Esto se debe a las diferencias existentes entre ambas variedades en torno a la distribución de la pasta en la probeta y al tamaño de los clastos (figura 4-9) (ver discusión posterior; apartado 4.4).

La mayor durabilidad de A da lugar a que tras los ciclos de cristalización de sales únicamente se registren leves pérdidas de material en determinados puntos de la probeta, mientras que bajo las mismas condiciones, en las probetas de BS se dan intensos procesos de decohesión de la pasta, con caída de clastos y, en definitiva, fuerte pérdida de material (figura 4-10).

- El proceso de decohesión de la pasta se muestra a microescala claramente en la figura 4-11.

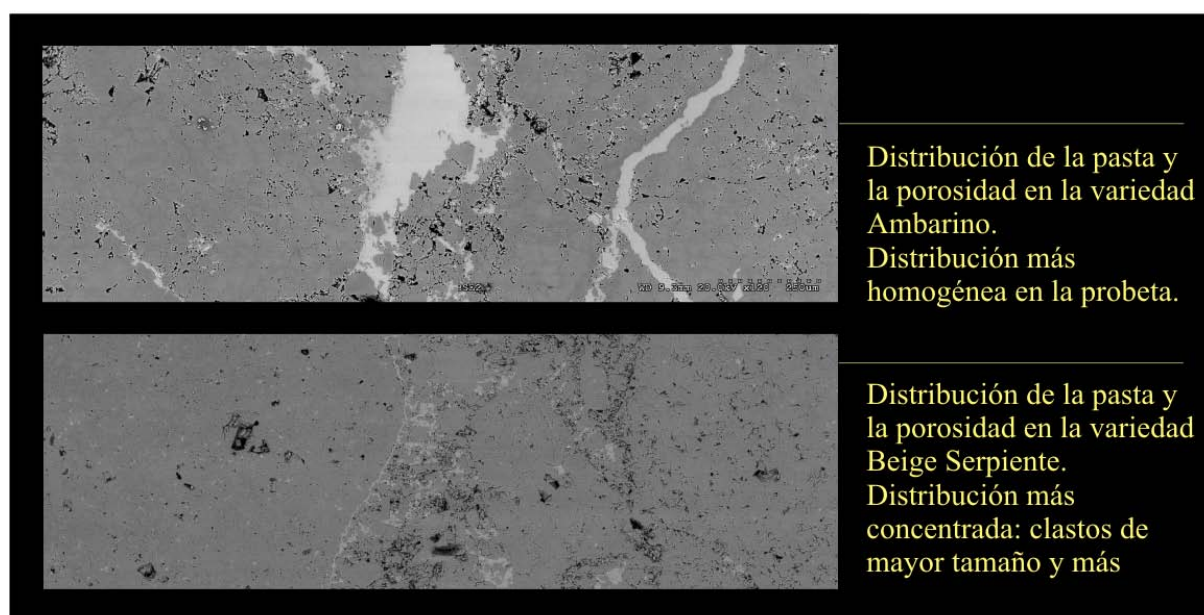


Figura 4-9: Fotomicrografías tomadas en SEM-bse donde se aprecia la diferente distribución de la pasta en el Ambarino y en el Beige Serpiente.

- La cristalización de las sales en el sistema poroso de la pasta da lugar, además de a su decohesión, a la aparición de fisuras, que pueden llegar a alcanzar desarrollos muy importantes. La apertura importante que alcanzan las fisuras se manifiesta en la evolución de la porosidad de las probetas durante los ciclos de cristalización de sales (figura 4-12).

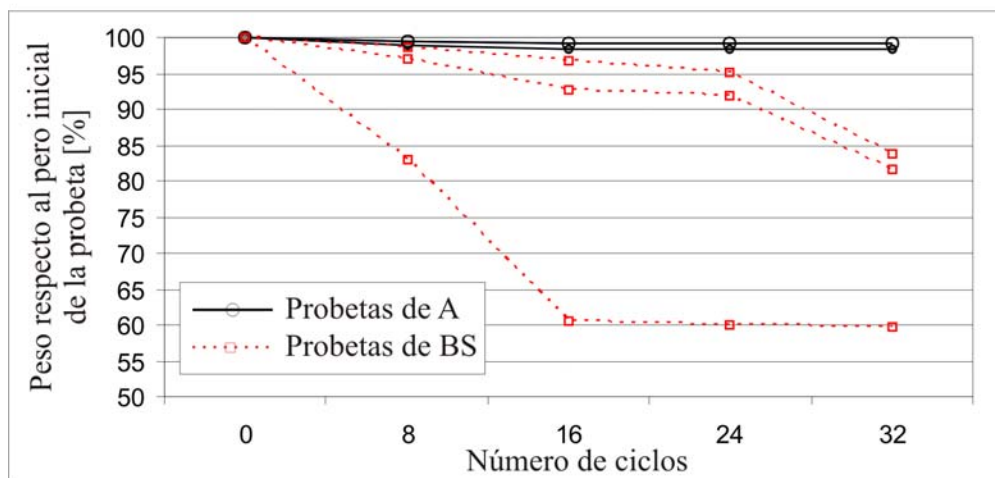


Figura 4-10: Evolución de la masa de las probetas de A y BS durante los 32 ciclos del ensayo de cristalización de sales.

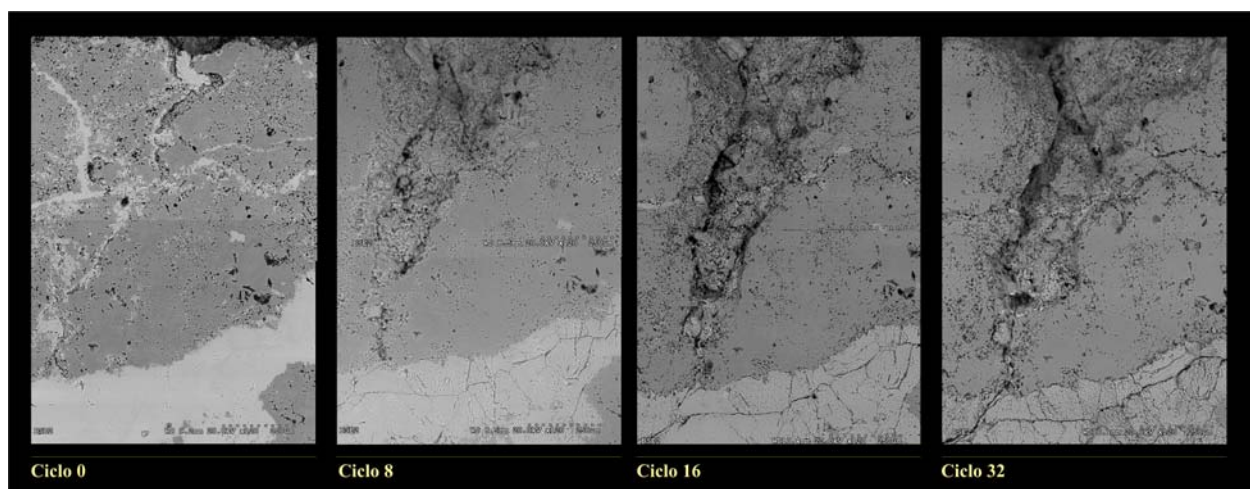


Figura 4-11: Secuencia de fotomicrografías (SEM-bse) donde se aprecia el proceso de decohesión de la pasta durante el ensayo de cristalización de sales.

Del seguimiento realizado a microescala (tanto durante los ciclos de choque térmico como de cristalización de sales) de las probetas de A y BS se obtienen los siguientes resultados:

- La alteración química de la calcita contenida en la pasta favorece la alteración física debida a la cristalización de sales (figura 4-13).

Dentro de la rápida degradación de la pasta, se distinguen dos pasos sucesivos y complementarios. En primer lugar destaca la importante disolución de la calcita embebida en la pasta (ciclo 8 de la figura 4-13), dando lugar a modificaciones en el sistema poroso (ampliación del rango de radio medio del poro). En el volumen del poro modificado se produce la cristalización de la sal, generando grandes tensiones que provocan la decohesión de los cristales de dolomita (ciclo 32 de la figura 4-13), lo cual da lugar a la exposición de nuevos cristales de calcita y su posterior disolución.

- Los cristales de calcita de gran tamaño presentes en las vénulas sufren un incremento en el espaciado intercrystalino asociado a la disolución de su contorno, pero cuyo origen está acelerado por la fisuración asociada al choque térmico (este proceso se desarrolla en las formas de alteración de los carbonatos con baja porosidad tipo II, y se discute en el apartado 4.4).

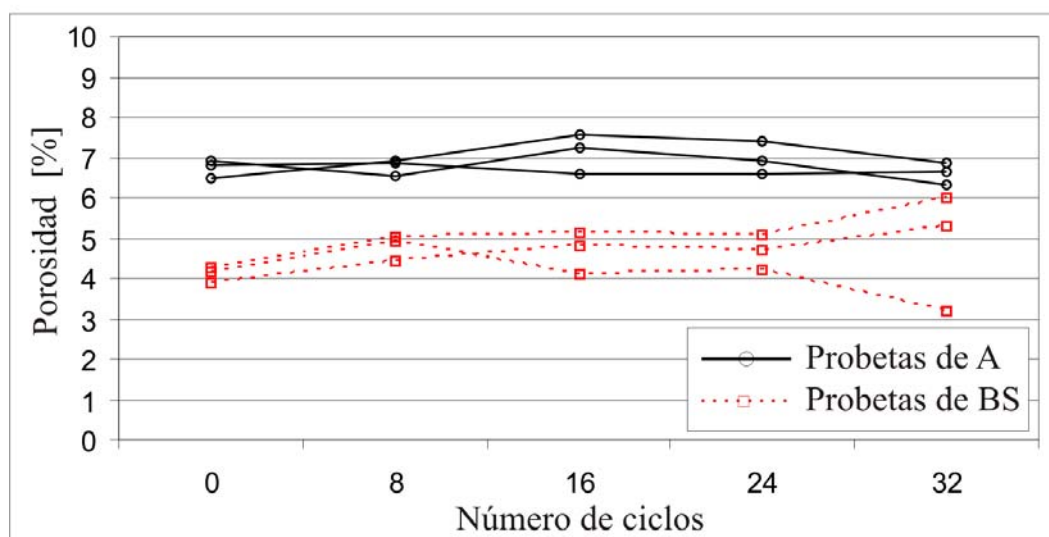


Figura 4-12: Evolución de la porosidad de las probetas de A y BS durante los 32 ciclos del ensayo de cristalización de sales. La porosidad de las probetas de A permanece prácticamente constante. Dos de las probetas de BS sufren un ascenso continuado de su porosidad, más elevado en el

último tramo (asociado a la aparición de fisuras con importantes aperturas). La otra probeta de BS muestra un descenso casi continuado de la porosidad, asociada a la fuerte pérdida de masa que sufre (en torno al 40% de su peso inicial).

4.3.5. Formas de alteración de rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo II.

Los materiales pétreos englobados en este tipo se caracterizan por poseer discontinuidades estructurales: fisuras, vénulas y/o estilolitos. Las variedades estudiadas en esta Tesis pertenecientes a este tipo son: BA, CV, ME y RC. En la figura 4-14 y 4-15 se muestra la forma de alteración resultante tras los ensayos de cristalización de sales y choque térmico en las cuatro variedades.

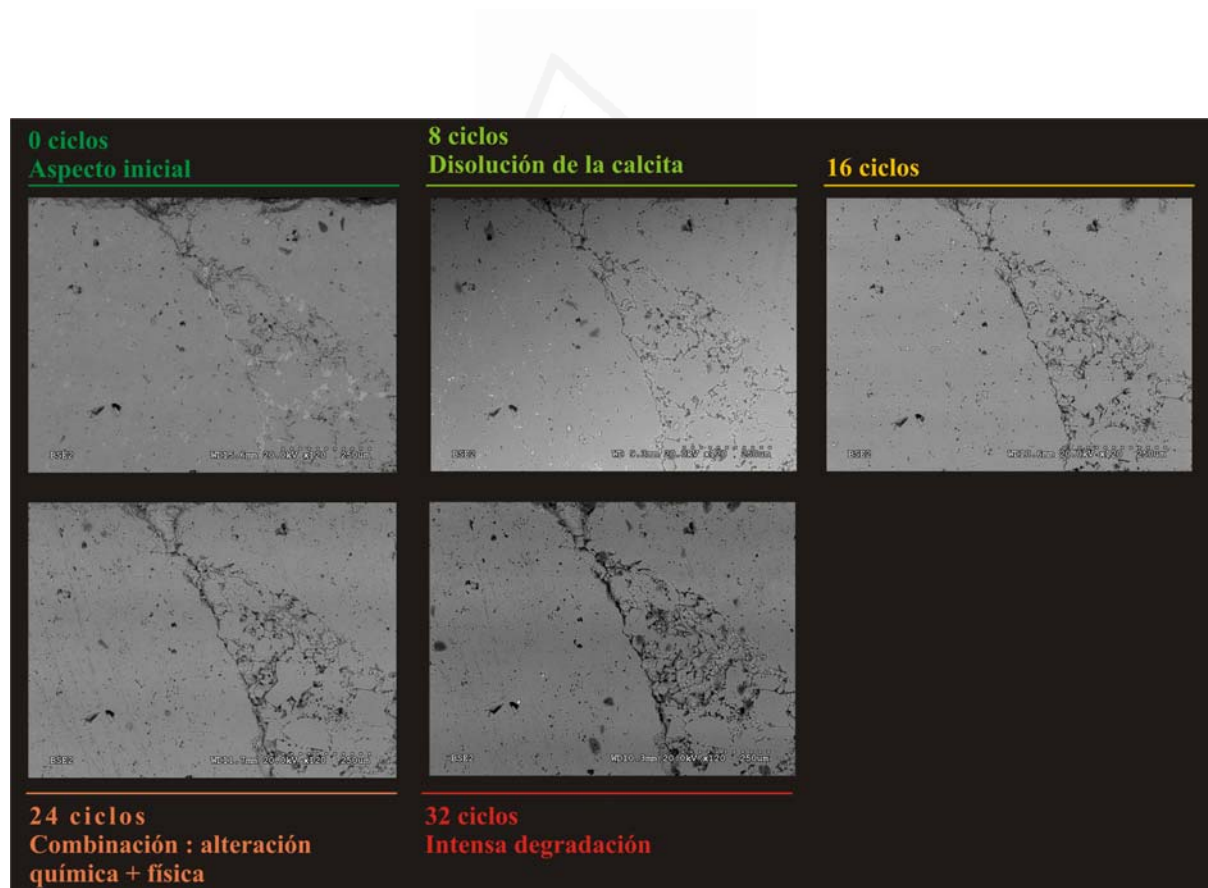


Figura 4-13: Secuencia de fotomicrografías (SEM-bse) mostrando el proceso de alteración de la pasta: disolución inicial de la calcita; aumento del radio medio de los poros; y decohesión de sus cristales por las presiones de cristalización.

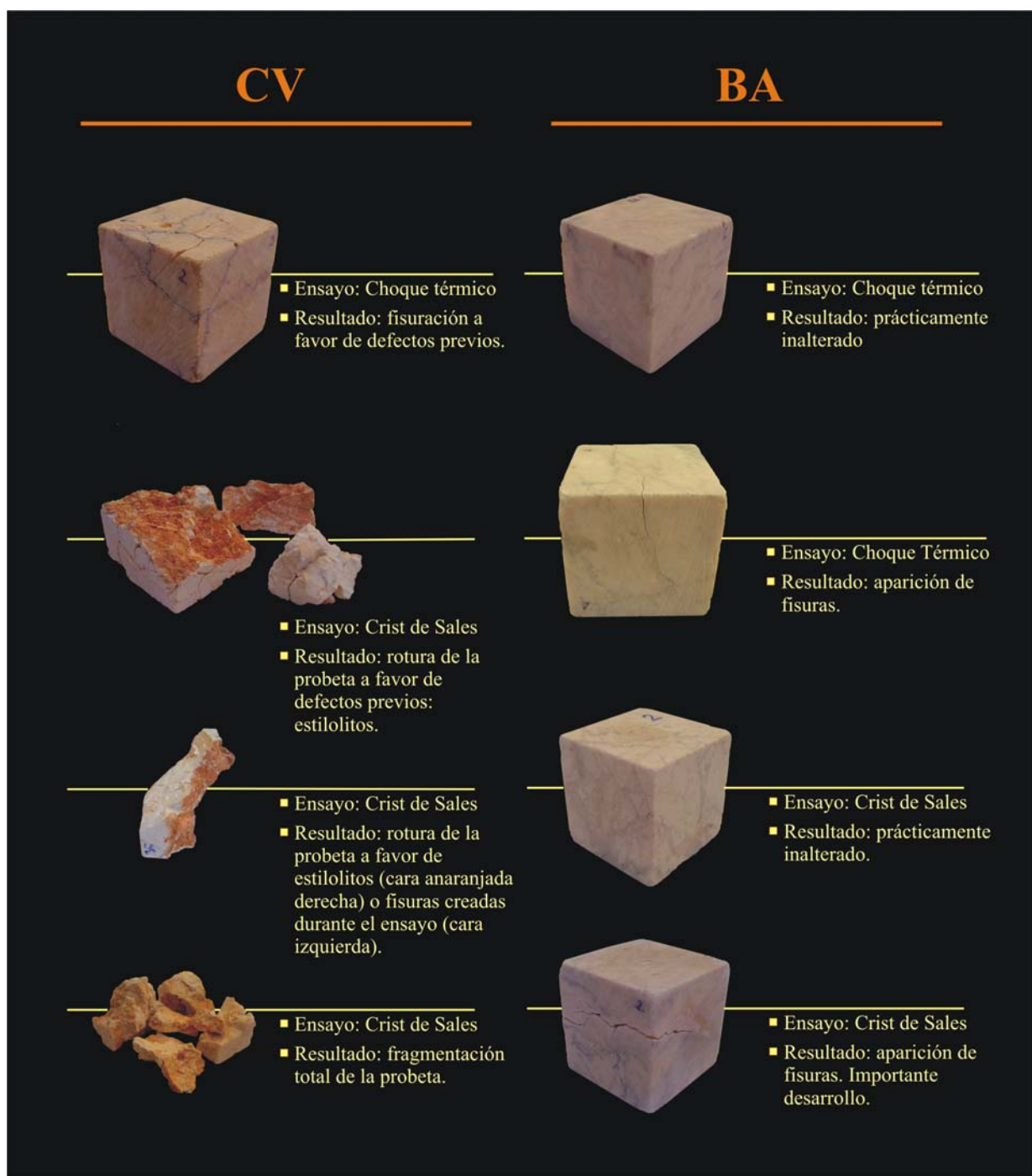


Figura 4-14: Formas de alteración observadas en las probetas de CV y BA.



Figura 4-15: Formas de alteración observadas en las probetas de ME y RC.

De las formas de alteración observadas se desprenden los siguientes resultados:

- Los ensayos de cristalización de sales resultan mucho más agresivos que los de choque térmico, en cuanto que en los primeros se registran pérdidas mucho más importantes de material, que pueden llegar a ser del 100 % (figura 4-16).

La pérdida de material durante los ciclos de cristalización de sales puede estar asociada a tres procesos (figura 4-14 y 4-15):

- decohesión de texturas porosas (*fmc* en ME);
 - desprendimiento de fragmentos a favor de discontinuidades preexistentes (estilolitos en CV o RC);
 - desprendimiento de fragmentos de probeta a favor de fisuras creadas durante los ensayos (proceso observado en ME, RC y CV).
- Aparición de fisuras mesoscópicas en las probetas de las variedades calcíticas (CV, BA y RC) tanto durante los ensayos de cristalización de sales como en choque térmico (figuras 4-14 y 4-15).

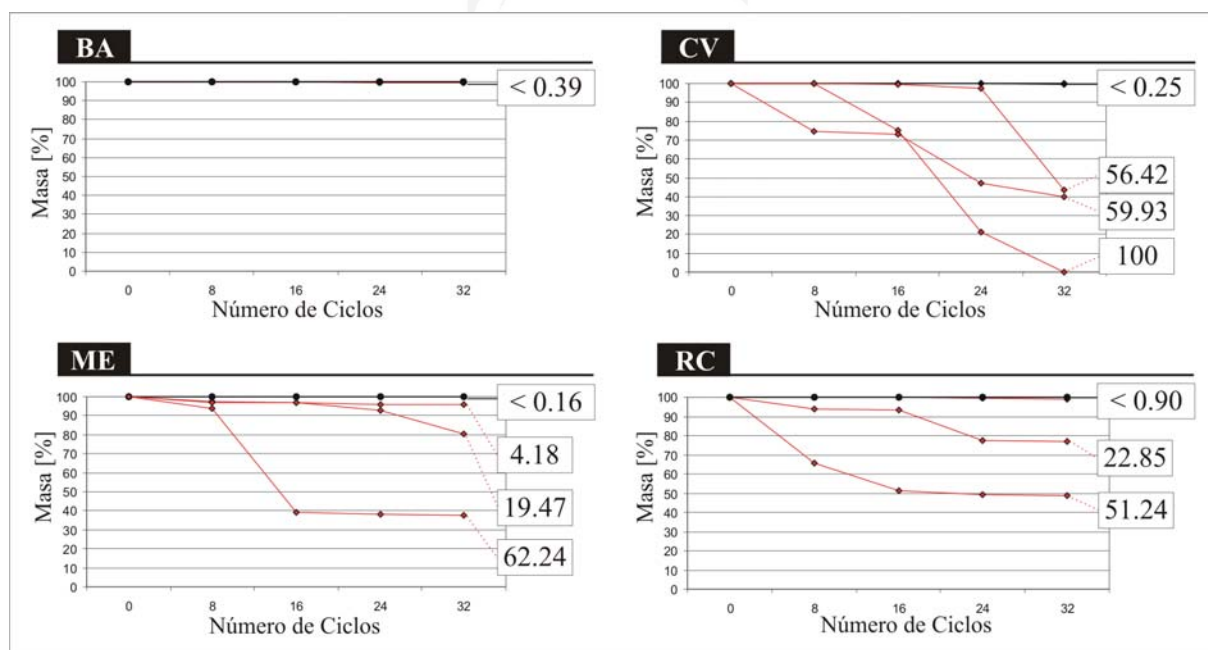


Figura 4-16: Pérdida de masa (respecto a la masa inicial de la probeta) del grupo de muestras ensayadas en cristalización de sales (tendencias en rojo) y choque térmico (tendencias en negro) hasta 32 ciclos. En los recuadros se muestra la masa perdida al final del ensayo (en porcentaje).

La aparición y desarrollo de estas fisuras durante los ensayos de cristalización de sales sin duda está motivado y agravado por las tensiones creadas durante la cristalización, pero su origen no se encuentra en este sistema tensional, sino en el creado por la dilatación térmica de la calcita, ya que en las probetas ensayadas bajo choque térmico también aparecen (ver discusión posterior; apartado 4.4).

Al igual que ocurre a escala microscópica, a escala de muestra de mano estas fisuras también se estabilizan a los pocos ciclos térmicos de su aparición, sin embargo, la disolución de su superficie durante los ciclos de cristalización de sales impide su estabilización, produciéndose una aceleración en el desarrollo de su apertura y longitud.

La nucleación de estas mesofisuras térmicas se asocia a defectos previos en la roca, como las vénulas de anchura micrométrica observadas en CV o BA, o bien en los pequeños estilolitos aislados y de escasa envergadura contenidos en las probetas de RC. En cambio, su propagación sí que está en muchos casos favorecida por estas discontinuidades previas (propagación por el centro o perímetro de las vénulas macrocristalinas de RC o BA, figuras 4-14 y 4-15).

- Las variedades dolomíticas (ME), por otra parte, también muestran importantes fisuras tras los ciclos de cristalización de sales, pero su origen no se encuentra asociado a la deformación por dilatación térmico, ya que en las probetas ensayadas en choque térmico no aparecen fisuras (figura 4-15).
- Del grupo de discontinuidades contenidas en las probetas del tipo II (vénulas, fisuras y estilolitos), las únicas que constituyen un problema real para la durabilidad de la roca son los estilolitos.

El daño asociado a los estilolitos se debe al relleno arcilloso que posee asociado. El contenido de arcillas en el interior de los estilolitos es susceptible de generar:

- i) El lavado del relleno, y por lo tanto el aumento de la apertura de la discontinuidad.
- ii) Degradación asociada a la expansividad de algunos tipos de arcillas. En concreto, las variedades CV y RC poseen un contenido considerable de caolinita y esmectita (ambas expansivas) (la mineralogía del relleno insoluble de los estilolitos de estas variedades se muestra en el capítulo 3; apartados 3.3.6 y 3.3.9).

Estos dos motivos justifican que los daños asociados a la apertura y desarrollo de estilolitos en CV y RC se produzcan tanto en los ciclos de cristalización de sales como de choque térmico (tanto el lavado como la expansividad se producen en ambos ensayos). Sin embargo, la agresividad es mayor en los ciclos de cristalización de sales, ya que una vez iniciada la apertura de los estilolitos, se genera: a) la cristalización de sales en su interior; y b) el aumento de la accesibilidad de la disolución al interior de la probeta (y el consecuente incremento de procesos de degradación química y física en el interior).

El resto de discontinuidades presentes en estas probetas (véculas y fisuras) no son especialmente dañinas respecto a su capacidad de generar fisuras, aunque cabe destacar la rápida propagación que las fisuras experimentan a favor del contorno de los cristales calcíticos de las véculas (figura 4-14 y 4-15).

- Las cavidades asociadas a la cementación parcial de las véculas (especialmente abundantes en ME) no son focos de nucleación de fisuras.

Del seguimiento realizado a microescala (tanto durante los ciclos de choque térmico como de cristalización de sales) de las probetas de BA, CV, ME y RC se deduce que:

- En texturas mayoritariamente calcíticas (BA, CV y RC), se producen intensos procesos de alteración química (disolución de superficies calcíticas) favorecidos por la microfisuración durante choque térmico.

Las imágenes de la figura 4-17 muestran detalles de la evolución de la textura calcítica de CV durante los ciclos de choque térmico y cristalización de sales. En los ciclos de choque térmico vemos que las microfisuras térmicas aparecidas en los primeros estadios no poseen un desarrollo demasiado importante (se estabilizan). Sin embargo, cuando una probeta se somete a los ciclos de cristalización de sales (que llevan asociado el mismo choque térmico), vemos que inicialmente aparecen unas microfisuras similares a las observadas en choque térmico, sobre las que posteriormente actúa la alteración química. Al final del ensayo se observa una textura en la que se han producido intensos procesos de disolución.

Esta disolución intercrystalina alcanza cotas muy elevadas en CV, ya que provoca incluso la decohesión y disgregación granular de la roca.

4.3.6. Formas de alteración de rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo III.

Dentro de este tipo se incluyen todos los mármoles, tanto calcíticos (BT y GM) como dolomíticos (AT). Las formas de alteración observadas en estos mármoles se muestran en la figura 4-18.

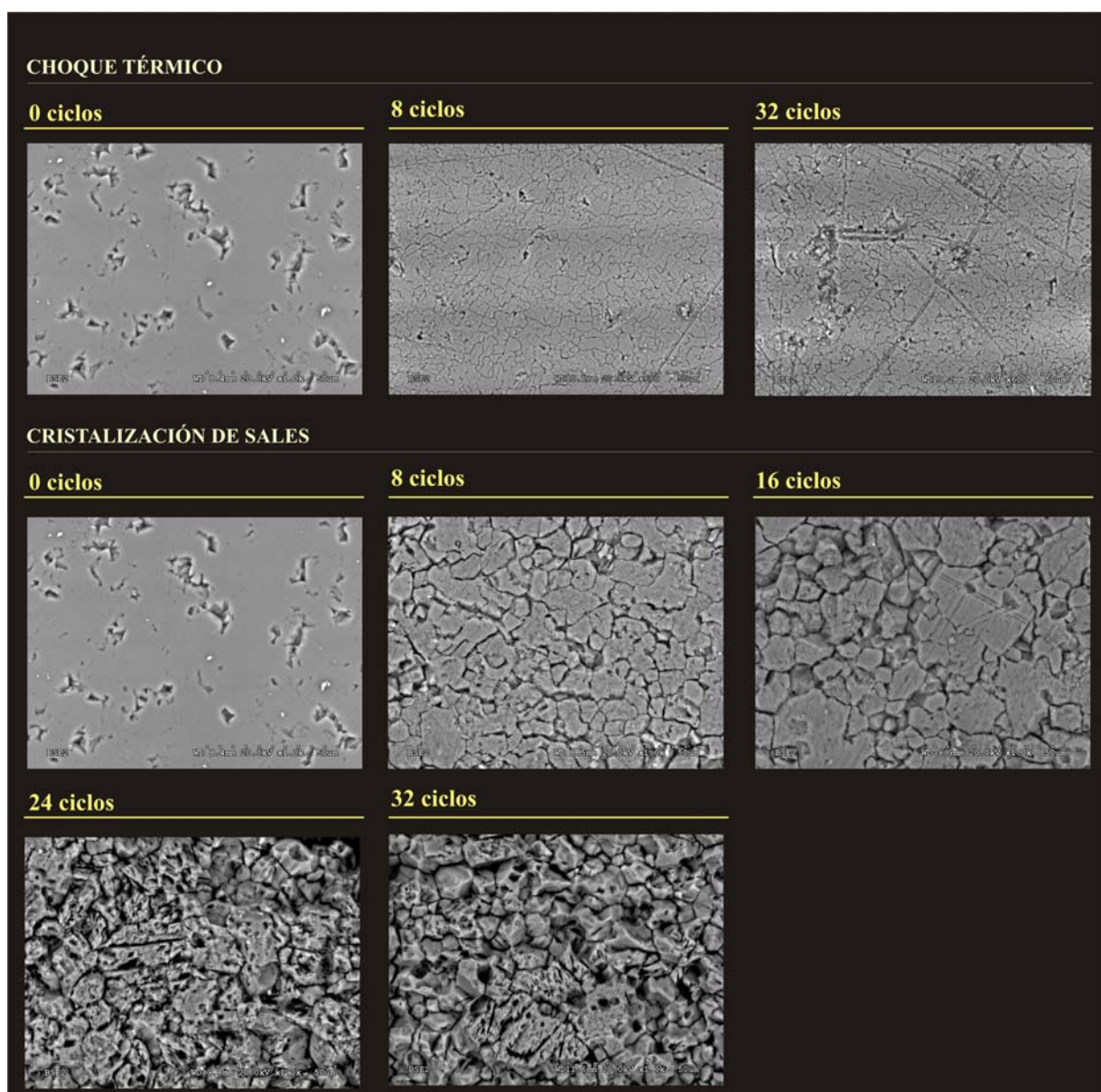


Figura 4-17: Fotomicrografías (SEM-bse) en las que se aprecia la evolución de la textura calcítica de CV durante los ensayos de choque térmico y cristalización de sales.

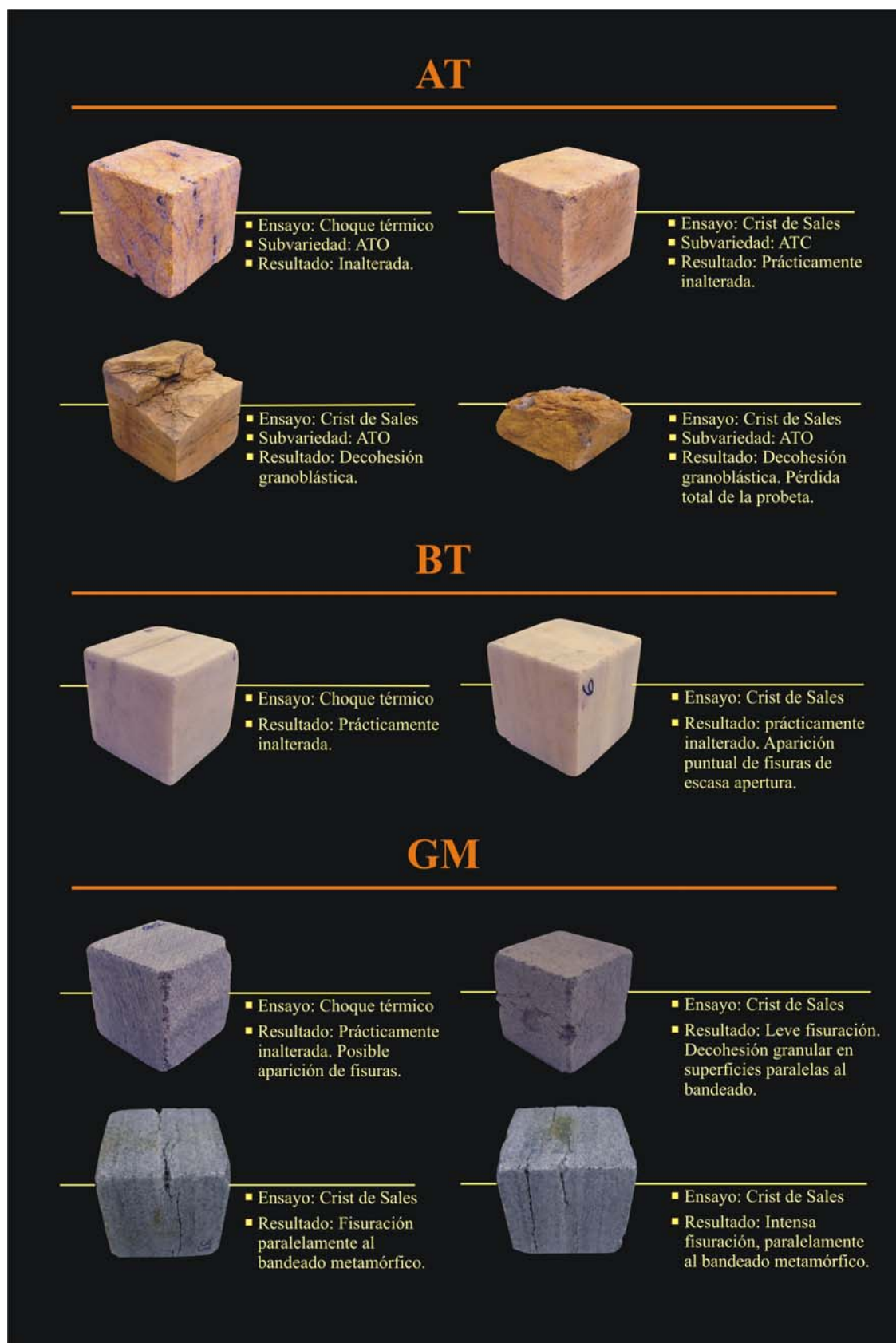


Figura 4-18: Formas de alteración observadas en las probetas de AT, BT y GM.

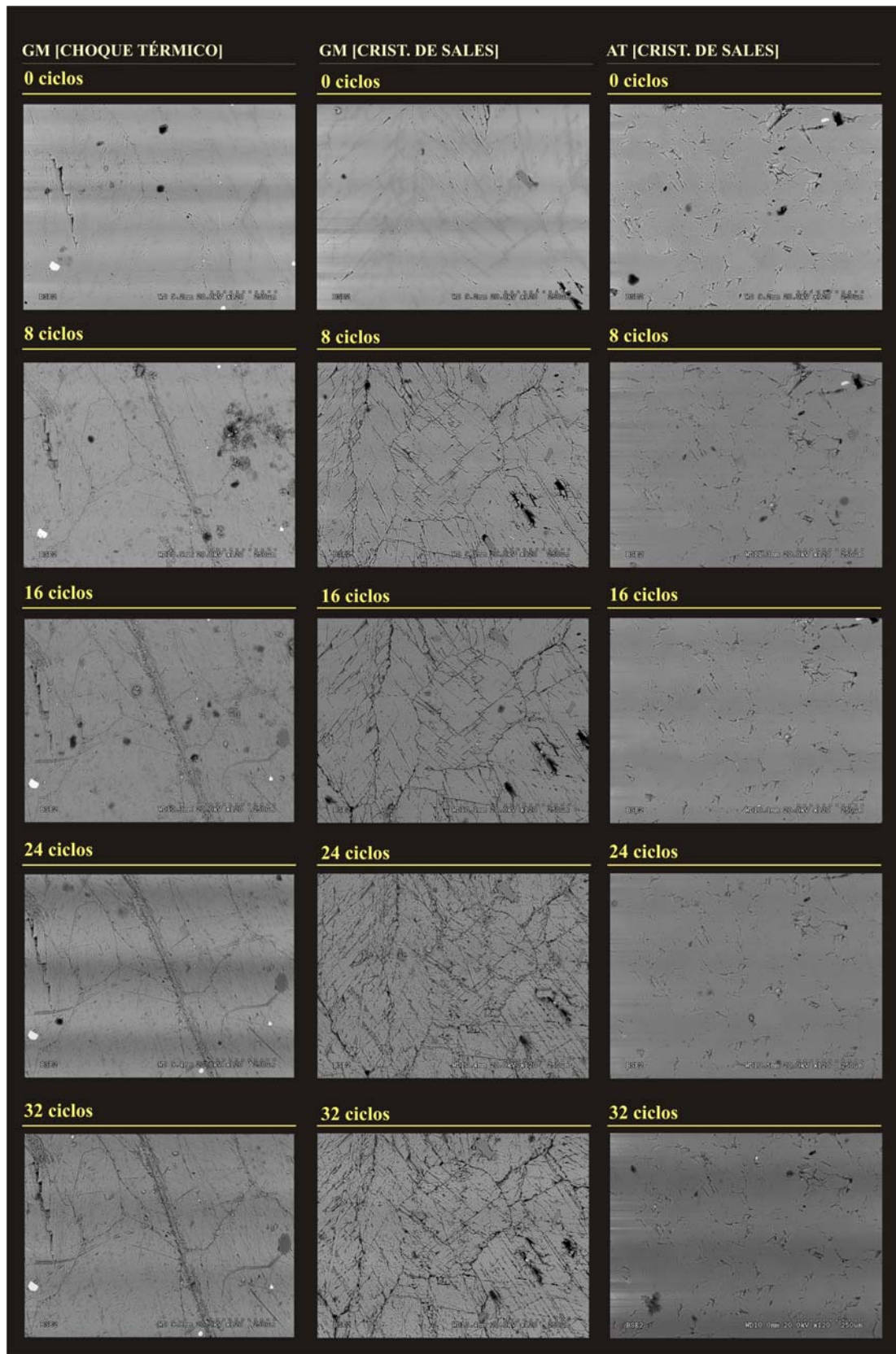


Figura 4-19: Evolución la textura en mármol calcítico (GM) y dolomítico (AT) durante los ciclos de choque térmico (GM) y cristalización de sales (GM y AT).

Los resultados extraídos del proceso de alteración son los siguientes:

- No se observan pérdidas importantes de material en ninguna variedad. Como mucho se identifican procesos de decohesión granular en las superficies paralelas al bandeo metamórfico (durante ciclos de cristalización de sales), pudiendo presentar pérdidas de material, en todo caso, inferiores al 1%.
- Aparición de fisuras mesoscópicas durante procesos de choque térmico, al igual que ocurría en las probetas de BA, CV o RC. Desarrollo posterior de las fisuras por disolución y cristalización de sales (cuando hay presencia de disolución salina).
- Cuando existe bandeo estructural metamórfico (GM) las fisuras son paralelas a éste.
- De forma muy puntual, en el mármol dolomítico, se observa decohesión granular. Dada la elevada estabilidad de las texturas dolomíticas frente la alteración por choque térmico o disolución química, esta decohesión se asocia íntegramente a las presiones de cristalización de sales.

ATO posee un espaciado intercristalino mayor (0.05-0.6 μm) que la variedad ATC (Amarillo Triana Claro) (0.05-0.2 μm), y dado el carácter muy puntual de este hecho, es de suponer que el espaciado intercristalino de las probetas degradadas era aún superior, facilitando de esta forma la cristalización de sales en su interior. Además, tal y como se expone en la discusión, la distribución espacial de los poros juega un papel fundamental en la magnificación de los esfuerzos efectivos.

Del seguimiento realizado a microescala de las probetas de AT, BT y GM se observa que:

- En las texturas calcíticas se observa tanto degradación asociada a choque térmico (aparición de microfisuras en el contorno de los cristales) como disolución de superficies tanto intercristalinas como de foliación o maclado (figura 4-19). Estos procesos se han observado también en las variedades de los tipos I y II y se justifican en la discusión.

La microfisuración térmica predomina en los ciclos de choque térmico y favorece la alteración química en los ciclos de cristalización de sales (aumenta la exposición de superficies a la disolución).

- Al igual que ocurría en los tipos anteriores, las texturas dolomíticas muestran una estabilidad elevada, no observándose ni procesos de microfisuración intercrystalina ni disolución de sus superficies (figura 4-19).
- Según las observaciones realizadas mediante MOF sobre preparaciones impregnadas con fluoresceína, en los niveles exteriores de la probeta sometida a choque térmico se observa un mayor desarrollo de las microfisuras orientadas paralelamente al bandeo metamórfico (GM) (figura 4-20). Esto coincide con las observaciones realizadas en Weiss et al., 2002a y 2003, justificándose por la orientación preferencial del eje c de la calcita perpendicularmente a este bandeo. Sin embargo, en los ensayos realizados en esta Tesis sobre probetas de dimensiones mayores a las ensayadas por Weiss et al., se ha observado que el mayor desarrollo de las fisuras paralelamente al bandeo se produce preferencialmente en los primeros 0.5 – 1.5 cm hacia el interior de la probeta (las condiciones de contorno menos restrictivas de este nivel permite el desplazamiento de los cristales por la deformación plástica residual). Por el contrario, hacia el interior, las restricciones en el movimiento relativo de unos blastos respecto a otros impide el desarrollo importante de estas microfisuras, no observándose diferencias significativas entre las fisuras paralelas o perpendiculares al bandeo.

El mayor espaciado de los cristales más próximos a la superficie de la probeta, provoca la pérdida de cohesión de los blastos contenidos en las caras paralelas al bandeo, siendo posible desprenderlos del resto de la probeta con facilidad.

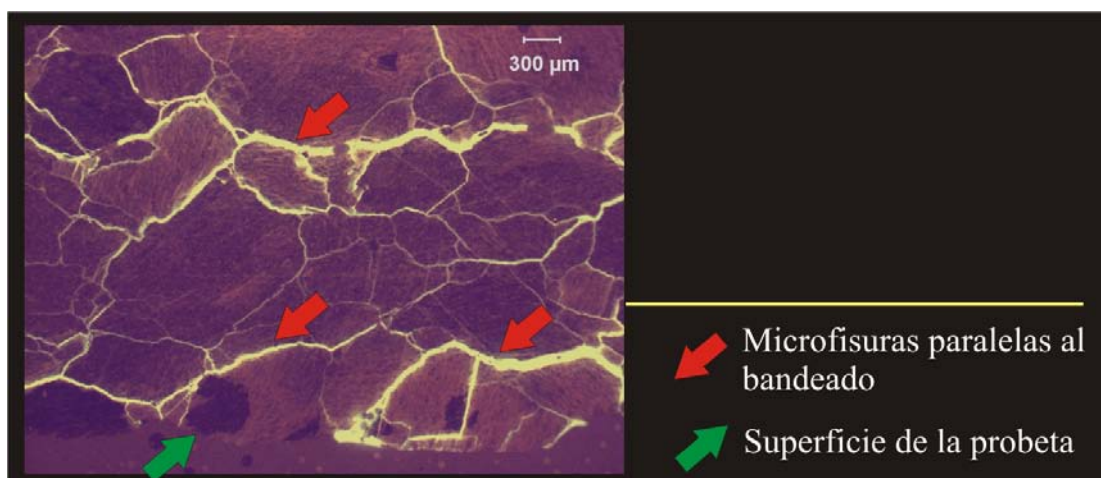


Figura 4-20: Fotomicrografía de GM obtenida con MOF y preparación impregnada con fluoresceína.

4.4 Discusión

Los cambios fuertes de temperatura dan lugar a la aparición de microfisuras en las texturas calcíticas, mientras que las texturas dolomíticas permanecen inalteradas.

En Weiss et al., (2002a) y (2003) se modeliza mediante la teoría de elementos finitos el comportamiento de mármoles calcíticos y dolomíticos frente a los cambios de temperatura.

La aparición de fisuras, en términos generales, se produce cuando la energía de deformación elástica (U) supera la energía superficial necesaria para crear dos nuevas superficies. Este criterio es próximo a la teoría planteada por Griffith para la aparición de fisuras.

La energía superficial de una fractura creada en un cristal se estima entre 0.5 y 1 J/m² (a la calcita y dolomita se le asigna un valor próximo a 0.5 J/m²). Sin embargo, la energía superficial del contorno del cristal se considera que es entre 0.2 y 0.4 veces la del cristal (es decir, entre 0.1 y 0.2 J/m²).

Por otra parte, la energía de deformación elástica (U) viene definida en términos de (U es directamente proporcional a ambos):

- las constantes elásticas de los minerales constituyentes de la roca; y
- de su anisotropía en el coeficiente de expansión térmica ($\Delta\alpha = \alpha_3 - \alpha_1$).

Por lo tanto la energía total de deformación elástica aumentará conforme el mineral sea más rígido (constantes elásticas mayores) y tenga una fuerte anisotropía en su coeficiente de dilatación térmica.

En el caso particular de la calcita y la dolomita, mientras la dolomita es más rígida que la calcita (valores en Weiss et al., 2002a), la calcita posee una anisotropía en su expansión térmica lineal sustancialmente superior a la de la dolomita:

$$\text{Calcita: } \alpha_{\perp} = \alpha_1 = -6 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-1} \\ \alpha_{//} = \alpha_3 = 26 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-1};$$

$$\text{Dolomita: } \alpha_{\perp} = \alpha_1 = 6 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-1} \\ \alpha_{//} = \alpha_3 = 26 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-1}.$$

En conclusión, la calcita posee una energía de deformación elástica total superior a la dolomita. En la modelización realizada por Weiss et al., 2002a, se estima $U_{cc} = 200 \mu\text{J}$ y $U_{do} = 114 \mu\text{J}$. Esta diferencia da lugar a que, en la calcita, U sea mucho mayor que la energía superficial necesaria para iniciar las fisuras (esta energía variaba entre 0.1 y 0.2

J/m²). Como ejemplo, en este trabajo se estima mediante la modelización, que a una temperatura de 66 °C, una muestra de mármol calcítico posee alrededor de 681 fisuras, mientras que un mármol dolomítico únicamente 23.

La aparición de microfisuras es independiente del tamaño y forma de los cristales.

Esa afirmación se apoya en el hecho de que la aparición de microfisuras térmicas se observa tanto en texturas calcíticas con un tamaño de cristal inferior a 30 μm (BA o CV) así como en mármoles calcíticos con un radio medio de cristal superior a las 200 μm (BT o GM). Esto es concordante con lo visto por Koch y Siegesmund (2004), donde se demuestra que el tamaño de cristal no afecta al grado de deterioro por dilatación térmica, así como tampoco la morfología del contorno del cristal.

Las microfisuras térmicas aparecen preferentemente en el contorno de los cristales, en detrimento de superficies intracristalinas como maclas y superficies de foliación.

En la figura 4-19 se muestra la evolución del mármol calcítico GM durante los ensayos de choque térmico. En esta evolución se observa la aparición de microfisuras en los contornos de los cristales, mientras que no aparecen en las superficies de maclado o foliación.

La aparición de fisuras, como ya se ha dicho anteriormente, se produce cuando la energía de deformación elástica (U) supera la energía superficial necesaria para crear dos nuevas superficies. La energía superficial de una fractura creada en un cristal de calcita es próxima a 0.5 J/m² (según Weiss et al., 2003). Sin embargo, la energía superficial del contorno del cristal se considera que es entre 0.1 y 0.2 J/m².

Dada la diferencia entre la energía necesaria para generar una fisura intercristalina y la necesaria para una fisura intracristalina, resulta evidente que la fisuración térmica se producirá preferentemente en el contorno de los cristales (posee una energía superficial menor) que en el interior del mismo.

Cuando existe orientación preferente en los ejes cristalográficos de la calcita, las microfisuras más importantes aparecen con una orientación preferencial: paralelas al bandeo metamórfico.

Las fisuras preferentemente orientadas de forma paralela al bandeo metamórfico de los mármoles se observan claramente en la figura 4-20. La presencia de estas fisuras se centra en los primeros centímetros de la probeta, y su desarrollo puede provocar decohesión de los blastos en las caras de las probetas paralelas al bandeo.

Atendiendo al comportamiento isótropo de la dilatación de las rocas, los mármoles, tanto calcíticos como dolomíticos muestran cierta anisotropía, en relación con su bandeo metamórfico (más acusada en los mármoles calcíticos). Sin embargo otras variedades estudiadas, como ME, BS, BA y CV, presentan una variación de la dilatación térmica independiente de la dirección espacial considerada (comportamiento isótropo) (figura 4-7).

Según diversos autores (Weiss et al., 2002a, 2003 y 2004; Koch y Siegesmund, 2004; Leiss y Weiss, 2000; Royer-Carfagni, 1999b; Siegesmund et al., 2000), esta anisotropía se debe a la existencia de una orientación preferencial en los ejes cristalográficos. Aquellas direcciones con un mayor porcentaje de ejes c paralelos experimentan mayores dilataciones térmicas que el resto.

En Weiss et al., 2002a y 2003 se demuestra que la aparición de fisuras en una roca disminuye la energía total de deformación elástica (U) de un 50% a un 60%, así como incrementa la dilatación térmica de la roca de un 20% a un 100%.

Teóricamente se ha demostrado que los descensos de U en materiales isótropos y anisótropos son semejantes (lo cual demuestra que el grado de fisuración es semejante en ambos). Sin embargo, en rocas anisótropas, el aumento de α (coeficiente de dilatación térmica lineal) es mucho más pronunciado en las direcciones perpendiculares al bandeo que en las paralelas, lo cual significa una aparición preferente de fisuras paralelamente al bandeo.

En rocas isótropas, el incremento de α es semejante en ambas direcciones (distribución aleatoria de las fisuras).

La presencia de una disolución salina da lugar a la disolución preferente de la calcita ante la elevada estabilidad química de la dolomita. Por lo tanto, BA, BT, CV, GM y RC presentarán procesos de alteración química mucho más intensos que A, AT, BS o RC.

La intensa disolución observada en las texturas calcíticas con presencia de disolución salina, así como la elevada estabilidad mostrada por las texturas dolomíticas, concuerdan con los datos termodinámicos y cinéticos de la disolución de la calcita y la dolomita.

Desde el punto de vista termodinámico, la calcita se disuelve del orden de 20 veces más en la disolución de Na_2SO_4 ($[\text{Ca}^{2+}] = 2.78 \cdot 10^{-3}\text{m}$) que en agua pura ($[\text{Ca}^{2+}] = 0.13 \cdot 10^{-3}\text{m}$) debido la disminución de los coeficientes de actividad al incrementarse la fuerza iónica de la disolución (efecto salino) (los cálculos se han realizado con el código de especiación PHRQPITZ) (Plummer et al., 1988).

Por último, aunque la dolomita posee valores de disolución similares a los obtenidos para la calcita en la disolución de Na_2SO_4 , desde el punto de vista cinético, la velocidad de disolución de la dolomita es mucho menor

que la de la calcita. La cuantificación de este proceso se ha estimado tanto teórica como experimentalmente (Liu et al., 2005), obteniendo que la dolomita se disuelve del orden de 3 a 60 veces más lento que la calcita. Esta baja reactividad se debe esencialmente a la baja tasa de intercambio entre el magnesio y el agua, a diferencia de la existente para el calcio (Jordan et al., 2001).

La tasa de disolución de la calcita es dependiente del tamaño de cristal: es mayor en los cristales de tamaño pequeño que en los grandes. Así mismo, se produce tanto en el contorno de los cristales como en las superficies intracristalinas (maclas y superficies de foliación).

En la figura 4-2 se muestra cómo las texturas calcíticas con un tamaño de cristal grande sufren una disolución del contorno de los cristales menor que aquellas con un tamaño de cristal pequeño.

La disolución preferencial de los cristales de calcita de tamaño micrométrico se debe a la relación existente entre la tensión superficial de un cristal y su constante de equilibrio. Cuanto mayor es el tamaño de un cristal, menor es su tensión superficial, lo cual provoca un descenso en la constante de equilibrio. Cuanto menor es dicha constante, más estable resulta frente a la disolución (Benavente, 2003).

La disolución de la calcita conlleva un aumento de la rugosidad superficial de las rocas. En rocas ornamentales, esto implica una pérdida de pulido y cambios cromáticos, lo cual puede condicionar su uso y ubicación.

La disolución de las superficies calcíticas se traduce en un aumento de la rugosidad superficial. En la Tabla T:4-1 se muestran los incrementos en la rugosidad superficial medidos en las diferentes texturas estudiadas, antes y después de la inmersión en una disolución salina.

El incremento de la rugosidad superficial repercute en el empleo de estos materiales como roca ornamental, ya que la respuesta visual son variaciones cromáticas y una pérdida importante de pulido (Benavente et al., 2006a; Martínez-Martínez et al., 2007).

Los resultados revelan una mayor conservación del acabado pulido en los materiales mayoritariamente dolomíticos, frente a los calcíticos. Pero, además, también se observan diferencias en la degradación superficial medida en las calizas y los mármoles calcíticos.

Por una parte, como se ha visto anteriormente, aquellas calizas con menor tamaño de cristal (CV y RC), sufren una alteración superficial mayor, y por lo tanto, una intensa pérdida del pulido.

Por otra parte, los mármoles calcíticos (BT y GM) muestran una evolución diferente en la rugosidad superficial según se consideren las caras pulidas orientadas paralelamente o perpendicularmente al bandeado metamórfico.

Esto se debe a la fuerte anisotropía de la tasa de disolución de la calcita según la dirección cristalográfica considerada (Spry, 1986; Liang y Baer, 1997; Jordan y Rammensee, 1998; Jordan et al., 2001). Cuando en una roca no existe orientación preferente de los ejes cristalográficos de la calcita, no existe tampoco ninguna cara cristalográfica preferentemente expuesta en la superficie de una probeta. De esta forma, la tasa de disolución global de la calcita en una cara de la probeta es similar a la tasa global en cualquier otra cara.

Sin embargo, en los mármoles calcíticos existe una orientación preferencial del eje c de la calcita perpendicular al bandeado metamórfico (Sebastián Pardo et al, 2006). En este caso, existe una exposición también preferencial de unas caras cristalográficas u otras. Por lo tanto, y dada la anisotropía de la tasa de disolución de la calcita según la dirección cristalográfica considerada, unas caras de la probeta tendrá una tasa de disolución global mayor que otras, y consecuentemente, la rugosidad superficial se incrementará más.

La efectividad de la alteración química (disolución de la calcita) es independiente del grado de penetración de la disolución salina (dadas las condiciones del ensayo de cristalización de sales), dando lugar a que la tasa de disolución de la calcita sea la misma a nivel superficial que en el interior de la probeta.

Un punto a tener en cuenta al estudiar la alteración química de los materiales pétreos, es la envergadura de su acción.

El ratio de disolución de la calcita viene determinado por la actividad y el producto de actividad iónica del calcio y del ácido carbónico (Li et al., 2008). Estos parámetros (así como también el pH) varían conforme se produce la disolución de la calcita, ya que aumenta la concentración de Ca^{2+} en el fluido. Por lo que, en principio, se podría suponer que conforme la disolución penetra en la probeta y se produce la disolución de la calcita, aumenta su pH, y por lo tanto en el interior de la probeta la tasa de disolución disminuye hasta ser prácticamente nula.

En Li et al., 2008, se simula el flujo de una disolución de NaCl a 0.01 mM y pH 5, tanto en poros de 10, 100 y 1000 μm , así como en fisuras de 100 μm de apertura, y se estudia la evolución del pH tanto en la sección del

poro/fisura, como longitudinalmente. Algunas de las interesantes conclusiones que obtienen revelan que la concentración de Ca^{2+} en estos medios aumenta hacia el interior del poro y en el sentido del flujo, creándose un gradiente que varía según su velocidad.

Los resultados muestran que para una fisura de 0.24 cm de longitud, la disolución sufre un incremento de más de cuatro unidades en el pH y un descenso en la tasa de disolución de aproximadamente un orden de magnitud. Sin embargo, la independencia de la tasa de disolución respecto al pH da lugar a que para pH mayores que 7, la tasa se mantenga constante (Arvidson et al., 2003).

Según esta premisa, para fracturas con longitudes superiores a 0.1 cm la tasa de disolución es independiente de la geometría del sistema poroso y se mantiene constante debido al aumento en el pH.

Extrapolando estos resultados a las condiciones establecidas en esta Tesis, dado el pH inicial de la disolución (8.44) se puede considerar una tasa de disolución constante en toda la probeta. La tasa de esta disolución se estima detalladamente en Arvidson et al., 2003, y es establecida en torno a 10^{-11} mol/cm²/s para un pH de 9.

Estos cálculos teóricos concuerdan con las observaciones realizadas en MOF sobre preparaciones impregnadas con fluoresceína extraídas del interior de probetas sometidas a 32 ciclos de sales y choque térmico. En los materiales predominantemente calcíticos se observa un fuerte incremento de la presencia de fisuras, aumento de la apertura de fisuras preexistentes, aumento del espaciado intercrystalino y desarrollo de fisuras por relleno insoluble de los estilolitos (figura 4-21). Estos cambios aceleran la alteración química (así como también la física) de las rocas, ya que favorecen la penetración de la disolución en el interior de la probeta.

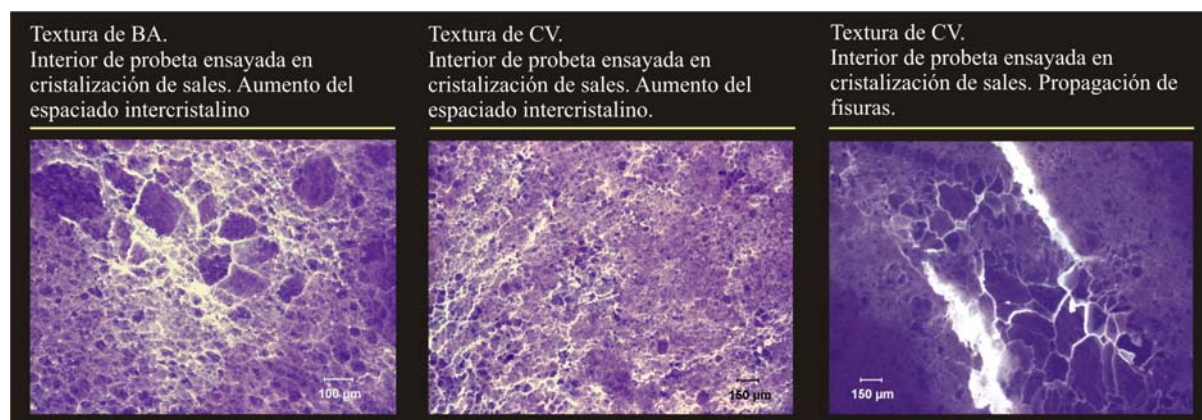


Figura 4-21: Fotomicrografías obtenidas con MOF y preparaciones impregnadas con fluoresceína.

Las microfisuras generadas por choque térmico favorecen la disolución mineralógica posterior, ya que exponen nuevas superficies a la disolución, y facilitan la penetración de la disolución en la probeta.

Todas las texturas calcíticas sometidas a cambios de temperatura, sufren la aparición de microfisuras en el contorno de sus cristales, tal y como se ha visto y justificado anteriormente. Puesto que los ciclos de cristalización de sales llevan implícito un cambio de temperatura (idéntico al establecido en el ensayo de choque térmico), podemos afirmar que las probetas ensayadas en cristalización de sales también sufren la aparición de microfisuras térmicas asociadas a la oscilación en la temperatura.

En los ciclos de choque térmico el desarrollo de las microfisuras alcanza la estabilidad a los pocos ciclos del comienzo del ensayo. Esta estabilización concuerda con los aspectos teóricos expuestos durante el estudio de la alteración física de las texturas por dilatación térmica. Aquí se expuso que la microfisuración se produce siempre que la energía de deformación elástica total supera la energía superficial necesaria para generar dos nuevas superficies. Sin embargo, la preexistencia de fisuras disminuye la energía de deformación elástica total de la roca, ya que parte de esta energía elástica se transforma en la energía superficial de la fisura. Al disminuir la energía elástica total, también disminuye la capacidad de generar fisuras (Siegesmund et al., 2000). Al comenzar un nuevo ciclo de choque térmico, las fisuras aparecidas en ciclos anteriores constituyen fisuras actualmente preexistentes, con lo que la energía de deformación elástica total en ese momento es mucho menor que la que poseía la roca al comienzo del ensayo, por lo que la capacidad para seguir generando y propagando fisuras en las texturas calcíticas disminuye conforme avanzan los ciclos térmicos.

Sin embargo, con la presencia de la disolución, el contorno de los cristales se disuelve progresivamente, incrementándose la magnitud de los efectos con los ciclos, ya que la aparición de fisuras térmicas favorece la alteración química de la calcita al exponer nuevas superficies a la disolución. Por lo tanto, es posible afirmar que la aparición de microfisuras térmicas favorece la alteración química ya que se exponen nuevas superficies a la disolución de la calcita.

Los efectos a mesoescala del choque térmico se traducen en la aparición de fisuras (mesofisuras). Si además existe presencia de disolución salina (ensayo de cristalización de sales), estas fisuras alcanzan aperturas muy importantes, tanto por la disolución de las superficies como por cristalización de sales.

Las probetas de CV, BA, RC o GM ensayadas en ciclos de cristalización de sales experimentan la aparición de fisuras, de escasa apertura pero de importante desarrollo longitudinal, que afectan a todo el volumen de la probeta (figuras 4-14 y 4-15). Estas fisuras no se crean en rocas mayoritariamente dolomíticas como ME o A.

La aparición y desarrollo de estas fisuras sin duda están motivado y agravados por las tensiones creadas durante la cristalización de sales, pero su origen no se encuentra en este sistema tensional, sino en el creado por la dilatación térmica de la calcita, ya que en las probetas ensayadas bajo choque térmico también aparecen.

Prácticamente la totalidad de los estudios realizados sobre la alteración física por dilatación térmica de las texturas calcíticas y dolomíticas se centran en la evolución de muestras a microescala (Weiss et al., 2002a, 2003, 2004; Koch y Siegesmund, 2004; Leiss y Weiss, 2000; Royer-Carfagni, 1999b; Siegesmund et al., 2000). Sin embargo, las respuestas a mesoescala son diferentes, ya que existen fuertes limitaciones en el desplazamiento de los cristales en el interior de una probeta (lo cual crea un campo tensional), así como una elevada magnitud en estas tensiones, dado el mayor volumen de roca ensayado.

El campo tensional creado en el interior de una probeta por la dilatación térmica de los cristales puede dar lugar a dos tipos de respuesta:

- Cuando las condiciones de contorno no restringen completamente el movimiento de los cristales, y permiten ciertos desplazamientos relativos de unos cristales respecto otros (es decir, cerca de la superficie de la probeta), los esfuerzos generados por la dilatación de los cristales se absorben mediante la aparición de microfisuras paralelas a la superficie. Esta respuesta se produce en el primer centímetro de la muestra y es típica de mármoles calcíticos con una fuerte orientación preferencial de los ejes cristalográficos de los cristales (las microfisuras aparecen paralelamente al bandeo).
- Sin embargo, en el interior de la probeta, las condiciones de contorno son más restrictivas, y el desplazamiento particular de cada cristal se haya limitado. En este caso, los esfuerzos generados por la dilatación de los cristales se liberan mediante la aparición de fisuras a mesoescala, que afectan al interior de la probeta.

Cuando existe un bandeo metamórfico marcado con una notable orientación preferencial de los ejes cristalográficos de los blastos, las tensiones generadas por la dilatación térmica no están homogéneamente distribuidas (mayores en dirección perpendicular) por lo que las fisuras aparecerán paralelas a éste (GM).

Si no existe tal bandeo marcado, las tensiones sí son homogéneas, y por lo tanto dan lugar a fisuras por el interior de la probeta con direcciones paralelas a las caras de la probeta (BA). En otros casos en los que no existe bandeo metamórfico, pero existen defectos previos, como vénulas o pequeños estilolitos (CV y RC), las mesofisuras térmicas pueden desarrollarse a su favor.

Al igual que ocurría a escala microscópica, a escala de muestra de mano estas fisuras también se estabilizan a los pocos ciclos térmicos de su aparición. Sin embargo, la presencia de una disolución salina durante los ciclos de cristalización de sales, provoca la disolución de su superficie, así como la cristalización de sales en su interior, produciéndose un desarrollo exponencial de su apertura y longitud.

La geometría de los poros condiciona la efectividad de la cristalización de sales. Los poros tridimensionales actúan de nucleadores de fisuras a mesoescala, mientras que los bidimensionales (porosidad intercrystalina) no lo son.

Las texturas hipidiotópicas/idiotópicas, con cristales bien desarrollados (euhedrales o subhedrales), dan lugar a un sistema poroso en el que la geometría del poro es mayoritariamente tridimensional (la longitud en las tres direcciones es similar). Sin embargo, texturas xenotópicas/hipidiotópicas, en las que los cristales son subhedrales o anhedrales, la porosidad se reduce casi exclusivamente a los espacios intercrystalinos, y por lo tanto posee una marcada bidimensionalidad o morfología planar (poseen dos dimensiones predominantes, y una de menor magnitud).

Las texturas hipidiotópicas/idiotópicas (y por lo tanto los poros tridimensionales) se observan en la pasta de BS y A, así como en el componente textura *fmc* de ME.

El sistema tensional generado por la cristalización de sales en el interior de estos poros da lugar a fisuras (se muestran ejemplos en las probetas de BS de la figura 4-8; y de ME en la figura 4-15). Las microfisuras nucleadas en los poros convergen formando una fisura mayor que se propaga por el resto de la probeta, liberando las tensiones acumuladas en la superficie de los poros durante la cristalización. Los poros bidimensionales, sin embargo, no constituyen focos nucleadores de fisuras a mesoescala, aunque sí favorecen su propagación.

La mayor efectividad de los procesos de cristalización de sales en estas texturas (menor durabilidad) se puede justificar desde dos puntos de vista complementarios.

Por una parte, si suponemos que un cristal ocupa todo el volumen de un poro, la presión que ejerce sobre las paredes viene cuantificada por la ecuación 4-2 (Benavente et al., 2007a):

$$\Delta p = \gamma \frac{dA}{dV} \quad (\text{Ec. 4-2})$$

donde Δp es la presión de cristalización que ejerce un cristal sobre las paredes de un poro, γ es la energía superficial de la interfase sólido-líquido, dA es el diferencial de área del poro y dV es el diferencial de volumen del poro.

Por lo tanto, la presión ejercida por el cristal dependerá de la relación entre la superficie del poro y el volumen que albergue. Para modelizar esta situación, consideramos una geometría de poro lenticular, la cual viene definida por el semieje mayor (b) y el semieje menor (h). Los límites de esta geometría genérica serían cuando $h=b$ (poro esférico) y cuando $h \ll b$ (fisura). La superficie de este volumen lenticular vendría definido por $dA = 4\pi h dh$ y el volumen por $dV = \pi (b^2 + h^2) dh$. Sustituyendo estos valores en la ecuación 4-2, y estableciendo diferentes proporciones entre b y h , obtenemos las situaciones y las presiones mostradas en la figura 4-22. En esta figura se demuestra que las mayores presiones se alcanzan cuando la geometría del poro se aproxima a una esfera.

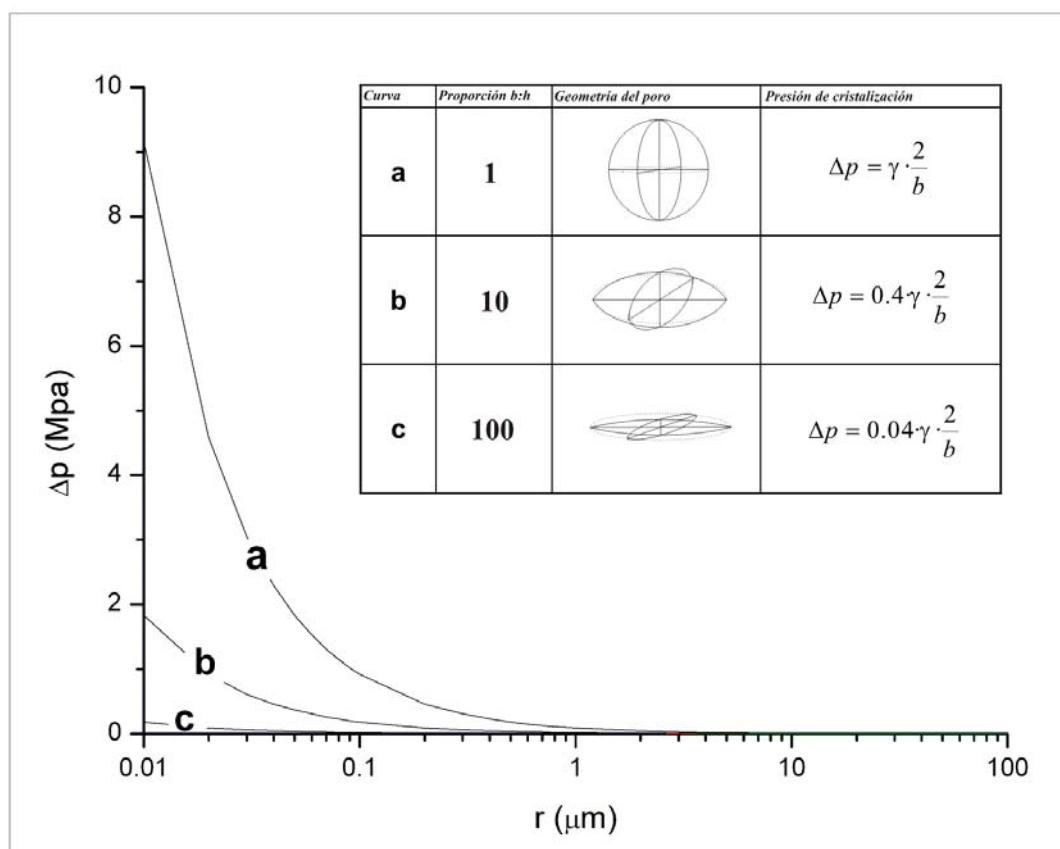


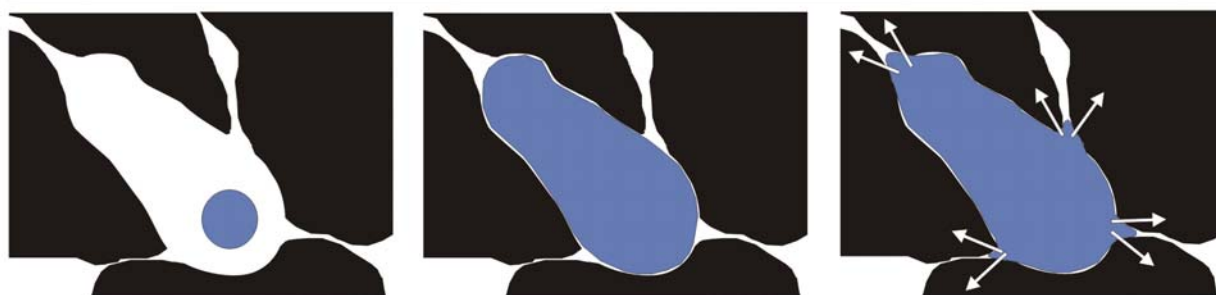
Figura 4-22: Presiones de cristalización según diferentes geometrías de poro, asumiendo que el cristal ocupa el volumen total del poro.

Por otra parte, considerando los mecanismos de cristalización y crecimiento cristalino propuestos en Scherer (1999) y Valenza y Scherer (2006), los mayores daños generados por la cristalización de sales en el sistema poroso de una roca se producen cuando:

- El sistema poroso de la roca está formado por poros tipo *chamber* y *throat* (cámara y cuellos de botella) (figura 4-23). En este sistema, existen cavidades con un radio medio R , las cuales están conectadas con otros poros con radio medio r . La relación entre R y r es de tipo $R \gg r$.
- El cristal crece en un poro con un radio R y alcanza a ocupar todo el volumen interior.
- El crecimiento del cristal continúa, introduciéndose en el volumen de los poros tipo *throat* (cuello de botella). Es en este momento cuando se generan unas elevadas presiones que provocan el desarrollo de fisuras en la textura.



Porosidad tridimensional.
Poros tipo *chamber* y *throat*



Porosidad bidimensional.

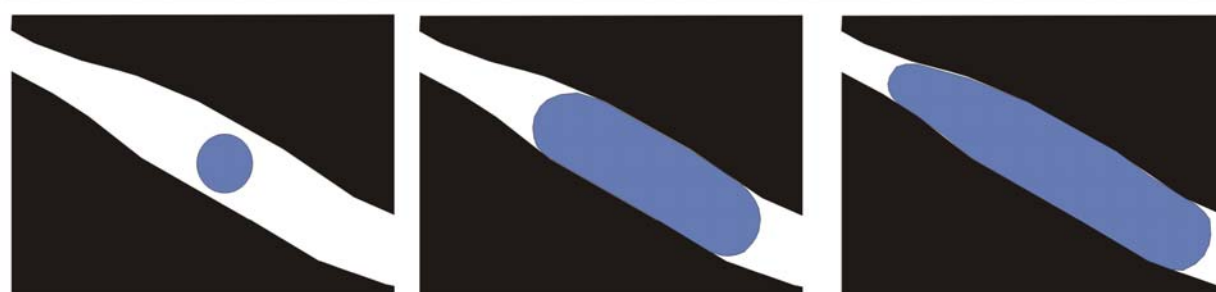


Figura 4-23: Mecanismos de crecimiento cristalino en poros tridimensionales (porosidad de tipo *chamber* y *throat*) y poros bidimensionales.

Este sería el caso de las texturas hipidiotópicas/idiotópicas, en el que existen poros con elevado radio medio, conectados entre sí por porosidad tipo *cuello de botella*. Sin embargo, en la porosidad intercrystalina, predominantemente bidimensional (figura 4-23), no existen estos grandes poros (*chamber*) ni los *cuellos de botella*, por lo que el crecimiento del cristal se realiza "sin limitaciones".

Las cavidades asociadas a la cementación parcial en las vénulas, a pesar de poseer geometría tridimensional, no suponen ningún riesgo para la durabilidad, ya que no constituyen focos de nucleación de fisuras. Por lo tanto, además de la geometría, el tamaño también es un condicionante de la efectividad de la cristalización de sales.

En el punto anterior se ha demostrado que los poros con geometrías próximas a la esfericidad afectan más a la durabilidad de la roca, que los poros marcadamente bidimensionales.

Sin embargo, las cavidades generadas por la ausencia de cementación en las vénulas (figura 4-24) son generalmente tridimensionales y, por el contrario, no constituyen focos de nucleación de fisuras.

Existen dos razonamientos que justifican este comportamiento. Por una parte, remitiéndonos a la figura 4-22, vemos que las presiones de cristalización son dependientes tanto de la geometría del poro como de su tamaño, siendo prácticamente nulas para poros con un tamaño superior a 10 μm (las cavidades consideradas son de orden milimétrico).

Por otra parte, en Valenza y Scherer (2006) se afirma que los cristales que crecen en poros de gran tamaño difícilmente ocupan todo el volumen interior, por lo que no generan ningún tipo de presión sobre las paredes.



Figura 4-24: Ejemplos de cavidades asociadas a cementación parcial de vénulas en ME.

La distribución de los poros en la roca contribuye a magnificar los esfuerzos generados durante la cristalización de sales. Por ello, la pasta de BS y algunas probetas de AT, así como el componente fmc de ME sufren una decohesión más intensa que otros componentes texturales sometidos a las mismas condiciones.

La importancia de la distribución espacial de la porosidad se plasman claramente entre las probetas del Ambarino y Beige Serpiente. El sistema poroso en ambos casos es semejante, pero sin embargo el deterioro por cristalización de sales en A es prácticamente nulo mientras que en BS, la pasta sufre procesos generalizados de decohesión de sus cristales, dando lugar a grandes pérdidas de material (figura 4-10).

En la figura 4-9, se mostraba que la distribución de la pasta en las probetas de Ambarino es muy homogénea, encontrándose muy entremezclada con clastos de diferente tamaño. Por otra parte, la pasta del Beige Serpiente está mucho menos homogéneamente distribuida, localizándose en áreas mucho mayores y englobadas entre grandes clastos.

El hecho de concentrarse el componente poroso en áreas concretas, o disperso por la probeta, se traduce en una mayor o menor magnificación de los esfuerzos creados por la cristalización de las sales en los poros. Cuando un número elevado de poros se sitúan próximos unos de otros, las tensiones generadas por la cristalización de sales en cada uno de ellos se suman, dando lugar a tensiones efectivas mucho mayores, y por lo tanto poseen una agresividad potencial mucho mayor (caso de BS).

Sin embargo, si un elevado número de poros se encuentran distanciados, incluyendo clastos entre grupos reducidos de poros, las tensiones generadas por la cristalización de sales en cada uno de ellos se verán amortiguadas por el comportamiento elástico de los clastos dolomíticos. Por lo tanto, las presiones efectivas resultantes de este modelo serán mucho menores y su agresividad se verá mermada (caso de A).

El comportamiento observado en la pasta de BS es semejante al dado en algunas probetas de AT (subvariedad ATO) y en el componente fmc de ME. En estos casos, la densa distribución espacial de poros da lugar a que la efectividad de las presiones de cristalización aumente, y genere daños mayores que en el caso de un sistema poroso menos denso.

4.5 Conclusiones

- Las rocas mayoritariamente dolomíticas poseen una durabilidad mayor que las calcíticas.
- La degradación producida por la presencia de una disolución salina es mucho mayor que la producida por las oscilaciones térmicas. Los efectos observados en ambos casos son:
 - La presencia de disolución salina provoca la alteración química de la calcita (disolución) así como una alteración física asociada a las presiones de cristalización generadas durante el crecimiento de cristales en el sistema poroso de la roca.
 - La alteración química en las texturas calcíticas favorece la degradación de la roca por cristalización de sales, ya que la disolución mineralógica de los cristales modifica el sistema poroso de las rocas, exponiendo nuevos poros y favoreciendo la penetración de la disolución en la roca.
 - Los procesos de choque térmico generan la aparición de microfisuras térmicas de escasa apertura en texturas calcíticas, así como también pueden generar fisuras a mesoescala en calizas y mármoles calcíticos.
- La microfisuración térmica es independiente del tamaño de cristal y siempre se produce a favor de superficies intercristalinas, y nunca a favor de superficies intracristalinas (maclas o superficies de foliación). La disolución de la calcita, sin embargo, es más intensa en texturas con tamaño de cristal pequeño y se produce tanto en superficies intercristalinas como intracristalinas.
- La geometría y el tamaño de los poros condicionan la durabilidad frente a la cristalización de sales. La porosidad intercristalina (bidimensional) favorece a la durabilidad. Los poros tridimensionales, sin embargo, constituyen focos de nucleación de fisuras y decohesión cristalina, siendo más perjudiciales cuanto menor es su tamaño.
- La aparición de fisuras en las rocas calcíticas está iniciada generalmente por los procesos de choque térmico, pero su desarrollo y propagación se favorece y acelera por la presencia de disolución salina. La orientación de las fisuras es aleatoria en calizas y dolomías, pero muestra una orientación preferencial en los mármoles calcíticos, paralela al bandeo. Esta orientación preferencial se observa tanto a micro como a mesoescala.



CAPÍTULO



**RESPUESTA ULTRASÓNICA
FRENTE LA ALTERACIÓN**

5.1 Antecedentes y objetivos del capítulo

5.1.1. Antecedentes

La técnica de ultrasonidos se fundamenta en la propagación de una onda elástica por el interior de un material. La onda ultrasónica, como cualquier pulso mecánico, se propaga con mayor facilidad por sólidos que por fluidos. Además, las superficies de discontinuidad generan una importante dispersión de la energía de la onda así como un retraso en su velocidad de propagación. Ambos factores dan lugar a que cuantos más defectos contenga una roca en su interior, mayor dificultad encuentra la onda durante la propagación.

Por lo tanto, desarrollando de forma inversa el proceso, si se estudia la señal recibida tras la propagación de la onda por el material, podremos estimar los defectos existentes en su interior. Este es el razonamiento en el que se basan todos los trabajos que aplican los ultrasonidos con el fin de caracterizar la fábrica de los materiales.

La aplicación de los ultrasonidos está enfocado fundamentalmente desde dos puntos de vista: a) la cuantificación del tamaño de cristal de la roca (Eberhardt et al., 1999; Sarpün et al., 2005; Thompson et al., 2007); o bien, b) conocer la porosidad del material (Vergara et al., 2001; Weiss et al., 2002b; Hernández et al., 2004; Benson et al., 2005; Machek et al., 2007; Punurai et al., 2007).

* La última página de esta Tesis corresponde a un desplegable. En él se muestran los nueve tipos diferentes de rocas estudiados, sus siglas y sus características generales. De esta forma, manteniendo desplegada esta página, es posible consultar la roca a la que corresponde cada sigla sin interrumpir la lectura continuada de este capítulo.

En otras ocasiones, su aplicación se realiza con el fin de detectar cambios en la fábrica del material durante procesos continuos, ya sea durante la degradación del material, o por el fraguado y curado de morteros y hormigones. Los cambios producidos en la fábrica por estos procesos (incremento de la porosidad, aparición de fisuras, etc) se detectan mediante la comparación de los valores finales con los valores ultrasónicos obtenidos en estados inalterados del material (RodríguezDarot y Reuschlé, 2000; Malaga-Starzec et al., 2005; -Gordillo y Sáez-Pérez, 2006; Yavuz y Topal, 2007).

Por otra parte, los materiales empleados en todos estos estudios suelen presentar unas características comunes: una relativa elevada homogeneidad e isotropía. Ejemplos de estos materiales son las areniscas (Dürrast et al., 2002; Benson et al., 2005), hormigones y morteros (Philippidis y Aggelis, 2003; Prassianakis y Prassianakis, 2004; Reinhardt y Grosse, 2004; Hernández et al., 2005; Punurai et al., 2007;), granitos (Schild et al., 1998; Darot y Reuschlé, 2000), materiales cerámicos (Rodríguez y Vergara, 1996), etc. También son frecuentes los trabajos en los que se analiza la propagación de los ultrasonidos por mármoles, los cuales son anisótropos, pero cuya anisotropía (bandeado metamórfico) tiene un carácter uniforme (no puntual) (Weiss et al., 2002b; Sarpün et al., 2005; Rodríguez-Gordillo y Sáez-Pérez, 2006).

Por lo tanto se echa en falta en bibliografía, una mayor cantidad de estudios que aborden con profundidad la influencia de discontinuidades puntuales (fisuras, vénulas, estilolitos, etc.) en la propagación de los ultrasonidos. De la misma forma, es necesario profundizar en la respuesta ultrasónica durante la degradación de rocas cuya alteración se produce mediante la aparición de fisuras o desarrollo de defectos preexistentes.

Por último, resaltar la necesidad de una aproximación práctica al problema, ya que los escasos trabajos sobre la influencia de las fracturas en la propagación ultrasónica se enfocan desde un punto de vista teórico (Boadu, 1997; Ju et al., 2007; Zhao et al., 2008).

5.1.2. Objetivos

El objetivo de este capítulo es conocer, de forma precisa, cómo influye la petrografía en la propagación de los ultrasonidos cuando se estudian materiales con una fábrica compleja. En la propagación de las ondas por estos materiales se solapa el efecto que produce la porosidad intercrystalina, las fisuras, vénulas y/o estilolitos, las diferencias en la mineralogía (calcítica/dolomítica), etc. Para resolver satisfactoriamente este problema, será necesario descifrar la importancia que cada aspecto de la fábrica tiene en la propagación ultrasónica.

Además, se pretende caracterizar la evolución de los ultrasonidos durante el proceso de alteración de estas rocas. Tal y como se vio en el capítulo

anterior (capítulo 4), las rocas carbonáticas estudiadas poseen numerosas formas de alteración: fisuración térmica y desarrollo de fisuras por cristalización de sales, microfisuración, disolución de superficies intercristalinas y aumento del espaciado (*por espaciado o espaciado intercristalino, se hace referencia a la distancia existente entre cristales vecinos*), decohesión cristalina y granoblástica, etc. Por lo tanto, en este capítulo también se abordará la forma en la que todos estos procesos afectan a la propagación de las ondas.

5.2 Metodología

5.2.1. Estudios previos

Con el fin de poder estudiar la influencia de la petrografía en la propagación de los ultrasonidos, de cada roca estudiada se ha determinado (tanto en su estado inalterado como alterado):

- Porosidad abierta de las probetas (ver apartado 2.1.1 del capítulo 2).
- Distribución de tamaño de poros en las diferentes texturas de cada material mediante porosimetría de mercurio (ver apartado 2.3.1 del capítulo 2).
- Rango de tamaño de cristal de cada variedad, y dentro de ella de cada componente textural, mediante medidas directas sobre imágenes de MOP y SEM.

5.2.2. Estudio ultrasónico

En el apartado 2.1 del capítulo 2 se explicó que se han establecido cinco grupos de probetas, cada uno de los cuales se ha sometido a un número diferente de ciclos (8, 16, 24 y 32). En cada grupo se ha medido ultrasonidos tanto inicialmente (estado inalterado de las probetas, ciclo 0) como cada ocho ciclos hasta alcanzar el número total de ciclos establecido para cada grupo.

Con las medidas realizadas inicialmente vamos a poder analizar la influencia de la petrografía en la propagación de los ultrasonidos. Por otra parte, las medidas realizadas durante la degradación de las rocas nos van a permitir estudiar con precisión la respuesta ultrasónica ante la aparición de fisuras, decohesión intercristalina, microfisuración, etc.

Los ultrasonidos se han aplicado en modo transmisión-recepción (ver apartado 2.6.1, del capítulo 2). La frecuencia de los transductores es de 1 MHz y se han empleado palpadores tanto no-polarizados (para la obtención de v_p y los parámetros energéticos de la señal) y polarizados

en S (para la obtención de v_s). Las condiciones específicas de medida de los ultrasonidos se pueden consultar en el apartado 2.6.1 del capítulo 2.

En esta Tesis se han obtenido seis parámetros ultrasónicos. Estos parámetros se centran en la cuantificación de dos aspectos diferentes de la señal: la velocidad de propagación de las ondas (v_p , v_s y v_p/v_s) y la dispersión energética sufrida durante su propagación (ϵ , α_e y α_t).

- *Velocidad de propagación de las ondas P por la roca (v_p):* La velocidad de propagación de las ondas P se ha cuantificado a partir de la longitud de la probeta y el tiempo de vuelo de la onda (figura 5-1). Para ello se han empleado transductores no-polarizados.
- *Velocidad de propagación de las ondas S por la roca (v_s):* La velocidad de propagación de las ondas S se ha calculado de la misma forma que v_p (figura 5-1). En este caso, los transductores empleados para propagar y registrar la señal están polarizados en S.
- *Relación v_p/v_s :* La proporción entre v_p y v_s se calcula directamente a partir del cociente entre ambos valores.

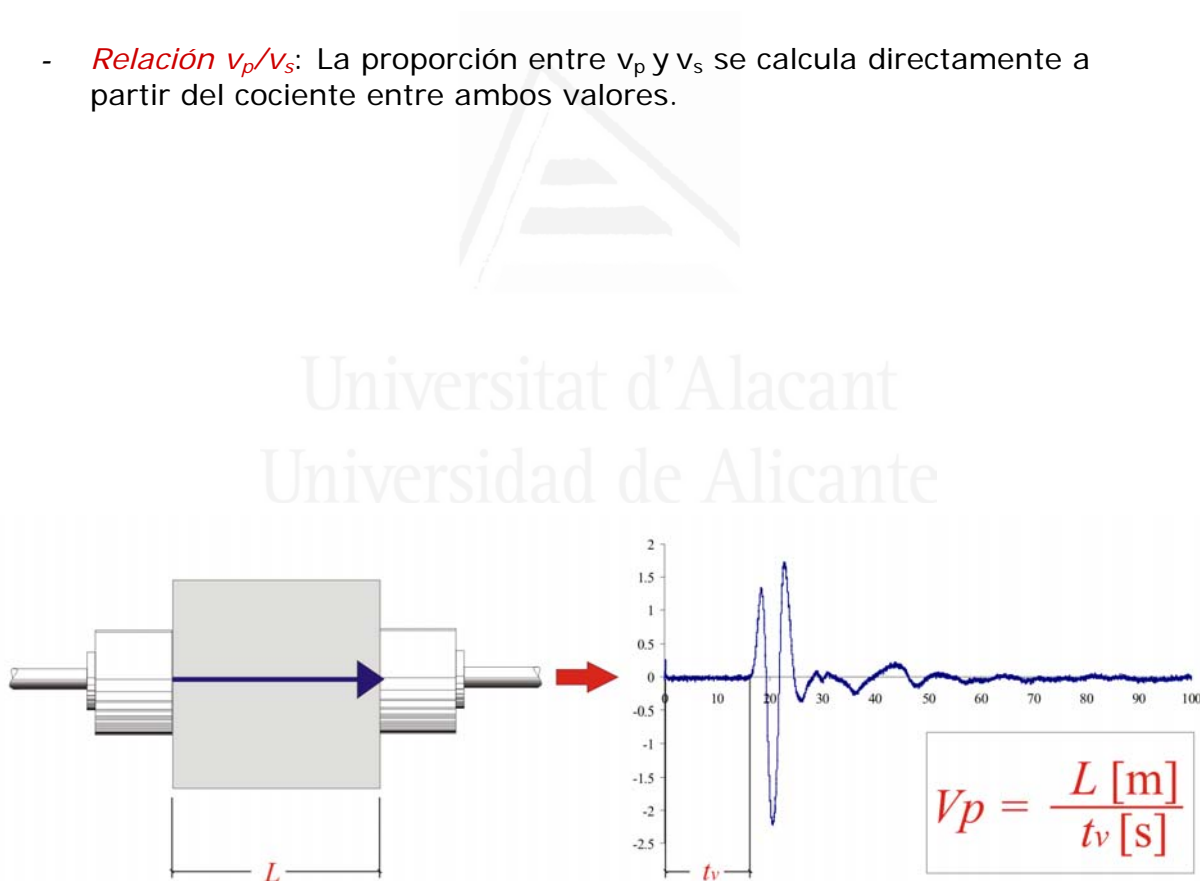


Figura 5-1: Obtención de v_p a partir del tiempo de vuelo medido en la señal ultrasónica (t_v) y la longitud de la probeta (L).

- **Energía de la señal ultrasónica registrada tras su propagación por el material (ϵ):** La energía se obtiene calculando el cuadrado del área contenida entre los máximos y mínimos relativos de la señal, en términos de velocidad (Benavente et al., 2006c). El cálculo de ϵ se encuentra implementado en un programa (en MATLAB ®) específicamente elaborado para esta Tesis (ver ANEXO).
- **Atenuación espacial de la señal registrada tras su propagación (a_e):** la atenuación espacial se centra en cuantificar la disminución de la amplitud de la señal entre dos puntos diferentes (figura 5-2). El cálculo de a_e se encuentra implementado en un programa (en MATLAB ®) específicamente elaborado para esta Tesis (ver ANEXO).
- **Atenuación temporal de la señal registrada tras su propagación (a_t):** la atenuación temporal cuantifica la disminución de la amplitud de la señal a lo largo del tiempo (figura 5-3). El cálculo de a_t se encuentra implementado en un programa (en MATLAB ®) específicamente elaborado para esta Tesis (ver ANEXO).

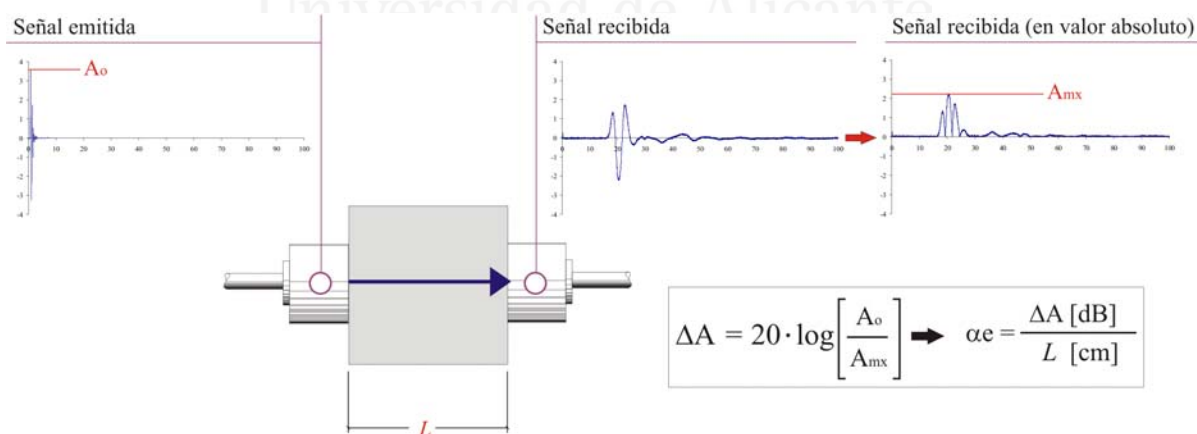


Figura 5-2: Obtención de α_e a partir de la amplitud máxima de la señal ultrasónica emitida por el transductor emisor (A_o), la amplitud máxima de la señal recibida en el transductor receptor (A_{mx}) y la longitud de la probeta (L).

Además de estos parámetros, también se han calculado las constantes elásticas dinámicas: módulo de Young (E_{din}) y coeficiente de Poisson (ν_{din}). El cálculo se ha realizado mediante las ecuaciones 5-1 y 5-2.

$$E_d = \rho_{bulk} V_p^2 \frac{(1-2\nu_d)(1+\nu_d)}{(1-\nu_d)} \quad , \quad (Ec. 5-1)$$

donde ρ_{bulk} es la densidad de conjunto de la roca, V_p es la velocidad de propagación de las ondas P y ν es el coeficiente de Poisson, calculado a partir de ultrasonidos mediante la ecuación 5-2.

$$\nu_d = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2[(V_p/V_s)^2 - 1]} = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)} \quad , \quad (Ec. 5-2)$$

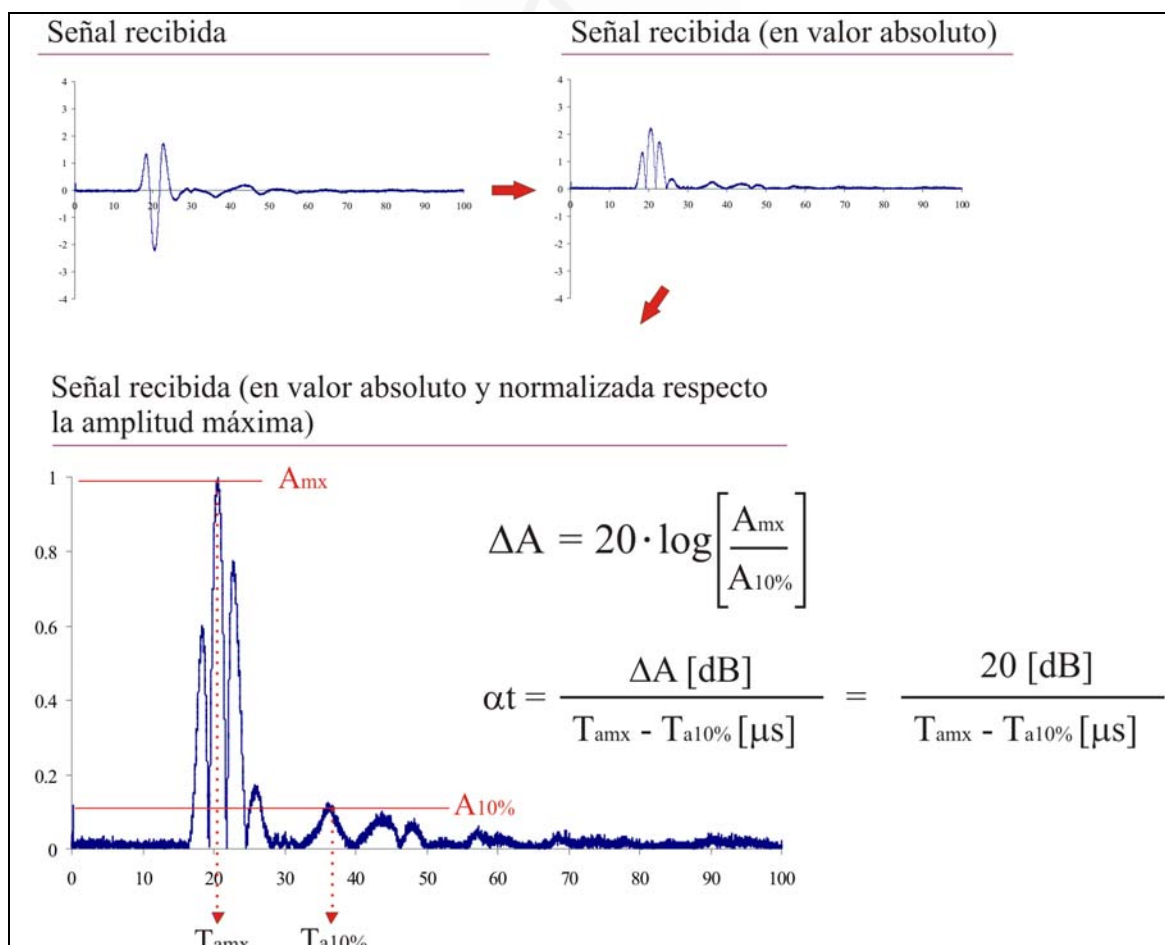


Figura 5-3: Obtención de α_t a partir de la amplitud máxima de la señal recibida en el transductor receptor (A_{mx}), el valor del 10% de la amplitud

máxima ($A_{10\%}$), el tiempo en el que se registra la amplitud máxima y el tiempo en el que se registra por última vez una amplitud igual a $A_{10\%}$.

5.3 Resultados

En primer lugar, se ha analizado el conjunto de parámetros ultrasónicos con el fin de eliminar aquellos que resultan menos interesantes, y de esta forma reducir el número de variables introducidas en el sistema.

En la figura 5-4 se observa que algunos de los parámetros ultrasónicos calculados (v_s , v_p/v_s y ε) no aportan información adicional. En el caso de v_s y v_p/v_s , sus comportamientos son totalmente paralelos a v_p , por lo que

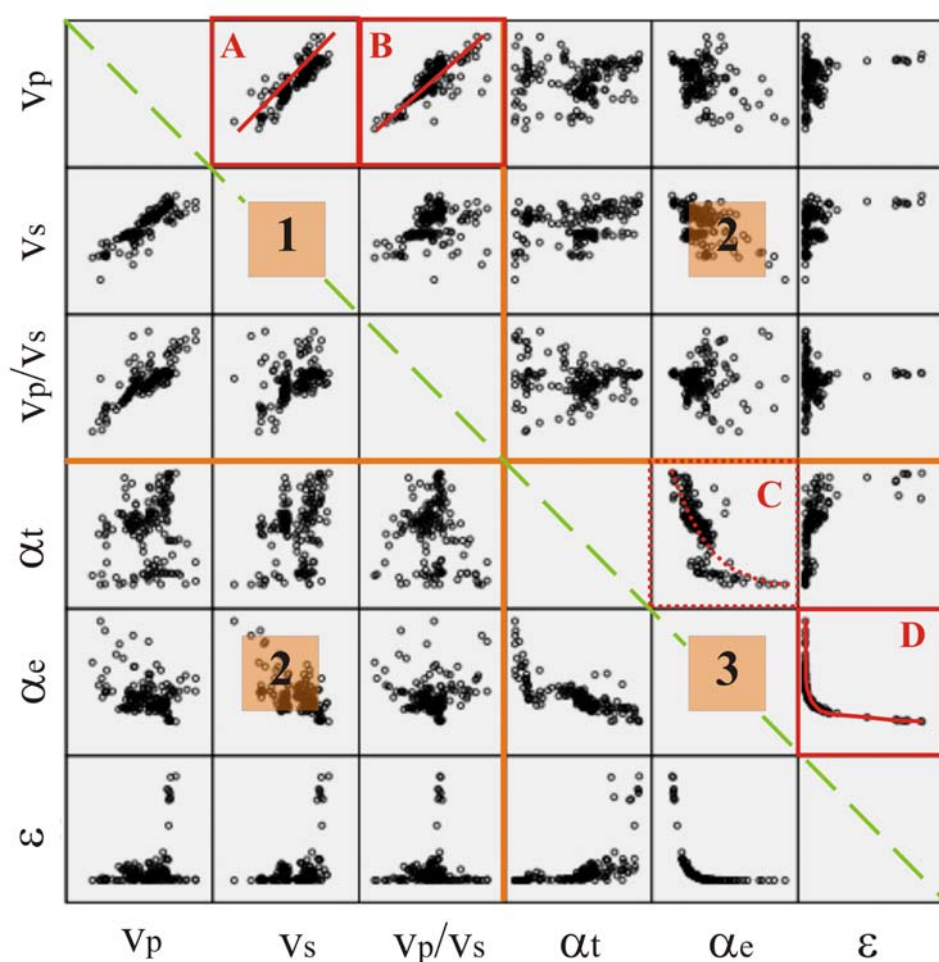


Figura 5-4: Diagramas de dispersión que muestran la correlación existente entre los valores de los diferentes parámetros ultrasónicos. La línea verde muestra el eje de simetría del cuadro. Las líneas naranjas agrupan los diagramas en cuatro áreas. El área 1 corresponde a los diagramas que interrelacionan las variables que cuantifican la velocidad de propagación de las ondas (v_p , v_s , v_p/v_s). El área 3 agrupa los diagramas entre variables que cuantifican aspectos energéticos de la señal transmitida (ε , α_e , α_t). El área 2 (duplicada por el eje

de simetría) comprende los diagramas que correlacionan las variables de velocidad con las energéticas. Los recuadros rojos (y las líneas de tendencia) señalan tendencias con una buena correlación: A) diagrama $v_p - v_s$; B) diagrama $v_p - v_p/v_s$; C) diagrama $\alpha_e - \alpha_t$ (correlación menos satisfactoria); y D) correlación $\alpha_e - \varepsilon$. Destacar que en el área 2 no existe ninguna correlación interesante (las variables de velocidad y las energéticas son poco dependientes entre sí).

son linealmente dependientes. De la misma forma, los valores de ε guardan una correlación exponencial perfecta con los valores de α_e y por lo tanto, también son correlacionables. Por lo tanto, y con el fin de evitar la iteración de información y trabajar únicamente con variables totalmente independientes, v_s , v_p/v_s y ε se han excluido del estudio ultrasónico.

Por otra parte, α_t muestra una elevadísima dispersión en sus valores y una baja correlación con el resto de parámetros (mecánicos y petrográficos) empleados en este estudio, por lo que su uso no resulta interesante.

De esta forma, de los seis parámetros calculados a partir de cada señal, únicamente se han seleccionado únicamente dos para estudiar el comportamiento de los ultrasonidos: v_p y α_e . Los criterios para seleccionar estas variables, y no v_s o v_p/v_s (en vez de v_p) o bien ε (en vez de α_e) son:

- v_p se ha seleccionado en detrimento de v_s porque su medida experimental es más sencilla y su empleo en bibliografía está mucho más extendido (Darot y Reuschlé, 2000; Weiss et al., 2002b; Sarpün et al., 2005; Rodríguez-Gordillo y Sáez-Pérez, 2006; Ersoy y Atici, 2007; Machek et al., 2007).
- La ventaja de α_e sobre ε estriba en que el primero se encuentra acotado entre dos valores: 0 para materiales que no atenúen nada la señal (situación ideal), y 40 para una atenuación prácticamente total de la onda, lo cual confiere un mayor carácter cuantificador a este parámetro.

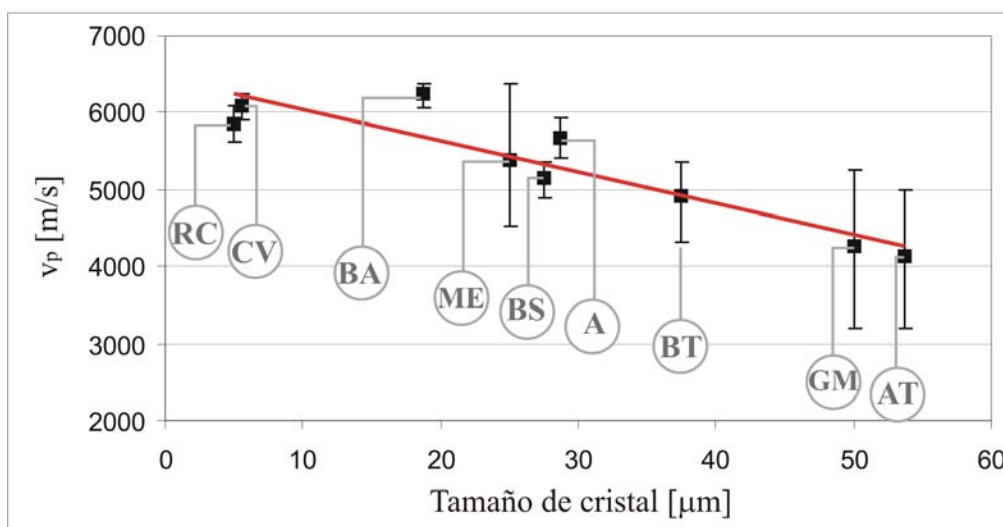


Figura 5-5: Relación entre el tamaño de cristal de los materiales y v_p .

5.3.1. Influencia de la fábrica en la velocidad de propagación de los ultrasonidos.

Influencia del tamaño de cristal en la velocidad de propagación

En la figura 5-5 se muestra la relación observada entre el tamaño de cristal de los materiales y la velocidad de propagación registrada.

De esta relación se desprenden dos resultados importantes:

- Existe cierta relación inversa entre ambos parámetros: a mayor tamaño de cristal, menor velocidad de propagación. Tal y como se analiza en la discusión posterior (apartado 5.4), la proporcionalidad (directa o inversa) entre estos dos parámetros no está globalmente aceptada, ya que varía según la referencia bibliográfica considerada.
- La influencia que ejerce la mineralogía (calcítica o dolomítica) en estas rocas es mínima, ya que los materiales mayoritariamente dolomíticos (como ME, BS, AT o A) se incluyen en la misma tendencia definida para materiales calcíticos (RC, CV, BA, BT o GM).

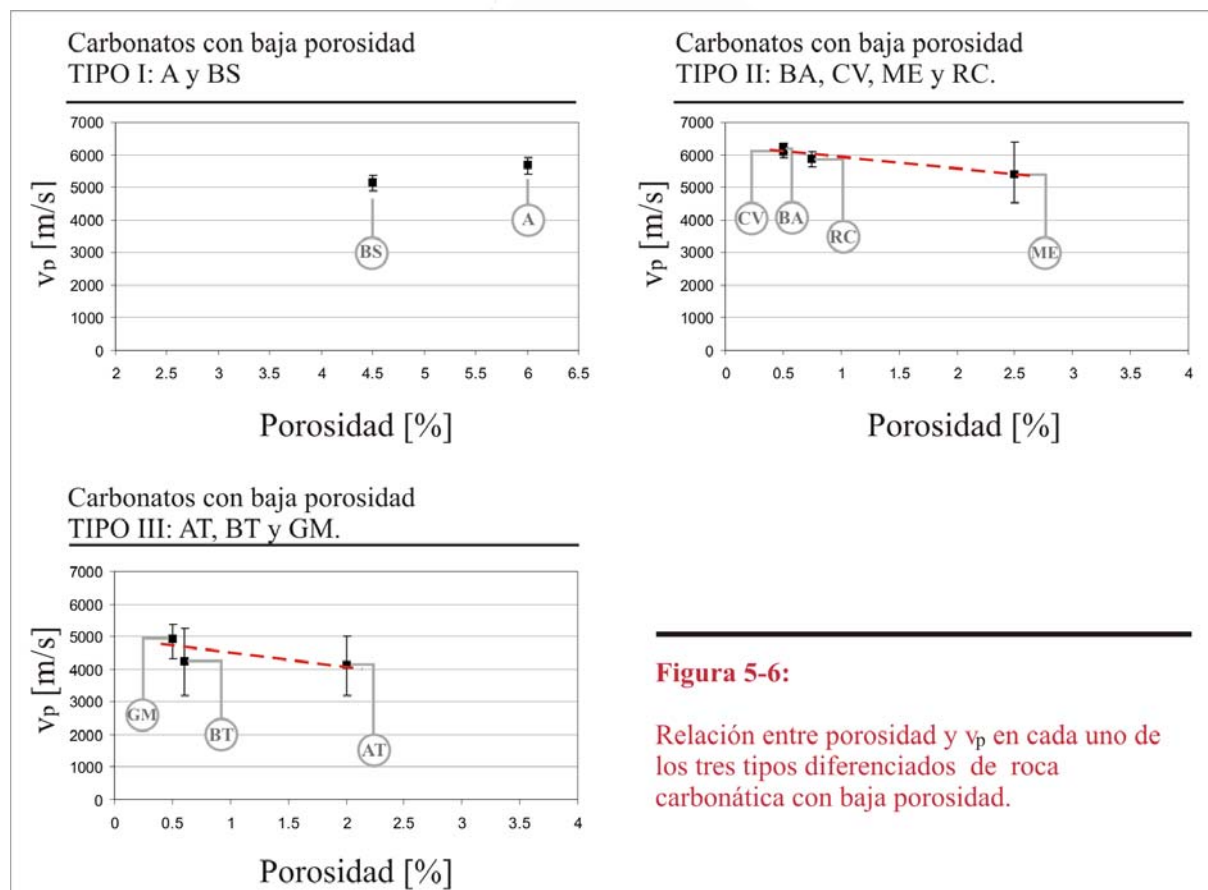


Figura 5-6:

Relación entre porosidad y v_p en cada uno de los tres tipos diferenciados de roca carbonática con baja porosidad.

Influencia de la porosidad en la velocidad de propagación

La figura 5-6 relaciona la velocidad de propagación de las ondas (valores medios con error) y la porosidad media de las rocas empleadas en esta Tesis (por tipos: tipo I, tipo II y tipo III).

Según esta figura (figura 5-6), el porcentaje correspondiente a la porosidad de una probeta condiciona la velocidad de propagación de las ondas (tipos II y III): a mayor porosidad, menor velocidad.

Sin embargo, cuando incluimos todos los valores en una única gráfica (figura 5-7), vemos que dicha correlación desaparece.

A partir de estas dos gráficas (figura 5-6 y 5-7) se desprende que:

- La porosidad resulta condicionante de la velocidad de propagación de las ondas: a mayor porosidad, menor velocidad (tipos II y III de la figura 5-6).
- Sin embargo, resulta más determinante el tipo de porosidad al que corresponde (porosidad primaria o secundaria):

Las rocas del tipo II y III presentan valores similares de porosidad (entre 0.5 y 2.5 %), pero, sin embargo, el rango de valores de v_p en el tipo II es sensiblemente mayor que en el tipo III. Esto se debe a que en el tipo II la porosidad se encuentra asociada fundamentalmente a fisuras, estilolitos y

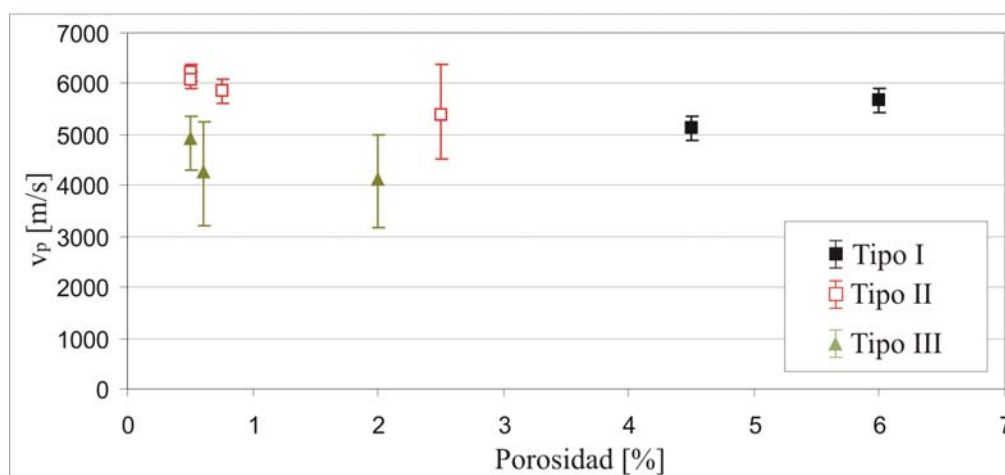


Figura X5-7: Relación entre porosidad y v_p .

vénulas, mientras que en el tipo III la porosidad es de tipo intercrystalina. Esto nos permite afirmar que la velocidad de propagación de las ondas es mucho más sensible a la porosidad intercrystalina (densidad de fisuras más elevada) que a la presencia puntual de fisuras a mesoescala.

- Las rocas del tipo I (A y BS) poseen una velocidad mucho mayor a la que teóricamente le corresponde (según su elevado contenido en porosidad). Esto se debe a que la porosidad en estas rocas se encuentra asociada a la pasta que rodea a los clastos, y por lo tanto no se encuentra homogéneamente distribuida por toda la probeta.

Según estos resultados, podemos afirmar que la velocidad de propagación de las ondas viene condicionada por las características del sistema poroso de la fracción más favorable de la roca. Por lo tanto se debe excluir defectos puntuales como fisuras, vénulas y estilolitos, así como componentes texturales porosos como la pasta de A y BS.

De esta forma, si en vez de la porosidad, consideramos el espaciado intercrystalino de las rocas de los tipos II y III, así como el espaciado intercrystalino de los clastos de las rocas del tipo I (sin considerar la pasta), la respuesta de la velocidad de propagación de las ondas queda de la forma representada en la figura 5-8.

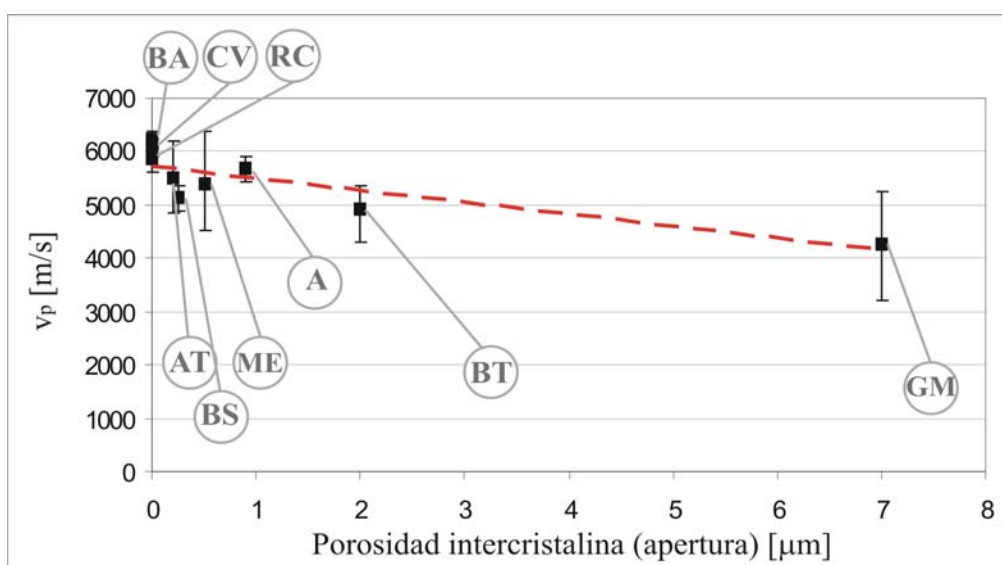


Figura 5-8: Relación entre la porosidad intercrystalina (considerando su apertura) de los materiales y v_p .

5.3.2. Influencia de la fábrica en la atenuación espacial de la señal ultrasónica.

En un primer análisis general de la atenuación de la onda en los carbonatos con baja porosidad, no se observa ninguna correlación significativa con los valores medios de porosidad, espaciado intercrystalino o tamaño de cristal de cada roca. Sin embargo, tal y como veremos a continuación, la ausencia de buenas correlaciones generales se debe a la fuerte influencia que ejercen los defectos puntuales (fisuras, estilolitos, vénulas, etc) sobre la atenuación espacial.

La figura 5-9 muestra los valores medios de atenuación (y sus correspondientes barras de error) para cada variedad estudiada en esta Tesis.

De esta figura cabe realizar dos observaciones:

- Las variedades con mayor dispersión de datos (mayores barras de error) corresponden a aquellas con abundantes fisuras, vénulas y estilolitos (AT, CV, ME y RC). Esto indica la fuerte dependencia de la atenuación espacial ante la presencia de discontinuidades.
- Analizando más detalladamente el comportamiento de α_e y las características concretas de cada probeta (mostradas en parte en las figuras 5-10, 5-11 y 5-12) observamos que:
 - Aquellas probetas con un tamaño de cristal pequeño (BA, CV o RC; tamaño de cristal $< 20 \mu\text{m}$) y escasa presencia de discontinuidades muestran una atenuación espacial que oscila entre 2 y 4 dB/cm.
 - Probetas con un tamaño de cristal grande (BT, AT o GM; tamaño de cristal $> 50 \mu\text{m}$) poseen valores de α_e entre 3 y 6 dB/cm.

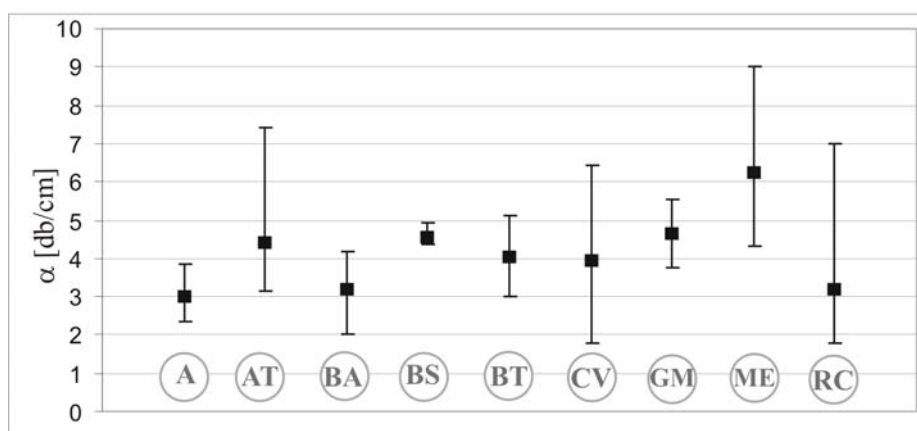


Figura 5-9: Valores de α_e registrados en cada uno de los materiales.

5.3.3. Respuesta ultrasónica ante la degradación de rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo I.

Al tipo I de rocas carbonáticas con baja porosidad pertenecen las variedades A y BS. La característica que diferencia a A y BS del resto de materiales clasificados en los tipos II y III, es la posesión de una pasta con una elevada porosidad que rodea los clastos (los cuales tienen una porosidad muy baja). El tipo de poro de la pasta es predominantemente tridimensional.

En el capítulo 4 (apartado 4.3.4) se vieron las formas de alteración de estas rocas. Se puede sintetizar que las probetas de A permanecen prácticamente inalteradas, a diferencia de las probetas de BS, debido a que la distribución espacial de la pasta en las probetas de BS da lugar a una concentración más efectiva de las tensiones generadas por la cristalización de sales. Por lo tanto, las formas de alteración en este tipo se centran en las observadas en BS (figura 4-8 del capítulo 4): fuerte decohesión cristalina de los niveles superficiales de la pasta, y aparición de fisuras en los estadios más avanzados de degradación.

En la figura 5-10 se muestra la respuesta de v_p y α_e durante los ensayos de alteración de las probetas del Grupo 32 de A y BS.

La respuesta ultrasónica ante la degradación de las probetas es:

- Las medidas de v_p y α_e permanecen prácticamente constantes tanto a lo largo del ensayo de choque térmico como en el de cristalización de sales. Los descensos más importantes de v_p son del orden del 5%, mientras que la atenuación espacial se incrementa como mucho en 2 dB/cm. Esto concuerda con la elevada durabilidad de esta roca (prácticamente las probetas no muestran formas de alteración).
- Las probetas de BS sometidas a choque térmico registran valores de v_p y α_e prácticamente invariables (acorde también con la escasa degradación que sufren las probetas). El descenso más importante de v_p es de un 4%, mientras que α_e únicamente se incrementa en 1 dB/cm.
- Las probetas de BS sometidas a cristalización de sales, sin embargo, muestran importantes variaciones de v_p y α_e .

Las variaciones de v_p corresponden a:

- Las direcciones Y y X+Y de las probetas 4 y 5, respectivamente, sufren descensos del orden de 27%, 21% y 24% respecto su valor inicial. Estas direcciones coinciden con la aparición de fisuras mesoscópicas que afectan a estas direcciones.

- Las direcciones X+Z y Z de las probetas 4 y 5, respectivamente, muestran descensos más moderados, pero aún así importantes: 12%, 10% y 7%, respectivamente. En estas direcciones se producen procesos de decohesión de la pasta.
- La probeta nº 6, constituye un caso particular. Esta probeta está formada en un 80% por un gran clasto. El 20% correspondiente a la pasta se concentra paralelamente a una de las caras de la dirección Y. las direcciones X y Z están constituidas totalmente por clasto, de forma que su

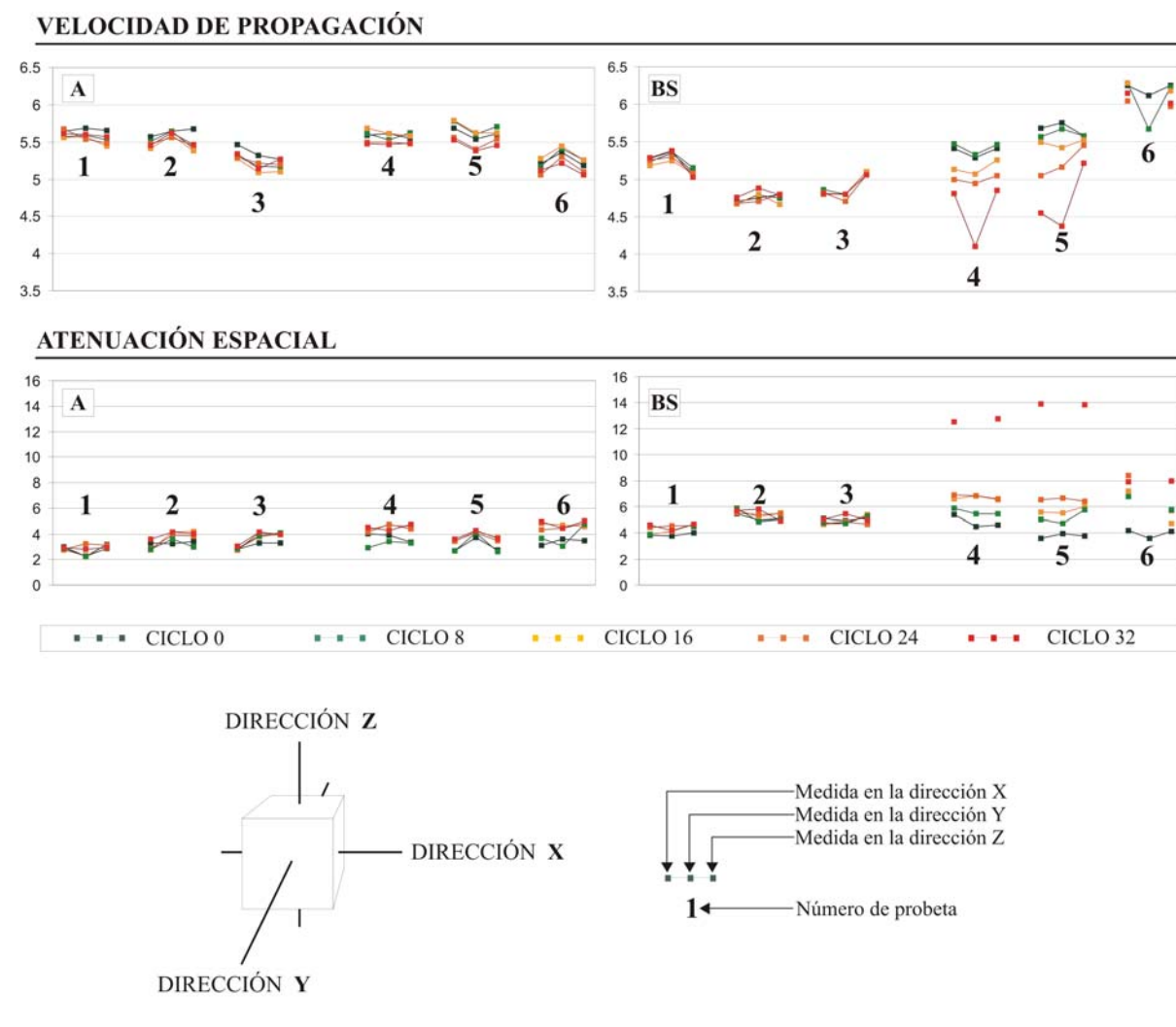


Figura 5-10: Evolución de v_p (km/s) y α_e (dB/cm) durante los ensayos de alteración (probetas del Grupo 32): choque térmico (probetas 1-3) y cristalización de sales (probetas 4-6).

naturaleza dolomítica le confiere una elevada durabilidad y no se registran variaciones de v_p a lo largo de los ensayos. Sin embargo, la pasta se degrada rápidamente, y a partir del ciclo 8 ya no es posible realizar más medidas en esta dirección.

Las variaciones de α_e corresponden a:

- Las probetas de BS ensayadas en cristalización de sales muestran incrementos de α_e moderados mientras únicamente se produce decohesión en la pasta (incrementos del orden de 4 dB/cm). Cuando hay aparición de fisuras resulta imposible determinar α_e en la dirección afectada por la fisura, mientras que en el resto de direcciones los valores se incrementan mucho (8 – 10 dB/cm).

5.3.4. Respuesta ultrasónica ante la degradación de rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo II.

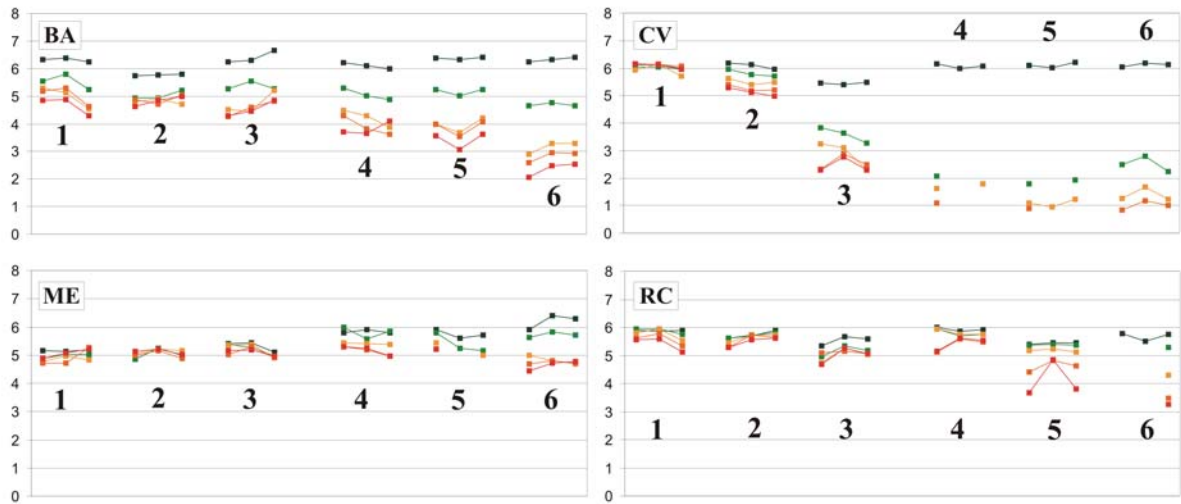
Dentro del tipo II se engloban todas las rocas que presentan fisuras (BA), vénulas (ME y RC) y/o estilolitos (CV, ME y RC). Además, todos ellos se caracterizan por poseer un tamaño de cristal pequeño (inferior a 30 μm) y una porosidad que por lo general es inferior a 1%, aunque la frecuente presencia en ME de cavidades así como de *fmc* (componente textural con elevada porosidad) hace que el valor medio de la porosidad en las probetas de ME sea de 2.5 %.

La forma de alteración de estas rocas (apartado 4.3.5 del capítulo 4) se resume en:

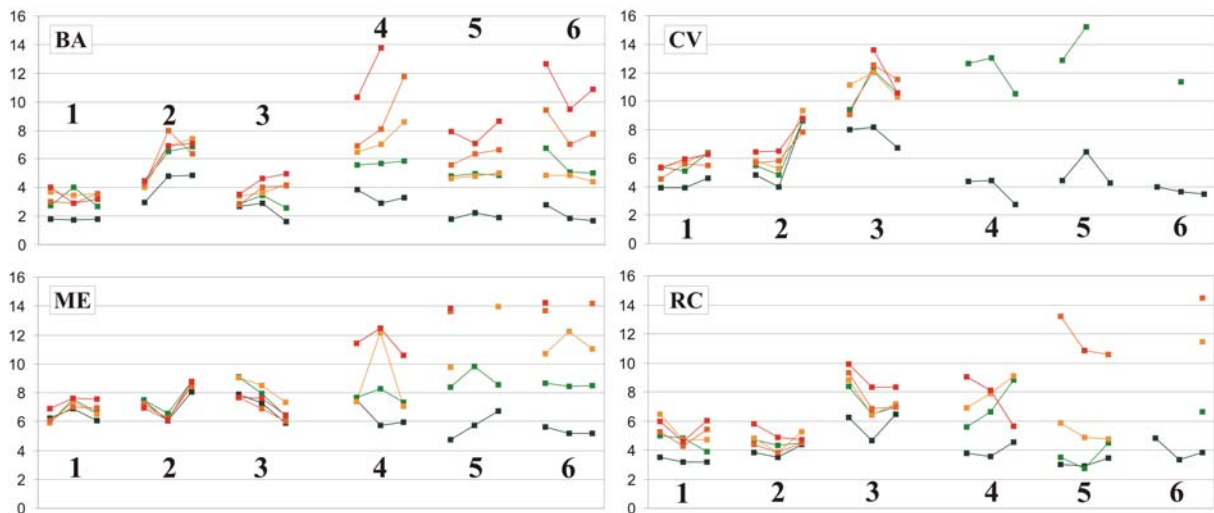
- Aparición de microfisuras y fisuras a mesoescala por procesos de choque térmico, con un importante desarrollo durante los ciclos de cristalización de sales.
- Desarrollo de discontinuidades preexistentes (estilolitos).
- Decohesión y aparición de fisuras durante los ciclos de cristalización de sales a partir del componente textural *fmc* en ME.

En la figura 5-11 se muestra la respuesta de v_p y α_e durante los ensayos de alteración de las probetas del Grupo 32 de BA, CV, ME y RC.

VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN [km/s]



ATENUACIÓN ESPACIAL [dB/cm]



■ CICLO 0 ■ CICLO 8 ■ CICLO 16 ■ CICLO 24 ■ CICLO 32

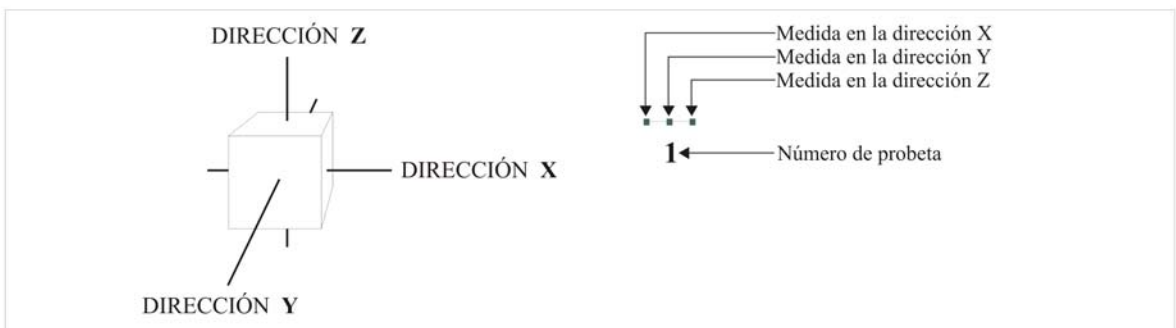


Figura 5-11: Evolución de v_p (km/s) y α_e (dB/cm) durante los ensayos de alteración (probetas del Grupo 32): choque térmico (probetas 1-3) y cristalización de sales (probetas 4-6).

La respuesta de la velocidad de propagación ante la degradación de las probetas es:

- Probetas ensayadas en choque térmico (probetas 1, 2 y 3): se distinguen dos comportamientos, por una parte el relativo a las rocas mayoritariamente dolomíticas (ME) en las que la velocidad de propagación se mantiene constante a lo largo del ensayo. Por otra parte, el de las rocas mayoritariamente calcíticas (BA, CV y RC), donde se aprecia un descenso de v_p que oscila entre 30% en BA y 11% en RC.

Los valores constantes de v_p en ME se deben a la elevada estabilidad de las texturas dolomíticas (ME) ante el choque térmico (apartado 4.3.2 del capítulo 4).

Los descensos en BA, CV y RC (texturas calcíticas) se asocian a la aparición de microfisuras en el contorno de los cristales y el consiguiente aumento del espaciado intercrystalino. Aquellos casos en los que los descensos son más acusados (probetas 1, 2 y 3 de BA, o probeta nº 3 de CV) corresponden a la aparición de numerosas fisuras térmicas (mesoscópicas) de escasa apertura.

- Probetas ensayadas en cristalización de sales (probetas 4, 5 y 6): en todas las variedades se observan descensos acusados de v_p . En BA y CV se registran los mayores descensos (del orden de 50% y 80%, respectivamente) y se asocian a procesos intensos de microfisuración (mayor espaciado intercrystalino) y al desarrollo de las fisuras mesoscópicas aparecidas por la oscilación térmica y los estilolitos preexistentes (CV).

Los fuertes descensos en las probetas 5 y 6 de RC (del orden de 37 %) se asocian al desarrollo y apertura de estilolitos preexistentes.

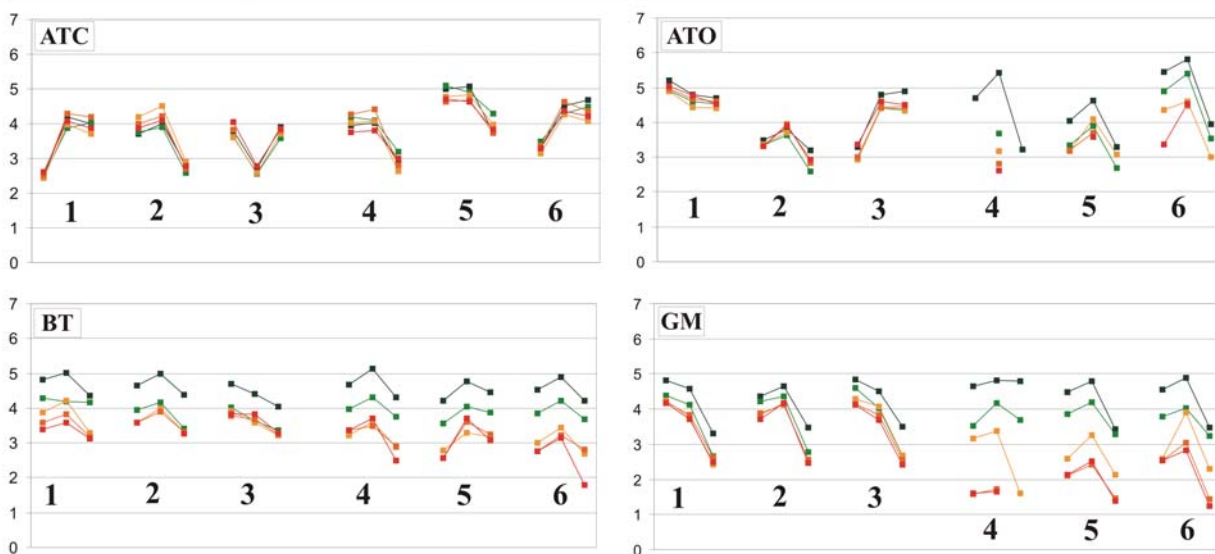
En ME, las fisuras más importantes se producen en la probeta 6, afectando a las tres direcciones (X, Y y Z) y ocasionando un descenso en v_p del orden de 20% del valor inicial. En la probeta 5 también aparece una fisura importante que afecta a la dirección X, pero es en sentido ortogonal a la dirección de avance de la onda, por lo que únicamente genera un descenso del 13%.

La respuesta de α_e durante los ensayos de alteración es:

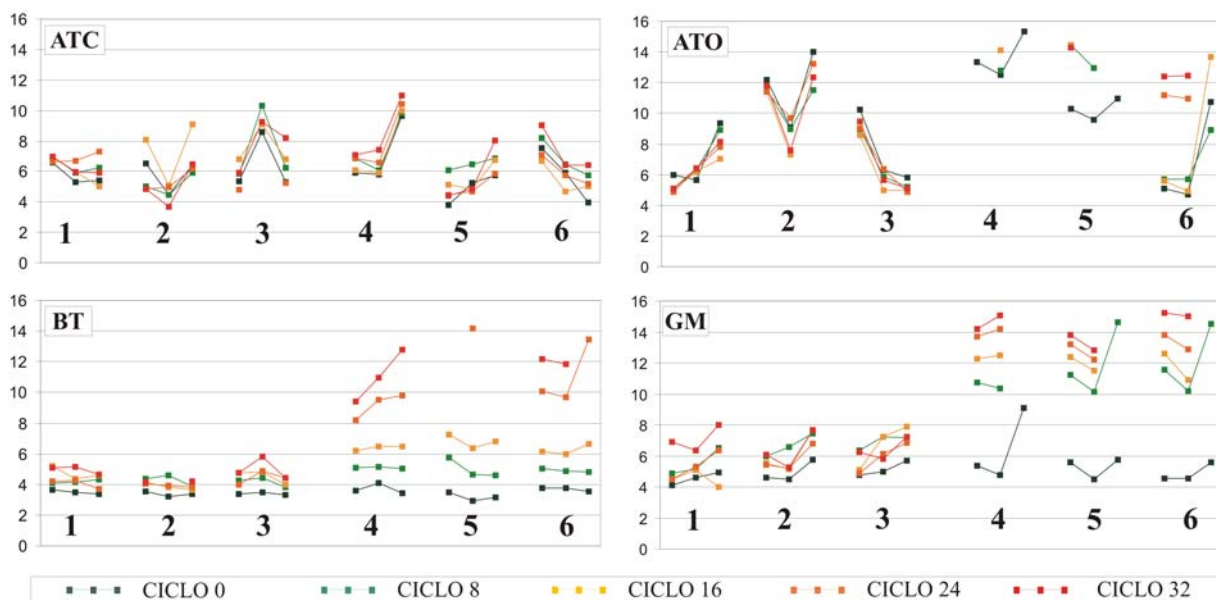
- Ensayos de choque térmico (probetas 1, 2 y 3): en BA, CV y RC (materiales calcíticos) se observa un suave incremento de α_e de 2 a 4 dB/cm. Esto se asocia a los procesos de microfisuración y fisuración térmicos.

La estabilidad de ME genera ascensos casi nulos de α_e (< 1.5 dB/cm).

VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN [km/s]



ATENUACIÓN ESPACIAL [dB/cm]



■ ■ ■ CICLO 0 ■ ■ ■ CICLO 8 ■ ■ ■ CICLO 16 ■ ■ ■ CICLO 24 ■ ■ ■ CICLO 32

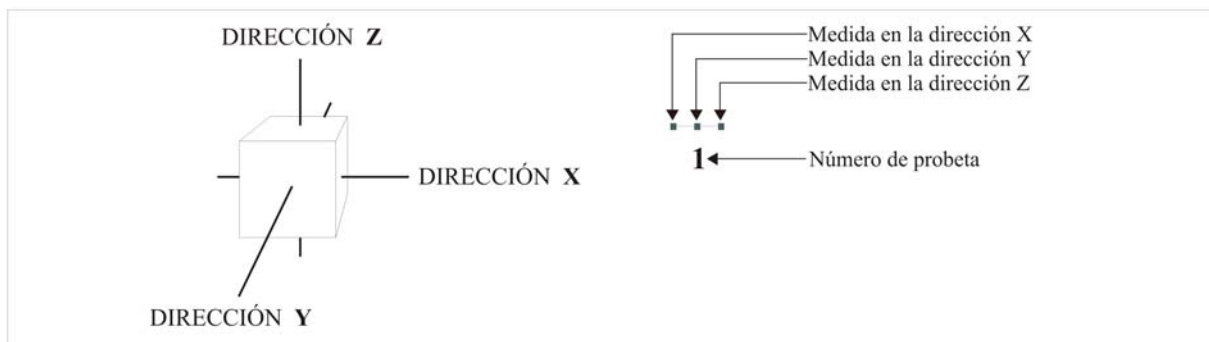


Figura 5-12: Evolución de v_p y α_e durante los ensayos de alteración (probetas del Grupo 32): choque térmico (probetas 1-3) y cristalización de sales (probetas 4-6).

- Ensayos de cristalización de sales: en las cuatro variedades se registran ascensos muy importantes de α_e . Todos ellos se encuentran asociados a la aparición de fisuras mesoscópicas en las probetas (en choque térmico se ha comprobado que los procesos de microfisuración no afectan significativamente a α_e).

A partir de la comparación entre la evolución de los valores de α_e y la aparición de fisuras se ha obtenido la siguiente jerarquización de los valores de α_e :

- valor inicial (probetas inalteradas): 2-8 dB/cm.
- estadios iniciales de aparición de fisuras: 8-12 dB/cm
- desarrollos importantes en las fisuras y decohesión de la probeta a su favor: > 12 dB/cm.

5.3.5. Respuesta ultrasónica ante la degradación de rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo III.

Las rocas incluidas en el tipo III son los mármoles: AT (mármol dolomítico), BT y GM (mármoles calcíticos). Dentro de AT se diferencian dos subvariedades que constituyen los extremos de una gradación completa de probetas con características mixtas entre ambos extremos: ATC y ATO (ver capítulo 3; apartado 3.3.2). Los mármoles AT y GM poseen un bandeo metamórfico marcado y se aprecia una fuerte orientación de sus blastos (observado con MOP, capítulo 3; apartado 3.3.2). Sin embargo, BT no muestra ni bandeo marcado ni una fuerte orientación preferencial de sus blastos.

Las formas de degradación de estos materiales son diferentes según consideremos los mármoles dolomíticos (AT) o calcíticos (BT o GM). En el primer caso, la degradación se concentra en una pocas probetas de ATO, en las que el mayor espaciado intercrystalino da lugar a la decohesión de sus blastos durante los ensayos de cristalización de sales (apartado 4.3.6, capítulo 4). El resto de probetas de ATO, así como las de ATC, resultan estables tanto en los ensayos de cristalización de sales como en choque térmico.

Los mármoles calcíticos se degradan mediante la aparición de microfisuras y fisuras mesoscópicas. En el caso de existir bandeo metamórfico, las fisuras mesoscópicas se desarrollan paralelamente a él. También se observan procesos de decohesión granoblástica en las caras de la probeta paralelas al bandeo.

En la figura 5-12 se muestra la respuesta de v_p y α_e durante los ensayos de alteración de las probetas del Grupo 32 de AT (distinguiendo entre las probetas de ATC y ATO), BT y GM.

En primer lugar, resaltar que los valores de v_p varían según la dirección considerada (paralela o perpendicular al bandeo metamórfico). Estos valores son mayores cuando se miden con orientación paralela al bandeo y esta anisotropía se observa tanto en los mármoles dolomíticos como calcíticos.

La respuesta de la velocidad de propagación ante la degradación de las probetas es la siguiente:

- la velocidad de propagación por los mármoles dolomíticos resulta constante a lo largo de los ensayos de alteración, tanto por choque térmico como por cristalización de sales. Únicamente las probetas de ATO, que corresponden a rocas con un mayor espaciado intercristalino han sufrido decohesión granoblástica, y consecuentemente la velocidad de propagación por estas rocas es sucesivamente menor.
- La velocidad de propagación por los mármoles calcíticos disminuye conforme avanzan los ciclos, tanto en los ensayos de choque térmico como en cristalización de sales. Esto se debe al importante incremento del espaciado intercristalino por oscilación térmica así como a la aparición de fisuras mesoscópicas. En los ensayos de cristalización de sales los descensos de v_p son ligeramente más acusados, debido a la mayor disolución de las superficies intercristalinas, así como al mayor desarrollo de las fisuras mesoscópicas. En GM los descensos de v_p durante la cristalización de sales son mayores (del orden de 65%) que en BT (26%).

La evolución de la atenuación espacial durante los ensayos conserva la jerarquización de α_e establecida en el tipo II. Según esto, los valores en las probetas inalteradas, así como durante los procesos de degradación por choque térmico (microfisuración) se mantienen por debajo de los 8 dB/cm (existe alguna excepción en AT). La aparición de fisuras a mesoescala, así como intensos procesos de disolución intercristalina, así como los procesos de decohesión granoblástica en ATO, da lugar a valores de α_e entre 8 y 12 dB/cm. Finalmente, los valores de α_e por encima de 12 dB/cm corresponden a estadios más avanzados de fisuración y la degradación más intensa de las probetas.

Además, también es interesante resaltar que la atenuación espacial de la onda en mármoles no depende de la dirección considerada (paralela o perpendicular al bandeo metamórfico), pero sin embargo, α_e durante los ensayos sí que sufre incrementos más acusados en las direcciones perpendiculares al bandeo. Esto se debe a la aparición de frecuentes fisuras, tanto a microescala como a mesoescala, con una orientación preferencial (paralelas al bandeo).

Por último, destacar que algunas probetas de AT muestran valores de α_e muy elevados (según la jerarquización establecida anteriormente). Estos valores elevados corresponden a probetas o bien con importante

desarrollo de las fisuras (algunas incluso con cavidades de orden milimétrico), o bien con una elevada densidad de fisuras (una de las características de AT es la presencia de fisuras con rellenos de óxidos e hidróxidos de hierro y manganeso) (capítulo 3, apartado 3.3.2).

5.4 Discusión

El parámetro petrográfico que condiciona casi exclusivamente la velocidad de las ondas (por las rocas estudiadas en esta Tesis) es la porosidad (espaciado intercrystalino), y es independiente de su mineralogía y tamaño de cristal.

Una de las cuestiones más complejas de resolver es conocer qué parámetros petrográficos son los que condicionan la propagación de los ultrasonidos por las rocas. Esta cuestión resulta aún más compleja si las rocas estudiadas presentan múltiples componentes texturales, fisuras, vénulas, etc.

La relación entre tamaño de cristal y v_p ha sido abordada en numerosos trabajos (Valdeón et al., 1996; Eberhardt et al., 1999; Sarpün et al., 2005; Sousa et al., 2005; Weiss et al., 2002b, Alonso y Suárez del Río, 1985). En muchos de ellos únicamente se menciona si existe una relación directa o inversa, sin llegar a extraer una ecuación de correlación. Sin embargo, ni aún así existe un consenso entre todos ellos, ya que, aunque en la mayoría la relación es inversa (mayor tamaño de cristal implica menor velocidad de propagación), en unos pocos trabajos se relata una relación directa (a mayor tamaño de cristal, mayor velocidad) (Alonso y Suárez del Río, 1985; Sarpün et al., 2005).

La intencionada selección de los materiales de esta Tesis englobando un amplio rango de tamaños de cristal, ha permitido ahondar en esta cuestión.

Los resultados obtenidos en esta Tesis muestran una relación inversa entre v_p y el tamaño de cristal de las rocas (concordante con la mayoría de trabajos) (figura 5-5). Sin embargo, la falta de unidad existente en bibliografía sobre este aspecto resta confianza al resultado obtenido.

Por otra parte, existe una buena relación entre la velocidad de propagación y la porosidad y el espaciado intercrystalino (figura 5-8). En este aspecto, existe un consenso generalizado en los estudios revisados en bibliografía: cuanto más poroso es un material, menor velocidad de propagación (Alonso y Suárez del Río, 1985; Vergara et al., 2001; Dürrast et al., 2002; Philippidis y Aggelis, 2003; Hernández et al., 2004; Benson et al., 2005; Sousa et al., 2005; Machek et al., 2007; Punurai et al., 2007).

El retraso de la onda debido a la presencia de fisuras (ya sea espaciado intercrystalino o fisuras mesoscópicas) concuerda con lo visto analíticamente por Boadu (1997). En este trabajo se explica que cuando un material no presenta discontinuidades, la transmisión de la onda se realiza de forma elástica (sin retardo). Sin embargo, la presencia de fisuras se traduce en la ausencia de enlace elástico entre dos puntos (*non-welded contact*), y por lo tanto la transmisión de las ondas sísmicas se realiza en forma de "golpe" (*blow*), con cierta inercia, lo cual provoca un retraso en el proceso de transmisión de la onda, así como cierta dispersión de su energía.

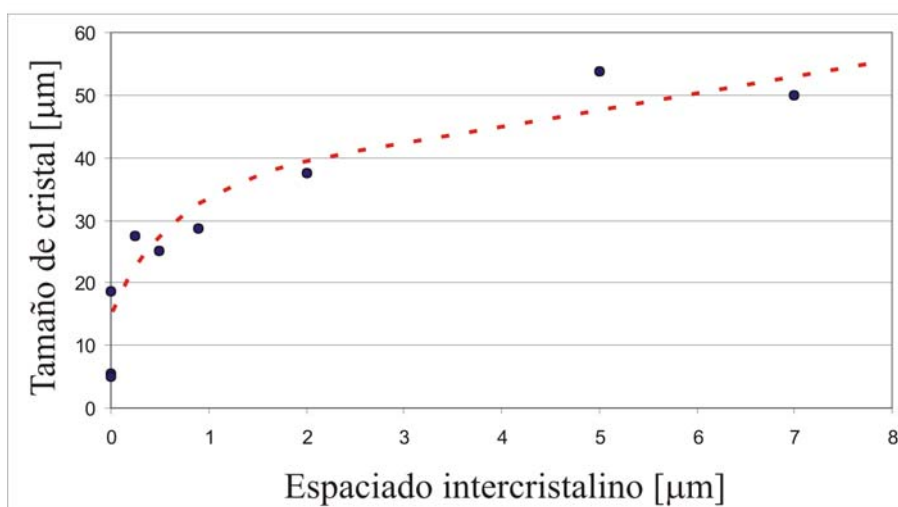


Figura 5-13: Relación entre el espaciado intercrystalino y el tamaño de cristal.

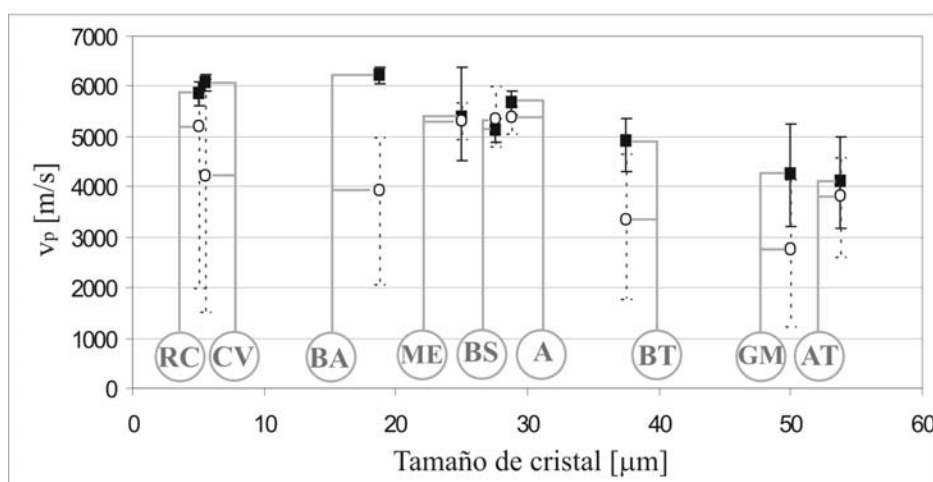


Figura 5-14: Medidas de v_p en las probetas inalteradas (cuadrados sólidos) y alteradas (círculos huecos) respecto al tamaño de cristal de los materiales.

Por lo tanto, podemos afirmar que el retraso de una onda es debido al espacio existente entre cristales, y no por el tamaño del cristal que atraviesa. La buena relación encontrada entre el tamaño de cristal y la velocidad se debe a la relación que hay en los materiales estudiados entre el tamaño de cristal y el espaciado intercrystalino (figura 5-13). Esta relación indica que cuanto mayor es el cristal, mayor es el espaciado existe entre cristales; y en texturas con tamaño de cristal pequeño, la separación intercrystalina es menor.

Esto, a su vez, justifica la falta de concordancia existente en bibliografía acerca de la relación entre tamaño de cristal y v_p , ya que en realidad esta relación depende del espaciado intercrystalino.

La dependencia de v_p con el espaciado intercrystalino, en vez de con el tamaño de cristal, se corrobora al estudiar la evolución de v_p durante los ensayos de degradación. En la figura 5-14 se muestra los valores medios de v_p (y sus correspondientes errores) respecto el tamaño medio de cristal. En cuadrados negros y sólidos se muestran los valores de v_p medidos en las probetas inalteradas. En círculos huecos se representan las medidas realizadas en las probetas alteradas. Vemos que la influencia del tamaño de cristal es poco significativa, ya que el tamaño de cristal medio de una roca es el mismo tanto en las probetas alteradas como en las inalteradas, y sin embargo, v_p en algunos casos desciende considerablemente (BA, CV, BT, etc).

Por otra parte, si representamos la velocidad de propagación en las probetas alteradas e inalteradas, respecto el espaciado intercrystalino (figura 5-15), vemos que la tendencia se conserva.

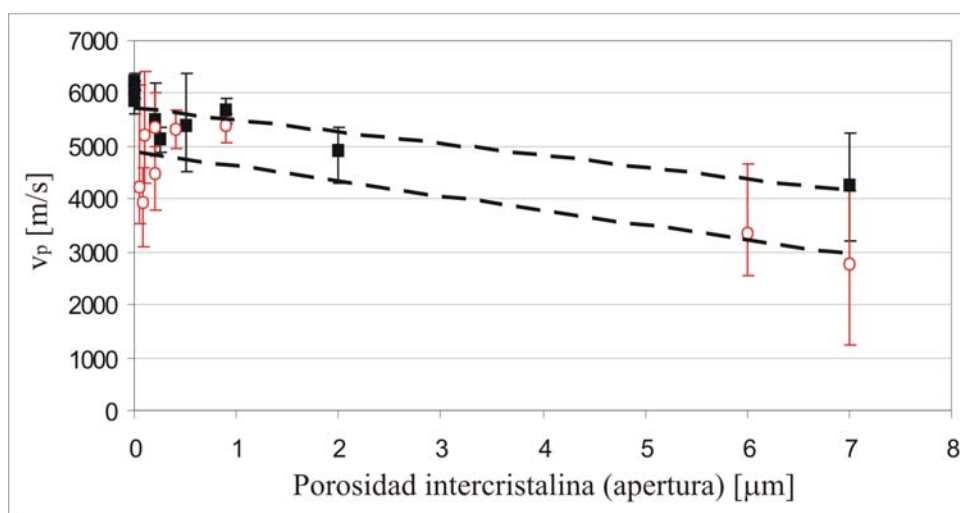


Figura 5-15: Relación entre la porosidad intercrystalina (considerando su apertura) de los materiales y v_p , tanto en las probetas inalteradas (cuadros negros sólidos) como en las alteradas (círculos rojos huecos).

Por lo tanto, podemos concluir finalmente que el espaciado intercrystalino es un condicionante mucho más significativo de la velocidad de propagación de las ondas que el tamaño de cristal.

En la figura 5-16 se muestra de nuevo la relación entre el tamaño de cristal y la velocidad de propagación tanto en las probetas inalteradas como en las alteradas. En este caso se ha resaltado la distribución de los valores máximos, medios y mínimos obtenidos en las probetas alteradas.

De este gráfico se desprenden interesantes conclusiones:

- Tal y como veíamos en el capítulo anterior, los materiales dolomíticos presentan una estabilidad mayor frente a la alteración física y química que los calcíticos. Paralelamente, los descensos de v_p en AT, A, BS o ME son prácticamente despreciables (como mucho aumenta la dispersión de los valores), mientras que en GM, BT, BA, CV y RC estos descensos sí son realmente importantes.
- La dispersión de los valores de v_p en las calizas y mármoles calcíticos alterados es mucho más elevada que en las probetas inalteradas. Esto se debe a que el grado de deterioro de la roca no es homogéneo y depende de características puntuales de cada probeta (aparición de fisuras, decohesión de la matriz, etc).

Los valores máximos, medios y mínimos describen tres tendencias que merece la pena estudiarse por separado:

- Los valores máximos de v_p son los obtenidos en las probetas menos alteradas. Vemos que dichos valores

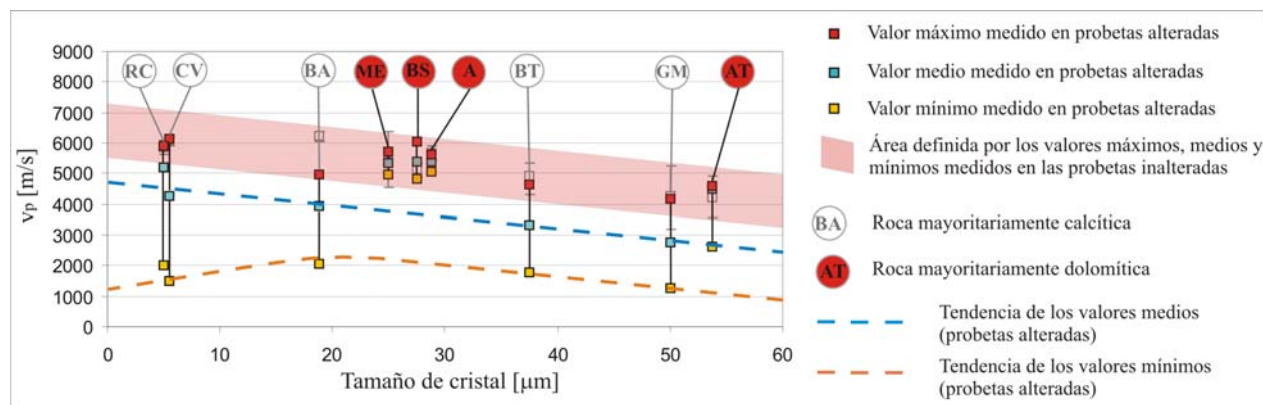


Figura 5-16: Relación entre la velocidad de propagación en las probetas alteradas e inalteradas.

quedan incluidos en el área definida por las medidas de las probetas inalteradas (zona sombreada en rojo). En los materiales inalterados se ha estimado que el espaciado en carbonatos mesocristalinos es inferior a $0.1 \mu\text{m}$, e inferior a $0.001 \mu\text{m}$ en aquellos microcristalinos (medido con porosimetría de mercurio y SEM).

- Los valores promedio describen una tendencia paralela a la descrita en las probetas inalteradas, pero con valores de v_p sensiblemente menores. El desplazamiento de estas dos rectas se corresponde al incremento de porosidad tras la alteración (alrededor de 1.25-2.5 puntos porcentuales). En estos materiales el incremento de porosidad es directamente proporcional al incremento del espaciado intercrystalino: en carbonatos mesocristalinos alterados el espaciado medio asciende a $0.4 \mu\text{m}$, mientras que en las calizas microcristalinas alteradas el ascenso es a $0.05 \mu\text{m}$.
- Los valores mínimos de las probetas alteradas son los correspondientes a las direcciones más desfavorables para la propagación ultrasónica en aquellas probetas más alteradas. Estos puntos no siguen el paralelismo observado entre los valores promedio con los valores inalterados. Esto se debe a que las direcciones donde se registra el valor mínimo están afectadas por fisuras. Las fisuras son discontinuidades aisladas que no representan el estado textural general de la roca, por lo que la velocidad de propagación registrada en estas direcciones será menor que la que cabría esperar si únicamente existiera incremento del espaciado intercrystalino.

Por último, es importante matizar que la baja dependencia observada en la velocidad de propagación de las ondas y la mineralogía de la roca se circunscribe a las rocas estudiadas en esta Tesis. La diferencia entre la velocidad de propagación en la calcita y la dolomita no es suficientemente importante, por lo que queda relegada a un segundo plano tras la influencia que ejerce la porosidad o las presencia de fisuras. La velocidad de propagación por la calcita (según Schön, 1996) es de 6.5 km/s , mientras que por la dolomita es de 7.4 km/s .

La atenuación espacial es fuertemente dependiente de la presencia de discontinuidades (vénulas, fisuras, estilolitos, etc), y en menor medida del tamaño de cristal de la roca.

La pérdida de la presión de la onda en el material se debe principalmente a tres causas (Henneke et al., 1991):

- *Apertura del haz ultrasónico en el campo lejano.* Una vez superado el *campo próximo*, el haz se ensancha, por lo que la potencia

acústica se distribuye en mayores superficies, lo que justifica la disminución de su presión. En nuestro caso, considerando transductores de 30 mm de diámetro y centrados en 1MHz, el campo lejano comienza a los 3.75 cm del foco emisor. Teniendo en cuenta que las probetas empleadas tienen 5 cm de lado, la recepción de la onda se realiza en el comienzo del campo lejano, y por lo tanto con baja dispersión por apertura del haz.

- *Absorción por el material.* Considerando un material homogéneo (sin fisuras, ni porosidad), la onda sufre un amortiguamiento en su avance debido a la conversión de la energía en calor (Boadu, 1997; Arau, 1999). El coeficiente de absorción es característico para cada material, y viene definido por las características de la fábrica. La absorción también es dependiente de la frecuencia de la onda: a mayor frecuencia, mayor absorción, de forma que la onda con un amplio rango de frecuencias, se atenúa mucho más en su rango más alto (Guéguen y Palciauskas, 1994).
- *Amortiguación por discontinuidades.* El efecto atenuador de las discontinuidades se produce tanto a escala microscópica (microfisuras y poros) como a nivel mesoscópico. El efecto de las fisuras en la propagación de las ondas ha sido abordado de forma teórica y experimental por diversos autores (Boadu, 1997; Ju et al., 2007; Thompson et al., 2007; Martínez-Martínez et al., 2008; Zhao et al., 2008;), demostrando la complejidad de su estudio. Si una roca fuese totalmente continua y no presentase fisuras, la propagación de la onda se produciría de forma totalmente elástica, y únicamente sufriría una ligera pérdida de energía debida a la absorción inherente a la calcita/dolomita. Sin embargo la presencia de fisuras da lugar a que la propagación a través de éstas discontinuidades no se produzca de forma elástica y por lo tanto haya pérdida de energía (Boadu, 1997).

Respecto a la atenuación por la presencia de microfisuras, los parámetros más relevantes de estas microfisuras son la apertura (espaciado intercrystalino) y la longitud (proporcional al tamaño de cristal). A mayor espaciado, mayor atenuación y cuanto más semejante sea la longitud de la fisura y la longitud de onda, mayor será la dispersión energética (*scattering*) (Valdeón et al., 1996). De esta forma, los valores de α_e son mayores en GM ($\alpha_{e\perp} = 5\sim 7$ dB/cm; $\alpha_{e//} = 3\sim 5$ dB/cm) o BT ($\alpha_e = 3\sim 6$ dB/cm) que en BA ($\alpha_e = 2\sim 4$ dB/cm). En GM y BT el espaciado intercrystalino es mayor que en BA, así como también el tamaño de cristal (longitud de las fisuras).

Sin embargo, a diferencia de lo que ocurría en el comportamiento de v_p , las atenuaciones más intensas se producen cuando se desarrollan fisuras a escala mesoscópica. La atenuación sufrida a través de éstas se

cuantifica mediante los coeficientes de transmisión y reflexión. Estos coeficientes se obtienen mediante el cociente entre la amplitud de la onda incidente y la amplitud de la onda transmitida (coeficiente de transmisión) o reflejada (de reflexión). Por lo tanto, estos coeficientes variarán entre 0 y 1 (Boadu, 1997). Su valor depende de:

Parámetros de la fractura:

- longitud,
- apertura, y
- viscosidad del material que la rellena

Parámetros del pulso ultrasónico:

- ángulo de incidencia de la onda,
- velocidad de propagación en la roca, y
- frecuencia.

Si adaptamos las variables anteriores a las condiciones experimentales dadas en esta Tesis, en número de factores que condiciona la atenuación a través de fisuras son tres: la apertura, la longitud y orientación (ángulo de incidencia) de las fisuras. A mayor longitud y apertura, la atenuación es mayor, sin embargo la influencia de la orientación no es tan obvia. En Boadu (1997), se exponen de forma genérica (dependiendo del ángulo de incidencia de la onda) las ecuaciones para el cálculo de los coeficientes de transmisión. En Zhao (2008), se simplifican tales expresiones para fisuras perpendiculares a la dirección de propagación. En ambas expresiones se considera que la atenuación de una onda transmitida a través de una fisura es menor cuando la onda incide perpendicularmente a ella, y aumenta conforme lo hace el ángulo de incidencia. Además, Ju et al. (2007) concluye que la rugosidad de las fracturas también influye aumentando la atenuación de la onda, de forma que los estilolitos presentes en CV o RC producirán una atenuación más intensa.

Todas estas consideraciones permiten comprender la respuesta de la atenuación ante la aparición de fisuras durante los procesos de alteración de los carbonatos con baja porosidad:

- En general, los valores de α_e en las probetas inalteradas oscilan entre 2 y 8 dB/cm, tal y como habíamos visto anteriormente.
- La aparición y desarrollo de fisuras (en estadios iniciales) en las probetas provoca un aumento en α_e hasta alcanzar valores entre 8 y 12 dB/cm.
- Valores superiores de α_e (> 12 dB/cm) se asocian al desarrollo y apertura de fisuras importantes, con el consecuente riesgo de pérdida de material a su favor.

La velocidad de propagación es indicadora de las características de la fracción de la roca más favorable para la propagación de la onda y por lo tanto no refleja la presencia de defectos puntuales o discontinuidades que no afecten a la sección completa de la roca. La atenuación espacial ofrece una imagen más global del estado general de la roca y es altamente sensible a la presencia de defectos puntuales.

Esta afirmación se apoya en la revisión detallada de la evolución de los ultrasonidos a lo largo de la degradación de las rocas del tipo I, II y III (figuras 5-10, 5-11 y 5-12, respectivamente).

Tal y como se muestra en la figura 5-17, el avance de una onda se puede definir mediante rayos. Un rayo es una línea imaginaria que representa la dirección de avance de una onda y es perpendicular al frente de ondas (Tipler, 1992). El avance de una onda, dependerá de los impedimentos que encuentre en su trayectoria. El tiempo de llegada, por lo tanto, registrado para una onda corresponde al de aquel rayo que ha encontrado menos impedimentos para su propagación.

Por el contrario, la energía con la que se recibe una señal, y por lo tanto la atenuación que sufre, depende de la cantidad de rayos que llegan en el frente de onda. Si un número elevado de rayos se han retardado o dispersado por su trayectoria, el frente de llegada contará con un número reducido, y por lo tanto poseerá poca energía (y mucha atenuación). Si por el contrario, la trayectoria de los rayos posee pocos obstáculos, las ondas se propagarán con pocos inconvenientes y se registrará una señal con mucha energía (y por lo tanto con poca atenuación).

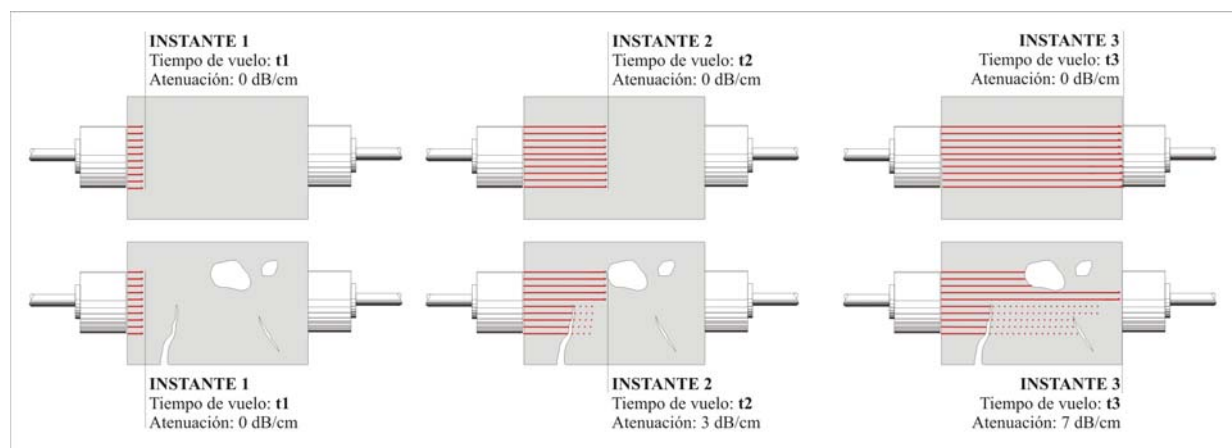


Figura 5-17: Ejemplo de propagación de una onda por un material homogéneo y por otro con fisuras y cavidades. En cada instante se expresa el tiempo de vuelo y la atenuación sufrida por la onda.

Por lo tanto, la velocidad de propagación de las ondas será indicativo de las características de la fracción de roca por la que la onda sufra menos retardo. De esta forma, si una probeta posee una fractura que no la atraviesa en toda su sección, la velocidad de propagación de la onda no indicará su presencia. Sin embargo, la energía con la que se recibe la señal, y por lo tanto la atenuación que sufre, sí muestra dicha presencia ya que retarda y dispersa a parte de los rayos que forman el frente de ondas.

La velocidad de propagación en los minerales posee una fuerte anisotropía según la dirección cristalográfica considerada. Esto condiciona el valor de v_p obtenido en rocas con una fuerte orientación preferencial en sus cristales (mármoles).

Tanto la calcita como la dolomita son minerales anisótropos, por lo que presentan una fuerte variación de las características elásticas según la dirección cristalográfica considerada. De esta forma, ambos muestran una velocidad de propagación en las direcciones perpendiculares al eje c cristalográfico mayores que las registradas en las direcciones paralelas. Para el caso de la calcita, existen numerosas referencias a esta anisotropía, y es posible obtener la velocidad de propagación según diferentes direcciones cristalográficas (Christensen, 1990). Sin embargo, en la dolomita únicamente se dispone del valor medio de v_p en el mineral, sin precisar su valor en direcciones cristalográficas diferentes.

En las calizas, la anisotropía de la calcita no es significativa ya que la libre orientación de sus ejes c en la roca permite considerar que una onda intersecta tantos cristales orientados paralelamente como perpendicularmente a dicho eje, y por lo tanto la velocidad de propagación es similar en las tres direcciones de una misma probeta.

Sin embargo, los mármoles suelen presentar cierta orientación preferencia de sus blastos, así como de sus ejes cristalográficos. En concreto, el eje c de la calcita aparece preferencialmente orientada de forma perpendicular al bandeo metamórfico (Sebastián Pardo et al, 2006). Por lo tanto, cuando una onda se propague perpendicularmente a dicho bandeo, la vibración del material se realizará mayoritariamente a lo largo del eje c de los cristales de calcita. El valor final, en esa dirección de la probeta, vendrá condicionado por la velocidad de propagación correspondiente a ese eje.

Puesto que v_p es mayor cuando la onda se propaga perpendicularmente al eje c ($v_{p,calcita/ejec} = 7.33$ km/s; $v_{p,calcita/ejec} = 5.63$ km/s) (Weiss et al., 2002b; Christensen, 1990), la velocidad determinada en sentido paralelo al bandeo metamórfico será mayor que en sentido perpendicular (figura 5-12).

Como ya se ha comentado anteriormente, no se dispone de referencias acerca de la anisotropía de v_p en las direcciones cristalográficas de la

dolomita. Sin embargo, a partir de los valores obtenidos en los mármoles dolomíticos estudiados en esta Tesis (figura X-vp en tipo III), podemos inferir que la velocidad determinada perpendicularmente al bandeado es aproximadamente el 70% de la velocidad registrada en las direcciones paralelas (en los mármoles calcíticos, la proporción entre ambos valores es de 0.72).

α_e constituye un estimador preciso del grado de alteración de una roca, ofreciendo una imagen global del estado de la probeta. α_e es especialmente sensible a la presencia de fisuras y defectos puntuales.

En los resultados de este capítulo se ha establecido un criterio de jerarquización de α_e con el cual es posible determinar la durabilidad de una probeta. Este criterio consiste en tres rangos de valores, correlacionados con tres grados de degradación de la probeta:

- Valores de α_e entre 2 y 8 dB/cm: estado inalterado. Aparición de microfisuras.
- Valores de α_e entre 8 y 12 dB/cm: aparición y desarrollo de fisuras, así como decohesión cristalina de componentes porosos (pasta de BS y A, o componente textural *fmc* en ME).
- Valores de $\alpha_e > 12$ dB/cm: desarrollo y apertura de fisuras importantes. Riesgo de pérdida de material a su favor.

Sin embargo, el riesgo de que una probeta, en la que se registre un valor de α_e elevado, desemboque en el desarrollo de fisuras importantes y pérdida de material a su favor, depende de la agresividad del proceso de alteración.

La elevada presencia de discontinuidades, fisuras abiertas y fases porosas en algunas probetas de ME y AT dan lugar a valores iniciales de α_e alrededor de 10 dB/cm (o superiores).

Cuando estas probetas se someten a ciclos de cristalización de sales, se registra una baja durabilidad de la probeta, un rápido ascenso de α_e durante los ensayos y una importante degradación (decohesión, fisuración, etc). Sin embargo, cuando se ensayan a choque térmico, las rocas no experimentan ni alteración visual ni variación de α_e a lo largo de los ciclos de dicho ensayo. Esto se debe a la elevada estabilidad de las texturas dolomíticas durante el choque térmico.

Por lo tanto podemos afirmar, que la estimación de la durabilidad de una probeta mediante α_e depende de la agresividad del proceso al que se someta.

5.5 Conclusiones

- La velocidad de propagación (v_p) viene condicionada por el espaciado intercrystalino de la fracción más favorable de la roca. Es independiente de la mineralogía y el tamaño de cristal. Se ha cuantificado que:
 - En rocas con tamaño de cristal grande ($> 100 \mu\text{m}$) y espaciado intercrystalino inferior a $0.1 \mu\text{m}$, cada descenso de 1 km/s de v_p corresponde a un incremento del espaciado intercrystalino del 300 %.
 - En rocas con tamaño de cristal pequeño ($< 100 \mu\text{m}$) y espaciado intercrystalino inferior a $0.001 \mu\text{m}$, cada descenso de 1 km/s de v_p corresponde a un incremento del espaciado intercrystalino de un orden de magnitud.
- La atenuación espacial posee un fuerte carácter predictivo, y constituye el parámetro ultrasónico idóneo para estimar las características de la fábrica y el grado de alteración de una roca.

Los valores de α_e están correlacionados con estados concretos de alteración, mostrando la siguiente clasificación:

- Valores de α_e entre 2 y 8 dB/cm: estado inalterado. Aparición de microfisuras.
 - Valores de α_e entre 8 y 12 dB/cm: aparición y desarrollo de fisuras, así como decohesión cristalina de componentes porosos (pasta de BS y A, o componente textural *fmc* en ME).
 - Valores de $\alpha_e > 12 \text{ dB/cm}$: desarrollo y apertura de fisuras importantes. Riesgo de pérdida de material a su favor.
- La velocidad ofrece información acerca de la fracción de roca menos alterada y menos afectada por discontinuidades, mientras que la atenuación espacial ofrece una imagen global del estado general de la roca.
 - La velocidad de propagación de las ondas elásticas en la calcita y la dolomita es fuertemente anisótropa. En calizas y dolomías, la anisotropía de estos minerales no es relevante, ya que no existe orientaciones preferentes de sus ejes cristalográficos en la roca. Sin embargo, en los mármoles calcíticos y dolomíticos sí que existe una velocidad de propagación mayor en direcciones paralelas al bandeo metamórfico que en direcciones perpendiculares.

La atenuación espacial no muestra dependencia con el bandeo metamórfico, mostrando valores similares en direcciones paralelas y perpendiculares al mismo. Sin embargo, la evolución de α_e durante

la degradación de las rocas sí es anisótropa, ya que los mayores incrementos se registran en direcciones perpendiculares al bandeado. Esto se debe a la orientación preferencial de las fisuras y microfisuras aparecidas durante los ensayos de alteración (paralelas al bandeado).



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante



CAPÍTULO 6

RESPUESTA MECÁNICA
FRENTE LA ALTERACIÓN

6.1. Antecedentes, objetivos y estructura del capítulo

6.1.1. Antecedentes

Son numerosos los trabajos que estudian la influencia de la fábrica de las rocas en su comportamiento mecánico. Éstos se clasifican en dos grandes grupos: a) aquellos centrados en conocer los procesos de concentración y amplificación de tensiones en las discontinuidades de la roca y su posterior propagación (Walsh, 1965a, 1965b; Wittke, 1990; Callister, 1995; Lockner, 1995; Wibberley et al., 2000); y b) aquellos que analizan qué parámetro petrográfico refleja mejor las características de los defectos concentradores y amplificadores de tensiones y, por lo tanto, son capaces de cuantificar indirectamente la resistencia de los materiales (Hatzor y Palchik, 1997, 1998; Hatzor et al., 1997; Li et al., 1998; Prikryl, 2001; Palchik y Hatzor, 2002; Chen y Lin, 2004). Dentro de este último grupo existe cierta diversidad en función del parámetro (o parámetros) que se considere más interesante: tamaño de cristal, porosidad, mineralogía, apertura de microfisuras, etc. Los resultados mostrados en estos trabajos posee una elevada dispersión entre sí; y aunque las tendencias generales en ellos coinciden, la aproximación numérica difiere mucho de uno a otro.

En general, los trabajos previos se centran en el comportamiento de rocas más o menos homogéneas, en las que la mayoría de defectos se reducen al ámbito microscópico. En este sentido, el estudio de la influencia de fisuras y discontinuidades a meso y macroescala en las

* La última página de esta Tesis corresponde a un desplegable. En él se muestran los nueve tipos diferentes de rocas estudiados, sus siglas y sus características generales. De esta forma, manteniendo desplegada esta página, es posible consultar la roca a la que corresponde cada sigla sin interrumpir la lectura continuada de este capítulo.

propiedades mecánicas de las rocas se reduce a un número mucho más reducido de estudios (Ranjith et al., 2004; Benavente et al., 2006c; Meng y Pan, 2007;). Lógicamente, si los efectos de la presencia de discontinuidades mesoscópicas en la resistencia mecánica de las rocas están poco estudiados, las consecuencias mecánicas que posee la aparición de fisuras durante la degradación de las rocas está igualmente desatendido. En este sentido existen pocos trabajos que abordan la alteración de mármoles, granitos, basaltos o cuarcitas, pero se centran en la influencia sobre la resistencia mecánica de la degradación a nivel textural (alteración mineralógica, aparición de microfisuras, etc) (Gupta y Rao, 2000; Sousa et al., 2005; Yavuz y Topal, 2007).

La gran mayoría de los trabajos citados anteriormente se centran exclusivamente en el estudio de la resistencia a compresión de las rocas, siendo escasos los que dedican todo o parte de su estudio a su comportamiento elástico (Christaras et al., 1994; Al-Shayea, 2004; Saenger et al., 2006; Heap y Faulkner, 2008). Además, estos últimos se aproximan de forma cualitativa y conceptual, sin llegar a ofrecer aproximaciones numéricas.

6.1.2. Objetivos

El objetivo de este capítulo es conocer la influencia que posee la fábrica de las rocas estudiadas en sus propiedades mecánicas.

Las nueve variedades seleccionadas en esta Tesis poseen una fábrica compleja, en la que además de defectos a escala microscópica (microfisuras, porosidad intercrystalina, etc) se observan discontinuidades a nivel mesoscópico (fisuras, vénulas y/o estilolitos). La presencia de estas discontinuidades mesoscópicas varía de un material a otro, de forma que se abarca un amplio rango de anisotropía: variedades homogéneas, con práctica ausencia total de discontinuidades, hasta rocas con facies brechoides.

De esta forma, el objetivo general del capítulo se centra en la necesidad de conocer la forma en la que tanto la microfábrica como las discontinuidades mesoestructurales influyen en las propiedades mecánicas de las rocas.

Además, en el capítulo 4 se ha concluido que existen diversas formas de alteración según la variedad considerada: decohesión granular/cristalina de las texturas, incremento del espaciado intercrystalino, aparición de fisuras (mesoescala), desarrollo de defectos previos, pérdida de material, etc (*por espaciado o espaciado intercrystalino, se hace referencia a la distancia existente entre cristales vecinos*).

El segundo objetivo de este capítulo, por lo tanto, constituye el estudio de la influencia que la alteración de estas rocas (en sus múltiples manifestaciones) ejerce sobre sus propiedades mecánicas.

6.2. Metodología

6.2.1. Estudios previos

Antes de realizar los ensayos de compresión uniaxial, así como antes y después de los ciclos de alteración, se han determinado los siguientes parámetros:

- Porosidad abierta de las probetas, determinada mediante la norma UNE-EN 1936 (1999) (ver apartado 2.1.1 del capítulo 2).
- Distribución de tamaño de poros en las diferentes texturas de cada material mediante porosimetría de mercurio (apartado 2.3.1 del capítulo 2).
- Rango de tamaño de cristal de cada variedad, y dentro de ella de cada componente textural, mediante medidas directas sobre imágenes de MOP y SEM (apartados 2.2.1 y 2.2.3 del capítulo 2).
- Velocidad de propagación ultrasónica, energía de la señal ultrasónica propagada, y atenuación espacial y temporal. La medida de estos parámetros se ha realizado siguiendo el procedimiento indicado en el capítulo 2 (apartado 2.6.1) y en el capítulo 5 (apartado 5.2.2).

6.2.2. Estudio mecánico

Se han establecido cinco grupos de probetas y han sido sometidos cada uno de ellos a un número diferente de ciclos (tanto de cristalización de sales como de choque térmico) (capítulo 2; apartado 2.1):

- Grupo 0: seis probetas de cada variedad se han incluido en este grupo, y han sido ensayadas a compresión simple en su estado inalterado (sin someterse a ningún ciclo de alteración). A partir de los resultados obtenidos con estas probetas se ha analizado el comportamiento de los carbonatos con baja porosidad y los factores petrográficos que lo condicionan.
- Grupo 8: seis probetas de cada variedad se han incluido en este grupo y se han sometido a ocho ciclos de alteración. Tres de estas probetas han seguido ciclos de choque térmico y otras tres ciclos de cristalización de sales (capítulo 2; apartado 2.1.1). A su finalización se han lavado las probetas, se ha determinado su porosidad abierta, se han ensayado en ultrasonidos y, por último, se han roto a compresión uniaxial.

Los resultados obtenidos al final de los ciclos se comparan con los datos obtenidos en los ensayos realizados inicialmente (*estudios previos*).

- Grupo 16; Grupo 24 y Grupo 32: las probetas de estos grupos han sido sometidas a 16, 24 y 32 ciclos, respectivamente, tanto de choque térmico como de cristalización de sales.

El ensayo de compresión simple se ha realizado a dos escalas diferentes (capítulo 2; apartado 2.6.2). Por una parte se han empleado probetas de 50x50x50 mm con el fin de realizar el estudio a mesoescala de las rocas.. Por otra parte, se han ensayado probetas de 3x3x3 mm (estudio a microescala). A partir de ahora, ambos ensayos se van a diferenciar referenciándolos como ensayo a compresión (al primero) y microcompresión (al segundo).

Las ventajas de la microcompresión se centran en el hecho de que permite conocer las características mecánicas de probetas muy pequeñas, y por lo tanto con elevada homogeneidad textural. Por otra parte, en rocas con múltiples componentes texturales se pueden obtener probetas en puntos concretos y conocer el comportamiento mecánico de cada uno de ellos, obteniendo estudios más precisos.

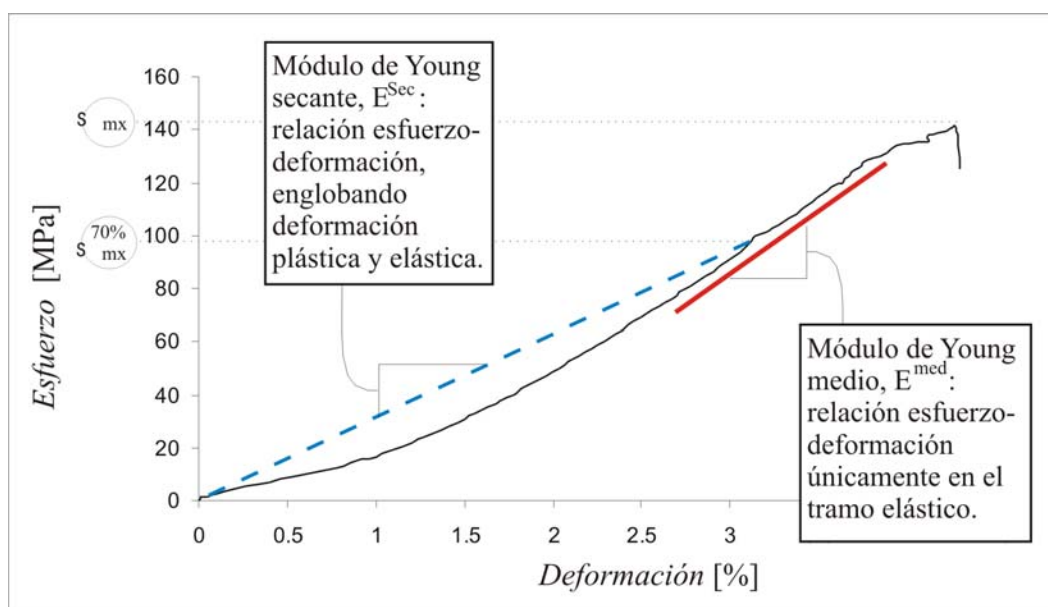


Figura 6-1: ejemplo de curva esfuerzo-deformación, señalando gráficamente los parámetros obtenidos: resistencia máxima a compresión (σ_{mx}), módulo de Young secante (E^{sec}) y módulo de Young medio (E^{med}).

La comparación entre los resultados de microcompresión y compresión a mesoescala nos permiten estudiar, entre otros aspectos, la influencia de defectos a mesoescala (véculas, estilolitos, etc). Sin embargo, no se puede realizar comparaciones numéricas entre los resultados obtenidos en ambos ensayos debido a que la resistencia a compresión en ensayos de microcompresión está sobrevalorada. Este incremento respecto al valor real se debe a la superposición de dos efectos: por una parte, las condiciones triaxiales generadas debido a la limitación de la expansión lateral provocada por el rozamiento entre las superficies de contacto de la probeta y la cabeza compresora de la máquina, y por otra, el pequeño tamaño de las muestras que hace más efectivas las condiciones triaxiales anteriores (Timoshenko, 1967; Stagg y Zienkiewicz, 1970).

De cada ensayo se ha determinado la resistencia máxima a compresión y el módulo de Young, tanto medio como secante al 70% de la resistencia máxima (ASTM D 3148-96 (1996); capítulo 2; apartado 2.6.3) (Figura 6-1). La obtención de la deformación de las probetas en el ensayo de microcompresión se ha obtenido directamente del equipo, debido a que la prensa cuenta con un sistema incorporado de medición de desplazamiento entre las planchas. En el ensayo de compresión a escala mesoscópica, la deformación de la probeta se ha obtenido a partir del pegado de bandas extensiométricas (capítulo 2; apartado 2.6.3).

El estudio tenso-deformacional se ha realizado tanto en probetas inalteradas como alteradas. Con el fin de obtener un estudio comparativo más real de la influencia de la degradación en el comportamiento elástico de las rocas, los ensayos de extensimetría se han realizado con probetas con un grado semejante de alteración (capítulo 2; apartado 2.1.1).

6.3. Resultados

6.3.1. Influencia de la fábrica en las propiedades mecánicas.

Influencia del tamaño de cristal en la resistencia a compresión (microcompresión)

En la figura 6-2 se muestra la relación existente entre el tamaño de cristal de cada textura y su resistencia a compresión (microcompresión).

De esta gráfica cabe destacar:

- 1- Existe una tendencia a disminuir la resistencia mecánica al aumentar el tamaño de cristal.
- 2- La mineralogía y la porosidad también juegan un papel importante, ya que:
 - las texturas principalmente dolomíticas y con baja porosidad (ME-clasto y BS-clasto) muestran valores superiores al resto

(comportamiento concordante con los valores registrados en calizas y dolomías en las bases de datos de Carmichael, 1989 o González de Vallejo et al., 2002).

- BA se caracteriza por presentar un contenido variable en dolomita, y por lo tanto el valor medio de resistencia a compresión en estas texturas se encuentra intermedio entre el de las texturas puramente calcíticas y las dolomíticas.
- Las texturas fuertemente dolomíticas pero con una elevada porosidad (BS-pasta, ME-fmc y A) muestran valores muy inferiores a los propios de texturas dolomíticas.
- Las variedades claras y oscuras de AT (ATC y ATO, respectivamente) muestran valores algo inferiores a los esperados. Esto se puede deber a dos causas: a) la influencia de la mineralogía es más patente en materiales con bajo tamaño de cristal, y al aumentar éste su influencia sea más relevante que la mineralogía de los cristales; o bien b) las muestras de AT pueden poseer porosidades significativas, asociadas a espaciados intercristalinos muy desarrollados, y consecuentemente, tal y como veíamos en otras texturas, esta elevada porosidad conlleva un descenso en la resistencia a compresión.

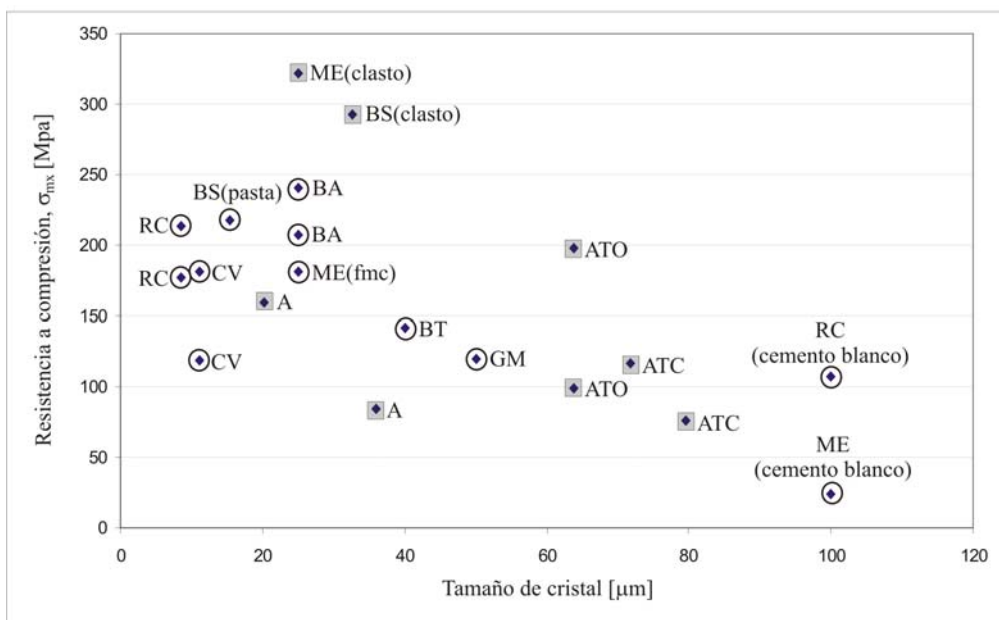


Figura 6-2: Resistencia mecánica frente al tamaño de cristal en ensayos de microcompresión. Los valores recercados con un cuadro gris indican texturas dolomíticas.

Influencia de la porosidad en la resistencia a compresión (microcompresión).

El estudio específico de la influencia de la porosidad en la resistencia a compresión de estas texturas se muestra en la figura 6-3.

En esta figura se observa que existe una tendencia a disminuir la resistencia a compresión de las rocas al aumentar su porosidad (ya apuntada en los resultados de la figura 6-2). Pero además, se observa que:

- 1- Al igual que ocurría en el estudio de la resistencia mecánica y el tamaño de cristal, la mineralogía presenta una influencia notable: texturas mayoritariamente dolomíticas y con baja porosidad (ME-clasto y BS-clasto) poseen valores medios superiores al resto.
- 2- Los valores medios de BS-pasta, ME-fmc y A también muestran valores muy superiores a los que cabría esperar dada su elevada porosidad. Esta menor resistencia a compresión puede estar asociada a dos causas:
 - Por una parte, las tres texturas, son mayoritariamente dolomíticas, aunque pueden contener porcentajes relativamente

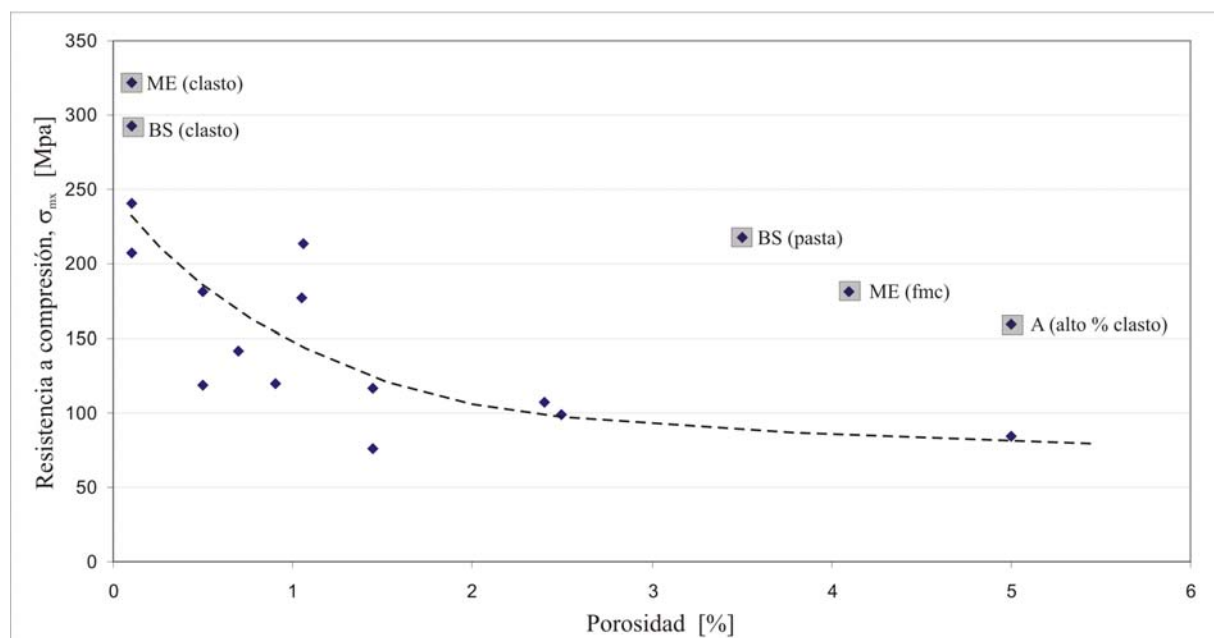


Figura 6-3: Resistencia mecánica frente a la porosidad (microcompresión). Los valores recercados con un cuadro gris indican texturas dolomíticas.

elevados de calcita. Tal y como se ha observado en las gráficas 6-2 y 6-3, la mineralogía puede justificar su mayor resistencia.

- Por otra parte, la porosidad existente en estas texturas tiene una geometría marcadamente tridimensional, a diferencia de la porosidad intercrystalina, y por lo tanto bidimensional, del resto de texturas. Los poros con una proporción apertura/longitud elevada (próxima a 1: esférica) muestran una curvatura en sus bordes mucho mayor que aquellos cuya proporción es muy baja (próxima a 0: bidimensional). La curvatura del borde de las discontinuidades es un parámetro importante en la amplificación de los esfuerzos aplicados a la roca, siendo mayor dicha amplificación cuanto menor es la curvatura (Wittke, 1990; Callister, 1995).

Por lo tanto, tanto la geometría de los poros, como la mineralogía permiten justificar la mayor resistencia mecánica de las texturas consideradas. Sin embargo, con el fin de aportar una solución más concreta a esta cuestión, se ha estudiado la correlación entre la resistencia mecánica y la apertura de los poros (obtenida mediante porosimetría de mercurio) (Figura 6-4).

En la gráfica 6-4 vemos como al considerar el tamaño de poro, en vez de la porosidad, los valores de todas las texturas estudiadas se agrupan en una única tendencia. Esto demuestra que la geometría del poro es mucho más relevante que la mineralogía en la disyuntiva planteada

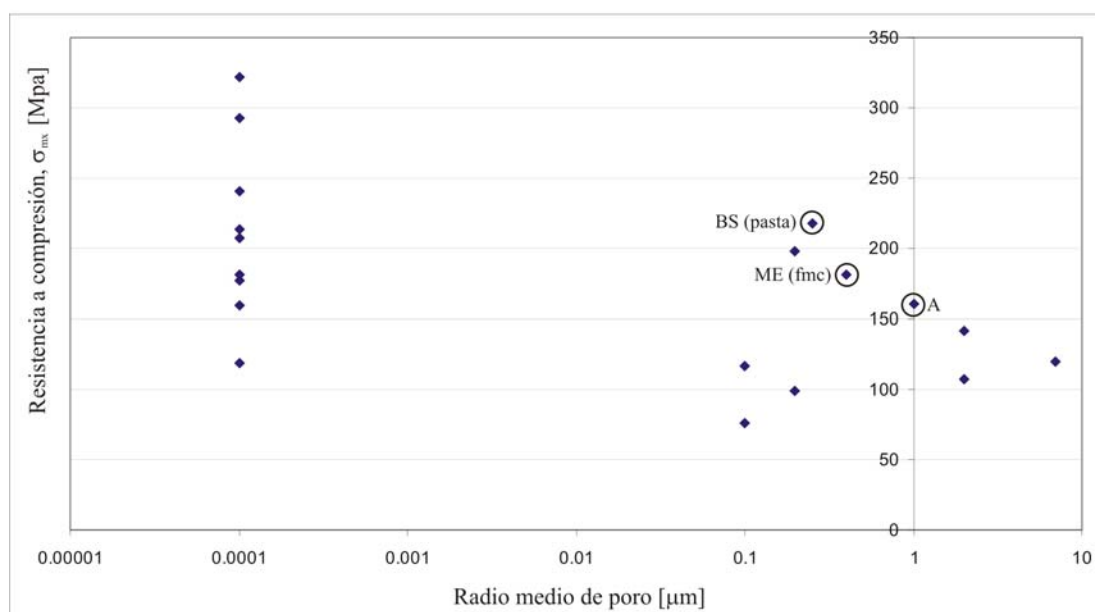


Figura 6-4: Resistencia mecánica (en microcompresión) frente al radio medio de poro.

anteriormente. Sin embargo, la elevada dispersión no permite afirmar que la geometría del poro sea el factor petrográfico más determinante en la resistencia mecánica de las rocas.

Influencia de la fábrica en la resistencia a compresión (escala mesoscópica)

Generalizando el estudio a una escala mesoscópica vemos que los resultados obtenidos no son tan nítidos. Esto se debe a la complejidad de las rocas, a la presencia de fisuras mesoscópicas y a la mayor dispersión de los parámetros petrográficos calculados (mayor variación del tamaño de cristal dentro de una misma probeta, apertura de los poros, etc).

La relación entre la resistencia máxima a compresión de las rocas y su tamaño medio de cristal muestra una elevada dispersión (figura 6-5). Considerando los materiales mayoritariamente calcíticos y con baja porosidad (inferior al 1%: BA, BT y GM) vemos que se puede definir una tendencia más o menos clara. Sobre esta tendencia podemos realizar las siguientes observaciones:

- 1- El máximo de BA es ligeramente superior a la tendencia máxima y se encuentra asociado a probetas con un contenido elevado en dolomita (en microcompresión se demostró la dependencia de la resistencia mecánica y la mineralogía).

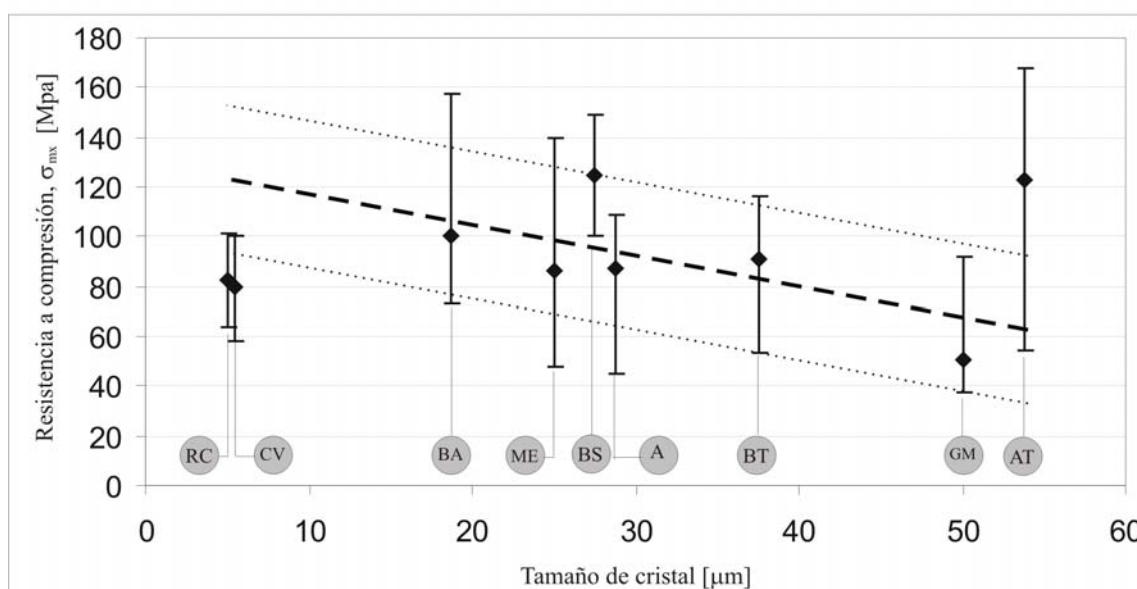


Figura 6-5: Resistencia mecánica frente al tamaño de cristal en ensayos de compresión (escala mesoscópica). Se muestra la tendencia general de los valores.

- 2- CV y RC poseen una resistencia a compresión mucho menor de la que cabría esperar por su tamaño de cristal. Esto se debe a la densa red de discontinuidades (estilolitos y vénulas) que atraviesan las probetas, y que actúan como nucleadores y concentradores de tensiones.
- 3- Los materiales dolomíticos (A, AT, BS y ME) muestran un comportamiento muy diferente al esperado según su mineralogía y sus tamaños de cristal:
 - Los valores más elevados de AT corresponden a probetas casi sin discontinuidades y una baja porosidad (escaso espaciado intercristalino). Por lo tanto la tendencia de los materiales dolomíticos debería ser paralela a la mostrada (materiales calcíticos) pero del orden de AT-máximo y AT-promedio. El valor mínimo de AT corresponde a probetas con abundantes fisuras y sobre todo con elevada porosidad intercristalina.
 - BS y A poseen una textura con elevada porosidad (pasta). En microcompresión vimos que las probetas de pasta poseen una resistencia mecánica muy inferior a la de los clastos, y dada la baja resistencia a mesoscala, podemos afirmar que el comportamiento mecánico viene condicionado por esta fase más porosa.
 - En ME también se observa un rango de valores muy inferior al esperado dada su mineralogía y su tamaño de cristal. En ME se solapa la influencia de diversos factores negativos para la resistencia mecánica como son: a) elevada densidad de fisuras,

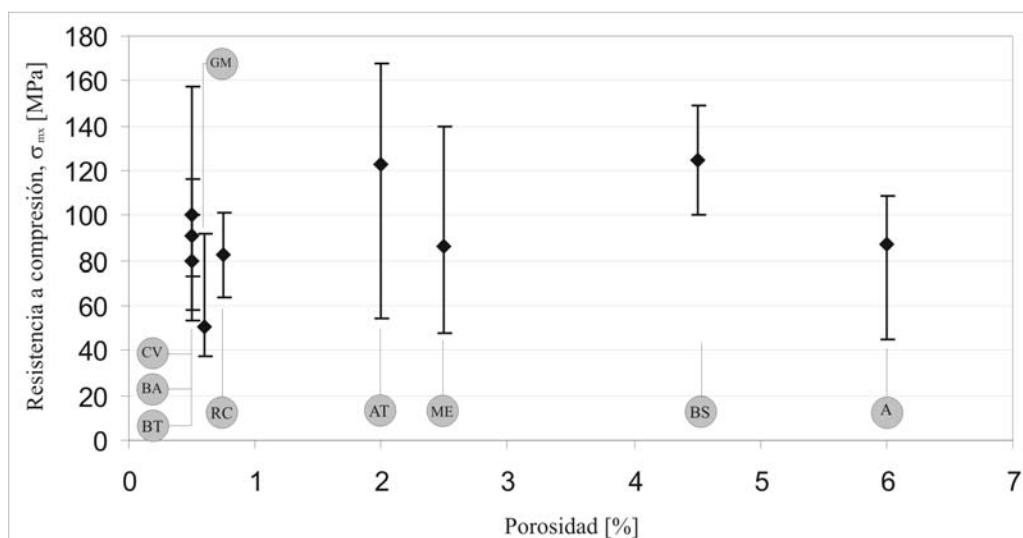


Figura 6-6: Resistencia mecánica (compresión a escala mesoscópica) frente a la porosidad media de los materiales.

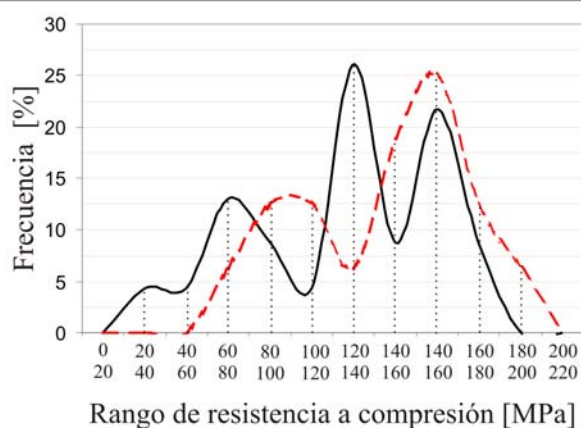
vénulas (algunas incluso con cementación parcial), etc; b) presencia de cemento calcítico con un tamaño de cristal que puede ser de orden milimétrico (en algunas probetas el contenido en este cemento blanco puede ser muy notable) y cuya resistencia a compresión es muy baja (microcompresión); y c) presencia del componente textural *fmc*, con una elevada porosidad y cuya resistencia mecánica es muy inferior a la de los clastos (microcompresión).

En la figura 6-6 se representa la relación entre la porosidad y σ_{mx} , mostrando la baja correlación existente entre ambos parámetros, a diferencia de lo observado en microcompresión. La ausencia de buenas correlaciones se debe a la elevada complejidad de estas rocas a escala mesoscópica. En concreto, la elevada dispersión de los datos está favorecida por la presencia de fisuras, estilolitos, etc., en la probeta, ya que provocan descensos de la resistencia a compresión sin incrementar notablemente la porosidad.

Por otra parte, la fábrica de los mármoles presenta unas características específicas respecto a la fábrica del resto de rocas. En las variedades AT (mármol dolomítico) y GM (mármol calcítico) se observa un marcado bandeado metamórfico y una fuerte orientación de los blastos. En el resto de variedades estudiadas, los cristales de calcita y dolomita se encuentran orientados aleatoriamente en la roca. En la figura 6-7 se muestran los valores de la resistencia a compresión en AT y GM mostrando la relación entre la dirección de carga y el bandeado metamórfico (paralela o perpendicular).

Mármol dolomítico: AT

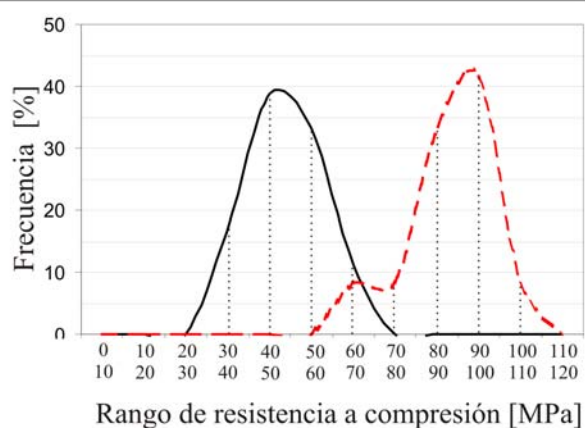
Número de muestras ensayadas: 40
(23 paralelamente al bandeado; 17 perpendicularmente)



— Dirección de carga paralela al bandeado
- - - Dirección de carga perpendicular al bandeado

Mármol calcítico: GM

Número de muestras ensayadas: 32
(18 paralelamente al bandeado; 14 perpendicularmente)



— Dirección de carga paralela al bandeado
- - - Dirección de carga perpendicular al bandeado

Figura 6-7: Valores de resistencia a compresión (en mármoles) en función de la relación entre la dirección de carga y el bandeado metamórfico.

En esta gráfica se observa que:

- 1- La resistencia mecánica en el mármol dolomítico (AT) no muestra dependencia con la dirección ensayada (paralela o perpendicular al bandeado metamórfico).
- 2- En el caso de los mármoles calcíticos, con un bandeado metafórico marcado (GM), la resistencia mecánica sí muestra dependencia respecto la dirección ensayada (paralela o perpendicular al bandeado). Esta resistencia a compresión es mayor en la dirección perpendicular que en direcciones paralelas.

Influencia del tamaño de cristal en el módulo de elasticidad (microcompresión).

El comportamiento elástico de las texturas (individualmente) muestra una buena correlación con el tamaño de cristal (figura 6-8).

De esta gráfica se obtienen los siguientes resultados:

- las rocas son más rígidas cuanto menor es el tamaño medio de cristal.
- el módulo de Young de las rocas estudiadas no depende tan claramente de su mineralogía, ya que los valores de aquellas texturas básicamente dolomíticas se encuentran intercalados con los de texturas calcíticas (a diferencia de lo que ocurría en σ_{mx}).

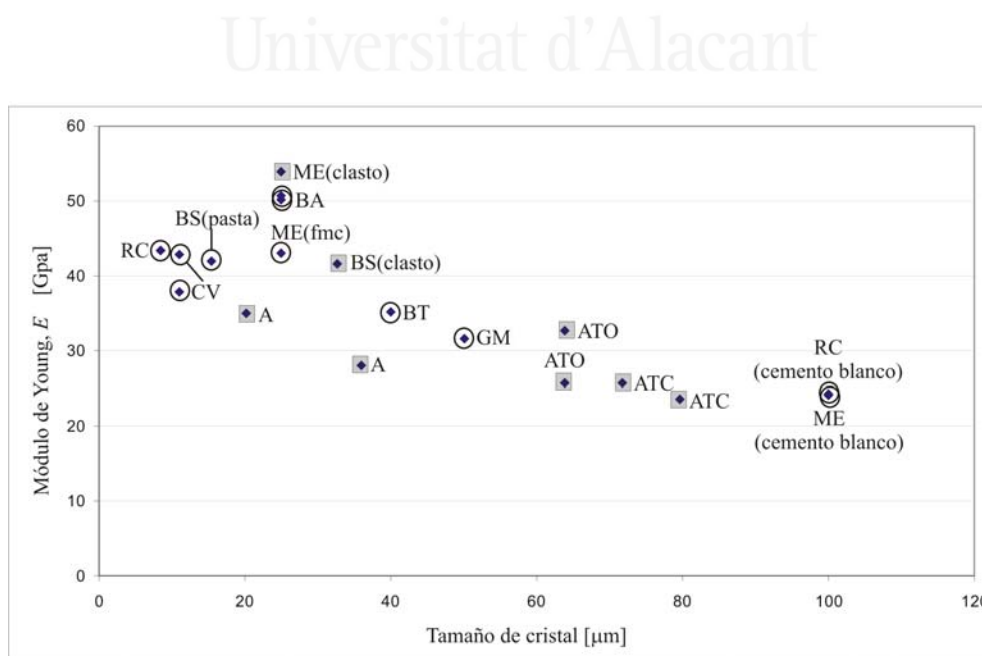


Figura 6-8: Módulo de Young medio frente al tamaño de cristal medido en ensayos de microcompresión. Los valores recercados con un cuadro gris indican texturas dolomíticas.

Influencia de la porosidad en el módulo de elasticidad (microcompresión).

La porosidad muestra una buena correlación con E (figura 6-9).

De esta gráfica se desprende que:

- 1- Cuanto menos porosa es una roca, más rígida resulta frente sollicitaciones externas.
- 2- Sin embargo, al igual que ocurría con σ_{mx} , BS-pasta, ME-fmc y A poseen valores de E^{med} superiores a los que le corresponderían.

Cuando se estudió este caso en relación con la resistencia a compresión, existían inicialmente dos hipótesis para justificar los valores elevados de estas texturas: su mineralogía (con un importante contenido dolomítico) y el aspecto tridimensional de sus poros. En este caso, la mineralogía no puede ser causa de este elevado valor, ya que como vimos en la figura anterior (figura 6-8), el módulo de Young no depende de la mineralogía. Por lo tanto, el módulo de Young es dependiente de la geometría del poro, tal y como se muestra en la figura 6-10 (relacionando la apertura del poro con el módulo de Young).

De esta forma, dados dos materiales con igual porosidad, es más rígido aquel que tenga una proporción apertura/longitud en sus poros más elevada.

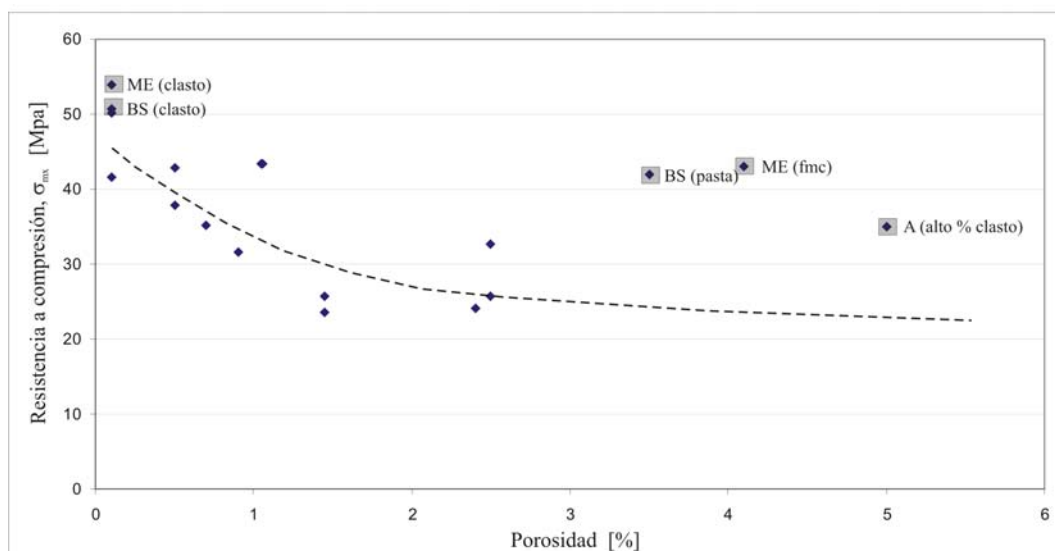


Figura 6-9: Módulo de Young medio frente a la porosidad (microcompresión).

Influencia de la fábrica en el módulo de elasticidad (escala mesocópica).

Llevando el estudio a mesoescala, vemos que no se obtienen correlaciones tan claras como en los ensayos de microcompresión. En las figuras 6-11 y 6-12 se representan los valores de E respecto el tamaño medio de cristal de cada material y su porosidad (respectivamente). La dispersión de los valores en ambos casos es muy elevada.

A pesar de la elevada dispersión de los datos en ambas gráficas, en la figura 6-11 es posible trazar una tendencia general en los datos (cuanto mayor tamaño de cristal, menor rigidez) Además, podemos afirmar que:

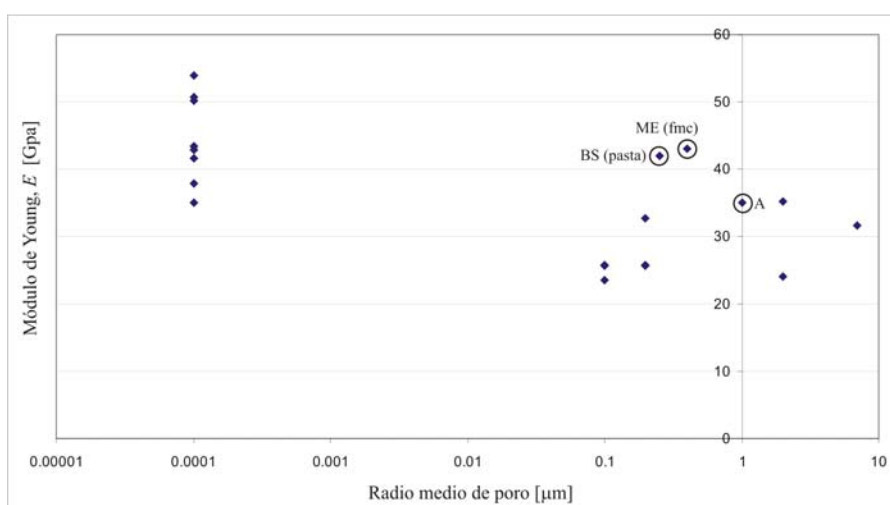


Figura 6-10: Módulo de Young medio (en microcompresión) frente al logaritmo del radio medio de poro.

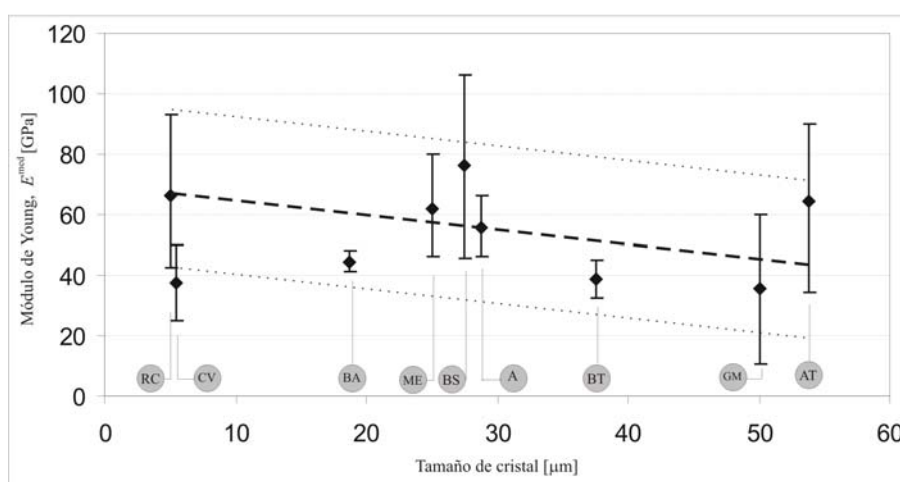


Figura 6-11: Módulo de Young frente al tamaño de cristal en ensayos de compresión (mesoescala). Se muestran la tendencia general de los valores.

- 1- la presencia de diferentes texturas en una misma probeta (con diferentes tamaños de cristal, espaciado, porosidad, etc), así como la presencia de discontinuidades (estilolitos, vénulas, fisuras, etc) recalca en la complejidad de predecir la rigidez de una roca frente la aplicación de un esfuerzo externo.
- 2- Sí parece existir cierta coherencia en todos los resultados ante la nula influencia de la mineralogía en el valor del módulo de Young.

En la figura 6-13 se muestra la relación entre el módulo de Young medio y secante en cada variedad. La diferencia entre E^{med} y E^{sec} es un indicativo de la presencia de deformación plástica inicial en la roca.

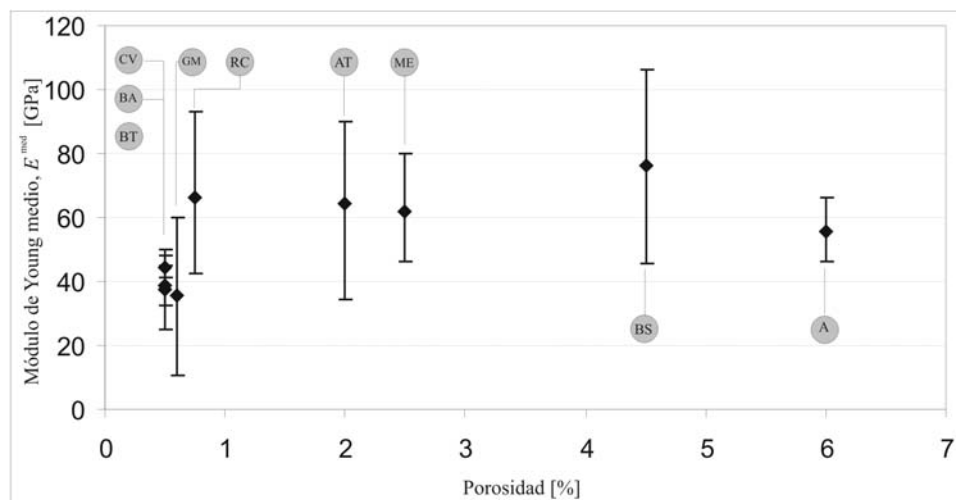


Figura 6-12: Módulo de Young medio frente a la porosidad en ensayos de compresión (mesoescala).

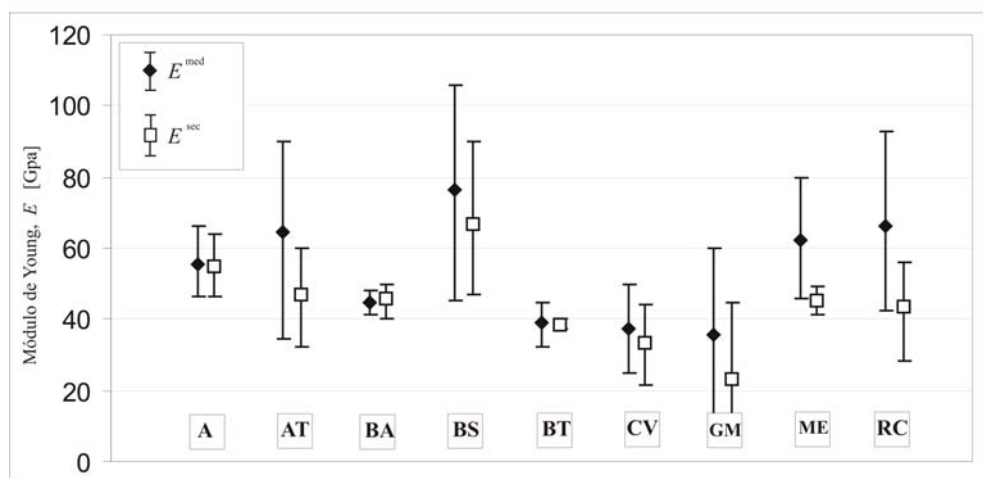


Figura 6-13: Rango de valores del módulo de Young medio (E^{med}) y secante (E^{sec}) en cada variedad estudiada.

Comparando ambos valores (E^{med} y E^{sec}) observamos que las variedades que presentan mayor deformación plástica son RC, ME, AT y GM, mientras que la disminución en CV o BA es escasa.

GM, AT, CV o BA únicamente muestran un componente textural y por lo tanto poseen un rango de tamaño de cristal más o menos constante. Sin embargo, RC y ME presentan una compleja fábrica con más de un componente textural. Uno de estos componentes es el cemento calcítico blanco, que en ocasiones puede resultar muy abundante en la probeta (tanto en ME como en RC). El tamaño de cristal en este cemento calcítico puede alcanzar el orden milimétrico.

Por lo tanto, existe una relación entre el tamaño de cristal y la deformación plástica inicial sufrida por la roca: mayor tamaño de cristal (GM o AT), mayor deformación plástica. En rocas con más de un componente textural (RC o ME) la deformación plástica total de la roca viene condicionada por el comportamiento de aquel componente menos elástico (cemento calcítico). En rocas con tamaño de cristal bajo (CV o BA) su deformación plástica es escasa.

6.3.2. Evolución de las propiedades mecánicas durante la alteración.

Evolución de la resistencia a compresión durante la alteración

Desde un punto de vista global, en la figura 6-14 se comparan los valores máximos, medios y mínimos de resistencia a compresión en cada

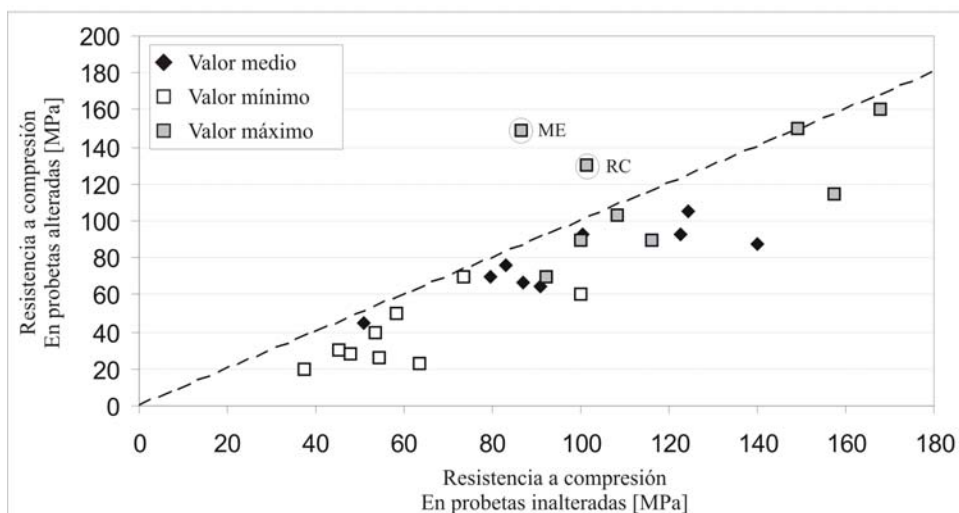


Figura 6-14: Comparación de los valores máximo, medio y mínimo de la resistencia a compresión en probetas alteradas e inalteradas.

material, tanto en su estado inalterado como en su estado alterado. La recta punteada muestra la posición ideal de los puntos si tras la alteración de las rocas no existiese degradación en su comportamiento mecánico (pendiente igual a 1).

En esta gráfica se observa que:

- 1- Los puntos se encuentran por debajo de la recta con pendiente igual a 1, lo cual muestra que todas las probetas sufren un empeoramiento de sus características mecánicas en mayor o menor grado. La evolución concreta de cada material se muestra en la figura 6-15.
- 2- Únicamente dos valores se encuentran por encima de la recta: ME-mx y RC-mx (valores máximos de ME y RC). Su posición por encima de la recta con pendiente igual a 1 muestra que tras la alteración de las probetas han mejorado sus características mecánicas. Esto que en principio sería contradictorio, no lo es si consideramos que el ensayo de resistencia a compresión es un ensayo destructivo, y por lo tanto no se ensaya la misma probeta antes y después de los ciclos de degradación. Por lo que la lectura real de estos valores se ceñiría al hecho de que las probetas con mayor resistencia a compresión tras los ciclos de degradación han sufrido una alteración mínima y las características mecánicas en su estado inalterado son aún mejores que las de las probetas inalteradas ensayadas inicialmente.

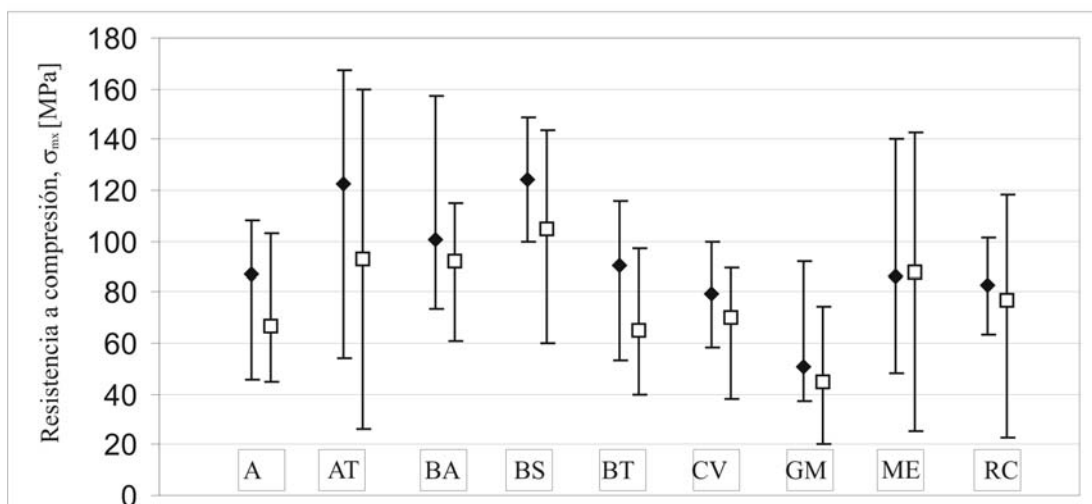


Figura 6-15: Resistencia a compresión de las distintas variedades estudiadas. Rombos sólidos: valores de probetas inalteradas. Cuadros huecos: valores de probetas alteradas.

En la figura 6-15 podemos observar que:

- 1- Los materiales que mayor descenso de su resistencia a compresión muestran son BA, BT, GM y CV. Estas rocas corresponden a los materiales calcíticos que sufren un incremento en el número de fisuras, y/o un aumento de su apertura, durante la alteración.
- 2- Los materiales principalmente dolomíticos (A, AT, BS y ME) sufren poca variación, asociada a la escasa degradación que sufren sus probetas. Únicamente se registran valores menores en los mínimos de AT, BS y ME debido a la aparición de fisuras tras los ciclos de cristalización de sales.
- 3- RC también sufre importantes disminuciones en sus valores medios y mínimos, asociado a la aparición y desarrollo de numerosas fisuras. Sin embargo, su valor máximo es superior en el grupo de probetas alteradas (tal y como se ha visto y justificado en la gráfica anterior).

La aparición y desarrollo de fisuras va a jugar, por lo tanto, un papel esencial en la resistencia máxima a compresión de las probetas. Este hecho es más patente cuando se estudia la evolución de cada variedad individualmente (figuras 6-16, 6-17 y 6-18).

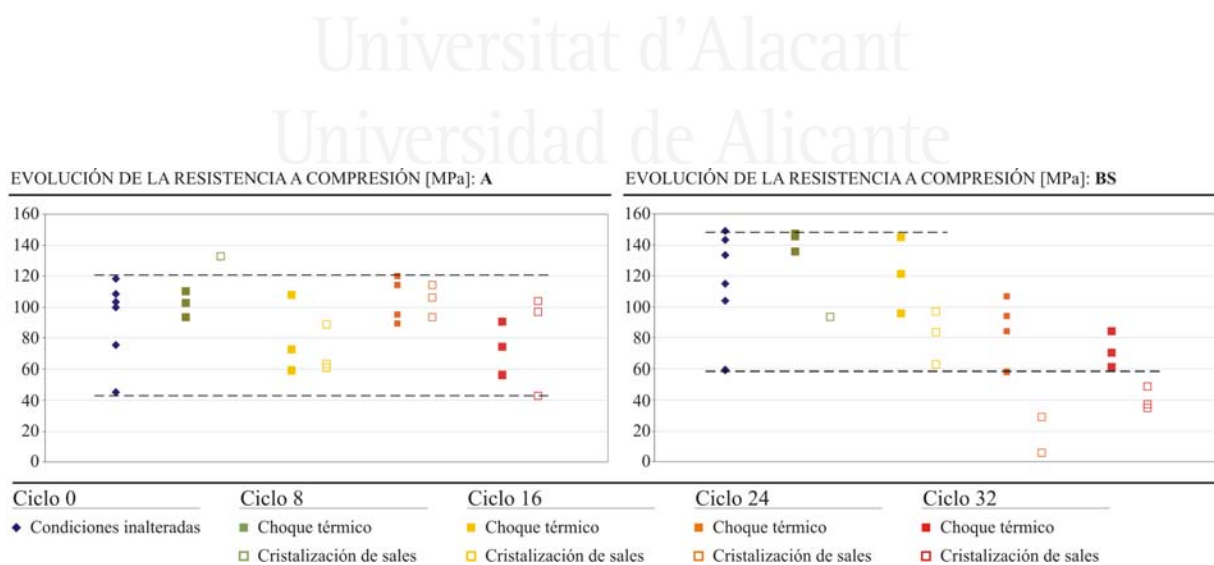


Figura 6-16: Evolución de la resistencia a compresión en las probetas de las variedades del tipo I. Las líneas discontinuas marcan los límites superior e inferior de las probetas en estado inalterado.

Evolución de la resistencia a compresión en rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo I

En la figura 6-16 se muestra la evolución de las variedades englobadas en las rocas carbonáticas de baja porosidad de tipo I (A y BS). Éstos se caracterizan por poseer un componente textural altamente poroso (pasta) y otro poco poroso (clasto). Su degradación tras los ciclos de sales y choque térmico es diferente en cada uno de los materiales: en A la degradación es mínima, mientras que en BS hay importantes pérdidas de material y aparición de fisuras.

De la evolución mecánica de cada material se observa que:

- 1- En A, los valores de la resistencia a compresión en las probetas de los Grupos 8, 16, 24 y 32 se encuentran dentro de los límites marcados por las probetas inalteradas de el Grupo 0 (no existe degradación mecánica).
- 2- En BS, la resistencia mecánica empeora al aumentar los ciclos de alteración. A partir del ciclo 24 de cristalización de sales, en BS comienzan a ser significativas las pérdidas de material y la aparición de fisuras (en choque térmico no existe alteración). Consecuentemente, la respuesta mecánica en estas probetas es paulatinamente peor (en choque térmico la resistencia mecánica siempre se encuentra dentro de los límites establecidos por la resistencia de las probetas inalteradas).

Evolución de la resistencia a compresión en rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo II.

Los carbonatos con baja porosidad de tipo II se caracterizan por poseer un numero elevado de discontinuidades a mesoescala de tipo fisura, vénula o estilolito (la variedad BA se incluye en este grupo ya que, aunque es altamente homogénea, su degradación conlleva la aparición de numerosas fracturas de apertura mínima). La alteración de las variedades calcíticas (BA, CV y RC) se produce mediante el desarrollo de las discontinuidades (aumento de la longitud de las fisuras o de su apertura, aparición de fisuras nuevas, etc), observándose tanto en los ciclos de choque térmico como en los ciclos de sales (aunque el desarrollo es más importante en estos últimos). La alteración de las variedades dolomíticas (ME) es escasa dada su elevada estabilidad mineralógica, y únicamente se circunscribe a la pérdida de material y aparición de fisuras, estando ambos casos vinculados al contenido en *fmc*. Las fisuras en este caso únicamente alcanzan importancia relevante en las probetas de el Grupo 32 ensayadas en sales.

De la evolución mecánica de cada material (figura 6-17) se observa que la aparición de fisuras genera, por regla general, una disminución de la resistencia mecánica. Sin embargo la importancia de la disminución va a depender del desarrollo de la fisura, de su orientación y posición en la probeta:

- 1- En ME la frecuente ausencia de cementación en sus vénulas da lugar a que existan fisuras con importantes aperturas. Las probetas con estas fisuras abiertas (indicadas con círculos rojos) poseen una resistencia sensiblemente menor que el resto (valores por debajo del límite marcado).

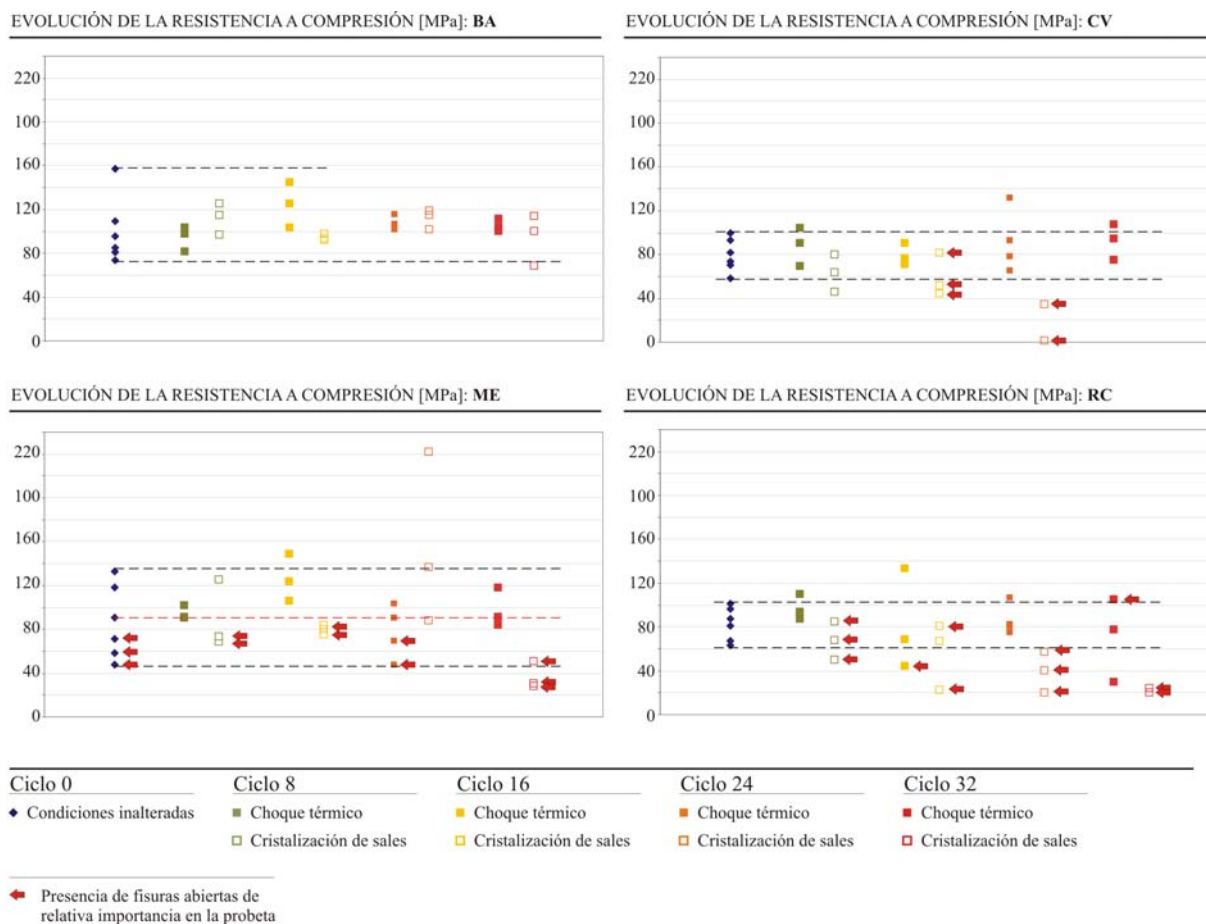


Figura 6-17: Evolución de la resistencia mecánica en las probetas de las variedades del tipo II. Las líneas discontinuas marcan los límites superior e inferior de las probetas en estado inalterado.

- 2- En BA, sin embargo, aparecen numerosas fisuras durante su alteración, pero su apertura es mínima (micrométrica). En este caso, no existen descensos notables de σ_{mx} , pero sin embargo, la presencia de estas fisuras en la probeta sí que disminuye la probabilidad de alcanzar valores similares a los máximos obtenidos en su estado inalterado.
- 3- En el caso intermedio de materiales con fisuras más o menos abiertas (RC o CV), la influencia de éstas en la resistencia a compresión es relativa y depende de su orientación y posición dentro de la probeta. Existen ejemplos en el Grupo 8, 16 y 32 de RC, o en el Grupo 24 de CV, donde probetas marcadas con círculo rojo (presencia de fisuras importantes) presentan una resistencia similar, o no mucho menor que en las probetas inalteradas. En estos casos, las fisuras presentaban una posición marginal en la probeta y/o una orientación más o menos perpendicular a la dirección de carga.
- 4- En RC, ME y CV también encontramos ejemplos (en los Grupos 16, 24 y 24, respectivamente) de probetas alteradas que muestran resistencias superiores a las registradas en muestras inalteradas. Estos valores corresponden a probetas con una homogeneidad mayor a la de las probetas inalteradas, que han sufrido una alteración mínima.
- 5- Por último, resaltar el hecho de que el gran desarrollo y abundancia de fisuras en CV durante el ensayo de cristalización de sales, da lugar a la completa pérdida de las probetas de el Grupo 32.

Evolución de la resistencia a compresión en rocas carbonáticas con baja porosidad de tipo III.

Dentro del tipo III de carbonatos con baja porosidad se engloban los mármoles. Los mármoles dolomíticos se caracterizan por su estabilidad física y mineralógica frente la alteración por choque térmico y cristalización de sales, mientras que los mármoles calcíticos sufren el desarrollo de fisuras (tanto a micro como a mesoescala). La figura 6-18 muestra la evolución de la resistencia mecánica de AT, BT y GM.

Los aspectos más relevantes de la evolución de la resistencia a compresión durante la degradación de estos mármoles son:

- 1- En AT (mármol dolomítico) no existe disminución de la resistencia a compresión, quedando todos los valores dentro del mismo rango medido en las probetas inalteradas. Esto es consecuencia de la ausencia de alteración petrográfica durante los ciclos de sales y choque térmico. Únicamente alguna probeta de ATO, en el Grupo 32, muestra un desarrollo importante de fisuras (asociada a la

cristalización de sales), presentando por lo tanto un valor menor de resistencia a compresión.

2- Los mármoles calcíticos, sin embargo, sí muestran evolución mecánica frente la degradación de las muestras:

- Si no existe bandeo metamórfico (BT) la evolución de σ_{mx} se limita a una disminución de los valores máximos registrados. Mayoritariamente, la resistencia mecánica de las probetas alteradas está dentro del rango de las probetas inalteradas. La aparición puntual de fisuras mesoscópicas en este mármol da lugar a descensos más importantes de σ_{mx} .
- Si los mármoles presentan un bandeo metamórfico marcado (GM), existe una pronunciada disminución de σ_{mx} conforme aumenta la degradación de los mármoles (concordante con lo visto por Ferrero y Marini, 2001; y Yavuz y Topal, 2007). Los descensos de σ_{mx} se registran en ambas dirección (paralela y perpendicular al bandeo) y en un orden de magnitud similar.

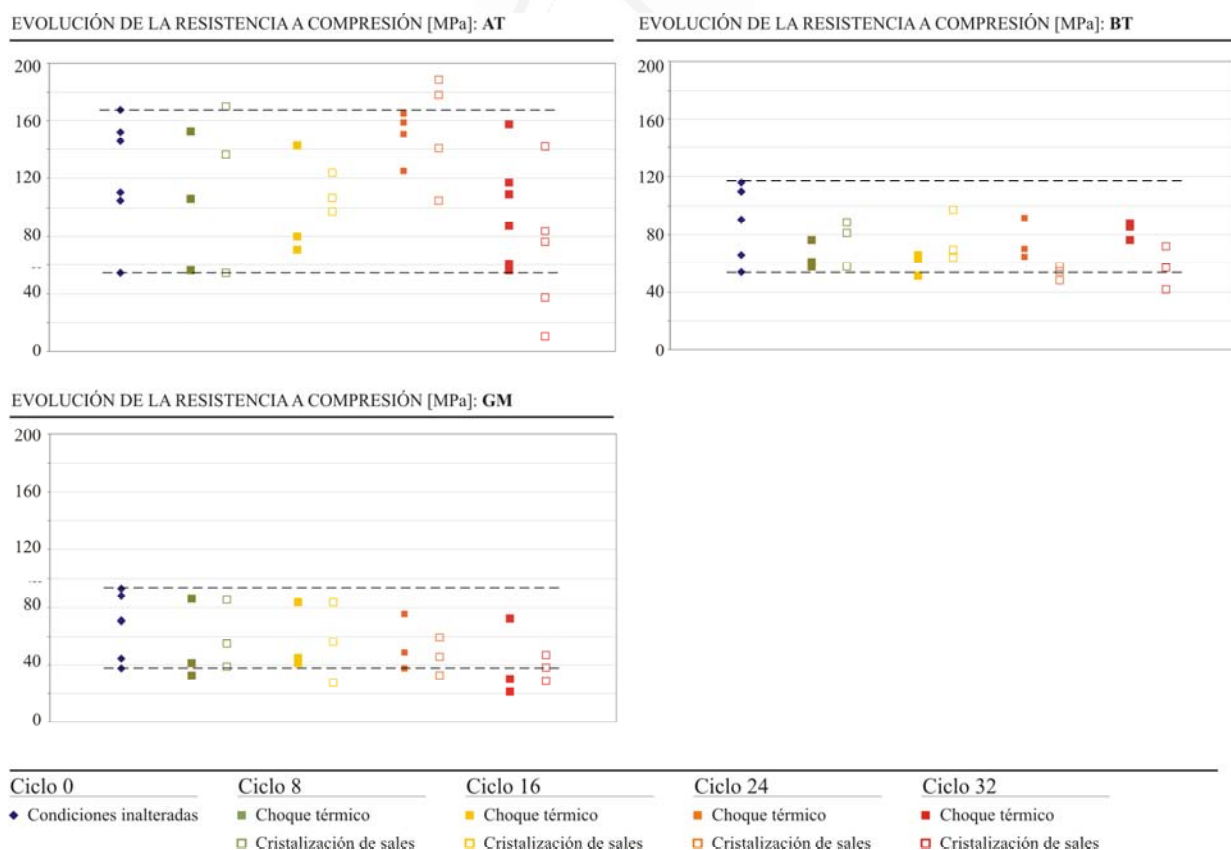


Figura 6-18: Evolución de la resistencia mecánica en las probetas de las variedades del tipo II. Las líneas discontinuas marcan los límites superior e inferior de las probetas en estado inalterado.

Evolución del módulo de elasticidad durante la alteración

El incremento del espaciado intercristalino y la aparición y desarrollo de fisuras durante la degradación de los carbonatos con baja porosidad tiene consecuencias mecánicas en el ámbito de la resistencia a compresión (tal y como hemos visto) así como en el comportamiento elástico de las rocas. La evolución elástica se puede producir desde dos aspectos diferentes, por una parte mediante la variación del módulo de Young medio (es decir, dando lugar a materiales alterados más o menos rígidos que los inalterados), o por otra, mediante la variación del módulo de Young secante (resultado de dos posibles procesos: mayor o menor comportamiento plástico de la roca; y/o mayor o menor rigidez).

En primer lugar se muestra la evolución del módulo de Young medio (reflejo de la rigidez de una roca) y el módulo de Young secante (suma del comportamiento elástico y plástico de la roca) al producirse la degradación de los materiales (figura 6-19).

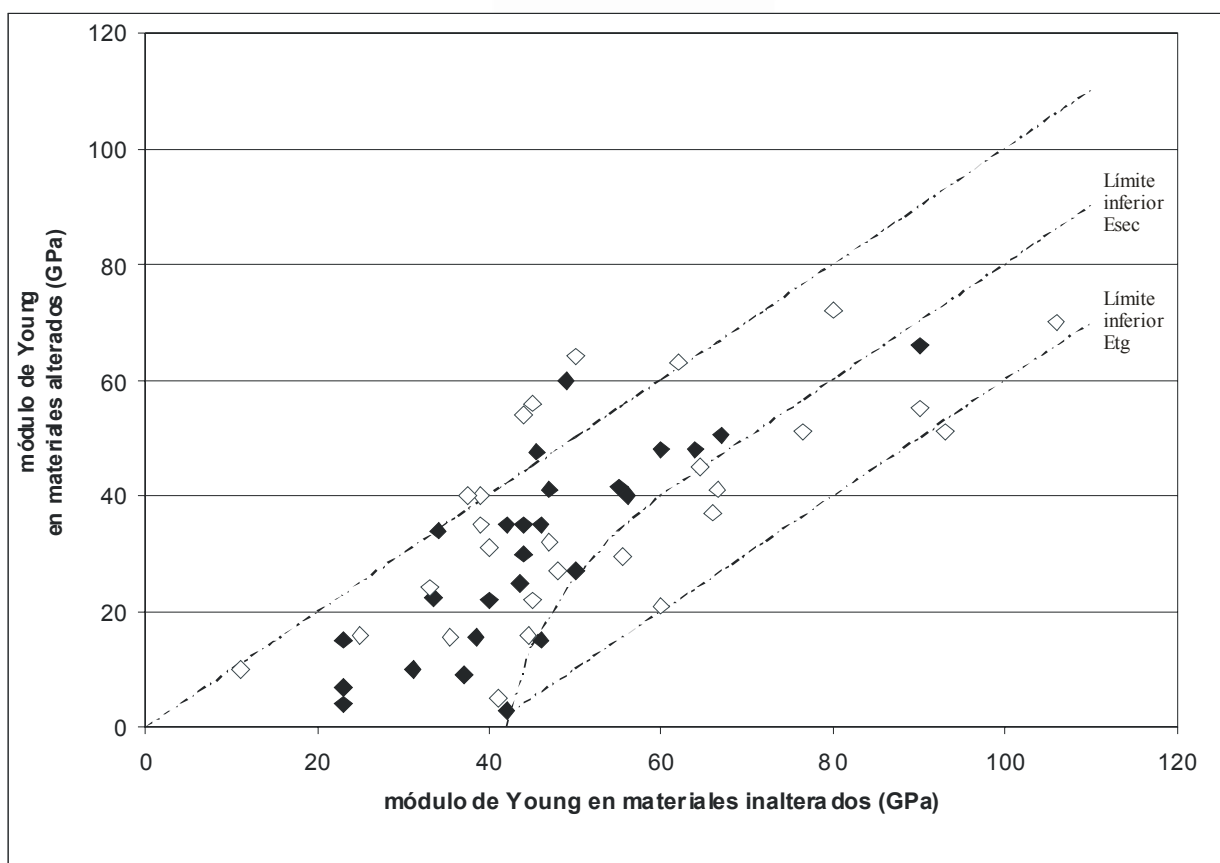


Figura 6-19: Representación de los valores máximos, mínimos y medios de módulo de Young secante (rombo sólido) y medio (rombo hueco) de las probetas alteradas frente sus respectivos en las probetas inalteradas. La recta superior corresponde a la línea sobre la que idealmente se ubicarían los

puntos de aquel material que no sufriera degradación de sus propiedades mecánicas (mostraría el mismo valor de E^{sec} y E^{med} antes y después de los ensayos de alteración). Las otras dos rectas corresponden al límite inferior de los valores de E^{sec} y el límite inferior de los valores de E^{med} .

De esta gráfica es importante destacar:

- 1- El límite inferior de los valores de E^{med} posee una pendiente igual a 1 (paralela al límite teórico superior), lo cual indica:
 - la rigidez de una roca no permanece constante frente la alteración.
 - la variación de la rigidez es independiente de su valor inicial en la probeta inalterada (es decir, las probetas con mayor rigidez inicial pueden sufrir el mismo incremento de degradación elástica que aquellas más deformables -menos rígidas-).
- 2- El límite inferior de E^{sec} no es paralelo a las otras dos rectas, por lo que:

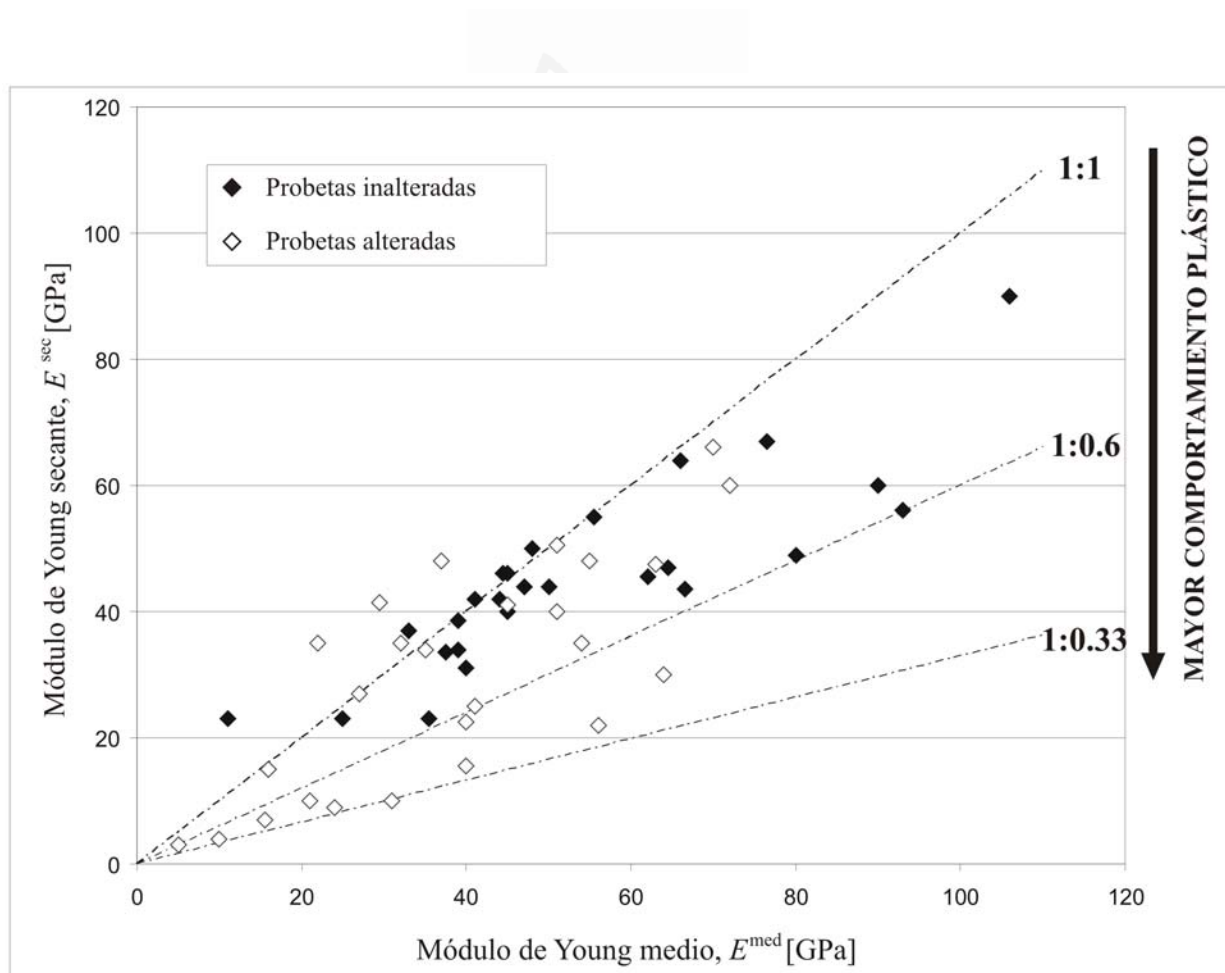


Figura 6-20: Representación de los valores de módulo de Young secante frente sus respectivos valores de módulo de Young medio.

- la plasticidad de una roca no permanece constante frente la alteración, sino que tiende a aumentar.
- el incremento de la plasticidad no es constante en todos los rangos de E^{sec} , sino que tiende a ser mayor cuanto menor es el valor inicial de E^{sec} (es decir, cuanto más plástico es inicialmente, más se incrementa el comportamiento plástico al alterarse).

En segundo lugar, se aborda la evolución durante la alteración del comportamiento plástico en los carbonatos con baja porosidad (figura 6-20). En esta gráfica se representa el módulo de Young secante respecto el medio. La proporción entre ambos es proporcional a la presencia de deformación plástica en el inicio de la curva esfuerzo-deformación. De esta forma, los puntos más próximos a la recta 1:1 prácticamente no poseen deformación plástica, mientras que conforme nos alejamos de esta proporción la plasticidad del material es más importante.

De esta gráfica se destaca que:

- 1- Las rocas en estado inalterado (rombo sólido) muestran escasa dispersión respecto la recta con pendiente igual a 1, quedando definidos sus valores entre esta pendiente y 0.6.
- 2- Conforme aumenta la alteración de estos carbonatos (rombo hueco), la dispersión de los valores aumenta, alejándose progresivamente de la proporción 1:1, llegando a encontrarse proporciones de 1:0.33 entre el módulo de Young secante y medio de una misma roca.
- 3- Las probetas inalteradas (rombos sólidos) que muestran valores más alejados de la proporción 1:1 corresponden a las rocas con mayor tamaño de cristal, o bien con componentes texturales macrocristalinos (RC, ME, AT y GM). Esto concuerda con lo visto en el punto 6.3.1 (*Influencia de la fábrica en el módulo de elasticidad -escala mesoscópica-*), donde se afirmaba que las texturas macrocristalinas no sólo llevan asociada una menor rigidez de la roca, sino que también aportan mayor plasticidad.
- 4- Sin embargo, los carbonatos alterados (rombos huecos) que más se alejan de la recta con pendiente igual a 1 (presentan mayor deformación plástica) son: BT, GM, CV, RC y BA. Estos materiales corresponden a los materiales calcíticos, y por lo tanto a aquellos materiales con una intensa alteración asociada básicamente al aumento del espaciado intercristalino y la aparición puntual de fisuras.

6.4. Discusión

La resistencia a compresión de las rocas carbonáticas con baja porosidad viene condicionada por la mineralogía, el tamaño de cristal, la geometría del poro y la porosidad de la muestra (en orden de importancia).

La influencia de la fábrica de las rocas en su comportamiento mecánico ha supuesto tradicionalmente un problema de difícil solución, ya que con los ensayos de compresión a mesoescala resulta complejo entender la influencia particular que cada elemento petrográfico ejerce en la respuesta mecánica. Sin embargo, estudiando el comportamiento tenso-deformacional particular de cada una de las texturas presentes en una roca (ensayos de microcompresión) ha sido posible avanzar en una primera aproximación a la jerarquización de los factores petrográficos más determinantes en su respuesta mecánica.

La mayor resistencia mecánica de las dolomías frente las calizas, y la prevalencia de la influencia mineralógica sobre el resto de parámetros petrográficos es un resultado acorde con los datos mostrados en Carmichael (1989), González de Vallejo et al. (2002), o Meng y Pan (2007).

Por otra parte, la influencia de la porosidad y el tamaño de cristal se ha abordado en numerosos trabajos (Hatzor y Palchik, 1997; Hatzor et al., 1997; Hatzor y Palchik, 1998; Wibberley et al., 2000; Prikryl, 2001; Palchik y Hatzor, 2002). La importancia de ambos parámetros radica en el hecho de que, por una parte, el tamaño de cristal es proporcional al tamaño de las microfisuras. Cuanto mayor sean estas microfisuras, la amplificación de los esfuerzos en el contorno de las mismas será mayor, y por lo tanto será necesario un esfuerzo externo menor para propagar inestablemente las fracturas. La amplificación de los esfuerzos viene cuantificado por el *factor de concentración de tensiones* (K_t), cuya expresión mediante la ecuación (6-1) demuestra la influencia de la cuestionada longitud de las fisuras (ecuación obtenida a partir de la teoría de Griffith):

$$K_t = 2 \left(\frac{a}{\rho_t} \right)^{1/2} \quad (\text{Ec. 6-1})$$

donde: a es la semi-longitud de una grieta en el interior de la roca (semi-longitud del cristal) y ρ_t es el radio de curvatura en el extremo de dicha grieta (Callister, 1995).

Por otra parte, el valor de la porosidad de una roca es función directa de la cantidad de defectos que contiene así como del tamaño de los mismo. De esta forma, la porosidad también se encuentra relacionada con los procesos de amplificación de esfuerzos en la roca. En particular, Hatzor y Palchik (1997) desarrollan con profusión el tema, ofreciendo finalmente una aproximación compleja a la influencia del tamaño de cristal y porosidad en la resistencia a compresión uniaxial. En este trabajo se concluye que dado un tamaño de cristal constante, el incremento de porosidad da lugar a descensos en la resistencia mecánica mucho más acusados cuando los valores de porosidad son bajos (entre el 4 y el 10%), y menos acusados cuanto mayor es la porosidad de la roca. Si embargo, si consideramos la porosidad constante en un material, la resistencia disminuye al aumentar el tamaño de cristal y de forma uniforme (sea cual sea el rango en el que nos encontremos). Estos resultados son acordes con los obtenidos en esta Tesis. Sin embargo, las rocas empleadas en el trabajo de Hatzor y Palchik presentan una geometría en sus poros más o menos constante y de tipo bidimensional (porosidad intercrystalina), por lo que estos resultados son concordantes entre sí, pero es de prever que no lo sean ante otros materiales con geometrías diferentes en sus poros.

La importancia de la geometría de la discontinuidad (poro o fisura), referida a la proporción entre su apertura y su longitud, se debe a que implícitamente conlleva una mayor o menor curvatura en sus extremos. Dicha curvatura condiciona la concentración de tensiones en las discontinuidades, tal y como se observa en la ecuación 6-1. De forma que cuanto mayor sea el radio de curvatura (porosidad más esférica o tridimensional) menor será la concentración de tensiones en el contorno de la discontinuidad, y por lo tanto mayor será la sollicitación externa necesaria para la propagación inestable de las fisuras. Esto concuerda con los resultados obtenidos en esta investigación, donde las texturas con una proporción apertura/longitud de sus poros alta (tridimensional) dan lugar a mayores resistencias mecánicas que una textura con porosidad semejante y porosidad bidimensional.

Las satisfactorias conclusiones obtenidas mediante el estudio aislado de las diferentes texturas que conforman las rocas empleadas en esta Tesis (microcompresión) nos permiten conocer la influencia aislada de cada uno de los parámetros petrográficos considerados. Sin embargo, cuando abordamos el estudio de la resistencia a compresión en muestras a escala mesoscópica vemos que la influencia de cada uno de los parámetros es menos nítida. Esto es debido a la elevada complejidad de los materiales pétreos, en los que dentro de una misma muestra coexisten diversas texturas diferentes. Esta elevada complejidad da lugar a que exista una elevada dispersión respecto al tamaño medio de cristal o respecto al valor medio de porosidad. Este hecho, junto con la presencia de discontinuidades a mesoescala de tipo fisura, vénula o estilolito, que contribuyen a aumentar la complejidad estructural de la roca, da lugar a que la predicción de la resistencia a compresión de una roca a partir de sus características petrográficas sea altamente compleja.

La presencia de fisuras a mesoescala constituyen focos de nucleación de fisuras y provocan consecuentemente un descenso de la resistencia a compresión de la roca, aunque la magnitud de dicho descenso depende de la apertura, orientación y la posición relativa de la fisura dentro de la probeta.

En la figura 6-17 se veía cómo las fisuras a mesoescala generaban descensos en la resistencia a compresión. Por una parte, las vénulas con cementación parcial de ME daban lugar a apertura muy importantes, y su efecto en la resistencia mecánica era muy significativo. Por otra parte, BA presentaba fisuras de escasa apertura y los descensos eran muy suaves. En una posición intermedia se encontraban las probetas de CV y RC, en las que las fisuras presentaban una apertura más o menos importante, y los descensos asociados dependían de ello, además de la orientación y de su posición relativa en la probeta.

La influencia de las fisuras en la resistencia mecánica es un tema abordado en diversas ocasiones. Cuando una roca que contiene una discontinuidad se somete a una sollicitación externa, el esfuerzo alrededor de la fisura se descompone en dos componentes, uno normal (perpendicular a la superficie) y otro de cizalla (paralelo). Cuando una fisura posee sus superficies lisas y está totalmente cerrada, el desplazamiento asociado a esta situación tensional depende fundamentalmente de la fricción interna de la fisura (Walsh, 1965a; Wittke, 1990). Sin embargo, en la realidad, la rugosidad de las fisuras y las posibles zonas de apertura (incluso en fisuras aparentemente cerradas) da lugar a que la situación tensional generada alrededor de la fisura sea más compleja (Ju et al., 2007). Ante esta realidad, las fisuras cerradas muestran numerosos puntos donde las tensiones se amplifican y concentran (puntos de contacto en los extremos de las zonas abiertas y quiebros en la superficie irregular). Cuando el esfuerzo amplificado en estos puntos supera cierto umbral, se generan fisuras que se propagan en dirección aproximadamente paralela a la dirección de la carga (Lockner, 1995; Li et al., 1998; Wibberley et al., 2000;), en vez de realizarlo en la dirección de la fisura mesoscópica. Esto justificaría el hecho de que en escasas ocasiones, la rotura a compresión de las probetas se realiza a favor de discontinuidades previas (discontinuidades con bajo ángulo de rozamiento interno). Por este motivo, la única presencia de fisuras en BA, CV, ME y RC (aunque su apertura es mínima) da lugar a valores máximos de resistencia a compresión más bajos de los esperados, aunque su escasa importancia no es suficiente para generar descensos importantes en sus valores mínimos.

De la explicación anterior también se desprende el por qué la presencia de vénulas parcialmente cementadas en ME implican descensos importantes en la resistencia a compresión. Anteriormente se había comentado que en los bordes de las zonas abiertas (donde no hay transmisión de carga) se genera la concentración y amplificación de tensiones. En este sentido, cuanto mayor sea la apertura de la fisura, más difícil será su cierre durante el proceso de carga, y por lo tanto mayores concentraciones de tensiones se producirá en su borde. Por otra

parte, la mayor longitud de las fisuras abiertas de ME da lugar a que la amplificación sea también mayor. Por estos motivos la resistencia mecánica en las probetas de ME con fisuras abiertas es sensiblemente menor.

Por último, la orientación de las fisuras también es un aspecto importante, sobre todo en fisuras con apertura intermedia (CV o RC). En Ranjith et al. (2004) se muestra la expresión de los esfuerzos normal y tangencial generados alrededor de una fisura. En ambas ecuaciones interviene el ángulo que forma la discontinuidad con la dirección de carga. Se concluye que las discontinuidades más desfavorables son las contenidas entre 55 y 75°, aunque en otros trabajos el rango es más amplio (40-70° en Li et al., 1998). La mayor o menor verticalización depende del ángulo de rozamiento interno de las fisuras.

El aumento del espaciado intercrystalino durante la alteración de mármoles calcíticos da lugar a una mayor facilidad en la propagación de las microfisuras, y por lo tanto a un descenso de la resistencia mecánica.

Tal y como hemos visto en razonamientos anteriores, el tamaño de cristal de una roca influye en el esfuerzo mínimo necesario para iniciar la propagación de las fisuras, ya que cuanto mayor sea el defecto (cuantificado indirectamente por el tamaño de cristal) mayor será la concentración y amplificación de los esfuerzos en sus extremos. Por lo tanto, es necesaria una carga menor para provocar la rotura y colapso de la probeta. Sin embargo, este razonamiento no justifica el hecho de que la resistencia mecánica disminuya al aumentar la alteración de los mármoles calcíticos, ya que el tamaño de cristal permanece constante antes y después de los ensayos de degradación. A su vez, la aparición de fisuras a mesoescala es posterior al registro de los primeros descensos de resistencia mecánica, por lo que debe existir algún otro factor que lo provoque.

La resistencia mecánica depende tanto de la resistencia mínima necesaria para iniciar la propagación de las fisuras, pero también de la facilidad que éstas encuentren para propagarse y coalescer por el material. Texturas que ofrecen mayor facilidad para dicha propagación registrarán valores de resistencia mecánica inferiores a aquellas en las que sea más lenta. En este sentido, tamaño de cristal grandes y ángulos de fricción bajos dan lugar a una mayor facilidad (Li et al., 1998; Prikryl, 2001).

Cuando se altera un mármol calcítico, el espaciado intercrystalino aumenta, así como aparecen más marcadas las maclas y líneas de foliación dentro de los cristales. De esta forma, las superficies intercrystalinas poseen un ángulo de rozamiento interno menor que el inicial, por lo que la propagación de las fisuras a través de dichas superficies, así como a través de superficies de macla, es mucho más rápida. Además, cuanto mayor es la longitud de estas superficies, más rápida se produce la propagación.

La rigidez de un material depende de su tamaño de cristal, su porosidad y la geometría de los poros, mientras que es independiente de su mineralogía (en rocas carbonáticas).

Según la teoría básica (Walsh, 1965a; Wittke, 1990; Chen y Lin, 2004; Meng y Pan, 2007), una vez cerradas todas las microfisuras existentes en la roca durante los primeros instantes de carga, los esfuerzos aplicados sobre la muestra se absorben de forma elástica por parte de los minerales. De esta forma se podía interpretar que la mineralogía es determinante en el comportamiento elástico de las rocas. Sin embargo, los resultados obtenidos en esta Tesis muestran que E^{med} posee buenas correlaciones tanto con el tamaño de cristal como con el espaciado intercrystalino y la porosidad. E^{med} sin embargo, no muestra dependencia con la mineralogía, siendo evidente que su influencia queda relegada a un plano de menor importancia (en las rocas carbonáticas estudiadas).

Diversos trabajos corroboran, si no la ausencia de influencia de la mineralogía en el comportamiento elástico de las rocas, sí la mayor importancia de otros parámetros como la porosidad, presencia de fisuras o el tamaño de cristal (Walsh 1965b; Gupta y Rao, 2000; Palchik y Hatzor, 2002; Heap y Faulkner, 2008). Además, los materiales alterados muestran valores de E^{med} sensiblemente menores que los obtenidos en probetas inalteradas. Este hecho no sería justificable si toda la energía fuese absorbida elásticamente por los cristales (dependencia exclusiva de la mineralogía), ya que la mineralogía es exactamente la misma antes y después de la alteración.

Para explicar la influencia del tamaño de cristal, la porosidad y la geometría de los poros en el comportamiento elástico de las rocas recurrimos a la ecuación que define el esfuerzo (σ_1^c) necesario para cerrar un defecto previo existente en una roca (Ec. 6-2) (Li et al., 1998):

$$\sigma_1^c = \frac{2\alpha E}{(1+\nu)(1+\chi)\cos^2\theta} \quad (\text{Ec. 6-2})$$

donde E y ν son el módulo de Young y el coeficiente de Poisson de la roca, respectivamente, α es el cociente entre la apertura de la fisura y su longitud (*aspect ratio*), y χ es un factor dependiente de las características elásticas de la roca. θ es el ángulo entre la normal a la fisura y la dirección de la carga.

Por lo tanto, considerando una densa red de microfisuras con orientaciones aleatorias, como ocurre en las texturas de los carbonatos estudiados, ante esfuerzos de baja magnitud no existirá una clausura

generalizada de las fisuras, sino que será preferencial en aquellas discontinuidades con una apertura menor y orientadas entre 40° y 70° (según los resultados de Li et al., 1998). Esto da lugar a que en el primer tramo plástico, se cierran las fisuras que cumplen estas condiciones, pero no todas las preexistentes. Cuando comienza el tramo elástico todavía quedan fisuras abiertas (las de mayor apertura y orientadas entre $0-40^\circ$ y $70-90^\circ$). Estas fisuras se irán cerrando y/o deformando progresivamente al aumentar la carga, siendo un proceso más o menos importante según el *aspect ratio* (relación entre la longitud y apertura de las microfisuras) y la densidad de su presencia. Estos parámetros (*aspect ratio* y presencia de discontinuidades) se puede estimar mediante el tamaño de cristal (proporcional a la longitud de fisuras, y determinante en el valor de *aspect ratio* en porosidad bidimensional) y la porosidad (reflejo de la densidad de microfisuras y poros).

La plasticidad de una roca depende del tamaño de cristal, de la porosidad y el grado de fisuración que presente.

La comparación entre el módulo de Young secante y medio es una forma de cuantificación indirecta del comportamiento plástico de una roca (figura 6-1). En la figura 6-13, se observa que la mayor diferencia entre ambos valores existe en aquellas rocas que poseen un componente (al menos) de tamaño de cristal grande (del orden de centimicromilimétrico: GM, AT, ME o RC). Sin embargo, aquellas rocas con tamaño de cristal menor (CV o BA) la diferencia entre ambos valores del módulo de Young es menor. Por otra parte, en la figura 6-20 se observa cómo la alteración provoca un incremento del comportamiento plástico de la roca. Esta variación se debe al aumento de la porosidad intercrystalina y aparición de fisuras mesoscópicas.

El espacio existente entre cristales otorga a la estructura de la roca una mayor libertad de desplazamiento ante esfuerzos externos. Por este motivo, la porosidad (especialmente la porosidad intercrystalina) favorece el comportamiento plástico de las rocas (Meng y Pan, 2007). Ante los primeros esfuerzos, los cristales se desplazan relativamente uno respecto otros, dando lugar al cierre de las microfisuras previas existentes en la roca. La respuesta elástica general de la roca es la aparición de un primer tramo plástico en la curva de esfuerzo-deformación (Wittke, 1990; Li et al., 1998), y por lo tanto las rocas con elevada porosidad poseen mayor diferencia entre el módulo de Young secante y medio. En el mismo sentido actúa la presencia de fisuras mesoscópicas en la roca, siendo incluso mayor su efecto que el de las microfisuras (Walsh, 1965b).

Sin embargo, aunque según los resultados es evidente la influencia del tamaño de cristal en la plasticidad de la roca, no existen referencias claras a este hecho en bibliografía, estando esta influencia

probablemente relacionada con la mayor superficie de contacto entre cristales de gran tamaño (mayor fricción).

La alteración de las rocas carbonáticas (especialmente las calizas) tiende a ofrecer comportamientos elásticos cada vez menos rígidos y mayor deformación plástica.

En la figura 6-19 se observa cómo la alteración de los carbonatos con baja porosidad da lugar a un descenso tanto de los valores de módulo de Young medio como secante. Esto se traduce en un comportamiento menos rígido ante las solicitaciones, así como una mayor deformación plástica inicial (estos resultados son concordantes con lo visto por Gupta y Rao, 2000, para granitos, basaltos y cuarcitas).

La alteración de las rocas estudiadas en esta Tesis se traducía en un incremento de la porosidad, debida tanto al aumento del espaciado intercrystalino (por disolución de las superficies de los cristales o por microfisuración térmica), así como a la aparición de fisuras a mesoescala. Tal y como se ha visto anteriormente, el incremento de la porosidad en una textura otorga una mayor libertad en el desplazamiento relativo de los cristales, lo cual provoca una deformación plástica más importante ante solicitaciones de baja magnitud debido al cierre de las fisuras previas (a mayor alteración, mayor deformación plástica). Sin embargo, según la ecuación 6-2, no todas las discontinuidades quedan cerradas durante los primeros estadios de carga, y estos espacios, junto con la fricción entre superficies intercrystalinas, dan lugar a un menor módulo de Young medio (mayor alteración, menor rigidez).

Por otra parte, cabe matizar que según los resultados obtenidos, si una roca inalterada presenta una fuerte deformación plástica inicial, el incremento de dicha plasticidad durante su alteración tiende a ser mucho más importante que en aquellas rocas inalteradas con escasa deformación plástica. Sin embargo, la disminución de la rigidez de una roca al alterarse tiende a ser la misma, sea cual sea su comportamiento inicial.

El comportamiento mecánico de rocas constituidas por diferentes componentes texturales viene condicionado por las características del más desfavorable.

Este razonamiento lógico resulta muy interesante frente futuros trabajos en los que se estudien rocas con diferentes componentes texturales, ya que los parámetros petrográficos considerados para el estudio de su comportamiento mecánico no deben extraerse de su valor medio global, ni del valor medio del componente más abundante, sino del valor medio del componente más desfavorable.

En el caso de la resistencia a compresión, el componente textural más desfavorable en una roca será aquel que posea un mayor tamaño de cristal, mayor porosidad y una geometría de poro más bidimensional. Si hay diferencias mineralógicas, se valorará aquella de características más desfavorable (calcítica, por ejemplo, entre calcita y dolomita).

En el caso de estudio de la rigidez o plasticidad de una roca, se considerarán como parámetros para su estimación los de aquel componente textural con mayor tamaño de cristal, mayor porosidad y geometría de poro más bidimensional, independientemente de la mineralogía.

6.5. Conclusiones

- Rocas carbonáticas mayoritariamente calcíticas (calizas y mármoles calcíticos) tienden a ser menos resistentes que los dolomíticos, siendo el comportamiento elástico de ambos independiente de su mineralogía.
- Cuanto menor es la porosidad y el tamaño de cristal en las rocas carbonáticas, mayor es su resistencia, su rigidez y menor deformación plástica inicial poseen. Además, centrándonos en la porosidad, cuanto más próxima sea la geometría de los poros a la esfericidad (poros tridimensionales) mayor es la resistencia y rigidez de la roca.
- El comportamiento mecánico de las rocas carbonáticas con numerosos componentes texturales viene condicionado por las características mecánicas del componente menos favorable, aunque su presencia sea comparativamente menor.
- Las fisuras mesoscópicas condicionan fuertemente la resistencia mecánica de las rocas. El elevado ángulo de rozamiento interno de las fisuras presentes en los materiales estudiados da lugar a que actúen como concentradores y nucleadores de fisuras, pero que la propagación no se realice a lo largo de su traza, sino tendente a ser paralela con la dirección de carga. La disminución de σ_{mx} en probetas con presencia de fisuras a escala mesoscópica va a depender de:
 - i. su apertura: fisuras con apertura micrométrica no implican grandes descensos, pero sí que registran valores máximos menores; fisuras con apertura discontinua pero de orden milimétrico sí que conllevan sensibles descensos.
 - ii. su orientación y posición en la probeta: es especialmente importante en discontinuidades con aperturas intermedias.

- La aparición de fisuras mesoscópicas durante la alteración da lugar a descensos de la resistencia mecánica, mientras que la degradación a nivel textural (junto con la influencia de las fisuras a mesoescala) se asocia a aumento de la deformación plástica y pérdida de rigidez de la roca.



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante



CAPÍTULO 7

ESTIMADORES
NO DESTRUCTIVOS
DEL ESTADO DE
ALTERACIÓN MECÁNICO

ESTIMADORES NO DESTRUCTIVOS DEL ESTADO DE ALTERACIÓN MECÁNICA *

El presente capítulo constituye la exposición de los estimadores no destructivos obtenidos con el fin de evaluar las propiedades mecánicas de los carbonatos con baja porosidad, tanto inalterados como a lo largo de su degradación. De esta forma se da respuesta al que puede considerarse el objetivo central de esta Tesis.

Se han obtenido dos criterios o estimadores que abordan dos aspectos mecánicos diferentes de la alteración de carbonatos con baja porosidad: su resistencia mecánica y su comportamiento elástico.

7.1 Estimador de la resistencia mecánica

En bibliografía, la mayoría de trabajos consideran la velocidad de propagación como el parámetro ultrasónico más interesante para evaluar la resistencia mecánica de las rocas (ver *Antecedentes*, capítulo 1). Sin embargo, en la tabla T:7-1, elaborada a partir de los resultados obtenidos en los capítulos 5 y 6, se demuestra que el parámetro α_e está más relacionado con la resistencia a compresión de las rocas y su módulo de elasticidad que v_p .

* La última página de esta Tesis corresponde a un desplegable. En él se muestran los nueve tipos diferentes de rocas estudiados, sus siglas y sus características generales. De esta forma, manteniendo desplegada esta página, es posible consultar la roca a la que corresponde cada sigla sin interrumpir la lectura continuada de este capítulo.

Tabla T:7-1: Esquema simplificado de las variables petrográficas más influyentes en los parámetros ultrasónicos (v_p y α_e) y mecánicos (σ_{mx} y E^{sec}). El símbolo positivo indica la existencia de dicha influencia, mientras que la ausencia (o su escasa relevancia) se señala mediante el símbolo negativo.

	v_p	α_e	σ_{mx}	E^{sec}
Tamaño de cristal	⊖	⊕	⊕	⊕
Porosidad	⊕	⊕	⊕	⊕
Geometría del poro	⊖	⊖	⊕	⊕
Fisuras	⊖	⊕	⊕	⊕
mineralogía	⊖	⊖	⊕	⊖

Por lo tanto, el paralelismo en la atenuación espacial de los ultrasonidos y el comportamiento mecánico de las rocas ante la presencia de fisuras, hace que α_e resulte más conveniente para la estimación de σ_{mx} mediante técnicas no destructivas que v_p .

Centrándonos en el uso de α_e como estimador de la resistencia a compresión de las rocas, existen dos aspectos que realzan aún más su idoneidad como estimador no destructivo:

- a) α_e , a diferencia de v_p , posee un rango de valores acotado y constante, variando siempre entre 0 y 20 dB/cm. Además, este rango se encuentra jerarquizado y asociado a diferentes grados y desarrollos de fisuración (ver capítulo 5; apartado 5.5.5). Esta es una característica muy importante en su función de estimador mecánico.
- b) La aparición de fisuras en una roca tiene diferente respuesta en la atenuación de la señal y en la porosidad. Mientras que la contribución de las fisuras a la porosidad es casi despreciable debido a su marcada bidimensionalidad (Dullien, 1992), la aparición de una fisura en una roca genera un fuerte incremento de la atenuación de la señal. Este es uno de los aspectos más interesantes del estimador obtenido, ya que comparando la atenuación y la porosidad podemos deducir la forma de alteración de la probeta:
 - si la atenuación de la señal es baja (inferior a 7 dB/cm) la porosidad se debe mayoritariamente a porosidad primaria;
 - si la atenuación es elevada, entonces existen fisuras en la roca;
 - si durante la degradación de una roca, la porosidad se incrementa poco, pero la atenuación lo hace fuertemente, entonces podemos afirmar la aparición de fisuras;
 - si no, únicamente se produce incremento del espaciado intercrystalino (*por espaciado o espaciado intercrystalino, se hace referencia a la distancia existente entre cristales vecinos*).

Según las consideraciones anteriores, si en un gráfico representamos la atenuación espacial de la señal respecto la porosidad, cada coordenada (x,y) del gráfico corresponderá a unas características específicas de la fábrica de la roca (x=porosidad; y=atenuación espacial).

Este gráfico se muestra en la figura 7-1. En él se diferencian tres áreas asignadas a los tres tipos de carbonatos con baja porosidad diferenciados en esta Tesis:

- **Área del Tipo I:** las coordenadas de los puntos de esta área cumplen la siguiente condición: elevada porosidad (>x) y una baja atenuación espacial (<y).

Las rocas correspondientes a este grupo (tipo I) son: A y BS.

La elevada porosidad se debe a que los carbonatos del tipo I presentan un componente textural muy poroso (la pasta de A y BS).

La baja atenuación espacial se debe a la ausencia de fisuras en los estados inalterados.

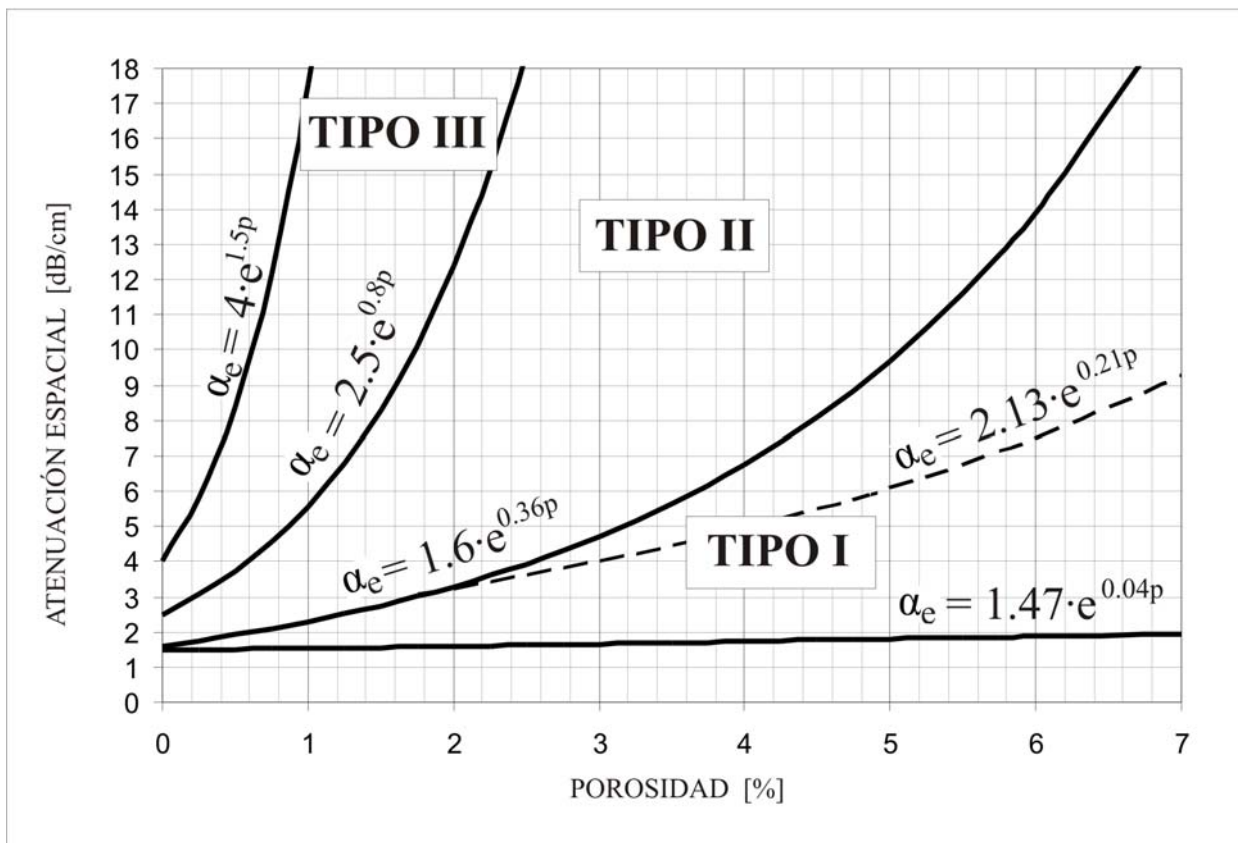


Figura 7-1: Gráfica de distribución de los tres tipos de carbonatos con baja porosidad (ver texto), en función de su atenuación espacial (α_e) y porosidad (p).

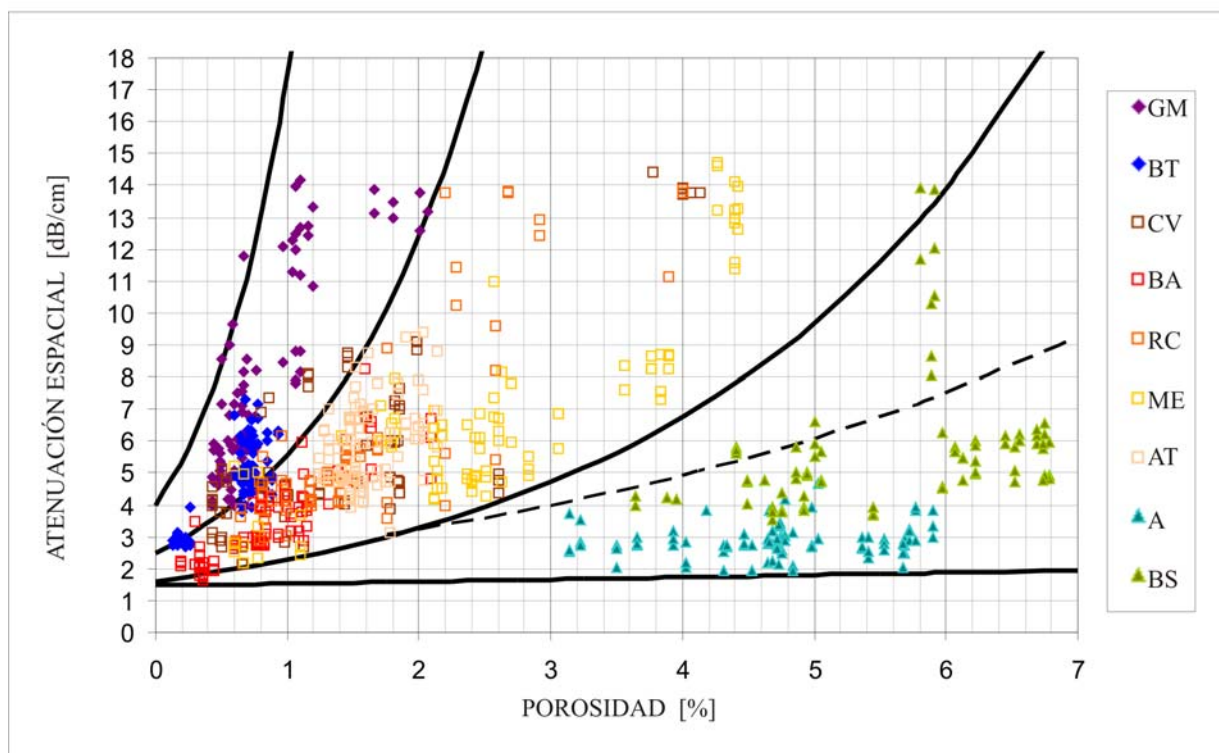


Figura 7-2: Representación de las probetas de la Sección 24 en función de su porosidad y atenuación.

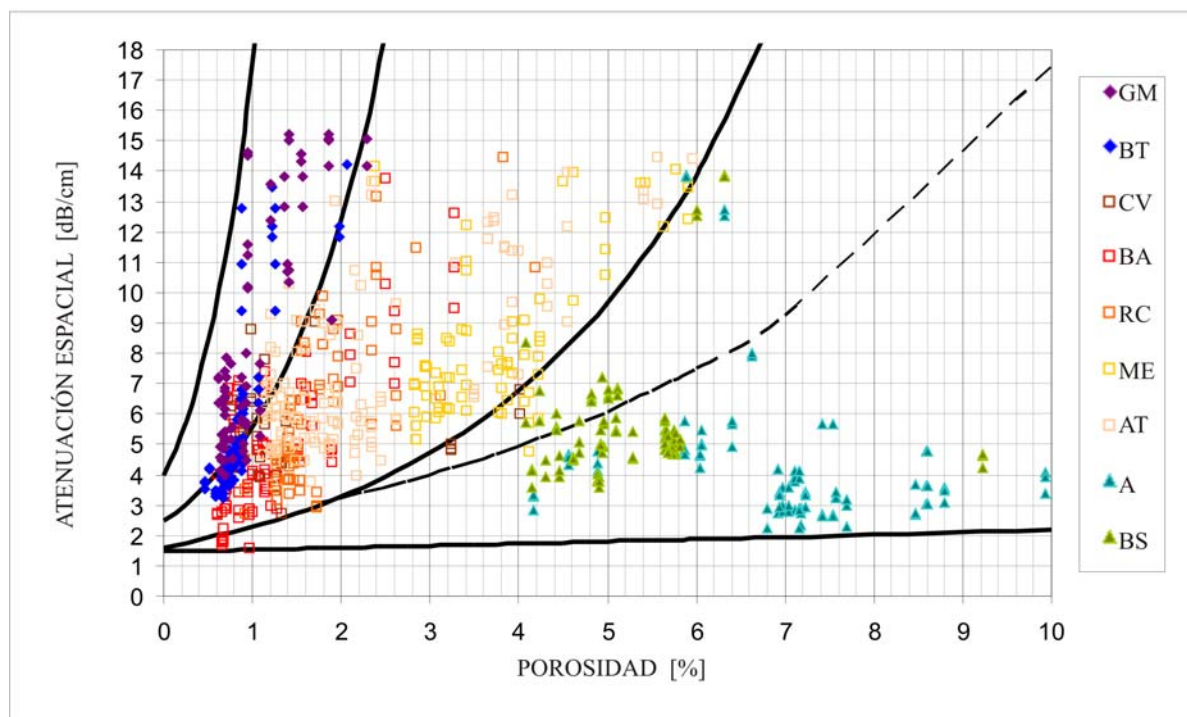


Figura 7-3: Representación de las probetas de la Sección 32 en función de su porosidad y atenuación.

- **Área del Tipo II:** las coordenadas de los puntos de esta área cumplen la siguiente condición: valores de porosidad medio-bajos ($<x$) y una atenuación espacial media-alta ($>y$).

Las rocas correspondientes a este grupo (tipo II) son: AT, BA, CV, ME y RC. A pesar de la naturaleza metamórfica del mármol dolomítico AT, el rango de valores de porosidad y α_e que posee, demuestra que el comportamiento de esta roca viene regido por su elevada densidad de fisuras (típico del tipo II), más que por su naturaleza metamórfica (típico del tipo III).

La baja porosidad de estos carbonatos se debe a que esta se encuentra asociada a fisuras, vénulas y/o estilolitos. Como ya se ha comentado anteriormente, la contribución de estas discontinuidades a la porosidad de la roca es muy baja.

La atenuación media-alta corresponde precisamente a la frecuente presencia de estas discontinuidades.

- **Área del tipo III:** las coordenadas de los puntos de esta área cumplen la siguiente condición: valores de porosidad bajos ($<<x$) y una atenuación espacial media-alta ($>y$).

Las rocas correspondientes a este grupo son: BT y GM.

Estas rocas se caracterizan por poseer una muy baja porosidad, pero una relativamente elevada atenuación asociada a la elevada densidad de microfisuras (definidas por el contorno de sus meso y macrocristales).

En las figuras 7-2 y 7-3 se muestran dos ejemplos de la distribución de los valores de α_e y porosidad de las rocas sobre el gráfico de la figura 7-1.

En la figura 7-2 se muestran los valores de las 72 probetas pertenecientes al Grupo 24 (sometidas a 24 ciclos, tanto de cristalización de sales como choque térmico). Se incluyen los valores medidos a lo largo de los ensayos de envejecimiento, es decir, tanto en estado inalterado como al final de los ocho, dieciséis y veinticuatro ciclos. De esta forma, se demuestra que la aparición de fisuras y el incremento del espaciado intercristalino mantiene la proporción entre α_e y porosidad dentro de los límites establecidos para cada tipo.

La gráfica de la figura 7-3 es similar a la de la figura 7-2, pero en este caso se han representado los valores obtenidos en las 60 probetas pertenecientes al Grupo 32 (sometidas a 32 ciclos, tanto de cristalización de sales como choque térmico). Al igual que antes, se incluyen los valores registrados en condiciones inalteradas, así como al final de ocho, dieciséis, veinticuatro y treinta y dos ciclos.

Analizando detalladamente las figuras 7-2 y 7-3 se observa que:

- Tipo I (A y BS): mientras que las probetas no sufren la aparición de fisuras a mesoescala, los valores se localizan por debajo de la línea segmentada (elevada porosidad, y baja atenuación; Figura 7-4). Cuando en los estados más avanzados de degradación aparecen fisuras con desarrollos importantes, que implican escasos incrementos de porosidad, pero notables ascensos de α_e , los valores se encuentran por encima de dicha línea.
- Tipo II (AT, BA, CV, ME y RC): La presencia de discontinuidades más o menos importantes en los estados inalterados de las probetas da lugar a que incluso con valores inferiores de porosidad que en el tipo I, la atenuación espacial sea mayor (figura 7-4). Con la degradación de las rocas, y la aparición y desarrollo de fisuras importantes a mesoescala, la porosidad sufre incrementos leves, pero en cambio, la atenuación es muy superior.

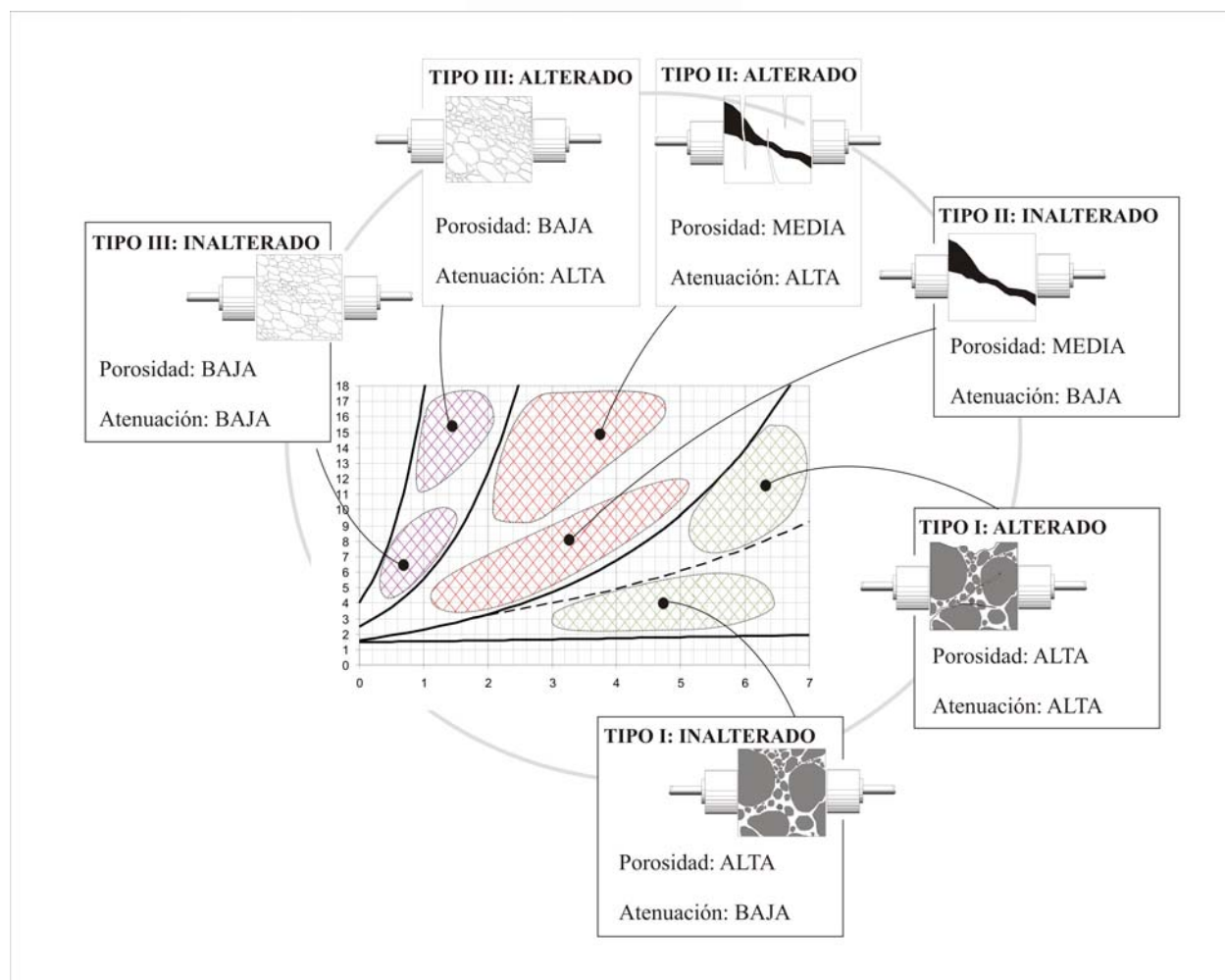


Figura 7-4: Interpretación física de la relación atenuación-porosidad en carbonatos con baja porosidad.

- Tipo III (BT y GM): el estado inalterado del tipo III muestra una porosidad muy baja, asociada al espaciado intercrystalino. Sin embargo, debido a la importancia de las microfisuras, la atenuación en la roca es semejante a la del tipo II-inalterado (figura 7-4). La degradación conlleva el aumento del espaciado intercrystalino, y el consecuente leve incremento de la porosidad, pero la mayor apertura de las microfisuras da lugar a un fuerte ascenso de la atenuación espacial ultrasónica. Además, la aparición puntual de fisuras paralelamente al bandeado contribuye a atenuar la señal.

En la figura 7-4 se observa que la relación atenuación/porosidad en las rocas tiene una clara interpretación petrográfica centrada en la aparición de fisuras a mesoescala y la importancia de la porosidad primaria.

Dado que las propiedades mecánicas de las rocas dependen fuertemente de estos mismos parámetros (presencia de fisuras, porosidad primaria, etc.), es posible establecer una correlación entre las condiciones petrográficas de las rocas, definidas por la porosidad y α_e , y su resistencia mecánica.

En la figura 7-5 se muestra la relación entre la resistencia máxima, la porosidad y la atenuación espacial en las rocas carbonáticas de tipo I.

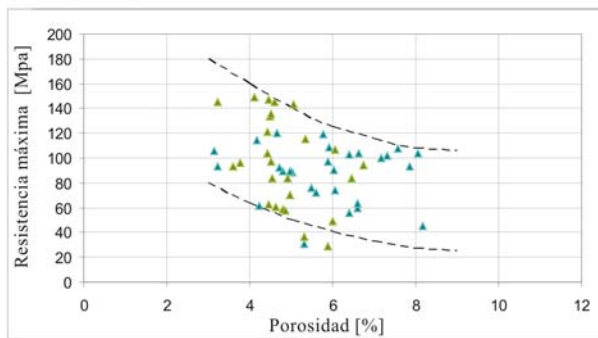
A partir de estas dos gráficas, se introducen en la gráfica atenuación-porosidad los límites superiores e inferiores de la resistencia mecánica (figura 7-6).

Una roca carbonática de tipo I que muestre, por ejemplo, una porosidad de 7% y una atenuación espacial de 5 dB/cm posee una resistencia a compresión máxima de 110 MPa (el punto de coordenadas (7,5) se encuentra entre los límites superiores de 100 y 120 MPa) y mínima de 50 MPa (entre los límites inferiores de 40 y 60 MPa). El valor medio, por lo tanto de resistencia a compresión de dicha roca será de 80 MPa.

El mismo procedimiento se ha seguido con los carbonatos de tipo II. La figura 7-7 muestra la relación entre la resistencia a compresión, la porosidad y la atenuación espacial.

Es importante subrayar que en las rocas carbonáticas de tipo II se incluyen tanto calizas (BA, CV y RC) como rocas dolomíticas (AT y ME).

Variación de la resistencia mecánica [MPa] en función de la atenuación espacial [dB/cm]: variedades del TIPO I



Variación de la resistencia mecánica [MPa] en función de la porosidad [%]: variedades del TIPO I

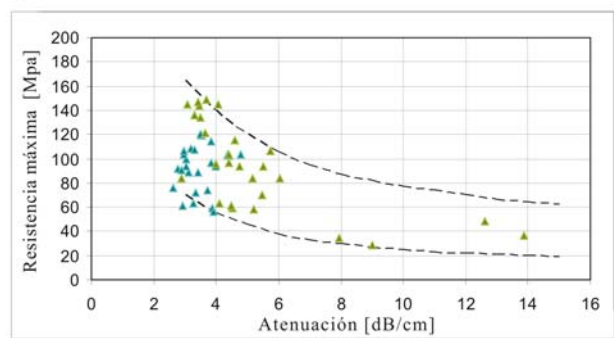


Figura 7-5: Relación entre la resistencia máxima a compresión, la porosidad y la atenuación espacial en las rocas carbonáticas de tipo I. Las líneas negras discontinuas muestran los límites superior e inferior de la tendencia.

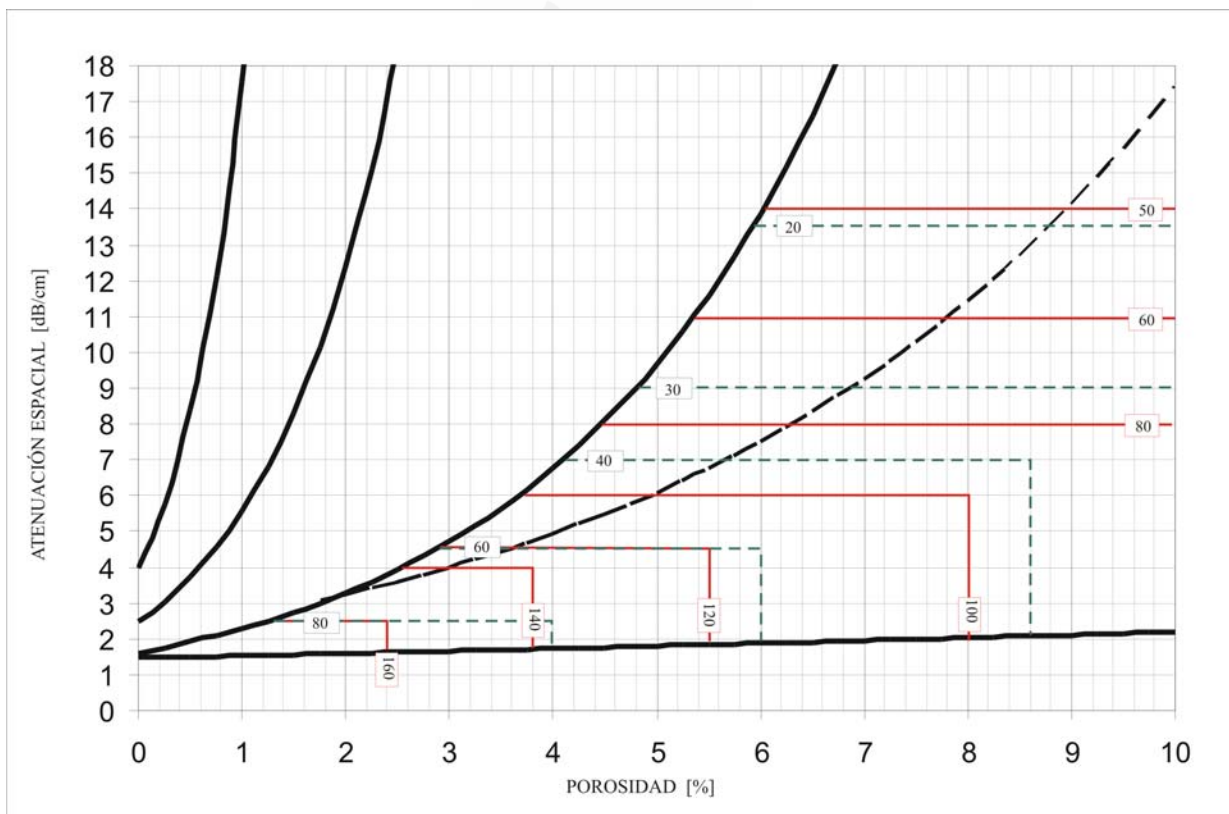


Figura 7-6: Límites de la resistencia mecánica de las rocas carbonáticas de tipo I, en función de la porosidad y la atenuación espacial. Las líneas rojas y de trazo continuo indican el valor máximo de la resistencia a compresión. Las líneas verdes y segmentadas muestran la resistencia mínima de la roca.

En la Tabla T:7-1 (obtenida a partir de los resultados de los capítulos 5 y 6) se observa que la atenuación espacial es independiente de la mineralogía de la roca (calcítica o dolomítica). Sin embargo, la resistencia mecánica sí que depende de ella y es mayor en rocas dolomíticas que en calcíticas. Esto da lugar a que los límites mecánicos definidos a partir de la porosidad y la atenuación espacial no sean válidos para dolomías y calizas simultáneamente. A partir de las gráficas de la figura 7-7 se ha determinado que los límites mecánicos de las dolomías (líneas rojas punteadas) coinciden exactamente con los de las calizas (líneas negras discontinuas) multiplicándolos por un factor de 1.5.

Los límites mecánicos en función de la porosidad y la atenuación, definidos en la figura 7-7, se han incorporado a la gráfica de porosidad-atenuación (figura 7-8). Los límites introducidos corresponden a los obtenidos para rocas calcíticas, por lo que cuando se quiera conocer la resistencia mecánica de una dolomía será necesario multiplicar el valor estimado por un factor de 1.5.

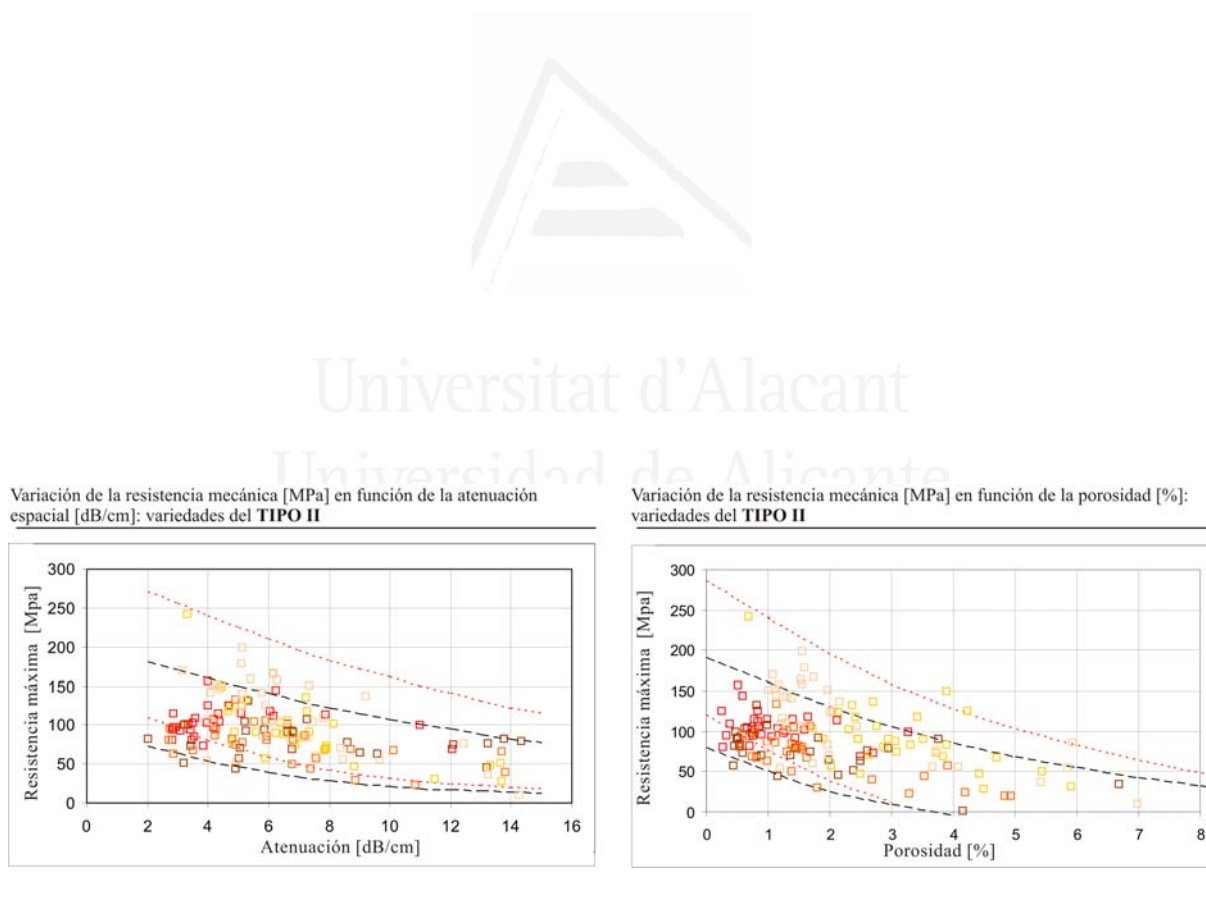


Figura 7-7: Relación entre la resistencia máxima a compresión, la porosidad y la atenuación espacial en las rocas carbonáticas de tipo II. Las líneas negras discontinuas muestran los límites inferior y superior de la tendencia en rocas calcíticas. Las líneas punteadas rojas muestran los límites inferior y superior de la tendencia en rocas dolomíticas.

Por ejemplo, si queremos estimar la resistencia mecánica de una caliza con numerosas fisuras y vénulas (tipo II) que posee una porosidad de 3% y una atenuación espacial de 10 dB/cm, en primer lugar debemos de situar las coordenadas (3,10) sobre el gráfico. Vemos que este punto se encuentra entre los límites inferiores (líneas verdes segmentadas) de 20 y 40 MPa, por lo que extrapolando determinamos que el límite inferior de la resistencia a compresión es 35 MPa. Por otra parte, el punto considerado se encuentra entre los límites superiores (líneas rojas continuas) de 80 MPa y 100 MPa (aproximadamente en 90 MPa). Por lo tanto, nuestra roca en cuestión posee una resistencia mecánica aproximada de 62.5 MPa, con una desviación de 27 MPa.

En el tipo III también se han establecido los límites mecánicos a partir de las gráficas de atenuación-resistencia máxima y porosidad-resistencia máxima (figura 7-9).

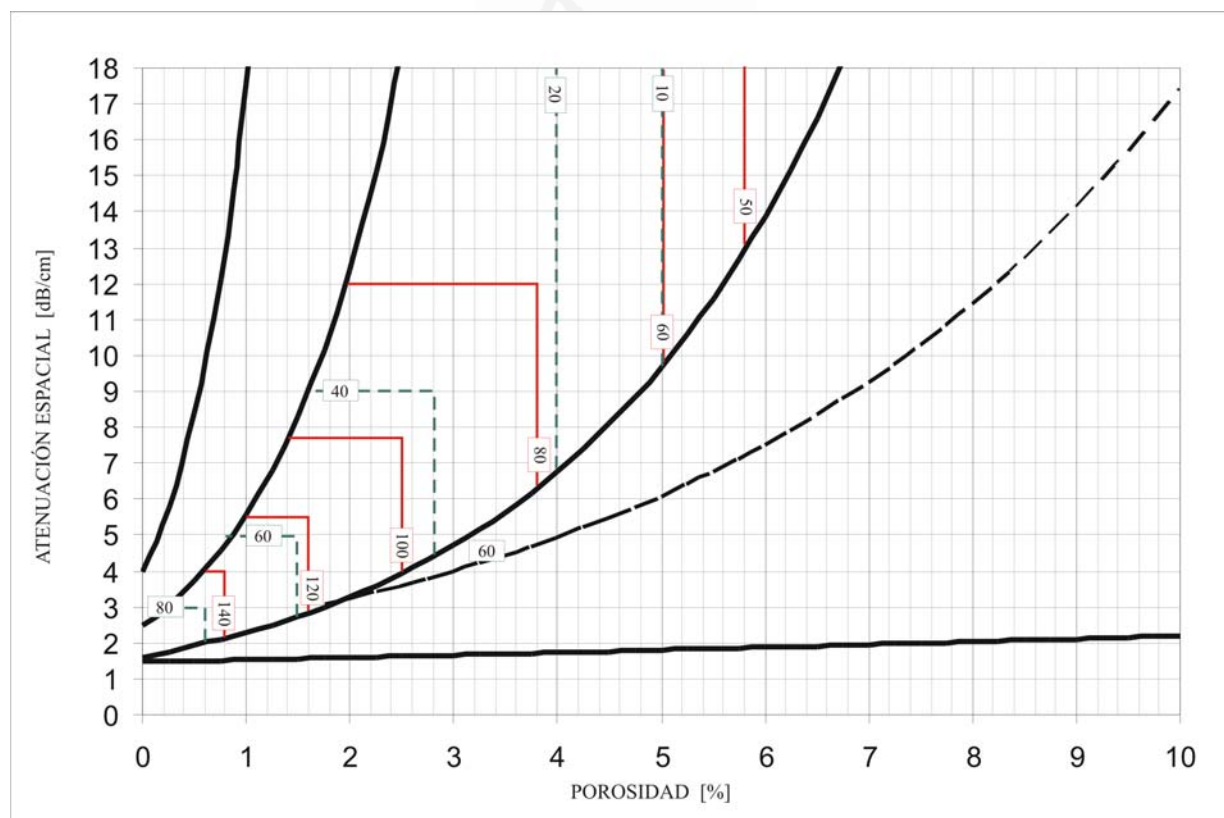


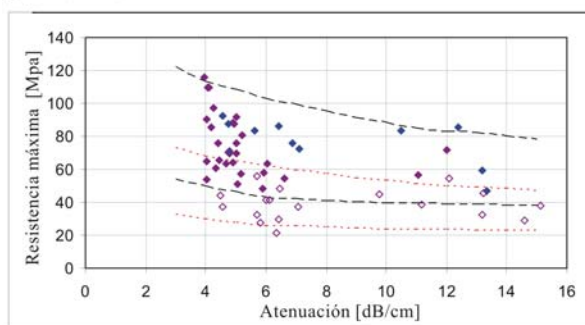
Figura 7-8: Límites de la resistencia mecánica de las rocas carbonáticas de tipo II, en función de la porosidad y la atenuación espacial. Las líneas rojas y de trazo continuo indican el valor máximo de la resistencia a compresión. Las líneas verdes y segmentadas muestran la resistencia mínima de la roca.

En este caso, los mármoles del tipo III presentan el inconveniente de su anisotropía, la cual es condicionante de la resistencia máxima (mayor en la dirección perpendicular y menor en la paralela), pero no lo es de la atenuación espacial (independiente de la dirección considerada).

A partir de los límites de resistencia mecánica establecidos en las gráficas de la figura 7-9, se ha determinado que la resistencia a compresión en dirección paralela al bandeado es igual a la resistencia en dirección perpendicular multiplicada por un factor de 0.6.

En la figura 7-10 se han introducido los límites mecánicos en la gráfica porosidad-atenuación. Los límites introducidos corresponden a la resistencia de los mármoles en dirección perpendicular al bandeado. En el caso de estimar la resistencia mecánica de mármoles a favor de su bandeado (paralelamente a él) se debe multiplicar el valor obtenido por un factor de 0.6.

Variación de la resistencia mecánica [MPa] en función de la atenuación espacial [dB/cm]: variedades del TIPO III



Variación de la resistencia mecánica [MPa] en función de la porosidad [%]: variedades del TIPO III

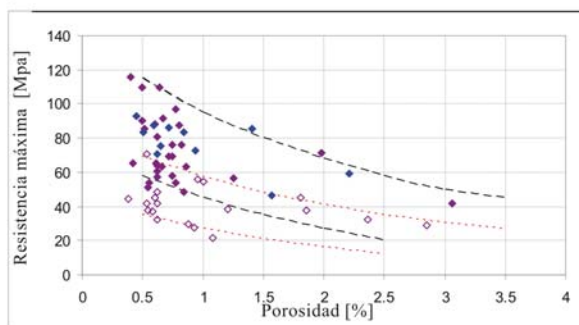


Figura 7-9: Relación entre la resistencia máxima a compresión, la porosidad y la atenuación espacial en las rocas carbonáticas de tipo III. Las líneas negras discontinuas muestran los límites inferior y superior de la tendencia en mármoles ensayados perpendicularmente al bandeado. Las líneas punteadas rojas muestran los límites inferior y superior de la tendencia en mármoles ensayados paralelamente al bandeado.

Agrupando los límites establecidos en cada tipo (tipo I, II y III) obtenemos el gráfico de la figura 7-11.

El estimador ultrasónico de la resistencia mecánica resulta un gráfico tridimensional, en el que a partir de dos datos (porosidad y atenuación espacial de la roca) obtenemos dos límites mecánicos que marcan el valor máximo y mínimo de la resistencia mecánica de la roca.

Supongamos que pretendemos conocer la resistencia a compresión de una roca con abundantes vénulas y estilolitos (tipo II), que posee una porosidad del 3% y una atenuación espacial de 11 dB/cm. El punto situado en el gráfico se encuentra entre los límites inferiores (líneas verdes discontinuas) de 20 y 40 MPa (aproximadamente en 30 MPa); y entre los límites superiores (líneas rojas continuas) de 80 y 100 (aproximadamente en 85 MPa). Por lo tanto, la roca estudiada posee una resistencia mecánica entre 30 y 85 MPa, con un valor medio de 57.5 MPa.

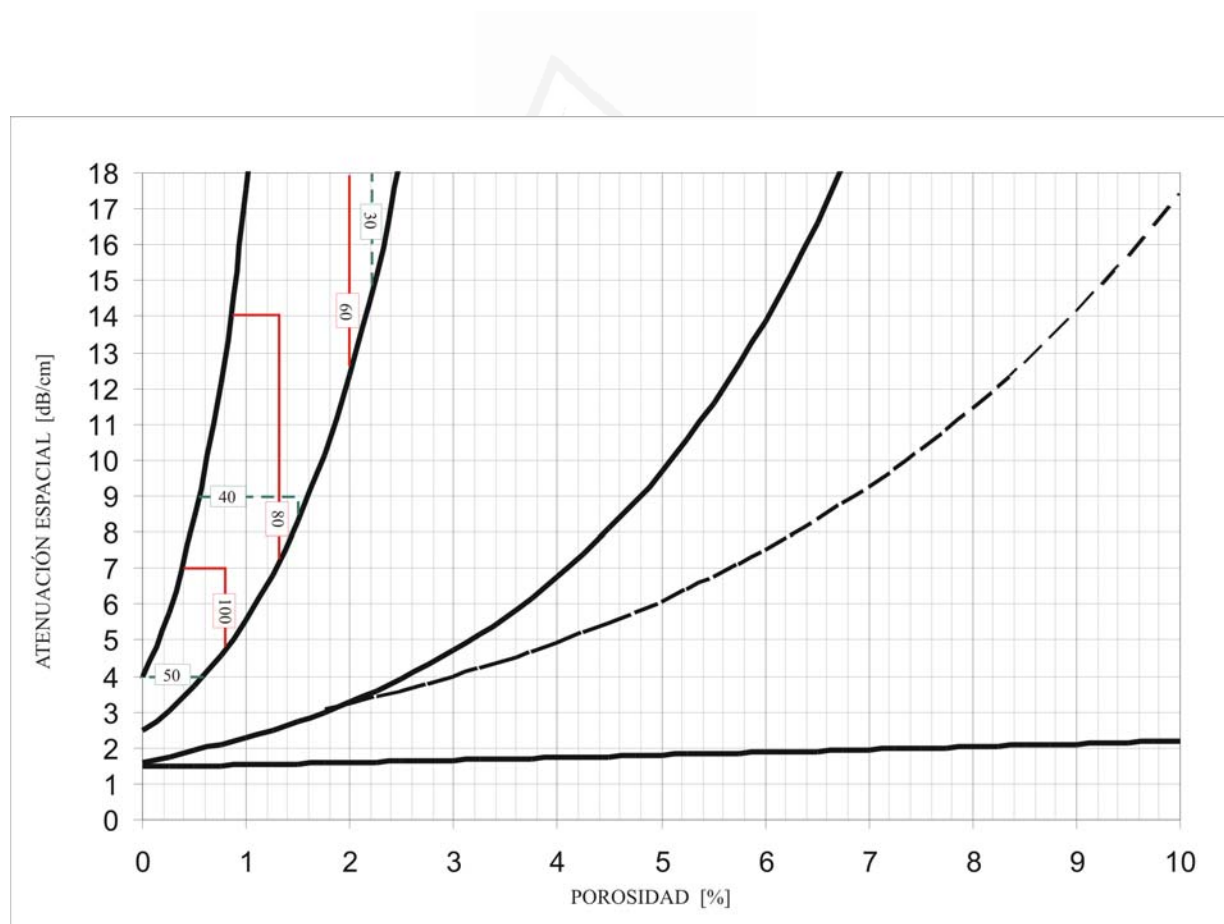


Figura 7-10: Límites de la resistencia mecánica de las rocas carbonáticas de tipo III, en función de la porosidad y la atenuación espacial. Las líneas rojas

y de trazo continuo indican el valor máximo de la resistencia a compresión. Las líneas verdes y segmentadas muestran la resistencia mínima de la roca.

Sobre los límites mecánicos definidos en la gráfica es necesario hacer dos consideraciones:

- cuando se consideren dolomías, el valor de la resistencia mecánica estimada mediante el gráfico deberá ser multiplicado por un factor de 1.5.
- cuando se consideren mármoles con bandeado metamórfico marcado y se pretenda conocer su resistencia mecánica en direcciones paralelas a dicho bandeado, el valor de resistencia mecánica obtenido a partir del gráfico deberá ser multiplicado por un factor de 0.6.

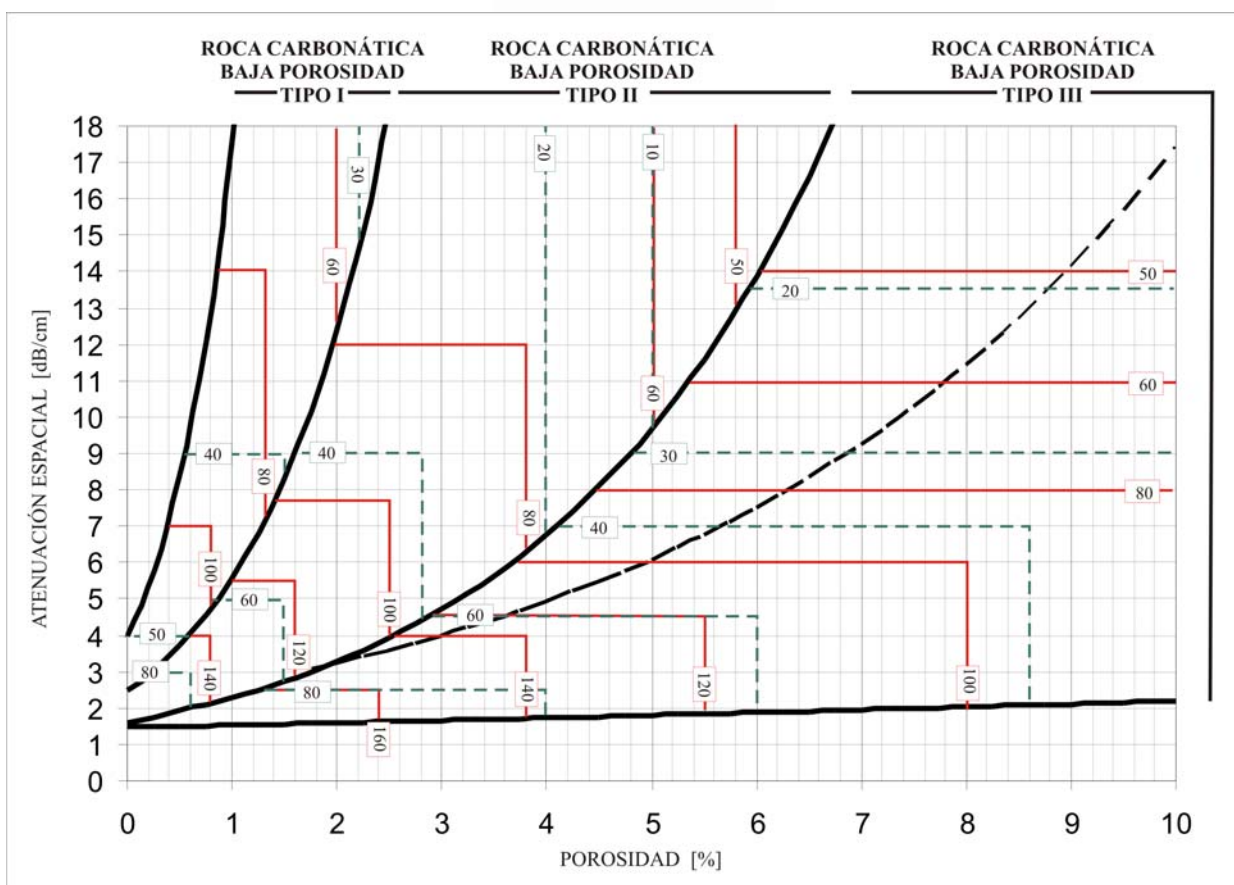


Figura 7-11: Estimador de la resistencia a compresión de carbonatos con baja porosidad a partir de la atenuación espacial de la señal ultrasónica y la porosidad. Las líneas rojas y de trazo continuo indican el

valor máximo de la resistencia a compresión. Las líneas verdes y segmentadas muestran la resistencia mínima de la roca.

Cuando se plantearon los objetivos de esta Tesis, se exigió que el estimador no destructivo de la resistencia mecánica debía cumplir dos condiciones:

- a) Mayor precisión que la ofrecida en las ecuaciones predictivas existentes en bibliografía.
- b) Validez en rocas con diferentes grados de heterogeneidad.

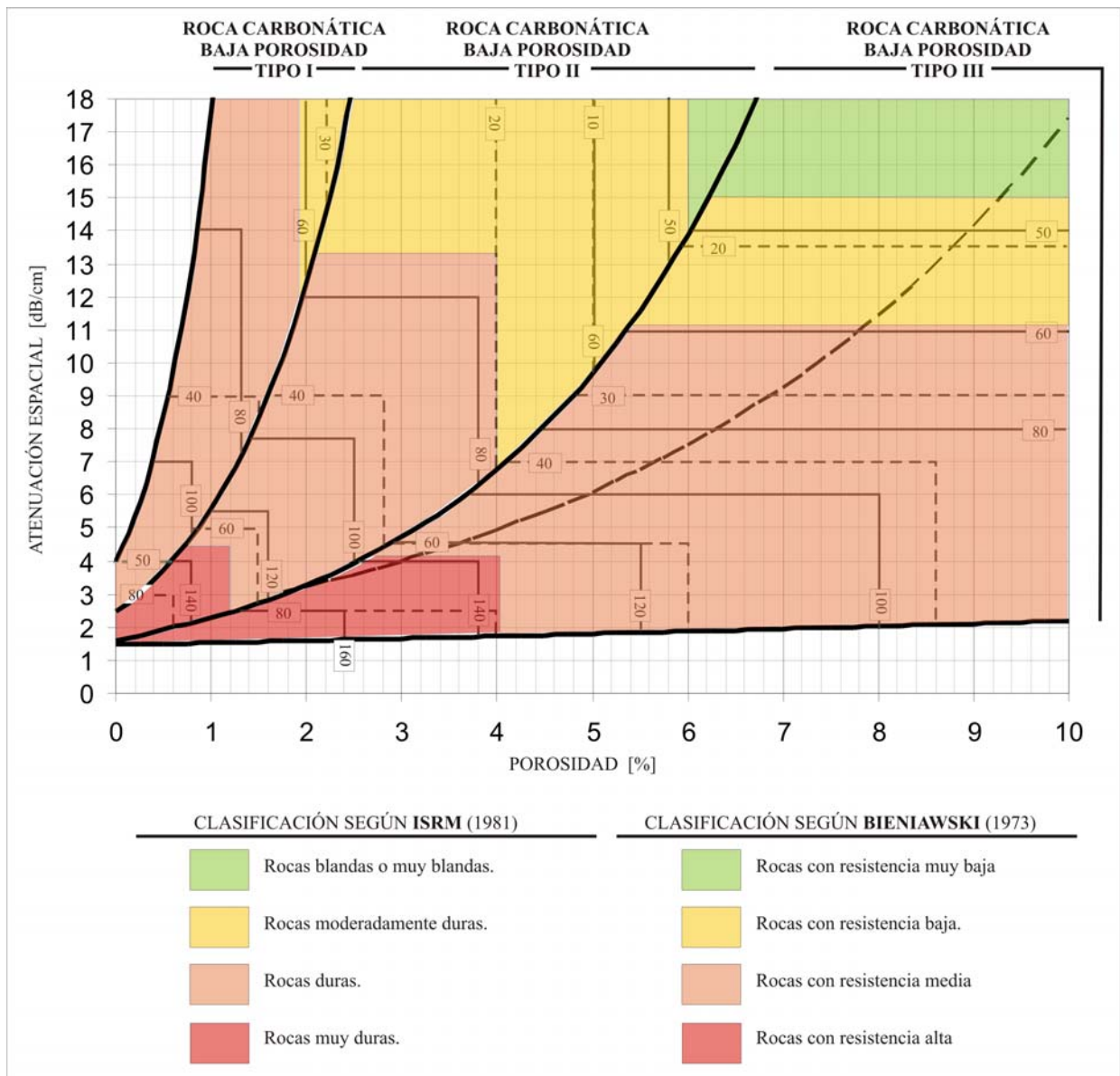


Figura 7-12: Estimación no destructiva de la calidad mecánica de las rocas según las clasificaciones de la *International Society of Rock Mechanics (ISRM)* y de Bieniawski.

El estimador obtenido en esta Tesis (figura 7-11) representa un importante avance en cuanto a la precisión, respecto de las ecuaciones predictivas existentes en bibliografía, ya que en bibliografía es posible determinar un valor de resistencia a compresión con un rango de error de 140 MPa. Además, hay que considerar que el propio ensayo de resistencia a compresión uniaxial posee un importante rango de dispersión en sus resultados.

Por otra parte, la gran aportación de este estimador se centra en su validez y efectividad en rocas con diferentes grados de heterogeneidad, ya que con él se puede determinar la resistencia a compresión de:

- a) un amplio abanico de variedades de rocas carbonáticas: desde homogéneas, hasta rocas fisuradas y mármoles;
- b) rocas con diferente grado de alteración.

Un ejemplo de la efectividad y aplicabilidad de este estimador se muestra en la figura 7-12. En esta figura, al gráfico estimador se le han incorporado los criterios de clasificación de la *International Society of Rock Mechanics* (ISRM) y la clasificación según Bieniawski. Estas dos clasificaciones son tradicionalmente empleadas en el ámbito de la mecánica de rocas para determinar su calidad.

De esta forma, a partir exclusivamente de una medida no destructiva mediante ultrasonidos y la porosidad de una roca, podemos determinar la calidad mecánica según estas clasificaciones.

7.2. Estimador de las propiedades elásticas.

El módulo de Young (E) es uno de los parámetros mecánicos más importantes para conocer el comportamiento de una roca bajo sollicitación externa, ya que cuantifica su rigidez (a mayor E , menor deformación de la roca ante incrementos de carga, y por lo tanto, mayor rigidez).

Tradicionalmente su cálculo se ha realizado a partir de las curvas de esfuerzo-deformación obtenidas mediante técnicas destructivas. Las técnicas se centran en ensayos de compresión uniaxial o triaxial, con medición de la deformación de la probeta ensayada, bien mediante bandas extensiométricas u otros sistemas de registro de desplazamiento (LVDT's, extensiómetros, etc). Dadas las desventajas que presentan las metodologías destructivas, resulta muy interesante la obtención de una correcta estimación de las propiedades elásticas de las rocas mediante técnicas no destructivas. En este sentido resulta de especial interés el cálculo del módulo de Young mediante ultrasonidos o a partir de la frecuencia de resonancia de la roca.

El módulo de Young obtenido a partir de ultrasonidos (o frecuencia de resonancia) corresponde a una medida dinámica, frente al módulo de Young estático obtenido mediante compresión uniaxial. La obtención de E a partir de la velocidad de las ondas P y S está bien fundamentada (Guéguen y Palciauskas, 1994; Schön, 1996) y se resume en la ecuación 7-1.

$$E = \rho_{bulk} V_p^2 \frac{(1-2\nu)(1+\nu)}{(1-\nu)} \quad (\text{Ec. 7-1})$$

donde: ρ_{bulk} es la densidad de conjunto de la roca, V_p es la velocidad de propagación de las ondas P y ν es el coeficiente de Poisson, calculado a partir de ultrasonidos mediante la ecuación 7-2.

$$\nu = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2[(V_p/V_s)^2 - 1]} = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)} \quad (\text{Ec. 7-2})$$

donde: V_p y V_s son la velocidad de propagación de las ondas P y S, respectivamente.

Diversos trabajos abordan el estudio del módulo elástico dinámico (Christaras et al., 1994; Guéguen y Palciauskas, 1994; Al-Shayea, 2004; Ciccoti y Mulargia, 2004; Rodríguez Sastre y Calleja, 2004; Song et al., 2004; Saenger et al., 2006;). En todos ellos se manifiesta las diferencias existentes entre la determinación del módulo elástico de forma dinámica o estática, siendo comúnmente mayor el valor obtenido mediante ultrasonidos. En Christaras et al. (1994) se justifica esta divergencia atendiendo a las diferentes condiciones de esfuerzo y deformación en el ensayo a compresión y en ultrasonidos: en ultrasonidos se solicita la muestra a muy bajas presiones y la deformación de la roca es muy breve. Sin embargo, en Guéguen y Palciauskas (1994), y en Al-Shayea (2004) tal diferencia se asocia a la presencia de fisuras, cavidades, foliación, etc., en la roca. Además, en este último trabajo se resalta la escasa atención que se ha mostrado en la literatura al estudio de la corrección del módulo elástico dinámico para obtener valores más próximos al valor estático.

En esta Tesis se aborda de forma contundente la falta de concisión existente hasta el momento en este tema, estudiando y analizando la relación entre el módulo elástico estático (E_{est}) y dinámico (E_{din}) obtenido en 55 probetas de las nueve variedades de carbonatos con baja porosidad empleadas en este estudio. La relación entre la medida estática y dinámica obtenida en cada probeta se muestra en la figura 7-13.

Si la ecuación 7-1 proporcionase una ajustada aproximación al valor estático de E , el cociente entre el módulo elástico dinámico y estático (coeficiente K) sería próximo a 1, y los puntos de la gráfica de la figura 7-13 se ubicarían sobre la recta de pendiente igual a 1. Sin embargo, vemos que los puntos muestran una elevada dispersión, y por lo tanto el cociente K debe diferir bastante de la unidad.

Dado que K se define como:

$$K = \frac{E_{din}}{E_{est}^{sec}} \quad (\text{Ec. 7-3})$$

conociendo K , será posible ajustar más la aproximación del módulo de Young estático mediante ultrasonidos:

$$E_{est}^{sec} = \frac{1}{K} E_{din} \quad (\text{Ec. 7-4})$$

En Ciccotti y Mulargia (2004) la variación de K se cifra entre 1 y 1.3. Sin embargo, en Al-Shayea (2004) se muestra una recopilación bibliográfica de la proporción entre el módulo dinámico y estático (K), y se obtiene un rango mucho más amplio: entre 0.85 y 1.86.

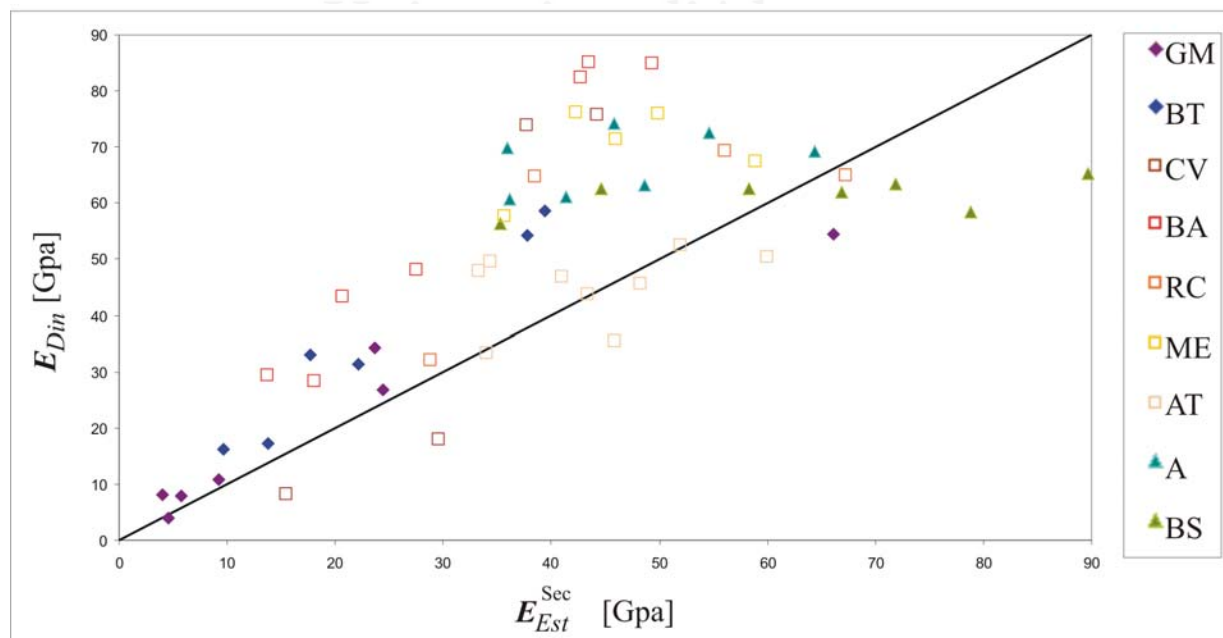


Figura 7-13: Representación del módulo de Young dinámico (E_{din}) y estático (E_{est}^{sec}). La recta muestra la tendencia ideal en la que $E_{din} = E_{est}^{sec}$ (pendiente = 1).

En la figura 7-14 se muestra el rango en el que varía K en cada tipo de roca considerado en este estudio, incluyendo las medidas realizadas tanto en estado inalterado como alterado. En ella se observa que el coeficiente K oscila entre 0.5 (E_{din} es la mitad de E_{est}^{sec}) y 2.1 (E_{din} es prácticamente el doble de E_{est}^{sec}), siendo este rango ligeramente más amplio que el recogido por Al-Shayea (2004).

En Al-Shayea (2004) se expresa que el valor de K posee cierta relación con el valor del módulo de elasticidad, siendo mayor cuando mayor es E . Siguiendo este razonamiento, en la figura 7-15 se muestra la distribución de K en función de E_{din} .

En esta figura se observa que para valores superiores a 50 GPa, existe una buena correlación entre K y E_{din} , expresada por la ecuación 7-5:

$$K = 0.03 E_{din} - 0.5 \tag{Ec. 7-5}$$

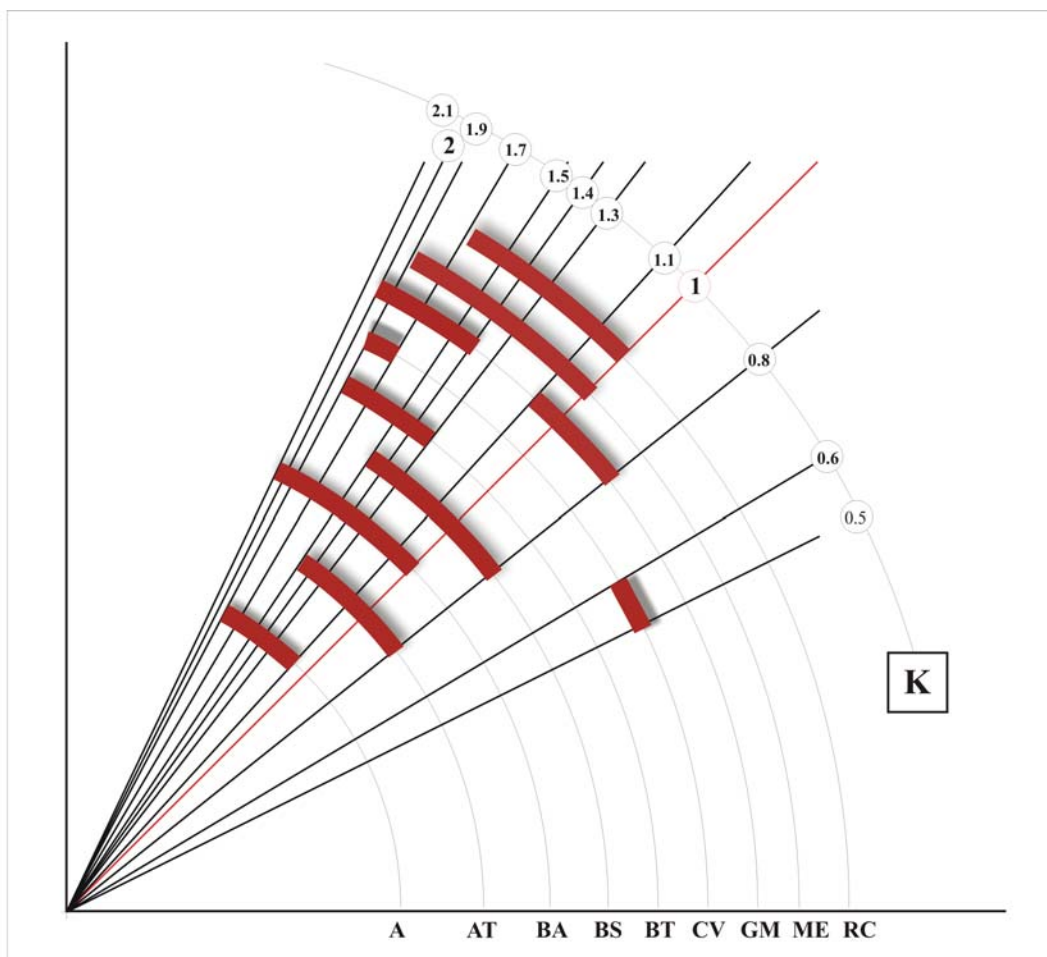


Figura 7-14: Rango de variación de K (cociente E_{din}/E_{est}^{sec}) en cada variedad. CV y GM muestran dos rangos de K diferentes: CV [0.5-0.6]: corresponde a las medidas en las probetas intensamente alteradas;

CV [1.7-1.9]: en probetas inalteradas; GM [0.8-1.1]: medidas registradas en direcciones perpendiculares al bandeo; GM [1.4-2]: en direcciones paralelas.

Sin embargo, para valores por debajo de $E_{din} = 50$ GPa, la dispersión de K impide obtener una correlación fiable. La elevada dispersión por debajo de 50 GPa se debe a que las probetas correspondientes presentan una intensa degradación y llevan asociada una fuerte fisuración.

Como veíamos en las conclusiones del capítulo 5, la velocidad de propagación de las ondas (v_p y v_s) poseen una respuesta poco sensible al desarrollo de las fisuras. Por otra parte, el módulo de Young dinámico (E_{din}) viene definido mediante v_p y v_s . Por este motivo, E_{din} en probetas muy fisuradas se encuentra sobrevalorado y, consecuentemente, K posee valores también por encima de los previstos.

Por ello, es necesario buscar una definición de K en función de otro parámetro que ofrezca una aproximación más exacta cuando las probetas muestran una elevada fisuración.

En las conclusiones del capítulo 5 se determinó que la atenuación espacial (α_e) es un buen indicador del grado de alteración de las probetas, siendo especialmente sensible a la presencia de fisuras.

La figura 7-16 muestra la correlación entre los valores de K y la atenuación espacial, α_e .

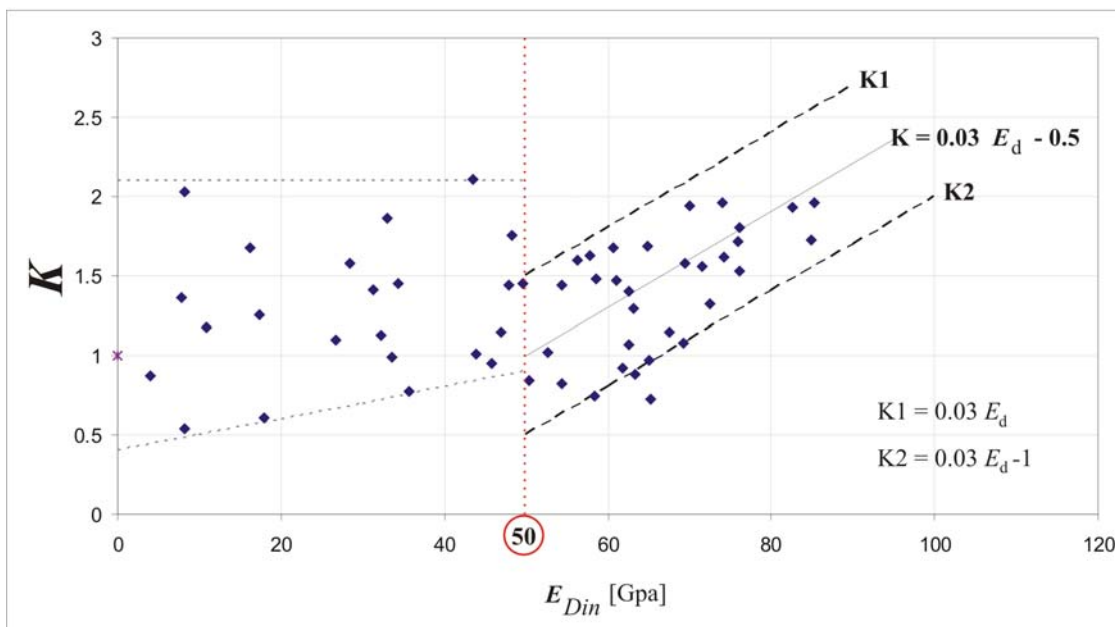


Figura 7-15: Valores de K según el valor de E_{din} en cada probeta.

En esta figura (figura 7-16), se observa como, efectivamente, la tendencia entre ambos parámetros se mantiene para todos los valores de K . La ecuación que relaciona K y α_e es:

$$K = 3.8 \alpha_e^{-0.68} \quad (\text{Ec. 7-6})$$

Por lo que, sustituyendo la ecuación 7-6 en la ecuación 7-4, el módulo de Young estático queda definido de la siguiente forma:

$$E_{est}^{sec} = \frac{1}{3.8 \cdot \alpha_e^{-0.68}} \cdot E_{din} \quad (\text{Ec. 7-7})$$

La gran ventaja de esta ecuación respecto al cálculo del módulo de Young estático mediante la ecuación 7-1, o cualquier otra estimación recogida en bibliografía, es su mayor efectividad, ya que resulta válida tanto en rocas homogéneas como en rocas fisuradas (en éstas, el resto de ecuaciones pierden su validez).

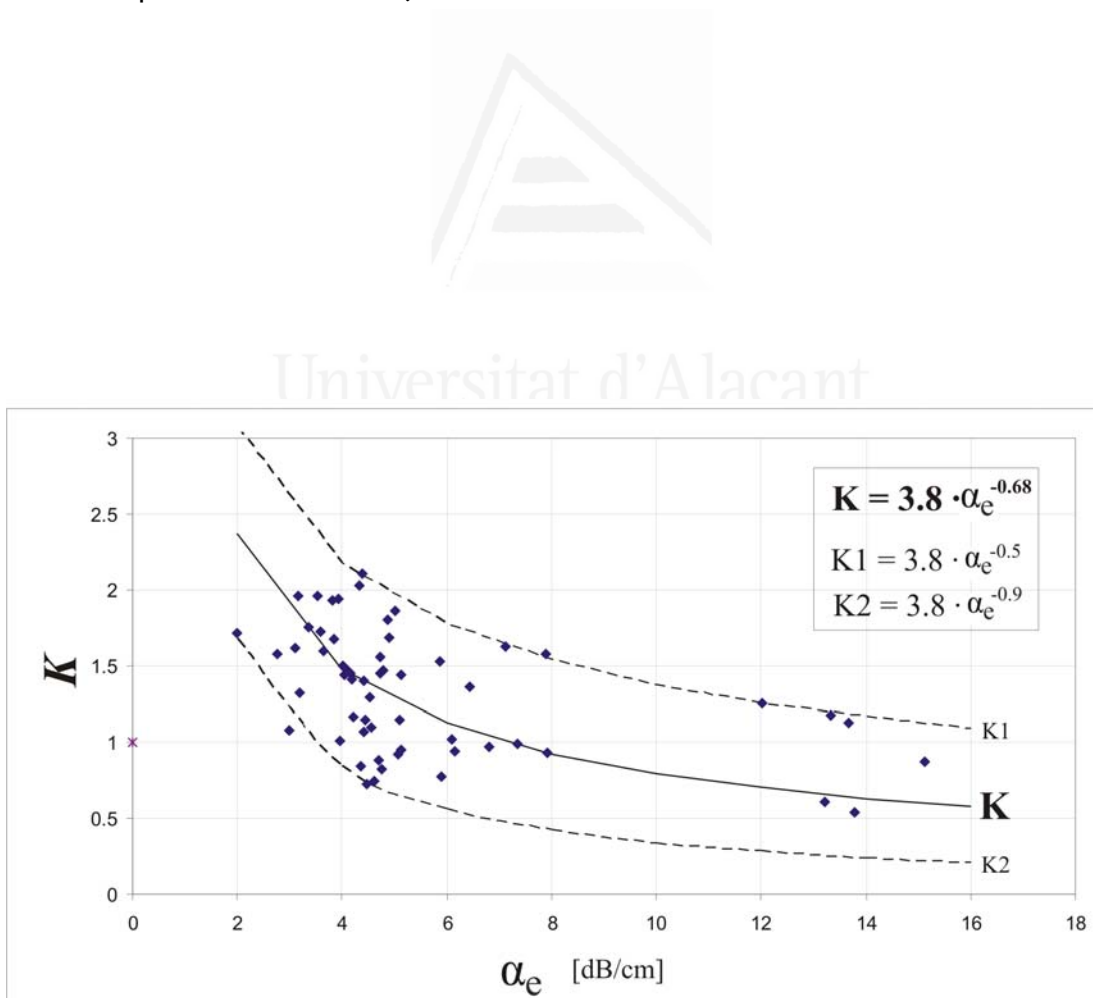


Figura 7-16: Valores de K según el valor de α_e en cada probeta.



CAPÍTULO



8

CONCLUSIONES

El objetivo principal de esta Tesis era el diseño de unos estimadores no destructivos, más eficaces que los definidos en trabajos anteriores, para determinar las propiedades mecánicas de las rocas. Estos nuevos estimadores deben de mantener su efectividad independientemente del grado de heterogeneidad del material analizado, así como en rocas con diferentes grados de alteración.

Se han seleccionado nueve variedades diferentes de rocas carbonáticas de baja porosidad: calizas, dolomías y mármoles (tanto calcíticos como dolomíticos). Todas ellas presentan diferentes grados y tipos de heterogeneidad (rocas homogéneas, presencia de bandeado metamórfico marcado, presencia de fisuras, vénulas, estilolitos, etc.). Además, las rocas se han alterado mediante ensayos de choque térmico y cristalización de sales con el fin de estudiar cómo afecta la alteración a las propiedades mecánicas de estas rocas, así como para garantizar la aplicabilidad de los estimadores obtenidos en materiales alterados.

Al desarrollar el objetivo general, surge, por lo tanto, la necesidad de abordar tres objetivos parciales:

1. Caracterizar detalladamente el proceso de degradación de estas rocas tanto por choque térmico como por cristalización de sales (a nivel microscópico y mesoscópico);
2. Determinar los aspectos de la fábrica más determinantes en la propagación de los ultrasonidos, así como analizar la evolución de los ultrasonidos durante la degradación de los materiales;

* La última página de esta Tesis corresponde a un desplegable. En él se muestran los nueve tipos diferentes de rocas estudiados, sus siglas y sus características generales. De esta forma, manteniendo desplegada esta página, es posible consultar la roca a la que corresponde cada sigla sin interrumpir la lectura continuada de este capítulo.

3. Analizar qué parámetros petrográficos son condicionantes de las propiedades mecánicas de las rocas, conocer cómo influyen aspectos como el tamaño de cristal, la porosidad, la presencia de fisuras, etc., y además estudiar la evolución de dichas propiedades mecánicas durante la degradación de las rocas.

Atendiendo a las características petrográficas y a la forma de alteración de cada variedad, se han establecido tres tipos de rocas carbonáticas con baja porosidad. Estos tres tipos son:

- *Tipo I: Rocas carbonáticas con baja porosidad y varios componentes texturales, en los que al menos uno posee una elevada porosidad y en el resto de componentes es muy baja.*
- *Tipo II: Rocas carbonáticas con baja porosidad y abundantes fisuras, vénulas y/o estilolitos.*
- *Tipo III: Rocas carbonáticas con baja porosidad y naturaleza metamórfica (mármoles).*

En los capítulos anteriores se han presentado y discutido los resultados de los diferentes experimentos y observaciones realizadas para la consecución de los objetivos planteados en esta Tesis. Las conclusiones más relevantes se exponen a continuación.

8.1 Formas de alteración observadas en rocas carbonáticas con baja porosidad durante ensayos de choque térmico y cristalización de sales.

Las conclusiones más relevantes acerca de las formas de alteración aparecidas en las probetas se resumen en los siguientes puntos:

8.1.1. Formas asociadas a alteración química y alteración física por choque térmico.

- a. Las rocas mayoritariamente dolomíticas poseen una durabilidad mayor que las calcíticas. Esto se debe a:
 - Las texturas dolomíticas poseen una elevada estabilidad frente a los procesos de choque térmico. La capacidad de una textura para generar o inhibir la aparición de fisuras térmicas viene condicionada por su rigidez (constantes elásticas) y por la anisotropía en el coeficiente de expansión térmica. Aunque la dolomita es más rígida que la calcita, la

calcita posee una anisotropía en su expansión térmica lineal sustancialmente superior a la de la dolomita. Por ello, la calcita posee una energía de deformación elástica total superior a la dolomita, y por lo tanto, mayor potencialidad para la aparición de microfisuras térmicas.

Cuando existe orientación preferente en los ejes cristalográficos de la calcita, las microfisuras más importantes aparecen con una orientación preferencial: paralelas al bandeo metamórfico.

- La respuesta a mesoescala del choque térmico en rocas calcíticas es la aparición de fisuras. Estas fisuras a mesoescala están motivadas por el sistema tensional generado en la probeta durante la dilatación/contracción de los cristales. Las restrictivas condiciones de contorno a las que están sometidos los cristales del interior de la probeta limitan el desplazamiento relativo de cada uno, generando unos esfuerzos en el interior de la probeta. La liberación de estos esfuerzos se produce mediante la aparición de fisuras a mesoescala.

Cuando existe un bandeo metamórfico marcado con una notable orientación preferencial de los ejes cristalográficos de los blastos, las tensiones generadas por la dilatación térmica no están homogéneamente distribuidas (mayores en dirección perpendicular) por lo que las fisuras aparecerán paralelas a éste.

- La presencia de una disolución salina da lugar a la disolución preferente de la calcita ante la elevada estabilidad química de la dolomita. Esta disolución preferencial se ciñe a cuestiones puramente cinéticas, ya que la disolución de la dolomita es del orden de 3 a 60 veces más lenta que la de la calcita.
- b. La aparición de microfisuras térmicas en texturas calcíticas es independiente del tamaño y forma de los cristales, y aparecen preferentemente en el contorno de los cristales, en detrimento de superficies intracristalinas como maclas y superficies de foliación.

Por otra parte, la tasa de disolución de la calcita es dependiente del tamaño de cristal (a mayor tamaño de cristal, menor tasa de disolución), y se produce tanto en el contorno de los cristales como en superficies intracristalinas (maclas y superficies de foliación).

- c. Los procesos de alteración por choque térmico (aparición de fisuras y microfisuras térmicas) favorecen la alteración química (disolución mineralógica), ya que exponen nuevas superficies a la disolución y facilitan la penetración de la disolución de la probeta.

- d. La alteración superficial de las texturas calcíticas durante choque térmico y cristalización de sales, conlleva un aumento de la rugosidad superficial de las rocas. En rocas ornamentales, esto implica una pérdida de pulido y cambios cromáticos, lo cual puede condicionar su uso y ubicación.

8.1.2. Formas asociadas a alteración física por cristalización de sales

- a. La agresividad de la cristalización de sales en el sistema poroso de estas rocas viene condicionada por la geometría de los mismos: los procesos más agresivos se asocian a poros tridimensionales, mientras que la cristalización en bidimensionales es prácticamente inocua.

Los poros tridimensionales (aquellos que poseen un orden de magnitud similar en las dimensiones de las tres direcciones del espacio) se asocian a texturas hipidiotópicas/idiotópicas, con cristales bien desarrollados (euhedrales o subhedrales). El sistema tensional generado por la cristalización de sales en el interior de estos poros da lugar a fisuras (que posteriormente convergen formando una fisura mayor que se propaga por el resto de la probeta) así como a la decohesión de los cristales (dando lugar a la degranulación o disgregación granular de la textura).

Los poros bidimensionales (poros en los que predomina la longitud y anchura sobre la apertura) se observan en texturas xenotópicas/hipidiotópicas, con cristales subhedrales o anhedrales, en las que la porosidad se reduce casi exclusivamente a los espacios intercristalinos. Estos espacios, por lo tanto, poseen una marcada bidimensionalidad, ya que dos dimensiones (correspondientes a la longitud de los cristales) predominan sobre una de menor magnitud (espaciado intercristalino, entendiéndose como tal la distancia existente entre cristales vecinos).

- b. Del grupo de discontinuidades presentes en estas rocas (véculas, fisuras y/o estilolitos) las únicas que constituyen un problema real para la durabilidad de la roca son los estilolitos.

El daño asociado a los estilolitos se debe al relleno arcilloso que posee asociado. El contenido de arcillas en el interior de los estilolitos es susceptible de generar:

- El lavado del relleno, y por lo tanto el aumento de la apertura de la discontinuidad;
- Degradación asociada a la expansividad de algunos tipos de minerales de la arcilla presentes en el relleno.

Estos dos motivos justifican que los daños asociados a la apertura y desarrollo de estilolitos se produzcan tanto en los ciclos de

cristalización de sales como de choque térmico, ya que tanto el lavado como la expansividad se producen en ambos ensayos.

El resto de discontinuidades presentes en estas probetas (véculas y fisuras) no son especialmente dañinas respecto a su capacidad de generar fisuras, aunque cabe destacar la rápida propagación que las fisuras experimentan a favor del contorno de los cristales calcíticos de las véculas.

En ocasiones, las véculas presentan una cementación parcial, dando lugar a cavidades de orden milimétrico en su relleno. La cristalización de sales en estas cavidades tampoco afectan a la durabilidad de la probeta, ya que, a pesar de poseer una geometría tridimensional, la presión de cristalización en poros con un radio superior a las 10 μm es prácticamente nula.

- c. Los procesos de alteración química (disolución mineralógica de los cristales) favorecen la alteración física por cristalización de sales (aparición de fisuras y microfisuras). Esto se debe a que la disolución produce una modificación del sistema poroso de la roca, exponiendo nuevos poros y facilitando la penetración de la sal en el interior de la probeta.

8.2. Respuesta ultrasónica frente la alteración.

La influencia de la fábrica de las rocas en los ultrasonidos se ha evaluado atendiendo a dos aspectos diferentes de la onda: su velocidad de propagación (cuantificada por v_p) y su dispersión energética (cuantificada por la atenuación espacial, α_e).

Cada uno ha mostrado una respuesta diferente, obteniéndose las siguientes conclusiones:

- a. El parámetro petrográfico que condiciona casi exclusivamente la velocidad de propagación de las ondas es la porosidad (espaciado intercrystalino), mientras que resulta independiente de su mineralogía (en rocas carbonáticas) y tamaño de cristal.

La influencia de v_p y el espaciado se ha cuantificado de la siguiente forma:

- Rocas con un espaciado intercrystalino inferior a 0.1 μm (normalmente asociado a un tamaño de cristal grande, > 100 μm): cada descenso de 1 km/s de v_p corresponde a un incremento del espaciado del 300 %.
- Rocas con un espaciado intercrystalino inferior a 0.001 μm (asociado a rocas con un tamaño de cristal pequeño, < 100 μm): cada descenso de 1 km/s de v_p corresponde a un

incremento del espaciado intercrystalino de un orden de magnitud.

b. v_p no resulta un parámetro sensible para determinar el grado de alteración de una roca. Las limitaciones de v_p en este sentido se deben a que:

- Si únicamente conocemos el descenso de v_p , no podemos concretar si el retraso está producido por la **aparición de fisuras** (mesoscópicas) o **incremento del espaciado intercrystalino**. Esto constituye una pérdida de información importante de la forma de degradación de un material.
- La velocidad de propagación es indicadora de las características de la **fracción de la roca más favorable para la propagación de la onda** (es decir, la menos degradada), y por lo tanto no refleja la presencia de defectos puntuales (cavidades) o discontinuidades que no afecten a la sección completa de la roca.

Esto se debe a que el transductor receptor capta la primera vibración que se produce. Ésta se debe a la llegada del pulso ultrasónico que menos se ha retardado en su propagación por la roca, mientras que los pulsos más tardíos quedan enmascarados por los ecos y diversos frentes que llegan posteriormente.

Por lo tanto, los descensos de v_p indican el grado de alteración en las zonas de la roca menos degradada. Además, limitándonos a conocer únicamente la degradación en estas zonas, la velocidad medida puede responder tanto a incrementos en el espaciado intercrystalino (en la zona más sana), o bien a la aparición de fisuras que afecten a toda la sección de la probeta.

Por otra parte, esta es la única situación en la que v_p respondería a la aparición de fisuras en la probeta (cuando éstas afectan a toda la sección), ya que las pequeñas fisuras, o fisuras con una posición marginal en la probeta, no afectan a v_p .

- c. La atenuación espacial es fuertemente dependiente de la presencia de discontinuidades (véculas, fisuras, estilolitos, etc.) y en menor medida del tamaño de cristal y el espaciado intercrystalino.
- d. La atenuación espacial (α_e) ofrece una imagen global y precisa del estado de alteración general de la roca, ya que es altamente sensible a la presencia de defectos puntuales.
- e. Las conclusiones c y d, justifican la idoneidad de α_e como parámetro ultrasónico para determinar el grado de degradación de una roca. Además, α_e posee un rango de valores fijo, por lo que, independientemente del tipo de carbonato estudiado, se puede realizar la siguiente jerarquización de los valores de α_e :

- Valores de α_e entre 2 y 8 dB/cm: estado inalterado. Aparición de microfisuras.
 - Valores de α_e entre 8 y 12 dB/cm: aparición y desarrollo de fisuras, así como decohesión cristalina de componentes porosos (pasta de BS y A, o componente textural *fmc* en ME).
 - Valores de $\alpha_e > 12$ dB/cm: desarrollo y apertura de fisuras importantes. Riesgo de pérdida de material a su favor.
- f. El bandeo metamórfico existente en algunos mármoles, condiciona la velocidad de las ondas ultrasónicas según se propaguen paralela o perpendicular a él. Se registran velocidades más lentas cuando la onda se desplaza perpendicularmente al bandeo.

Sin embargo, la atenuación espacial resulta independiente de la relación entre la dirección de propagación de la onda y el bandeo metamórfico, registrándose valores similares en ambas direcciones.

8.3. Respuesta mecánica frente la alteración.

En primer lugar, destacar el novedoso empleo del ensayo de microcompresión. Este ensayo constituye una gran ventaja frente el tradicional ensayo de compresión a mesoescala. La innovación de esta técnica radica en la posibilidad de ensayar probetas de tan solo 3x3x3 mm. Este reducido tamaño permite estudiar el comportamiento tenso-deformacional de cada textura por separado, avanzando en una primera aproximación a la jerarquización de los factores petrográficos más determinantes en su respuesta mecánica.

De los ensayos de compresión (a microescala y mesoescala) se ha estudiado la influencia de la fábrica de las rocas (y su degradación) tanto en la resistencia a compresión, como en la rigidez de los materiales (constantes elásticas).

8.3.1. Respuesta y evolución de la resistencia a compresión.

- a. La resistencia a compresión de los carbonatos con baja porosidad viene condicionada por (en orden de importancia):
- La mineralogía: los materiales mayoritariamente calcínicos muestran valores inferiores de resistencia a compresión que los dolomíticos.

- El tamaño de cristal: a mayor tamaño de cristal, menor resistencia a compresión.
 - La porosidad: una densidad elevada de poros corresponde, lógicamente, a valores de resistencia mecánica menores.
 - La geometría del poro/fisura: rocas con un sistema poroso conformado por poros con una geometría tridimensional, poseen asociado un valor de resistencia a compresión mayor que aquellas en las que predominan poros bidimensionales.
- b. La presencia de fisuras a mesoescala contribuye a disminuir la resistencia a compresión de las rocas. Sin embargo, la magnitud del descenso depende de numerosos factores, y no necesariamente la simple presencia de una fisura debe suponer un peligro de baja resistencia mecánica.

Los factores que condicionan la resistencia en rocas fisuradas, son la rugosidad de las superficies de la fisura, su orientación respecto a la dirección de carga y su posición relativa dentro de la probeta.

- c. La degradación de las probetas puede generar, además de la aparición de fisuras o el desarrollo de discontinuidades preexistentes, un aumento del espaciado intercristalino (ya sea por la disolución de las superficies intercristalinas o por aparición de microfisuras).

El aumento de dicho espacio intercristalino puede producir una disminución de la resistencia mecánica, ya que favorece la propagación inestable de las fisuras.

8.3.2. Respuesta y evolución de la rigidez (módulo elástico).

- d. La rigidez de un material depende de su tamaño de cristal y su porosidad, mientras que, en rocas carbonáticas, es independiente de su mineralogía.

En particular, cuanto mayor sea el tamaño de cristal, menor es la rigidez de la roca (menor módulo elástico). De la misma forma, el aumento de la porosidad también contribuye a disminuir la rigidez.

- e. Estos mismos factores determinan la importancia de la deformación plástica de las rocas: los materiales con un tamaño de cristal grande y una elevada porosidad poseen un mayor comportamiento plástico que aquellos menos porosos o con menor tamaño de cristal. Además, el grado de fisuración de una roca también influye en su plasticidad, ya que cuanto mayor número de fisuras, más plástico resulta su comportamiento.

- f. Teniendo en cuenta la influencia que la porosidad y el grado de fisuración tienen sobre las características elásticas de las rocas, resulta lógico concluir que la degradación de las probetas conlleva un descenso de su rigidez así como un incremento de su deformación plástica.
- g. Por último, destacar que tanto la resistencia mecánica, como la rigidez, viene determinada por las características más desfavorables de la roca.

De esta forma, las características mecánicas de una roca con diferentes componentes texturales, vendrán determinadas por las características de aquella que posea menor resistencia y menor rigidez.

8.3. Estimadores no destructivos de las propiedades mecánicas de rocas carbonáticas.

Se han obtenido dos estimadores no destructivos (ultrasónicos) mediante los cuales se estima la resistencia a compresión y el módulo elástico de las rocas.

8.4.1. Estimador de la resistencia mecánica

v_p ha sido considerado tradicionalmente como el parámetro ultrasónico más interesante para predecir o estimar la resistencia mecánica de los materiales. Sin embargo, existe muy poca coherencia entre las funciones predictivas definidas en los trabajos previos.

A partir de los resultados obtenidos en esta Tesis es posible justificar, tanto las desventajas del empleo de v_p como estimador de la resistencia a compresión (y de la durabilidad de una roca), como la elevada dispersión entre los diferentes resultados bibliográficos:

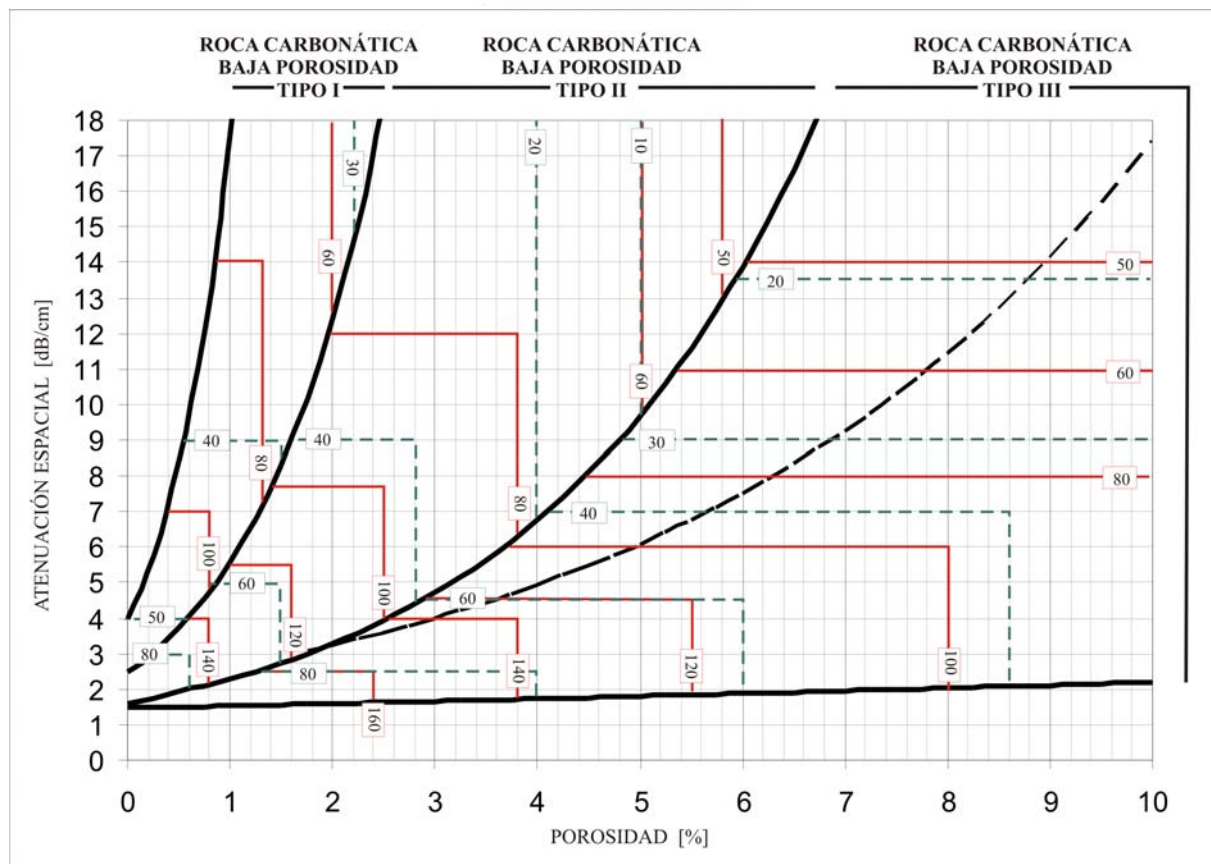
- i. Los descensos de v_p asociados a la degradación de las rocas pueden estar provocados, bien por incremento del espaciado intercrystalino, bien por la aparición de fisuras a mesoescala. Estudiando únicamente v_p resulta imposible determinar si la roca ha sufrido uno u otro proceso.
- ii. v_p muestra información de la sección menos alterada de la roca (y por lo tanto la que da lugar a una mayor velocidad de propagación de las ondas), por lo que a partir de v_p podemos conocer el estado de alteración de la fracción más sana de la roca, pero no el de la fracción más degradada.

Por otra parte, la resistencia a compresión de las rocas venía condicionada por la resistencia de la fracción más desfavorable (a diferencia de lo observado en v_p), siendo además, muy condicionante la presencia de fisuras en la roca. Por lo tanto, estas diferencias de comportamiento entre la resistencia mecánica y v_p justifican la elevada dispersión de las funciones predictivas definidas en trabajos previos.

La atenuación espacial, por el contrario, resulta mucho más sensible a los cambios en la fábrica de las rocas, sufriendo incrementos más suaves cuando una roca presenta un incremento de su espaciado intercrystalino, que cuando muestra la aparición de fisuras (incrementos más importantes de α_e). Además, α_e , al igual que la resistencia a compresión, viene condicionada por la fracción más dañada de la roca.

α_e , por lo tanto, posee un carácter mucho más predictivo que v_p .

A partir de α_e y porosidad de la roca, se ha elaborado un gráfico con el que estimar la resistencia a compresión de una roca (testado con 306 probetas de las diferentes variedades estudiadas y con diferentes grados de alteración):



Cuando se plantearon los objetivos de esta Tesis, se exigió que el estimador no destructivo de la resistencia mecánica debía cumplir dos condiciones:

- a) *Mayor precisión que la ofrecida en las ecuaciones predictivas existentes en bibliografía.*
- b) *Validez en rocas con diferentes grados de heterogeneidad.*

El resultado obtenido (el gráfico anterior) representa un importante avance en cuanto a la precisión, respecto de las ecuaciones predictivas existentes en bibliografía, ya que en éstas es posible determinar un valor de resistencia a compresión con un rango de error de 140 MPa. Además, hay que considerar que el propio ensayo de resistencia a compresión uniaxial posee un importante rango de dispersión en sus resultados.

Por otra parte, la gran aportación de este estimador se centra en su validez y efectividad en rocas con diferentes grados de heterogeneidad, ya que con él se puede determinar la resistencia a compresión de:

- a) un amplio abanico de variedades de rocas carbonáticas: desde homogéneas, hasta rocas fisuradas y mármoles;
- b) rocas con diferente grado de alteración.

Por ultimo, destacar que a los límites mecánicos obtenidos en el gráfico se les debe aplicar un factor de corrección cuando se aplique a *dolomías* y a *mármoles*:

- cuando se consideren *dolomías*, los límites obtenidos deben multiplicarse por un *factor de 1.5*.
- cuando se consideren *mármoles* con bandeo metamórfico marcado y se pretenda conocer su resistencia mecánica en *direcciones paralelas* a dicho bandeo, es necesario multiplicar los límites obtenidos por un *factor de 0.6*.

8.4.2. Estimador del módulo elástico.

La estimación de los módulos elásticos estáticos a partir de los módulos dinámicos (obtenidos a partir de ultrasonidos) ha sido estudiado en repetidas ocasiones, concluyendo en todas ellas que entre ambos valores (estático y dinámico) existe una importante desviación.

En esta Tesis se ha obtenido un factor de corrección que permite una mejor predicción del módulo elástico estático mediante ultrasonidos. Este factor corrector se aplica sobre el valor obtenido del módulo elástico

dinámico (E_{din}), y se define en función del valor medido de atenuación espacial (α_e).

El módulo de elasticidad estático (E_{est}^{sec}) viene definido, por lo tanto, por la siguiente ecuación:

$$E_{est}^{sec} = \frac{1}{3.8 \cdot \alpha_e^{-0.68}} \cdot E_{din}$$

Esta ecuación aumenta la eficacia y aplicabilidad de los ultrasonidos como técnica no destructiva para evaluar el comportamiento elástico de las rocas, ya que: a) aproxima más el módulo elástico dinámico al valor real establecido por el módulo elástico estático (**mayor eficacia**); y b) la aproximación obtenida es válida para rocas carbonáticas con diferentes niveles de heterogeneidad, así como diferentes grados de alteración (**mayor aplicabilidad**).



Universitat d'Alacant
Universidad de Alicante

PUNTOS MÁS DESTACABLES DE LAS CONCLUSIONES OBTENIDAS EN ESTA TESIS:

Expresados de forma esquemática son:

- Las rocas dolomíticas (dolomías y mármoles dolomíticos) poseen una ***durabilidad superior*** a la de las rocas calcíticas (calizas y mármoles calcíticos). De estas últimas cabe destacar las siguientes formas de alteración según las características de la fábrica inicial:
 - Todas las rocas calcíticas sufren: aparición de microfisuras y fisuras a mesoescala asociadas a choque térmico; y disolución mineralógica de los cristales en presencia de disoluciones salinas (el proceso es más intenso en texturas con tamaño de cristal pequeño).
 - La degradación por cristalización de sales en rocas carbonáticas con baja porosidad se asocia casi exclusivamente a la presencia de componentes texturales porosos con geometría de poro tridimensional (provocando la degranulación de la matriz).
 - La presencia de fisuras, vénulas o cavidades en una roca no perjudica a su durabilidad. Los estilolitos sí la merman (tanto en ensayos de choque térmico como en cristalización de sales).
 - La microfisuración térmica favorece a la alteración química (disolución mineralógica), y esta, a su vez, favorece la degradación mecánica por cristalización de sales.
- La propagación de los ultrasonidos viene condicionada por el ***espaciado intercristalino*** de las rocas y por la ***presencia de fisuras***:
 - La velocidad de propagación está afectada en magnitud similar por ambos (espaciado y fisuras), mientras que en la atenuación espacial está condicionada por el espaciado, pero en mayor medida por la presencia de fisuras.
 - La velocidad de propagación muestra información de la fracción de roca menos degradada, mientras que la atenuación espacial ofrece una información global de la roca.
- Por estos dos motivos, se puede afirmar que la ***atenuación espacial es un indicador más preciso que v_p tanto de las***

características de la fábrica de una roca como de su grado de alteración.

- La resistencia mecánica de una roca es mayor cuanto menor es el tamaño de cristal, menor es la porosidad y la geometría de los poros tiende a ser tridimensional (poros con dimensiones equivalentes en las tres direcciones del espacio). Además, las rocas dolomíticas son más resistentes que las calcíticas, así como la presencia de fisuras interviene en la disminución de la resistencia mecánica.
- La rigidez de un material aumenta conforme aumenta su tamaño de cristal, su proporción entre poros bidimensionales y tridimensionales; mientras que disminuye al aumentar su porosidad. En rocas carbonáticas, la rigidez de una roca es independiente de su mineralogía.
- La alteración de los carbonatos con baja porosidad (especialmente en las calizas), tiende a ofrecer comportamientos elásticos cada vez menos rígidos, así como una menor resistencia mecánica.
- Tanto la resistencia mecánica como la rigidez de una roca vienen condicionadas por las características mecánicas de la fracción más desfavorable (menos resistente y menos rígida).

Según todos estos resultados, se han obtenido ***dos estimadores no destructivos*** que determinan dos aspectos fundamentales de las características mecánicas de las rocas: su ***resistencia a compresión*** y su ***comportamiento elástico*** (rigidez). Ambos estimadores suponen una importante aportación en el empleo de los ultrasonidos en la estimación de las características mecánicas de las rocas, ya que amplían el campo de aplicación (son ***válidos en rocas con diferentes grados de heterogeneidad***) y ***aportan una mayor precisión que la ofrecida en ecuaciones predictivas existentes en bibliografía.***



Ur
Uni

**Biblio
grafía**

it
nte

- Alfaro**, P., Andréu, J.M., González, J., González, M., López, F.J., y López, J.A. (2003): Itinerarios geológicos por la Cordillera Bética. Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, 177 pp.
- Allison**, R.J. (1990): Developments in a non-destructive method of determining rock strength. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15 (6): 571-577.
- Alonso**, F.J. y Suárez del Río, L.M. (1985): Velocidad de propagación de ondas en rocas carbonatadas. *Trabajos de Geología (Universidad de Oviedo)*, 15: 315-324.
- Al-Shayea**, N.A. (2004): Effects of testing methods and conditions on the elastic properties of limestone rock. *Engineering Geology*, 74: 139-156.
- Anónimo** (2006): *Ultrasonic Transducers Technical Notes*. Ed: Olympus-Panametrics-NDT. Manual. 49 pp.
- Arau**, H. (1999): *ABC de la acústica arquitectónica*. Grupo Editorial CEAC, Barcelona. 336 pp.
- Arvidson**, R.S., Ertan, I.E., Amonette, J.E. y Luttge, A. (2003): Variation in calcite dissolution rates: A fundamental problem? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67: 1623-1634.
- Assefa**, S., McCann, C. y Sothcott, J. (2003): Velocities of compressional and shear waves in limestones. *Geophysical Prospecting*, 51: 1-13.
- ASTM D 3148-96** (1996): Standard test for elastic moduli of intact rock core specimens in uniaxial compression. 21 pp.
- Attewell**, P.B. (1970): Triaxial anisotropy of wave velocity and elastic moduli in slate and their axial concordance with fabric and tectonic symmetry. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 7 (2): 193-207.
- Barron**, K. (1971): Detection of fracture initiation in rock specimens by the use of a simple ultrasonic listening device. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 8 (1): 55-59.
- Basu**, A., Celestino, T.B. y Bortolucci, A.A. (2008): Evaluation of rock mechanical behaviours under uniaxial compression with

reference to assessed weathering grades. *Rock Mechanics and Rock Engineering*. En prensa.

Bellopede, R., Ferrero, A.M., Manfredotti, L., Marini, P. y Migliazza, M. (2006): The effect of thermal stresses on the mechanical behaviour of natural building stones. En: *Fracture and failure of natural building stones. Applications in the restoration of ancient monuments*. Kourkoulis, S.K. (Ed.). Springer, Dordrecht (Países Bajos): 592 pp.

Benavente, D. (2003): Modelización y estimación de la durabilidad de materiales pétreos porosos frente a la cristalización de sales. Tesis Doctoral, Universidad de Alicante. 289 pp.

Benavente, D., Bernabéu, A., Fort, R., García del Cura, M.A., La Iglesia, A. y Ordóñez, S. (2000): Caracterización mineralógica, petrológica y petrofísica del mármol comercial Rojo Alicante (Cavarrasa, Alicante). *Geotemas*, 1 (1): 255-260. Reeditado en *RocMáquina*, 65: 40-44. (2001).

Benavente, D., Bernabéu, A., Fort, R., Martínez-Martínez, J., García del Cura, M.A. (2006a): The decolouration of brecciated black marbles used in heritage monuments of Alicante. En: "Heritage, Weathering and Conservation", editores: Fort, R., Álvarez de Buergo, M., Gómez-Heras, M. y Vázquez-Calvo, C. Ed. Balkema. Róterdam, Vol. 2, 205 -210.

Benavente, D., Cueto, N., Martínez-Martínez, J., García del Cura, M.A. y Cañaveras, J.C. (2007a): The influence of petrophysical properties on the salt weathering of porous building rocks. *Environmental Geology*, 52 (2): 197-206.

Benavente, D., Cultrone, G. y Gómez-Heras, M. (En prensa): The combined influence of mineralogical, hygric and thermal properties on the durability of porous building stones. *European Journal of Mineralogy*. En prensa.

Benavente, D., Linares-Fernández, L., Cultrone, G. y Sebastián, E. (2006b): Influence of microstructure on the resistance to salt crystallisation damage in brick. *Materials and Structures*, 39 (285): 105-113.

Benavente, D., Martínez-Martínez, J., Cueto, N. y García-del-Cura, M.A. (2007b): Salt weathering in dual-porosity building dolostones. *Engineering Geology*, 94: 215-226.

Benavente, D., Martínez-Martínez, J., Jáuregui, P., Rodríguez, M.A. y García del Cura, M.A. (2006c): Assessment of the strength of building rocks using signal processing procedures. *Construction and building materials*, 20: 562-568.

- Benchiarin**, S., Baccelle Scudeler, L., Fassina, V., Molin, G. y Stefani, C. (2007): A survey on the deterioration processes of the renaissance monument to Giovanni Calturnio in the St. Anthony's basilica in Padova, Italy. En: Water and Cultural Heritage. Libro de actas del VII International Symposium on the Conservation of Monuments in the Mediterranean Basin, Orléans (Francia). 110-118 pp.
- Benson**, P.M., Meredith, P.G., Platzman, E.S. y White, R.E. (2005): Pore fabric shape anisotropy in porous sandstones and its relation to elastic wave velocity and permeability anisotropy under hydrostatic pressure. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 39 (3): 511-535.
- Binda**, L. y **Baronio**, G. (1984): Measurement of the resistance to deterioration of old and new bricks by means of accelerated aging tests. Durability of Building Materials, 2 (2): 139-154.
- Boadu**, F.K. (1997): Fractured rock mass characterization parameters and seismic properties: Analytical studies. Journal of Applied Geophysics, 36: 1-19.
- Callister**, W.D. (1995): Introducción a la Ciencia e Ingeniería de los Materiales. Ed: Editorial Reverté, S.A., Barcelona. 459 pp.
- Carmichael**, R.S. (1989): Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals. Ed: CRC Press, Inc., Florida (EE.UU.). 741 pp.
- Ciccotti**, M. y **Mulargia**, F. (2004): Differences between static and dynamic elastic moduli of a typical seismogenic rock. Geophysical Journal International, 157: 474-477.
- Çobanoğlu**, I. y **Çelik**, S.B. (2008): Estimation of uniaxial compressive strength from point load strength, Schmidt hardness and P-wave velocity. Bulletin of Engineering and Geological Environment. En prensa.
- Colombo**, C., Conti, C., Costanzi, F., Montonato, S., Negrotti, R., Poli, T., Realini, M. y Valentín, M. (2007): Water and soluble salts on porous materials: an experimental study of damages on bricks. En: Water and Cultural Heritage. Libro de actas del VII International Symposium on the Conservation of Monuments in the Mediterranean Basin, Orléans (Francia). 110-118 pp.
- Chen**, G. y **Lin**, Y. (2004) : Stress-strain-electrical resistance effects and associated state equations for uniaxial rock compression. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 41: 223-236

-
- Christaras**, B., Auger, F. y Mosse, E. (1994): Determination of the moduli of elasticity of rocks. Comparison of the ultrasonic velocity and mechanical resonance frequency methods with direct static methods. *Materials and Structures*, 27: 222-228.
- Christensen**, N. (1990): Seismic velocities. En: *Practical Handbook of physical properties of rocks and minerals* (2ª Ed). Carmichael, R.S. (Ed). CRC Press Inc. 741 pp.
- Darot**, M. y **Reuschlé**, T. (2000): Acoustic wave velocity and permeability evolution during pressure cycles on a thermally cracked granite. *International journal of rock mechanics and mining sciences*, 37: 1019-1026.
- Datta**, S. y **Madhwa Simha**, K.R. (1968): Elastic wave velocities in rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 70 (1): 5-11.
- Dullien**, F.A.L., (1992). *Porous Media; Fluid Transport and Pore Structure*. Academic Press, San Diego. 2ª Ed. 574 pp.
- Dürrast**, J., Rasolofosaon, P.N.J. y Siegesmund, S. (2002): P-wave velocity and permeability distribution of sandstones from a fractured tight gas reservoir. *Geophysics*, 67 (1): 241-253.
- Eberhardt**, E., Stimpson, B. y Stead, D. (1999): Effects of grain size on the initiation and propagation thresholds of stress-induced brittle fractures. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 32 (2): 81-99.
- Ersoy**, A. y **Atici**, U. (2007): Correlation of P and S-waves with cutting specific energy and dominant properties of volcanic and carbonate rocks. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 40 (5): 491-504.
- Fei**, Y. (1995): Thermal Expansion. En: *Mineral Physics and Crystallography. A Handbook of Physical Constants*. American Geophysical Union. 29-44.
- Ferrero**, A.M. y **Marini**, P. (2001): Experimental studies on the mechanical behaviour of two thermal cracked marbles. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 34 (1): 57-66.
- Field**, J.E. (1971): Brittle fracture and its study and application. *Contemporary Physics*, 12 (1): 1-31.
- Firestone**, F.A. (1940): Flaw detecting device and measuring instrument. USA-P 2280226.
- Fort**, R. (2007): La contaminación atmosférica en el deterioro del patrimonio monumental: medidas de prevención. En: *Ciencia, Tecnología y Sociedad para una conservación sostenible del*

- patrimonio pétreo. Pérez-Monserrat, E., Gómez-Heras, M., Álvarez de Buergo, M. y Fort González, R. (Eds). Madrid, 189 pp.
- Freyburg**, E. (1972): Der untere und mittlere Buntsandstein SW-Thüringens in seinen gesteintechnischen Eigenschaften, Ber. Dte. Ges. Geol. Wiss. A; Berlin, 176: 911-919.
- Friedman**, G.M. (1965): Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35: 643-655.
- Fuente-Ramírez**, J. V., López-Buendía, A. y Sabater González, J. V. (2004): Técnicas no destructivas y cuasi-no destructivas en la evaluación de edificios históricos de la Comunidad Valenciana. En: Libro de Actas del VII Congreso Internacional de Rehabilitación del Patrimonio y Edificación, Yaiza: 137-140.
- Galán**, E., Vázquez, M. A., Guerrero, M. A., Ortiz, P. y Zezza, F. (2003): Non-destructive techniques: their application to the study of stone decay in monumnets. Two cases studied. En: Applied study of cultural heritage and clays. Madrid, España. Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC). 2003. Pag. 91-111.
- Gállego Corduras**, I.C., García de Domingo, A. y López Olmedo, F. (1984): Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 845: Yecla. Mapas y Memoria. IGME, Madrid, 49 pp.
- García de Domingo**, A., López Olmedo, F., Baena, J. y Gállego Corduras, I.C. (1984): Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 844: Ontur. Mapas y Memoria. IGME, Madrid, 43 pp.
- García del Cura**, M.A. y **Ordóñez**, S. (1995): Potencial geológico de mármoles en España. En "Manual de Rocas Ornamentales": López Jimeno ed. ETSIM. Madrid, 81-101.
- García del Cura**, M.A., Rodríguez, M.A., Pina, J.A., Cañaveras, J.C., Baltuille, J.M. y Ordóñez, S. (1999): Los mármoles comerciales "Marrón Emperador" y "Marrón Imperial" (S.E. España). Caracterización petrológica y criterios de exploración. *Boletín Geológico y Minero*, 110 (1): 67-76.
- González de Vallejo**, L.I., Ferrer, M., Ortuño, L. y Oteo, C. (2002): Ingeniería Geológica. Ed: Pearson Educación, Madrid. 744 pp.
- Goubev**, A. y **Rabinovic**, G.J. (1976): Reultaty primeneniya apparatury akusticeskogo karotasa dlja predelenia procnostykh svoistv gornych porod na mestorosdeniach tverdych iskopaemych. *Prikladnaja Geofizika Moskva*, 73: 109-116.

-
- Griffith**, A.A. (1921): The phenomena of rupture and flow in solids. *Philosophical Transaction of the Royal Society*, 221: 163-197.
- Guéguen**, Y. y **Palciauskas**, V. (1994): Introduction to the physics of rocks. Ed: Princeton University Press, Princeton, New Jersey (EE.UU.). 294 pp.
- Gundtoft**, H.E. y **Borum**, K.K. (1990): Ultrasonic non-destructive evaluation of ceramics. *Proceedings of the Riso International Symposium on Metallurgy and Materials Science*: 319-326.
- Gupta**, A.S. y **Rao**, K.S. (2000): Weathering effects on the strength and deformational behaviour of crystalline rocks under uniaxial compression state. *Engineering Geology*, 56: 257-274.
- Haktanir**, T. y **Ari**, K. (2005): Resistencia a la rotura y a la abrasión de adoquines de hormigón para pavimentos, en función del peso específico (en seco) y de la velocidad de ultrasonidos. *Materiales de Construcción*, 55: 5-12.
- Hatzor**, Y.H. y **Palchik**, V. (1997): The influence of grain size and porosity on crack initiation stress and critical flaw length in dolomites. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 34 (5): 805-816.
- Hatzor**, Y.H. y **Palchik**, V. (1998): A microstructure-based failure criterion for Aminadav dolomites. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 35 (6): 797-805.
- Hatzor**, Y.H., Zur, A. y Mimran, Y. (1997): Microstructure effects on microcracking and brittle failure of dolomites. *Tectonophysics*, 281: 141-161.
- Heap**, M.J. y **Faulkner**, D.R. (2008): Quantifying the evolution of static elastic properties as crystalline rock approaches failure. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 45: 564-573.
- Heinrich**, E.W.M (1956): *Microscopic Petrography*. McGraw – Hill Book Company Inc., New York. 320 pp.
- Henneke**, E., Chimenti, D. y Papadakis, E. (1991): Fundamental principles of ultrasonic wave propagation. En: *Nondestructive testing handbook (2ª Ed.)*. Vol. 7: Ultrasonic testing. Birks, A. y Green, R. (Technical Ed.); McIntire, P. (Ed). American Society for nondestructive testing, E.E.U.U. 893 pp.
- Hernández**, M.G., Moragues, A., Anaya, J.J. y Sánchez, T. (2004) : Aplicación de los ultrasonidos para la evaluación no destructiva de la porosidad. En: *Libro de Actas del VII*

Congreso Internacional de Rehabilitación del Patrimonio y Edificación, Yaiza: 269-272 .

- Houk**, J. y **Scherer**, G.W. (2006): Controlling stress from salt crystallization. En: Fracture and failure of natural building stones. Applications in the restoration of ancient monuments. Kourkoulis, S.K. (Ed.). Springer, Dordrecht (Países Bajos): 592 pp.
- Irles Mas**, R. (2004): Mecánica de medios continuos para ingenieros geólogos. Publicaciones de la Universidad de Alicante. San Vicente del Raspeig. 274 pp.
- Ismail**, M.P., Yusof, K.M. y Ibrahim, A.N. (1996): A combined ultrasonic method on the estimation of compressive concrete strength. Non-Destructive Testing and Condition Monitoring, 38 (11): 781-785.
- Jeng**, F.S., Weng, M.C., Lin, M.L. y Huang, T.H. (2004): Influence of petrographic parameters on geotechnical properties of tertiary sandstones from Taiwan. Engineering Geology, 73: 71-91.
- Jerez Mir**, L., Jerez Mir, F. y García Monzón, G. (1974): Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 912: Mula. Mapas y Memoria. IGME, Madrid, 30 pp.
- Jordan**, G. y **Rammensee**, W. (1998): Dissolution rates of calcite (10-14) obtained by scanning force microscopy: Microtopography-based dissolution kinetics on surfaces with anisotropic step velocities. Geochimica et Cosmochimica Acta, 62 (6): 941-947.
- Jordan**, G., Higgins, S.R., Eggleston, C.M., Knauss, K.G. y Schmahl, W.W. (2001): Dissolution kinetics of magnesite in acidic aqueous solution, a hydrothermal atomic force microscopy (HAFM) study: Step orientation and kink dynamics. Geochimica et Cosmochimica Acta, 65 (23): 4257-4266.
- Ju**, Y., Sudak, L. y Xie, H. (2007): Study on stress wave propagation in fractured rocks with fractal joint surfaces. International Journal of Solids and Structures, 44: 4256-4271.
- Kahraman**, S. (2001): Evaluation of simple methods for assessing the uniaxial compressive strength of rock. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 38: 981-994.
- Kahraman**, S., Alber, M., Fener, M. y Gunaydin, O. (En Prensa): Evaluating the geomechanical properties of Misis fault breccia (Turkey). International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. En prensa.

-
- Kampschuur**, W., García Monzón, G., Verburt, V., Perconing, E., Fernández-Luacano, M.C. y Martínez, J.U. (1975a): Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 1031: Sorbas. Mapas y Memoria. IGME, Madrid, 46 pp.
- Kampschuur**, W., Vissers, R., García Monzón, G. y de las Heras, A. (1975b): Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 1013: Macael. Mapas y Memoria. IGME, Madrid, 43 pp.
- Katz**, O., Reches, Z. y Roegiers, J.C. (2000): Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt Hammer. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 37: 723-728.
- Kiliç**, A. y **Teymen**, A. (2008): Determination of mechanical properties of rocks using simple methods. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*: 1-8.
- Kobayashi**, R. (1975): Studies on crack distribution and sonic velocity change in rocks. *Soviet Mining Science*, 11 (3): 185-187.
- Koch**, A. y **Siegesmund**, S. (2004): The combined effect of moisture and temperature on the anomalous expansion behaviour of marble. *Environmental Geology*, 46: 350-363.
- Krautkrämer**, J y **Krautkrämer**, H. (1969): Ultrasonic testing of materials. Springer-Verlag, Berlin. 521 p.
- Leiss**, B. y **Weiss**, T. (2000): Fabric anisotropy and its influence on physical wetahering of different types of Carrara marbles. *Journal of Structural Geology*, 22: 1737-1745.
- Li**, C., Prikryl, R. y Nordlund, E. (1998): The stress-strain behaviour of rock material related to fracture under compression. *Engineering Geology*, 49: 293-302.
- Li**, L., Steefel, C.I. y Yang, L. (2008): Scale dependence of mineral dissolution rates within single pores and fractures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 360-377.
- Liang**, Y. y Baer, D.R. (1997): Anisotropic dissolution at the CaCO₃ (10-14) – water interface. *Surface Science*, 373: 275-287.
- Liu**, Z., Yuan, D. y Dreybrodt, W. (2005): Comparative study of dissolution rate-determining mechanisms of limestone and dolomite. *Environmental Geology*, 49: 274-279.
- Lockner**, D.A. (1995): Rock Failure. En: *Rock Physics and Phase Relations, A Handbook of Physical Constants*. Ed.: American Geophysical Union. 127-147 pp.

- Logan, J.M. (2006):** On-site and laboratory studies of strength loss in marble on building exteriors. En: Fracture and failure of natural building stones. Applications in the restoration of ancient monuments. Kourkoulis, S.K. (Ed.). Springer, Dordrecht (Países Bajos): 592 pp.
- Lupiani Moreno, E., Sanz de Galdeano, J.M., Soria Mingorance, J., García Hernández, M., Martín Martín, J.M., Rodríguez fernández, J., Fernández Martínez, J., Sandoval Gabarrón, J., Tavera Benítez, J.M., Martínez Gallego, J., González Donoso, J.M., Linares Rodríguez, D., Serrano Lozano, F., Ruiz López, J.L., Serrat Congost, D., Vera Torres, J.A., Baena Pérez, J. y Pérez González, A. (1988):** Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 1025: Loja. Mapas y Memoria. IGME, Madrid, 43 pp.
- Machek, M., Spacek, P., Ulrich, S. y Heidelbach, F. (2007):** Origin and orientation of microporosity in eclogites of different microstructure studied by ultrasound and microfabric analysis. Engineering Geology, 89: 266-277.
- Malaga-Starzec, K., Akensson, U., Lindqvist, J.E. y Schouenborg, B. (2006):** Microscopic and macroscopic characterization of the porosity of marble as a function of temperature and impregnation. Construction and Building Materials, 20 (10): 939-947.
- Martínez-Martínez, J., Benavente, D. y García del Cura, M. A. (2004):** El tratamiento de señales ultrasónicas como método de auscultación de rocas porosas: aplicación al estudio de la alteración de la piedra en monumentos históricos. En: Libro de Actas de las Jornadas sobre Geología y Geotecnia del Patrimonio Histórico. A.E.G.A.I.N. (Asociación Española de Geología Aplicada a la Ingeniería), Madrid. 70-78 pp.
- Martínez-Martínez, J., Benavente, D. y García del Cura, M.A. (2007):** Pérdida del pulido de diferentes mármoles comerciales en ambientes salinos. Macla, 7: 92.
- Martínez-Martínez, J., Benavente, D. y García del Cura, M.A. (2008):** Multivariate statistical techniques for evaluating the effects of brecciated rock fabric on ultrasonic waves propagation. International Journal of Rock Mechanics and Mining Science, 45 (4): 609-620.
- Martínez-Martínez, J., Benavente, D. y García del Cura, M.A. (2006):** La propagación de ultrasonidos en el estudio de materiales pétreos: aplicación al estudio de las propiedades textoestructurales de las rocas y de su grado de alteración. En: Ingeniería del Terreno. Ingeoter, 8. López Jimeno, C. (ed). Universidad Politécnica de Madrid. Madrid. 171-194.

-
- McNally**, G.H. (1987): Estimation of coal measures rock strength using sonic and neutron logs. *Geoexploration*, 24: 381-395.
- Meng**, Z. y **Pan**, J. (2007): Correlation between petrographic characteristics and failure duration in clastic rocks. *Engineering Geology*, 89 (3/4): 258-265.
- Militzer**, H. y **Stoll**, R. (1973): Einige Beiträge der Geophysik zur Primärdatenerfassung im Bergbau, *Neue Bergbautechnik*, Leipzig, 3 (1): 21-25.
- Monteiro**, P.J.M. y **King**, M.S. (1988): Experimental studies of elastic wave propagation in high-strength mortar. *Cement, Concrete and Aggregates*, 10 (2): 117-123.
- Montoto**, M. (2003): Petrophysics at the rock matrix scale: hydraulic properties and petrographic interpretation. *Publicaciones técnicas. ENRESA, Madrid*. 297 pp.
- Moropoulou**, A., Labropoulos, K., Konstanti, A., Roumpopoulos, K., Bakolas, A. y Michailidis, P. (2006) : Susceptibility of building stones to environmental loads : evaluation, performance, repair strategies. En: *Fracture and failure of natural building stones. Applications in the restoration of ancient monuments*. Kourkoulis, S.K. (Ed.). Springer, Dordrecht (Países Bajos): 592 pp.
- Mühlhäuser**, O. (1931): Verfahren zur Zustandsbestimmung von Werkstoffen, besonders zur Ermittlung von Fehlern darin. *DRP 569598*.
- Ordiozola Fernández-Miranda**, J., Peón Peláez, A., Vargas Alonso, I., Arriola Garrido, A., Garrote Ruiz, A., Liñán Guijarro, E., Perejón Rincón, A., Quesada Ochoa, C. y Cueto Pascual, L.A. (1983): Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 854: Zafra. *Mapas y Memoria*. IGME, Madrid, 57 pp.
- Orkoula**, M.G. y **Koutsoukos**, P.G. (2001): Dissolution effects on specific surface area, particle size, and porosity of Pentelic Marble. *Journal of Colloid and Interface Science*, 239: 483-488.
- Palchik**, V. y **Hatzor**, Y.H. (2002): Crack damage stress as a composite function of porosity and elastic matrix stiffness in dolomites and limestones. *Engineering Geology*, 63: 233-245.
- Panin**, V. y **Turchaninov**, I. (1970): How the state of stress and fissuring of a rock mass affects the speed of propagation of elastic waves. *Fiz-Tekh Probl Razrab Polez Iskop*, 2: 327.

- Pérez Bernal**, J.L. y **Bello López**, M.A. (2004): Dióxido de azufre. Química atmosférica y destrucción del patrimonio. Fundación El Monte, Sevilla. 129 pp.
- Pérez-Estaún**, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Díaz García, F., Azor, A., Simancas, J.F. y González Lodeiro, F. (2004): La Cordillera Varisca Europea: El Macizo Ibérico. En: Geología de España. Vera, J.A. (editor). SGE-IGME, Madrid, 21-25 pp.
- Perianes Valle**, A. y García Isidro, P. (1992): Atlas de rocas ornamentales de Extremadura. Consejería de Industria y Turismo de la Junta de Extremadura. Mérida (Badajoz), 163 pp.
- Philippidis**, T.P. y **Aggelis**, D.G. (2003): An acousto-ultrasonic approach for the determination of water-to-cement ratio in concrete. *Cement and Concrete Research*, 33: 525-538.
- Plummer**, L.N., Parkhurst, D.L., Fleming, G.W. y Dunkle, S.A. (1988): PHRQPITZ, a computer program incorporating PITZER's equations for calculation of geochemical reactions in brines. USGS Water-Resources Investigations Report, 88-4153, 319 pp.
- Prassianakis**, I.N. y **Prassianakis**, N.I. (2004): Ultrasonic testing of non-metallic materials: concrete and marble. *Theoretical and Applied fracture mechanics*, 42: 191-198.
- Prikryl**, R. (2001): Some microstructural aspects of strength variation in rocks. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 38: 671-682.
- Psycharis**, I.N. (2006): Seismic response of classical monuments with fractured structural elements. En: *Fracture and failure of natural building stones. Applications in the restoration of ancient monuments*. Kourkoulis, S.K. (Ed.). Springer, Dordrecht (Países Bajos): 592 pp.
- Punurai**, W., Jarzynski, J., Qu, J., Kim, Jin-Yeon, Jacobs, L.J. y Kurtis, K.E. (2007): Characterization of multi-scale porosity in cement paste by advanced ultrasonic techniques. *Cement and Concrete Research*, 37: 38-46.
- Ranjith**, P.G., Fourar, M., Pong, S.F., Chian, W. y Haque, A. (2004): Characterisation of fractured rocks under uniaxial loading states. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 41 (3): 1-6.

-
- Reinhardt**, H.W. y **Grosse**, C.U. (2004): Continuous monitoring of setting and hardening of mortar and concrete. *Construction and Building Materials*, 18: 145-154.
- Ríos Aragüés**, L.M., Zapatero Rodríguez, M.A., Beltrán Cabrera, J., Goy Goy, J.L., Cardeña Zazo, C. y Martínez Díaz, C. (1982): Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 770: Alcira. Mapas y Memoria. IGME, Madrid, 31 pp.
- Rodríguez**, M.A. y **Vergara**, L. (1996): Ultrasonic microcrack detection in ceramic materials by means of the wigner-ville transform. *Applied signal processing*, 3: 88-94.
- Rodríguez-Gordillo**, J. y **Sáez-Pérez**, M.P. (2006): Effects of thermal changes on Macael marble: Experimental study. *Construction and Building Materials*, 20: 355-365.
- Rodríguez-Navarro**, C. y **Doehne**, E. (1999): Salt weathering: influence of evaporation rate, supersaturation and crystallisation pattern. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 191-209.
- Rodríguez Sastre**, M.A. y **Calleja**, L. (2004): Caracterización del comportamiento elástico de materiales pizarrosos del Sinclinal de Truchas mediante ultrasonidos. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 24: 153-164.
- Royes-Carfagni**, G. (1999a): On the thermal degradation of marble. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 36: 119-126.
- Royer-Carfagni**, G. (1999b): Some considerations on the warping of marble façades: the example of Alvar Aalto's Finland Hall in Helsinki. *Construction and Building Materials*, 13: 449-457.
- Saenger**, E.H., Krüger, O.S. y Shapiro, S.A. (2006): Effective elastic properties of fractured rocks: dynamic vs. static considerations. *International Journal of Fracture*, 139: 569-576.
- Sarpün**, I.H., Kiliçkaya, M. S. y Tuncel, S. (2005): Mean grain size determination in marbles by ultrasonic velocity techniques. *NDT&E International*, 38: 21-25.
- Scherer**, G.W. (1999): Crystallization in pores. *Cement and Concrete Research*, 29: 1347-1358.
- Schild**, M., Wollbrecht, A., Siegesmund, S. y Reutel, Chr. (1998): Microcracks in granite cores from the EPS-1 geothermal drill hole, Soultz-sous-Forêts (France): pleostress directions,

- paleofluids and crack-related vp-anisotropies. *Geol Rundsch*, 86: 775-785.
- Schön**, J. H. (1996): Physical properties of rocks: fundamentals and principles of petrophysics. Handbook of geophysical exploration. Section I, Seismic Exploration Vol. 18. Pergamon, New York, 583 p.
- Sebastián Pardo**, E.M., Rodríguez Navarro, A., Cultrone, G., Urosevi, M. y Rodríguez Navarro, C. (2006): Caracterización de la anisotropía textural de mármoles comerciales, *Macla* 6: 453-456.
- Sebastián Pardo**, E.M., de la Torre, M.J., Cazalla, O., Cultrone, G. y Rodríguez-Navarro, C. (1999): Evaluation of treatments on biocalcarenes with ultrasound. En: Libro de Actas de la 6th World Conference on NDT and Microanalysis in Diagnostics and Conservation of Cultural and Environmental Heritage. Roma. Vol. 4, n° 12. 11 pp.
- Sharma**, P.K. y **Singh**, T.N. (2008): A correlation between P-wave velocity, impact strength index, slake durability index and uniaxial compressive strength. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 67: 17-22.
- Siegesmund**, S., Ruedrich, J. y Koch, A. (2008): Marble bowing: comparative studies of three different public building façades. *Environmental Geology*. En prensa.
- Siegesmund**, S., Ullemeyer, K., Weiss, T. y Tschegg, E.K. (2000): Physical weathering of marbles caused by anisotropic thermal expansion. *International Journal of Earth Sciences*, 89: 170-182.
- Smith**, B.J. (2002): Background controls on urban stone decay: lessons from natural rock weathering. En: The effects of air pollution on the built environment. Peter Brimblecombe (Ed). Imperial College Press, London. 428 pp.
- Solís-Carcaño**, R. y **Moreno**, E.I. (2008): Evaluation of concrete made with crushed limestone aggregate based on ultrasonic pulse velocity. *Construction and Building Materials*, 22: 1225-1231.
- Song**, I., Suh, M., Woo, Y.K. y Hao, T. (2004): Determination of the elastic modulus set of foliated rocks from ultrasonic velocity measurements. *Engineering Geology*, 72: 293-308.

-
- Sopeña**, A. y **De Vicente**, G. (2004): Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana. Rasgos Generales. En: Geología de España. Vera, J.A. (editor). SGE-IGME, Madrid, 467-470 pp.
- Sousa**, L.M.O., Suárez del Río, L.M., Calleja, L., Ruiz de Argandoña, V.G. y Rodríguez Rey, A. (2005): Influence of microfractures and porosity on the physico-mechanical properties and weathering of ornamental granites. *Engineering Geology*, 77: 153-168.
- Spetzler**, H. (1978): Seismic velocity changes during fracture and frictional sliding. *Pure and Applied Geophysics*, 116 (4-5): 732-742.
- Spry**, A. (1986): *Metamorphic Textures*. Pergamon Press, Oxford (U.K.), 352 pp.
- Stagg**, K.G. y **Zienkiewicz**, O.C. (1970): *Mecánica de rocas en la ingeniería práctica*. Ed.: Blume, Madrid: 398 pp.
- Stefanidou**, M. y **Papayianni**, I. (2006): Salt accumulation in historic and repair mortars. En: *Heritage, Weathering and Conservation*, Vol. 2. Fort, R., Álvarez de Buergo, M., Gómez-Heras, M. y Vázquez-Calvo, M.C. (Eds). Taylor & Francis / Balkema, London. 527 pp.
- Thompson**, R.B., Margetan, F.J., Haldipus, P., Yu, L., Li, A., Panetta, P. y Wasan, H. (2007): Scattering of elastic waves in simple and complex polycrystals. *Wave Motion*. Artículo en prensa.
- Thornbush**, M.J. y **Viles**, H.A. (2007): Simulation of the dissolution of weathered versus unweathered limestone in carbonic acid solutions of varying strength. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32: 841-852.
- Timoshenko**, S. (1967): *Resistencia de materiales (II)*. Ed.: Espasa-Calpe, S.A., Madrid: 498 pp.
- Tipler**, P.A. (1992): *Elementary modern physics*. Worth Publishers, New York. 333 pp.
- Tucker**, M.E. y **Wright**, V.P. (1991): *Carbonate sedimentology*. Backwell Scientific Publications, Oxford, 482 pp.
- Tugrul**, A. y **Zarif**, I.H. (1999): Correlation of mineralogical and textural characteristics with engineering properties of selected granitic rocks from Turkey. *Engineering Geology*, 51: 303-317.
- UNE-EN 1926** (1999): *Métodos de ensayo para piedra natural. Determinación de la resistencia a la compresión*. AENOR. Madrid, 17 pp.

- UNE-EN 1936 (1999)**: Métodos de ensayo para piedra natural. Determinación de la densidad real y aparente y de la porosidad abierta y total. AENOR. Madrid, 11 pp
- UNE-EN 12370 (1999)**: Métodos de ensayo para piedra natural. Determinación de la resistencia a la cristalización de las sales. AENOR. Madrid, 12 pp.
- UNE-EN 14066 (2003)**: Métodos de ensayo para piedra natural. Determinación de la resistencia al envejecimiento por choque térmico. AENOR. Madrid, 14 pp.
- Valdeón, L.**, de Freitas, M.H. y King, M.S. (1996): Assessment of the quality of building stones using signal processing procedures. Quarterly Journal of Engineering Geology, 29: 299-308.
- Valenza, J.J.** y **Scherer, G.W.** (2006): Mechanism for salt scaling. Journal of the American Ceramic Society, 89 (4): 1161-1179.
- Velado, F.**, Granados, L.F., Fernández Montero, A., del Pan Arana, T. y García Rodríguez, B. (1974): Mapa geológico de España, escala 1:50.000. Hoja 911: Cehegín. Mapas y Memoria. IGME, Madrid, 28 pp.
- Vera, J.A.** y **Martín-Algarra, A.** (2004): Cordillera Bética y Baleares. Divisiones mayores y nomenclatura. En: Geología de España. Vera, J.A. (editor). SGE-IGME, Madrid, 348-350 pp.
- Vergara, L.**, Miralles, R., Gosálbez, J., Juanes, F.J., Ullate, L.G., Anaya, J.J., Hernández, M.G. y M.A.G. Izquierdo (2001): NDE ultrasonic methods to characterise the porosity of mortar. NDT&E Internacional, 34: 557-562.
- Walsh, J.B.** (1965a): The effect of cracks on the uniaxial elastic compression of rocks. Journal of Geophysical research, 70 (2): 399-411.
- Walsh, J.B.** (1965b): The effect of cracks on the compressibility of rock. Journal of Geophysical Research, 70 (2): 381-389.
- Warke, P.A.**, McKinley, J. y Smith, B.J. (2006): Weathering of building stone: approaches to assessment, prediction and modelling. En: Fracture and failure of natural building stones. Applications in the restoration of ancient monuments. Kourkoulis, S.K. (Ed.). Springer, Dordrecht (Países Bajos): 592 pp.
- Washburn, E.W.** (1921): The dynamics of capillary flow. Physical Review, 17: 273-283.

-
- Wedekind**, W. y **Ruedrich**, J. (2006): Salt-wathering, conservation techniques and strategies to protect the rock cut façades in Petra/Jordan. En: Heritage, Weathering and Conservation, Vol. 2. Fort, R., Álvarez de Buergo, M., Gómez-Heras, M. y Vázquez-Calvo, M.C. (Eds). Taylor & Francis / Balkema, London. 527 pp.
- Weiss**, R., Siegesmund, S. y Fuller, E. (2002a): Thermal stresses and microcracking in calcite and dolomite marbles via finite element modelling. Geological Society, London. Geological Society Special Publications, 2005: 84-94 pp.
- Weiss**, R., Siegesmund, S., Kirchner, D. y Sippel, J. (2004): Insolation weathering and hygric dilatation: two competitive factors in stone degradation. Environmental Geology, 46: 402-413.
- Weiss**, R., Rasolofosaon, P.N.J. y Siegesmund, S. (2002b): Ultrasonic wave velocities as a diagnostic tool for the quality assessment of marble. En: Natural Stone, Weathering Phenomena, Conservation Strategies and Case Studies. Ed.: Geological Society, London, Special Publications, 205: 149-164.
- Weiss**, R., Siegesmund, S. y Fuller Jr., E.R. (2003): Thermal degradation of marble: indications from finite-element modelling. Building and Environment, 38: 1251-1260.
- Wibberley**, C.A.J., Petit, J.P. y Rives, T. (2000): Micromechanics of shear rupture and the control of normal stress. Journal of Structural Geology, 22: 411-427.
- Winkler**, E.M. (1997): Stone in Architecture. Properties, durability (3^a Ed.). Springer-Verlag, Berlin. 313 pp.
- Wittke**, W. (1990): Rock Mechanics. Theory and applications with case histories. Ed.: Springer-Verlag, Berlin. 1075 pp.
- Yavuz**, A.B. y **Topal**, T. (2007): Thermal and Salt crystallization effects on marble deterioration: examples from Western Anatolia, Turkey. Engineering Geology, 90: 30-40.
- Yu**, T.R. y **Telford**, W.M. (1973): Ultrasonic system for fracture detection in rock faces. Canadian Mining Journal, 66: 96-101.
- Zhao**, X.B., Zhao, J., Cai, J.G. y Hefny, A.M. (2008): UDEC modelling on wave propagation across fractured rock masses. Computers and Geotechnics, 35: 97-104.



Ur
Uni

it
nte

Anexo

PROGRAMA DISEÑADO PARA LA OBTENCIÓN DE PARÁMETROS ULTRASÓNICOS

En este anexo se muestra el programa específicamente diseñado en MATLAB[®] para esta Tesis, en el que se implementan diferentes funciones con el fin de obtener los siguientes parámetro ultrasonicos: tiempo de vuelo de la onda, atenuación temporal, atenuación espacial y energía con la que se registra la señal.

Inicio del programa.

Cargar la señal y corregirla respecto las variables de medida GAIN y ATENUACIÓN.

```
clear all
close all
load SEÑAL.txt
a=SEÑAL(:,2);
t=SEÑAL(:,1);

aabs=abs(a);

atn=input('¿con qué ATENUACIÓN se ha registrado la señal? __');
Gain=input('¿con qué GAIN se ha registrado la señal? __');

loga=log10(aabs);
factorAG=(atn-Gain)/20;
exponente=loga+factorAG;
Aabs=10.^(exponente);
```

Obtener la amplitud máxima de la onda y normalizar la señal.

```
mx=max(Aabs);
lineamx=find(Aabs==mx);
tmx=t(lineamx(1,1));

AUabs=Aabs/mx;
```

Cálculo de la ATENUACIÓN TEMPORAL

```
humbral=0.1;
Asenal=find(AUabs>=humbral);
sizeAsenal=size(Asenal);
```

```

prim=t(Asenal(1,1));
ultm=t(Asenal(sizeAsenal(1,1)));
longitudsenal=ultm-prim;
longitudatntemp=ultm-tmx;

dBt=20*log10(1/humbral);
dBtemp=dBt/longitudsenal;

```

Cálculo de la ATENUACIÓN ESPACIAL

```

Ao=input('¿cual es la Amx inicial del transductor?');
dBe=20*log10(Ao/mx)

```

Cálculo del TIEMPO DE VUELO

```

figure,plot(t,A)
marcar=ginput(1);
tdv=marcar(1,1)
close all

```

Cálculo de la ENERGÍA

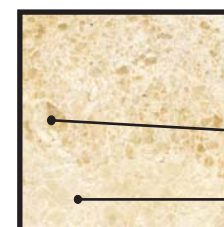
```

t1=t(1,1);
t2=t(2,1);
ResX=t2-t1;

ff=fft(A);
n=length(ff);
samp=1/ResX;
fn=samp/2;
frecf=(-n/2:n/2-1)*samp/n;
ffs=fftshift(ff);
fv=frecf.*ffs';
AV=ifft(fv');
AV=imag(AV);

E2=AV.^2;
Ext_2=trapz(t,E2)

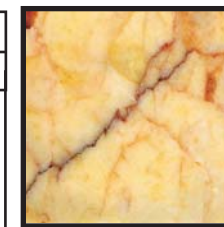
```

A: Ambarino
Dolomía brechoide.

Clastos dolomíticos
Pasta: calcita + dolomita

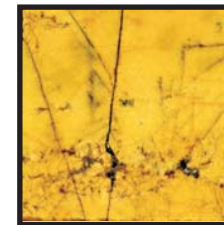
Tamaño de cristal: [10 - 40 μm]
Porosidad abierta: [4.5 - 9 %]
 v_p : [5.4 - 5.9 km/s]
 α_e : [2.4 - 3.9 dB/cm]
Resistencia a compresión: [45 - 108 MPa]



CV: Crema Valencia
Caliza

Abundantes estilolitos y pequeñas vénulas con cemento calcítico.

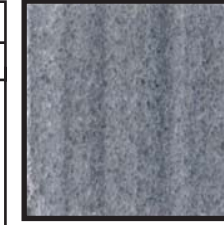
Tamaño de cristal: [2 - 20 μm]
Porosidad abierta: [0.4 - 1.4 %]
 v_p : [5.9 - 6.2 km/s]
 α_e : [1.8 - 6.4 dB/cm]
Resistencia a compresión: [58 - 100 MPa]



AT: Amarillo Triana
Mármol dolomítico

Abundantes fisuras. Cantidades variables de calcita y óxidos/hidróxidos de Fe y Mn

Tamaño de cristal: [20 - 110 μm]
Porosidad abierta: [1.3 - 2.6 %]
 v_p : [3.2 - 5.0 km/s]
 α_e : [3.1 - 7.5 dB/cm]
Resistencia a compresión: [54 - 167 MPa]



GM: Gris Macael
Mármol calcítico

Bandeado metamórfico marcado y fuerte orientación preferencial de los cristales.

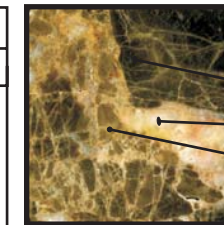
Tamaño de cristal: [300 - 1150 μm]
Porosidad abierta: [<1 %]
 v_p : [3.2 - 5.2 km/s]
 α_e : [3.7 - 5.5 dB/cm]
Resistencia a compresión: [37 - 92 MPa]



BA: Blanco Alconera
Caliza homogénea

Puede contener cantidades relativamente elevadas de dolomita.

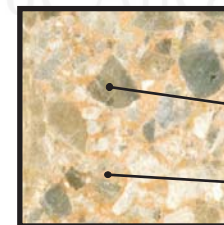
Tamaño de cristal: [10 - 35 μm]
Porosidad abierta: [0.1 - 1.3 %]
 v_p : [6.1 - 6.4 km/s]
 α_e : [3.4 - 4.2 dB/cm]
Resistencia a compresión: [73 - 157 MPa]



ME: Marrón Emperador
Dolomía brechoide.

Clastos dolomíticos.
Cemento calcítico.
Componente textural fmc: elevada porosidad y proporción variable de calcita/dolomita.

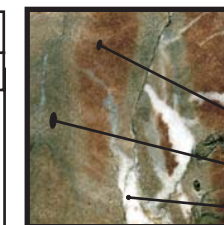
Tamaño de cristal: [10 - 50 μm]
Porosidad abierta: [2.2 - 6.4 %]
 v_p : [5.4 - 5.9 km/s]
 α_e : [4.3 - 9.0 dB/cm]
Resistencia a compresión: [48 - 140 MPa]



BS: Beige Serpiente
Dolomía brechoide.

Clastos dolomíticos
Pasta: calcita + dolomita

Tamaño de cristal: [10 - 45 μm]
Porosidad abierta: [4.1 - 6.5 %]
 v_p : [4.9 - 5.4 km/s]
 α_e : [4.3 - 4.9 dB/cm]
Resistencia a compresión: [100 - 149 MPa]



RC: Rojo Cehegín
Caliza con abundantes vénulas/estilolitos

Matriz roja.
Matriz gris.
Cemento calcítico

Tamaño de cristal: [2 - 15 μm]
Porosidad abierta: [0.7 - 2 %]
 v_p : [5.6 - 6.1 km/s]
 α_e : [2.6 - 4.7 dB/cm]
Resistencia a compresión: [63 - 101 MPa]



BT: Blanco Tranco
Mármol calcítico

Elevada homogeneidad. Ausencia de bandeo metamórfico.

Tamaño de cristal: [180 - 145 μm]
Porosidad abierta: [0.1 - 0.7 %]
 v_p : [4.3 - 5.4 km/s]
 α_e : [3.8 - 4.2 dB/cm]
Resistencia a compresión: [53 - 116 MPa]