

# Caracterização petrográfica de agregados sedimentares e metamórficos para betão

Sara Manuela Ferreira Leal

Mestrado em Geologia

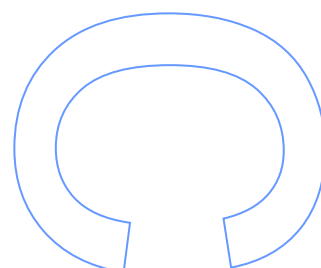
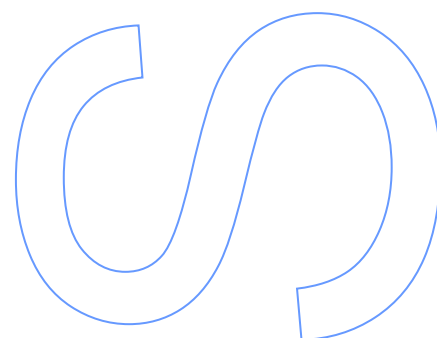
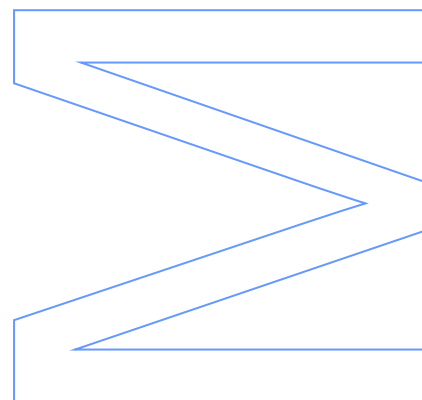
Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território  
2012

## **Orientador**

Maria dos Anjos Marques Ribeiro, Professor associado,  
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

## **Coorientador**

Maria Isabel Gonçalves Fernandes, Professor auxiliar,  
Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

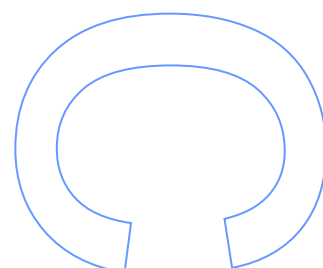
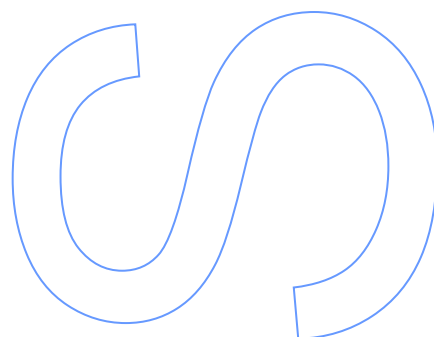
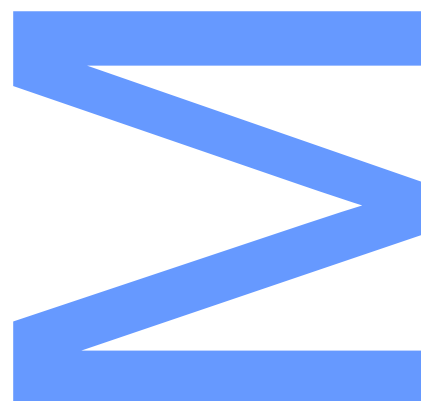






Todas as correções determinadas  
pelo júri, e só essas, foram efetuadas.  
O Presidente do Júri,

Porto, \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_





# Agradecimentos

Um trabalho não é obra de uma só pessoa, mas sim o resultado de um esforço desenvolvido com o apoio e incentivo de muitas pessoas. Foram vários os intervenientes do processo que culminou neste trabalho. A todos desejo expressar o meu sincero agradecimento.

À professora Isabel Fernandes, por quem tive o privilégio de ser orientada com sabedoria e rigor. Expresso o meu agradecimento pelas críticas e sugestões que contribuíram para este trabalho. Não posso também deixar de agradecer a disponibilidade, incentivo e apoio manifestados.

Agradeço ainda à professora Maria dos Anjos Ribeiro, pela disponibilidade e ajuda demonstrada ao longo da dissertação.

À minha família, por todo o apoio manifestado, inalcançáveis. Obrigada pela ajuda, não só nesta dissertação mas também ao longo de todo este percurso.

A todos os meus amigos, aqueles que me apoiaram, e nunca duvidaram de mim. Que me ajudaram e sempre me motivaram para dar o melhor de mim.

A todos eles dedico o resultado deste trabalho.



# Resumo

Geralmente pensa-se no betão como sendo um material moderno, mas na realidade ele é um dos mais antigos e duráveis materiais de construção. Apesar de, no início da sua utilização, o betão ser considerado como um material indestrutível que não necessitava de manutenção, o passar dos anos provou o contrário. Efetivamente, hoje em dia sabe-se que, se o betão não for elaborado de acordo com as normas existentes e se não forem tomadas precauções relativamente ao ambiente envolvente da estrutura, pode sofrer deterioração.

As reações químicas, intrínsecas ou extrínsecas, são uma das principais causas de deterioração do betão. Nesta dissertação, pretende-se analisar as reações químicas de origem interna, com carácter expansivo, nomeadamente as reações álcalis-sílica.

Estudos recentes demonstraram que estas reações podem ser determinantes na redução da vida útil das estruturas. Os seus efeitos podem interferir irreversivelmente no desempenho estrutural das mesmas, levando por vezes à sua demolição, pela falta de segurança registada.

Os componentes do betão provêm direta ou indiretamente de formações rochosas, pelo que o estudo do betão tem, inevitavelmente, uma vertente que se enquadra no âmbito da Geologia, em especial no que respeita a seleção e avaliação dos agregados e análise petrográfica do betão endurecido.

A presente dissertação surgiu do interesse de aplicar técnicas de utilização frequente em geologia, em particular a petrografia, ao estudo de agregados de origem metamórfica e sedimentar no que diz respeito às características de reatividade potencial aos álcalis.

**Palavras-Chave:** Betão; Agregados; Reações álcalis-sílica; Petrografia.



# Abstract

Often considered a modern material, concrete is, indeed, one of the oldest and most reliable construction materials. Despite the fact that, in the early days of its application, concrete has been considered as an indestructible material which did not require any maintenance, over the years the opposite has been proved. Actually, nowadays it is widely accepted that concrete should be executed according to existent guidelines, and well protected when exposed to severe environment, otherwise it may experience deterioration. Chemical reactions, either intrinsic or extrinsic, are one of the primary causes of concrete's deterioration. This dissertation focuses on the analysis of the chemical reactions of internal origin of expansive nature, particularly the alkali-silica reactions.

Recent studies have shown that these reactions can be a major cause for the reduction of the service life of the structures. Its effects can interfere irreversibly in the structural performance, leading sometimes to the demolition of the structure itself, in order to avoid major disasters.

The study of the concrete as a building material is included in the domain of geology as the components of the concrete have their origin in the rock masses. Geology covers especially the selection of concrete aggregates and the petrographic analysis of hardened concrete when there are signs of deterioration.

The present work arose from the interest of applying the techniques commonly used in geology and especially of the petrography to the study of sedimentary and metamorphic aggregates in relation of the characteristics of potential reactivity to alkalis.

**Key-words:** Concrete, aggregates, alkalis –silica reaction, petrography.



# Índice

|                             |      |
|-----------------------------|------|
| Agradecimentos .....        | v    |
| Resumo .....                | vii  |
| Abstract .....              | ix   |
| Índice .....                | xi   |
| Lista de quadros .....      | xv   |
| Lista de figuras .....      | xvii |
| Lista de fotografias .....  | xxi  |
| Lista de abreviaturas ..... | xxxi |

|                                                |   |
|------------------------------------------------|---|
| Introdução.....                                | 2 |
| Objetivos da dissertação .....                 | 4 |
| Metodologia e organização da dissertação ..... | 5 |

## **Parte I. Enquadramento Teórico** **8**

|                                                                                           |               |
|-------------------------------------------------------------------------------------------|---------------|
| <b>Capítulo 1. Rochas metamórficas .....</b>                                              | <b>10</b>     |
| 1.1. Conceito de metamorfismo.....                                                        | 10            |
| 1.2. Fronteiras do metamorfismo.....                                                      | 11            |
| 1.3. Tipos de metamorfismo .....                                                          | 14            |
| 1.4. Fatores de metamorfismo .....                                                        | 14            |
| 1.5. Estruturas e texturas das rochas metamórficas .....                                  | 15            |
| 1.5.1. Origem e significado de algumas texturas e estruturas das rochas metamórficas..... | 17            |
| 1.5.2. Microestruturas indicativas da relação temporal entre blastese e deformação .....  | 26            |
| 1.5.3. Microestruturas resultantes da deformação .....                                    | 29            |
| <br><b>Capítulo 2. Rochas Sedimentares.....</b>                                           | <br><b>32</b> |
| 2.1. Rochas detríticas.....                                                               | 32            |
| 2.1.1. Arenitos .....                                                                     | 33            |
| 3.2.2. Argilitos.....                                                                     | 39            |

|                                                                         |           |
|-------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 2.2. Rochas carbonatadas.....                                           | 40        |
| 2.2.1. Geoquímica dos carbonatos .....                                  | 40        |
| 2.2.2. Fatores que condicionam a deposição dos carbonatos.....          | 41        |
| 2.2.3. Mineralogia e composição química .....                           | 42        |
| 2.2.4. Calcários .....                                                  | 43        |
| 2.2.5. Processos diagenéticos e porosidade .....                        | 44        |
| 2.2.6. Dolomitos .....                                                  | 45        |
| 2.3. Rochas não carbonatadas .....                                      | 46        |
| <b>Capítulo 3. Componentes do betão .....</b>                           | <b>48</b> |
| 3.1. Cimento .....                                                      | 49        |
| 3.2. Adjuvantes e adições .....                                         | 50        |
| 3.3. Agregados .....                                                    | 53        |
| 3.4. Interface pasta de cimento e agregado .....                        | 60        |
| <b>Capítulo 4. Análise Petrográfica .....</b>                           | <b>64</b> |
| <b>Capítulo 5. Mecanismos de deteriorização do betão .....</b>          | <b>70</b> |
| 5.1. Reações álcalis-sílica .....                                       | 73        |
| 5.1.1. Fatores necessários à ocorrência de reações álcalis-sílica ..... | 74        |
| <b><u>Parte II. Trabalho prático</u> .....</b>                          | <b>82</b> |
| <b>Capítulo 1. Projeto Partner .....</b>                                | <b>84</b> |
| <b>Capítulo 2. Apresentação dos resultados .....</b>                    | <b>86</b> |
| 2.1. Rochas Sedimentares .....                                          | 90        |
| 2.1.1. Grauvaque .....                                                  | 90        |
| 2.1.2. Argilitos .....                                                  | 104       |
| 2.1.3. Calcário .....                                                   | 108       |
| 2.1.4. Cherte .....                                                     | 124       |
| 2.2. Rochas metamórficas.....                                           | 128       |
| 2.2.1. Metadacito .....                                                 | 128       |
| 2.2.2. Quartzito .....                                                  | 132       |

|                                                   |            |
|---------------------------------------------------|------------|
| 2.2.3. Pseudotaquilito .....                      | 142        |
| 2.2.4. Rocha Calcossilicatada .....               | 144        |
| 2.2.5. Filito .....                               | 146        |
| 2.2.6. Milonito .....                             | 152        |
| 2.2.7. Cataclasito .....                          | 154        |
| <b>Capítulo 3. Discussão dos resultados .....</b> | <b>166</b> |
| <b>Considerações Finais .....</b>                 | <b>172</b> |
| <b>Referências bibliográficas .....</b>           | <b>176</b> |



# Lista de quadros

## Parte I. Enquadramento teórico

|                                                                                                                  |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Quadro 1.</b> Classificação das rochas metamórficas segundo Bucher & Frey, 1994.                              | 18 |
| <b>Quadro 2.</b> Propriedades principais dos componentes do cimento<br>(adaptado de Coutinho, 1973).             | 50 |
| <b>Quadro 3.</b> Classificação das partículas quanto à forma adaptado da norma BS 812: Part 102, 1989.           | 57 |
| <b>Quadro 4.</b> Classificação das partículas quanto à textura superficial (adaptado de BS 812: Part 102, 1989). | 59 |
| <b>Quadro 5.</b> Agregados com formas de sílica potencialmente reativas especificados na norma LNEC 415, 1993.   | 67 |
| <b>Quadro 6.</b> Agregados potencialmente fornecedores de álcalis (LNEC 415, 1993).                              | 67 |
| <b>Quadro 7.</b> Mecanismos de degradação do betão e o seu efeito no desempenho (Silva, 2006).                   | 71 |

## Parte II. Trabalho prático

|                                                                                   |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Quadro 8.</b> Lâminas observadas de rochas sedimentares.                       | 87  |
| <b>Quadro 9.</b> Lâminas observadas de rochas metamórficas.                       | 88  |
| <b>Quadro 10.</b> Apresentação dos resultados da análise das rochas sedimentares. | 168 |
| <b>Quadro 11.</b> Apresentação dos resultados da análise das rochas metamórficas. | 169 |



# Lista de figuras

## Parte I. Enquadramento teórico

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Fig. 1</b> - Campo de condições metamórficas e a sua relação com os principais contextos geotectónicos (adaptado de: Hibbard, M.J., 1995).                                                                                                                                                            | 12 |
| <b>Fig. 2</b> - Tipos de metamorfismo retirado de <a href="http://eGeo.ineti.pt/geociencias/edicoes_online/diversos/guiao_litoteca/indice.htm">http://eGeo.ineti.pt/geociencias/edicoes_online/diversos/guiao_litoteca/indice.htm</a> .                                                                  | 14 |
| <b>Fig.3</b> - Ilustração de uma textura granoblástica.                                                                                                                                                                                                                                                  | 18 |
| <b>Fig. 4</b> - Ilustração de uma textura lepidoblástica.                                                                                                                                                                                                                                                | 19 |
| <b>Fig. 5</b> - Ilustração de uma textura nematoblástica.                                                                                                                                                                                                                                                | 19 |
| <b>Fig. 6</b> - Ilustração de uma textura porfiroblástica, com matriz lepidoblástica.                                                                                                                                                                                                                    | 19 |
| <b>Fig. 7</b> - Ilustração de uma textura cataclástica.                                                                                                                                                                                                                                                  | 20 |
| <b>Fig. 8</b> - Ilustração de uma textura protoclástica.                                                                                                                                                                                                                                                 | 20 |
| <b>Fig. 9</b> - Ilustração de uma textura protomilonítica.                                                                                                                                                                                                                                               | 20 |
| <b>Fig. 10</b> - Ilustração de uma textura milonítica ocelada.                                                                                                                                                                                                                                           | 21 |
| <b>Fig. 11</b> - Ilustração de uma textura ultramilonítica.                                                                                                                                                                                                                                              | 21 |
| <b>Fig. 12</b> - Ilustração de uma textura blastomilonítica.                                                                                                                                                                                                                                             | 21 |
| <b>Fig. 13</b> - Ilustração das texturas dos tectonitos de origem mantélica: (1) equigranular ou tabular; (2) porfiroclástica intrincada (“framed”); (3) porfiroclástica em mosaico; (4) granoblástica em mosaico; (5) e (6) granoblástica tabular e granoblástica heterogranular (textura “annealing”). | 22 |
| <b>Fig. 14</b> - Fácies metamórficas (http://egeo.ineti.pt/bds/lexico_geologico/fotos.aspx?termo=Fácies.metamórfica&Id=266)..                                                                                                                                                                            | 23 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |    |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Fig. 15</b> - Ilustração das características de cristais pré-tectónicos. (a) Extinção ondulante; (b) Porfiroblasto fraturado envolvido pela xistosidade; (c) Kinks em biotite; (d) Maclas encurvadas; (e) Porfiroblasto fraturado com sombras de pressão; (f) Cristal de anfíbola com recristalização dinâmica parcial marginal (estrutura núcleo-manto) (Spry, 1969). | 28 |
| <b>Fig. 16</b> - Características de cristais pós-tectónicos: (a) Porfiroblasto de distena que cresceu sobre uma matriz crenulada; (b) Micas decussadas que cresceram numa rocha foliada; (c) Arcos poligonais sobre microcharneiras; (d) Pseudomorfose de clorita decussada sobre granada (Spry, 1969).                                                                   | 28 |
| <b>Fig. 17</b> - Ilustração da solubilização por pressão: a) Quartzito evidenciando crescimento dos grãos perpendicularmente a $\sigma_1$ (zonas brancas) por deposição do material dissolvido nos contactos perpendiculares a $\sigma_1$ ; b) Esquematisação das zonas de solubilização e das zonas de deposição, implicando mudança na geometria dos grãos.             | 30 |
| <b>Fig. 18</b> - Ilustração da deformação intracristalina: deformação elástica, geração de defeitos (deslocações) e sua migração.                                                                                                                                                                                                                                         | 30 |
| <b>Fig. 19</b> - Classificação do tamanho do grão de Udden-Wentworth (adaptado de Wentworth, 1922).                                                                                                                                                                                                                                                                       | 33 |
| <b>Fig. 20</b> - Classificação das rochas areníticas, na sequência dos trabalhos de Krinine, Pettijohn, Folk e Dott (adaptado de Pettijohn, 1987).                                                                                                                                                                                                                        | 34 |
| <b>Fig. 21</b> - Exemplo de uma classificação usada em petrografia quanto à forma das partículas (adaptado de St John et al., 1998).                                                                                                                                                                                                                                      | 57 |
| <b>Fig. 22</b> – Forma das partículas, de acordo com a norma BS 812: Part 102: 1989. Da esquerda para a direita e de cima para baixo: arredondada, irregular, angular, flocular, alongada, flocular e alongada.                                                                                                                                                           | 58 |
| <b>Fig. 23</b> - Influência da estrutura porosa na permeabilidade (Costa, 1997).                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 59 |
| <b>Fig. 24</b> - Esquema da reação alcalis agregado (Silva, 2006).                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | 75 |

**Fig. 25** - Tetraedro de sílica 77  
([http://www.visionlearning.com/library/module\\_viewer.php?mid=140](http://www.visionlearning.com/library/module_viewer.php?mid=140)).

**Fig. 26** - Sílica cristalina (esquerda) e sílica amorfa (direita). 77

## Parte II. Trabalho prático

**Fig. 27** – Página principal do Atlas Petrográfico em formato digital 85  
(<http://vefur.honnun.is/farin/petroatlas/webindex.htm>).

**Fig. 28** – Imagem de parte da página web do atlas, mostrando a apresentação e estrutura. 85

**Fig. 29** - Espectro da calcite. 111

**Fig. 30** - Espectro do quartzo. 112

**Fig. 31** - Espectro de uma mica. 112

**Fig. 32** - Espectro da apatite. 112

**Fig. 33** - Espectro da pirite. 113

**Fig. 34** - Espectro da dolomite. 113

**Fig. 35** - Espectro do quartzo. 113

**Fig. 36** - Espectro da dolomite. 114

**Fig. 37** - Espectro do quartzo. 115

**Fig. 38** - Espectro da biotite. 115

**Fig. 39** - Espectro da apatite. 115

**Fig. 40** - Espectro da pirite. 116

**Fig. 41** - Espectro da fluorite. 116

**Fig. 42** - Espectro do quartzo. 116

# Lista de fotografias

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>Fotografia 1.</b> Visão global da textura da rocha evidenciando a má calibragem (Imagem em NX).                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 91 |
| <b>Fotografias 2 e 3.</b> A imagem da esquerda (N//), mostra cristais de clorite com hábito lamelar e intercrescimentos de clorite com mica branca (sericite). A imagem da direita é a mesma imagem mas em NX, onde é possível observar melhor os intercrescimentos de clorite com mica branca; as partículas com cores de polarização a negro e cinzento são de quartzo monocristalino. | 91 |
| <b>Fotografias 4 e 5.</b> Imagem da esquerda (N//) exhibe um fragmento lítico. Imagem da direita (NX) é a mesma mostrando a recristalização da matriz (sericito-clorítica) em torno do fragmento e quartzo microcristalino.                                                                                                                                                              | 91 |
| <b>Fotografia 6.</b> Imagem em NX mostrando calcite a preencher os espaços intergranulares entre os clastos de quartzo. Existência quartzo microcristalino.                                                                                                                                                                                                                              | 92 |
| <b>Fotografias 7 e 8.</b> Imagem da esquerda (N//): clorite vermicular associada ao quartzo. Imagem da direita (NX) evidencia o mesmo aspeto. Clasto de quartzo evidenciando extinção ondulante.                                                                                                                                                                                         | 92 |
| <b>Fotografia 9.</b> Imagem em NX mostra um clasto de rocha metamórfica de um quartzito impuro, devido há existência de intercrescimentos de micas. Existência de quartzo micro e criptocristalino.                                                                                                                                                                                      | 92 |
| <b>Fotografias 10 e 11.</b> Imagem da esquerda em NX e imagem da direita em N// mostrando as duas o mesmo aspeto. Intercrescimentos de clorite e mica branca (sericite), óxidos preenchendo as fissuras. Cristais de calcite associados aos de quartzo.                                                                                                                                  | 93 |
| <b>Fotografia 12.</b> Cristal de clorite de origem detrítica de hábito lamelar. Imagem em N//.                                                                                                                                                                                                                                                                                           | 94 |
| <b>Fotografias 13 e 14.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX: Clastos de quartzo dispersos numa matriz sericito-clorítica. Existência de alguns fragmentos de rochas.                                                                                                                                                                                                 | 94 |

|                                                                                                                                                                                                                                             |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Fotografia 15.</b> Fragmento lítico de rocha metamórfica com quartzo microcristalino. Imagem em NX.                                                                                                                                      | 94  |
| <b>Fotografia 16.</b> Grão de quartzo monocristalino evidenciando extinção ondulante. Imagem em NX.                                                                                                                                         | 95  |
| <b>Fotografia 17.</b> Imagem em NX. Calcite associada ao quartzo e a ocupar os espaços intersticiais. Quartzo micro e criptocristalino.                                                                                                     | 95  |
| <b>Fotografia 18.</b> Imagem em NX. Clasto de plagioclase com macla polissintética e alguns clastos de quartzo.                                                                                                                             | 95  |
| <b>Fotografia 19.</b> Imagem em N//. Grãos de quartzo extremamente límpidos; alguns cristais de clorite com coloração verde; fragmentos de rocha xistentos.                                                                                 | 97  |
| <b>Fotografia 20.</b> Imagem em NX para mostrar as maclas das plagioclases. Cristais de sericite componente da matriz da rocha e grãos de quartzo microcristalino e criptocristalino.                                                       | 97  |
| <b>Fotografia 21.</b> Imagem em NX. Cristais de clorite e intercrescimentos de clorite com mica branca (sericite), os cristais anédricos a negro e a cinzento são de quartzo monocristalino. Sericitização das plagioclases e da ortoclase. | 97  |
| <b>Fotografia 22.</b> Imagem em NX. Fragmento de rocha metamórfica.                                                                                                                                                                         | 98  |
| <b>Fotografia 23.</b> Imagem em NX: calcite a preencher espaços intergranulares. Plagioclase sericitizada visível no canto inferior esquerdo.                                                                                               | 99  |
| <b>Fotografia 24.</b> Imagem em NX: grão policristalino de quartzo exibindo subgranulação e quartzo microcristalino envolto numa matriz sericito-clorítica e de calcite.                                                                    | 99  |
| <b>Fotografias 25 e 26.</b> Clastos de quartzo monocristalino de grandes dimensões, biotite com minerais opacos, clorite e plagioclases alteradas (sericitização). Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX.                     | 101 |
| <b>Fotografia 27.</b> Matriz sericito-clorítica, com cores polarização altas, clastos de quartzo e de plagioclases com maclas polissintéticas evidentes. Imagem em NX.                                                                      | 101 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                       |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Fotografia 28.</b> Cristal de grandes dimensões de biotite, esfena com formas losânicas, e epídoto em agregados granulares. Imagem em N//.                                                                                                                         | 101 |
| <b>Fotografia 29.</b> Aspeto geral das partículas de grauvaque, grãos de quartzo com formas irregulares e angulosas, ortoclase e calcite na matriz. Imagem em NX.                                                                                                     | 103 |
| <b>Fotografia 30.</b> Forma anédrica dos cristais de calcite, preenchendo os espaços intergranulares. Grãos de quartzo de diversas dimensões. Imagem em NX.                                                                                                           | 103 |
| <b>Fotografia 31.</b> Grãos de quartzo monocristalino com forma irregular e angulosa, clastos de plagioclase com macla polissintética, fragmentos de rocha. Imagem em NX.                                                                                             | 103 |
| <b>Fotografias 32 e 33.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX, ambas mostrando um argilito com minerais opacos.                                                                                                                                     | 105 |
| <b>Fotografias 34 e 35.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Grauvaque moderadamente calibrado, onde predominam os clastos de quartzo monocristalinos. A matriz é muito fina e composta por clorite, sericite e quartzo micro e criptocristalino. | 105 |
| <b>Fotografias 36 e 37.</b> Imagem da esquerda em N// mostrando os clastos de quartzo monocristalino. Imagem da direita em NX evidenciando a recristalização da matriz.                                                                                               | 107 |
| <b>Fotografias 38 e 39.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Fragmento de rocha metamórfica formada por quartzo com subgranulação.                                                                                                                | 107 |
| <b>Fotografias 40.</b> Imagem em NX. Argilito com alguns clastos de quartzo e minerais opacos. Observam-se nódulos em que existe maior concentração de clorite.                                                                                                       | 107 |
| <b>Fotografia 41.</b> Bioclastos essencialmente compostos por restos de bivalves dispersos na micrite. Imagem em N//.                                                                                                                                                 | 109 |
| <b>Fotografias 42 e 43.</b> Imagem da esquerda em N//. Imagem da direita em NX. Calcite com forma fibrosa correspondente a um fragmento orgânico.                                                                                                                     | 109 |
| <b>Fotografia 44.</b> Imagem em N// mostra mosaico de calcite cristalina a preencher poros. Cimento esparítico.                                                                                                                                                       | 109 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                  |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Fotografias 45 e 46.</b> Na imagem da esquerda em N// são visíveis bioclastos calcíticos dispersos numa matriz micrítica. A imagem da direita em NX mostra o mesmo aspeto evidenciando as cores de polarização da calcite.                                    | 110 |
| <b>Fotografias 47 e 48.</b> Imagem da esquerda N//: Pequenos cristais de dolomite dispersos numa matriz micrítica. Imagem da direita em NX mostra a matriz micrítica opaca.                                                                                      | 110 |
| <b>Fotografia 49.</b> Ao centro mostra um cristal idiomórfico de dolomite. Imagem em N//.                                                                                                                                                                        | 110 |
| <b>Fotografias 50 e 51.</b> Imagens da lâmina 10A obtidas a partir do MEV, com indicação dos locais analisados por EDS.                                                                                                                                          | 111 |
| <b>Fotografias 52,53,54 e 55.</b> Lâmina 10C. Imagens obtidas a partir do MEV com indícios de 7 locais analisados por EDS.                                                                                                                                       | 114 |
| <b>Fotografias 56 e 57.</b> Imagem da esquerda em N// mostrando a micrite de tonalidade escura devido aos minerais de argila e à matéria orgânica. Imagem em NX evidenciando a existência de calcedónia.                                                         | 118 |
| <b>Fotografias 58 e 59.</b> Imagem da esquerda N// mostrando um componente aloquímico - intraclasto – fragmento orgânico preenchido por calcite cristalina, esparite. Imagem da direita em NX evidencia o mesmo aspeto.                                          | 118 |
| <b>Fotografias 60 e 61.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX mostrando fenómenos de silicificação. Na parte superior da imagem observa-se uma orla de calcedónia e existe mosaico de cristais de quartzo de forma euédrica a preencher poros. | 118 |
| <b>Fotografias 62.</b> Imagem em NX. Silicificação de um bioclasto com formação de sílica criptocristalina.                                                                                                                                                      | 119 |
| <b>Fotografia 63.</b> Restos de conchas e foraminíferos. Imagem em NX.                                                                                                                                                                                           | 119 |
| <b>Fotografias 64 e 65.</b> As duas imagens mostram o aspeto da micrite. Imagem em N// à esquerda e em NX a da direita.                                                                                                                                          | 120 |
| <b>Fotografias 66 e 67.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Matriz micrítica opaca com bioclastos dispersos.                                                                                                                                | 120 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                         |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Fotografias 68 e 69.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Cimento esparítico: cristais de calcite bem desenvolvidos exibindo maclas.                                                                                                                             | 121 |
| <b>Fotografias 70 e 71.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita NX. Partícula de cherte com alguma porosidade mostrando fragmentos orgânicos. As orlas das partículas apresentam uma coloração alaranjada devido a concentrações de óxidos de ferro.                          | 123 |
| <b>Fotografias 72 e 73.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita NX. Sílica criptocristalina com organismos orgânicos dispersos.                                                                                                                                               | 123 |
| <b>Fotografia 74.</b> Imagem obtida em NX com introdução da lâmina de gesso evidenciando a porosidade do cherte.                                                                                                                                                                        | 123 |
| <b>Fotografias 75 e 76.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Organismos carbonatados e sílica criptocristalina a preencher poros.                                                                                                                                   | 124 |
| <b>Fotografia 77.</b> Imagem em NX mostrando calcedónia com hábito fibroso característico. Quartzo microcristalino e criptocristalino.                                                                                                                                                  | 124 |
| <b>Fotografias 78 e 79.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX mostrando a forma alongada dos cristais de actinolite com cor esverdeada.                                                                                                                               | 127 |
| <b>Fotografias 80 e 81.</b> Imagem da esquerda em N// mostrando a clorite, em blasto de formas irregulares de cor verde e sem clivagens. Imagem da direita em NX evidenciando cristais de actinolite sobre cristais de quartzo. A clorite distingue-se pela cor de polarização anómala. | 127 |
| <b>Fotografias 82 e 83.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em N//. Cristais de biotite com hábito lamelar e actinolite de forma acicular.                                                                                                                                | 127 |
| <b>Fotografia 84.</b> Aglomerado de cristais de quartzo com bordos suturados e evidenciando subgranulação. Imagem em NX.                                                                                                                                                                | 128 |
| <b>Fotografia 85.</b> Imagem em NX. Clasto de quartzo com bordos suturados exibindo subgranulação, rodeados por clastos de monocristalinos de quartzo. A calcite preenche espaços intergranulares.                                                                                      | 131 |

|                                                                                                                                                                                                         |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Fotografia 86.</b> Imagem em NX. Feldspato potássico pertítico. Microclina com macla em xadrez.                                                                                                      | 131 |
| <b>Fotografia 87.</b> Imagem em NX. Plagioclases exibindo maclas polissintéticas. Clasto de r131ocha metamórfica composta por quartzo com subgranulação.                                                | 131 |
| <b>Fotografia 88.</b> Imagem em NX. Clasto de ortoclase com pertites com formas subroladas.                                                                                                             | 132 |
| <b>Fotografia 89.</b> Imagem em NX onde predominam os grãos de monocristalino quartzo e ocorrem ainda grãos policristalinos com quartzo deformado.                                                      | 133 |
| <b>Fotografia 90.</b> Grãos de quartzo monocristalino e cimento silicioso. Imagem em NX.                                                                                                                | 134 |
| <b>Fotografia 91.</b> Sílica criptocristalina a preencher espaços intergranulares. Imagem em NX.                                                                                                        | 134 |
| <b>Fotografia 92.</b> Imagem em NX. Formas de sílica criptocristalina – calcedónia.                                                                                                                     | 134 |
| <b>Fotografia 93.</b> Cristais de quartzo com formas angulosas, alguns deles com extinção ondulante.                                                                                                    | 135 |
| <b>Fotografias 94 e 95.</b> Imagem da esquerda em N//. Imagem da direita em NX. Quartzito puro com cristais de quartzo de diversas dimensões. Quartzo microcristalino.                                  | 136 |
| <b>Fotografia 96.</b> Moscovite em placas associadas com minerais de epídoto. Imagem em NX.                                                                                                             | 137 |
| <b>Fotografias 97 e 98.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Moscovite com cores de polarização altas, cristais de epídoto e cristais euédricos de esfena com relevo muito elevado. | 138 |
| <b>Fotografia 99 .</b> Quartzo com subgranulação e quartzo microcristalino revelando orientação preferencial dos cristais. Imagem em NX.                                                                | 138 |
| <b>Fotografia 100.</b> Imagem em NX. Quartzo exibindo bordos suturados, subgranulação e extinção ondulante.                                                                                             | 138 |

|                                                                                                                                                                                                                        |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Fotografias 101 e 102.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Textura granolepidoblástica da rocha encaixante.                                                                                    | 141 |
| <b>Fotografia 103.</b> Imagem em NX. Zona mais grosseira na parte superior da imagem e zona com granulometria mais fina com porfiroclastos de quartzo. Ocorrência de sílica criptocristalina.                          | 141 |
| <b>Fotografias 104 e 105.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Quartzo com extinção ondulante, feldspato, biotite e granada. É evidente a fracturação da rocha, em especial no cristal de granada. | 141 |
| <b>Fotografias 106 e 107.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Microlithons marcados pelas micas.                                                                                                  | 143 |
| <b>Fotografia 108.</b> Imagem em NX. Variedade textural, bandas de granularidade mais fina e domínios quartzosos.                                                                                                      | 143 |
| <b>Fotografia 109.</b> Actinolite em agregados fibro-radiados. Imagem em N//.                                                                                                                                          | 143 |
| <b>Fotografia 110.</b> Rocha evidenciando uma orientação preferencial das micas. Microlithons marcados pelas micas. Imagem em N//.                                                                                     | 145 |
| <b>Fotografia 111.</b> Quartzo criptocristalino em contacto com zona lepidoblástica. Imagem em NX.                                                                                                                     | 145 |
| <b>Fotografias 112.</b> Filito evidenciando uma clivagem, marcada pelos microlithons. Imagem em N//.                                                                                                                   | 146 |
| <b>Fotografia 113.</b> Textura lepidoblástica marcada pelas micas, com veios de quartzo de textura diferente. Imagem em NX.                                                                                            | 146 |
| <b>Fotografias 114 e 115.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Aspeto da textura lepidoblástica do filito.                                                                                         | 147 |
| <b>Fotografias 116 e 117.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Domínios de clivagem – microlithons e níveis escuros de matéria orgânica.                                                           | 148 |

|                                                                                                                                                                                                                                                                      |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Fotografias 118 e 119.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Aspeto da clivagem de crenulação.                                                                                                                                                 | 148 |
| <b>Fotografias 120 e 121.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Ambas as imagens evidenciam o aspeto da textura protomilonítica. Clastos de quartzo policristalino envoltos numa matriz de grão fino, quartzo microcristalino e criptocristalino. | 151 |
| <b>Fotografia 122.</b> Matriz de quartzo microcristalino e criptocristalino e porfiroblastos de quartzo com bordos suturados e extinção ondulante. Imagem em NX.                                                                                                     | 151 |
| <b>Fotografia 123.</b> Imagem em NX. Cristal de feldspato fraturado e com maclas encurvadas revelando um elevado grau de deformação frágil e dúctil.                                                                                                                 | 151 |
| <b>Fotografias 124 e 125.</b> Imagem em N// à esquerda e em NX à direita. Matriz de sílica micro e criptocristalina circundando os clastos de feldspato.                                                                                                             | 153 |
| <b>Fotografias 126 e 127.</b> Imagem em N// à esquerda e em NX à direita. Cristal de augite, Plagioclase com maclas polissintéticas e epídotos em agregados granulares.                                                                                              | 153 |
| <b>Fotografias 128 e 129.</b> Imagem em N// à esquerda e em NX à direita. Cristais de augite contornando um porfiroclasto de feldspato com inclusões de epídoto.                                                                                                     | 153 |
| <b>Fotografias 130 e 131.</b> Imagem em N// à esquerda e em NX à direita. Clorite com hábito lamelar e localmente com textura radial.                                                                                                                                | 154 |
| <b>Fotografias 132 e 133.</b> Imagem em N// à esquerda e em NX à direita. Cristais de hornblenda com inclusões de quartzo.                                                                                                                                           | 154 |
| <b>Fotografia 134.</b> Quartzo deformado, com bordos suturados e cristais estirados. Imagem em NX                                                                                                                                                                    | 154 |
| <b>Fotografia 135 e 136.</b> Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Clasto de quartzo fragmentado, e quartzo micro e criptocristalino da matriz.                                                                                                       | 155 |
| <b>Fotografia 137.</b> Cristal de quartzo com intensa subgranulação envolto numa matriz de sílica criptocristalina. Imagem em NX.                                                                                                                                    | 156 |

|                                                                                                                                                 |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <b>Fotografia 138.</b> Clasto de quartzo monocristalino exibindo extinção ondulante. Imagem em NX.                                              | 156 |
| <b>Fotografia 139.</b> Cristais de epídoto com formas euédricas e relevo alto. Imagem em N//.                                                   | 156 |
| <b>Fotografia 140.</b> Porfiroclasto de quartzo com subgranulação numa matriz mais fina formada por quartzo criptocristalino. Imagem em NX.     | 157 |
| <b>Fotografia 141.</b> Quartzo muito deformado evidenciando estiramento e extinção ondulante. Imagem em NX.                                     | 158 |
| <b>Fotografia 142.</b> Epídoto em agregados granulares. Imagem em N//.                                                                          | 158 |
| <b>Fotografia 143 e 144.</b> Imagem da esquerda em n// e imagem da direita em NX. Cristais de epídoto a crescer em veio preenchido por quartzo. | 158 |
| <b>Fotografia 145.</b> Minerais deformados devido a cataclase. Quartzo microcristalino. Imagem em NX.                                           | 159 |
| <b>Fotografia 146.</b> Imagem em NX. Alteração da plagioclase para mica branca – sericite.                                                      | 160 |
| <b>Fotografia 147.</b> Imagem em NX. Aspeto geral das plagioclases.                                                                             | 160 |
| <b>Fotografia 148.</b> Imagem Em NX. Sericitização e saussurutização com alteração das plagioclases para minerais do grupo do epídoto.          | 160 |
| <b>Fotografia 149.</b> Imagem em N//. Cloritização de um blasto de biotite.                                                                     | 161 |
| <b>Fotografia 150.</b> Plagioclase com maclas curvadas evidenciando deformação. Imagem em NX.                                                   | 161 |



# Lista de Abreviaturas

|                   |                                                                                                                       |
|-------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>ACI</b>        | American Concrete Institute                                                                                           |
| <b>ASTM</b>       | American Society for Testing and Materials                                                                            |
| <b>BCA</b>        | British Cement Association                                                                                            |
| <b>BRE</b>        | Building Research Establishment                                                                                       |
| <b>BS</b>         | British Standards                                                                                                     |
| <b>CEMUP</b>      | Centro de Estudo de Materiais da Universidade do Porto                                                                |
| <b>DGAOT-FCUP</b> | Departamento de Geociências, Ambiente e Ordenamento do Território -<br>Faculdade de Ciências da Universidade do Porto |
| <b>EDS</b>        | Energy Dispersive Spectrometry                                                                                        |
| <b>EN</b>         | Norma Europeia                                                                                                        |
| <b>ICOLD</b>      | International Commission on Large Dams                                                                                |
| <b>IUGS</b>       | International Union of Geological Sciences                                                                            |
| <b>LNEC</b>       | Laboratório Nacional de Engenharia Civil                                                                              |
| <b>MEV</b>        | Microscópio Electrónico de Varrimento                                                                                 |
| <b>NP</b>         | Norma Portuguesa                                                                                                      |
| <b>N//</b>        | Nicóis paralelos                                                                                                      |
| <b>NX</b>         | Nicóis cruzados                                                                                                       |
| <b>RAA</b>        | Reações álcali-agregado                                                                                               |
| <b>RAS</b>        | Reações álcali-sílica                                                                                                 |
| <b>RILEM</b>      | Réunion Internationale des Laboratoires et Experts des Matériaux, Systèmes<br>de Constructions et Ouvrages            |
| <b>SCMR</b>       | Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks                                                                 |
| <b>Sn</b>         | Foliação principal                                                                                                    |



# Introdução



# Introdução

O betão e as misturas que o antecederam são utilizados como materiais de construção há milhares de anos, sendo inicialmente produzidos pela mistura de argila ou argila margosa, areia, cascalho e água. Nas antigas civilizações estes materiais eram utilizados essencialmente em pavimentos, paredes e fundações. Os Romanos exploraram as possibilidades deste material com competência em diversas obras – casas, templos, pontes e aquedutos, muitos dos quais chegaram aos nossos dias e são exemplos do elevado nível atingido pelos construtores Romanos.

É com o desenvolvimento da produção e estudo das propriedades do cimento, que culminou com a aprovação da patente do cimento Portland apresentada por Joseph Aspdin em Leeds em 1824, que se vai dar o grande desenvolvimento na aplicação do betão nas construções.

Em Portugal a indústria do cimento inicia-se em 1894 com a fábrica de cimento Tejo em Alhandra.

Durante muito tempo, o betão foi considerado como um material durável, praticamente indestrutível e ao qual não seria necessário efetuar qualquer tipo de manutenção, ideia esta baseada em inúmeras obras antigas ainda em bom estado de conservação.

Efetivamente, o betão é um dos materiais mais versáteis e mais utilizados na construção, tendo uma enorme durabilidade quando corretamente produzido, e desde que esteja sujeito a condições normais de exposição, entendendo-se durabilidade como a capacidade das estruturas ou materiais cumprirem as funções para as quais foram projetados durante o seu tempo de serviço.

No entanto, esta imagem foi-se alterando ao longo dos anos, e sabe-se hoje que o betão não é imune, sofrendo degradações por inúmeros fatores, podendo estes afetar mais ou menos a capacidade e a durabilidade das estruturas. Os fatores que podem provocar deterioração e os seus efeitos estruturais podem ser de origem interna e externa, abrangendo um domínio de conhecimento multidisciplinar, no qual participam especialistas em engenharia civil, geologia, química, biologia e ciências dos materiais, que, sobre o assunto, realizam abordagens diferentes.

Existem, no entanto, frequentes temas comuns relativamente às questões que afetam a durabilidade e desempenho do betão e seus efeitos sobre a funcionalidade da estrutura, sendo as reações de origem interna um dos temas que causa maior preocupação e proporciona um interesse na investigação nesta área. As reações álcalis-sílica pertencem a este grupo de reações internas, têm um caráter expansivo, estando intimamente ligadas com as propriedades de cada componente do betão. Efetivamente, a gravidade dos efeitos destas reações já levou a que nalguns casos as estruturas tivessem que ser substituídas por não ser possível garantir as condições de segurança.

Surge, então, a necessidade de tentar compreender melhor estas reações, bem como a forma como podem ser reconhecidas ou mitigadas.

Os componentes do betão provêm direta ou indiretamente de formações rochosas cujas propriedades condicionam as características do produto final, pelo que o estudo do betão tem, necessariamente, uma vertente que se enquadra e relaciona com as geociências. A aplicação do conhecimento geológico e técnicas de estudo das propriedades e qualidade dos agregados tem hoje em dia uma elevada importância e aceitação perante a comunidade científica.

Assim reveste-se de particular importância a intervenção do geólogo no estudo dos materiais a utilizar como agregados, tanto antes como após a sua aplicação.

Os agregados naturais podem ser classificados petrograficamente e mineralogicamente de acordo com as rochas que lhe deram origem: ígneos, sedimentares e metamórficos. Destacam-se as normas internacionais e nacionais ASTM C 294-98, 2002; BS 812: Part 102, 1989; NP EN 932-3, 2010, e Especificação LNEC E 415, 1993.

A reatividade de um agregado, ou seja, a velocidade com que reage, depende da composição, da origem e da textura da rocha, sendo mais influenciada pelas características texturais e microestruturais específicas do que pela composição petrológica e mineralógica. Daí a elevada importância do geólogo neste campo, onde a sua intervenção é imprescindível no diagnóstico das reações internas, com recurso a técnicas habitualmente utilizadas em petrografia, tirando partido das potencialidades de equipamentos como o microscópio óptico de polarização e de reflexão, a microsonda eletrónica, o microscópio eletrónico de varrimento (MEV) e a difração de raio-X.

As propriedades físicas e químicas dos agregados são controladas pela composição mineralógica, pelo grau de alteração e pela textura das partículas minerais e rochosas (Sims e Brown, 1998). As propriedades físicas mais importantes de um agregado incluem a porosidade, a resistência mecânica, a forma e textura das partículas, a distribuição granulométrica e as dimensões mínima e máxima das partículas (Rendell et al., 2002).

A composição do agregado, em termos da identidade mineralógica, textural e microestrutural das partículas que o constituem, é denominada "composição petrográfica". A petrografia, como descrição sistemática da composição e textura das rochas, remonta ao século XIX e a sua aplicação ao estudo dos agregados teve início em 1935.

Na década de 1940, Rhoades e Mielenz, 1946, debruçaram-se sobre a importância e aplicação da petrografia ao estudo dos agregados para betão. Defendiam, já na época, que a petrografia proporcionava informação rápida sobre a qualidade dos agregados, permitia identificar substâncias nocivas e comparar materiais novos com outros dos quais existia experiência em obra, ou seja, podia ser útil na prospeção de novos agregados e no controlo de depósitos em exploração.

Desde que as reações álcali-sílica foram detetadas pela primeira vez, têm surgido diversas propostas para o agrupamento dos agregados, na tentativa de identificar tipos que sejam tradicionalmente reativos, com base no seu desempenho em obra. Apesar destas classificações

serem ainda controversas, existe um conjunto de rochas e minerais considerados potencialmente reativos.

Em Portugal, embora sejam realizados com alguma frequência ensaios de laboratório relacionados com a avaliação da reatividade potencial de agregados para betão, a utilização da análise petrográfica, como forma de caracterização de agregados e como diagnóstico das reações internas do betão, não é ainda um método utilizado com regularidade.

O calcário e o granito são os tipos de rochas mais utilizados como agregado para betão, em especial o granito nas zonas Norte e Centro do País, onde esta rocha é mais abundante.

Tomando em consideração o número de grandes obras de engenharia construídas com agregados graníticos nas zonas Norte e Centro do país, e uma vez que uma parte substancial destas obras foi edificada entre as décadas de 1950 e 1970, parece de grande interesse a avaliação do seu estado de conservação e a comparação do desempenho dos agregados em obra com a reatividade previsível com base nos ensaios e técnicas atualmente aplicados com este fim, uma vez que na literatura se encontram várias referências à existência de reações álcali-agregado em betão fabricado com agregados graníticos (Gogte, 1973; West, 1991; Shayan, 1992; West, 1994; Michel et al., 2003; Owsiak, 2004 in Fernandes, 2005).

- **Objetivos da dissertação**

A presente dissertação tem como principal objetivo a aplicação do conhecimento geológico e das técnicas de estudo das propriedades das rochas que contribuem para as reações álcali-sílica nos agregados para betão.

Efetivamente, a gravidade dos efeitos destas reações já levou a que nalguns casos as estruturas tivessem que ser substituídas por não ser possível garantir as condições de segurança.

Atualmente existem inúmeros trabalhos sobre a temática mas um número relativamente reduzido sobre o estudo petrográfico dos agregados, que é um dos meios mais eficazes de despistagem destas reações. Destaca-se o atlas petrográfico produzido no âmbito do Projeto Partner (Lorenzi et al, 2006) em que é feita uma análise petrográfica de alguns dos agregados europeus de reconhecida reatividade.

Encontra-se presentemente em preparação um atlas petrográfico global que inclui as amostras estudadas nesta dissertação. Para tal foram produzidas lâminas delgadas de rocha e também de betão, este proveniente quer de estruturas, quer de prismas de betão preparados em laboratório, provenientes de diferentes países.

O estudo de amostras de outros países justifica-se como continuidade e ampliação de um projeto Europeu, o Projeto Partner acima referido, para a descrição das características petrográficas dos agregados mais utilizados a nível mundial, estando incluídos alguns agregados utilizados em Portugal.

As amostras estudadas são provenientes de rochas sedimentares e metamórficas, intensamente utilizadas em vários países do mundo como agregados para betão.

O comportamento dos agregados derivados de rochas metamórficas depende muito do grau de deformação da rocha, da ocorrência de foliações, subgranulação e características de recristalização.

Relativamente aos agregados derivados de rocha sedimentar são, regra geral, caracterizados pela presença de sílica amorfa criptocristalina que se encontra presente numa grande variedade de rochas.

Assim, na presente dissertação abordar-se-ão os princípios associados às reações químicas expansivas internas do betão, analisando os componentes necessários à sua ocorrência, principalmente no que diz respeito aos agregados, com o objetivo final de sistematizar a informação e identificar em cada tipo de rocha as características que conferem potencial reatividade.

- **Metodologia e organização da dissertação**

A primeira etapa da presente dissertação centrou-se numa pesquisa bibliográfica extensa, com o principal objetivo de dispor do máximo de informação sobre o tema abordado. Assim, procurou-se adquirir uma perspetiva global sobre o tema, de modo a adquirir sensibilidade para a análise dos resultados subsequentes, obtidos da análise petrográfica e do MEV.

Portanto, analisaram-se as características mineralógicas e texturais de cada litologia, de modo a avaliar a reatividade potencial.

Numa última etapa, pretende-se transmitir de forma clara e concisa todas as observações, análises e conclusões que este estudo permitiu. Assim e com o intuito de tornar mais perceptível a organização da presente dissertação pelo conteúdo existente em cada capítulo, procede-se à sua descrição.

Esta dissertação está dividida em duas partes principais a Parte I, que corresponde ao enquadramento teórico e a Parte II, que diz respeito ao trabalho prático, seguem-se as considerações finais e as referências bibliográficas.

### **Enquadramento Teórico:**

**Capítulo 1:** Rochas metamórficas: diferentes tipos de rochas e texturas, principais aspetos estruturais.

**Capítulo 2:** Rochas sedimentares: diferentes tipos de rochas e texturas.

**Capítulo 3:** Componentes do betão: caracterização do betão enquanto material, analisando os seus componentes, e a sua influência para as reações.

**Capítulo 4:** Aborda-se a análise petrográfica: caracterização de uma amostra, as principais normas a seguir e as características reativas.

**Capítulo 5:** Visa a caracterização de uma das reações de deterioração do betão de carácter expansivo, nomeadamente as reações álcalis-agregado. São abordados os mecanismos inerentes à mesma, bem como os fatores determinantes no seu aparecimento.

### **Trabalho Prático:**

**Capítulo 1:** Pequena introdução ao trabalho prático, evidenciando a importância do Projeto Partner, no qual se baseou este trabalho.

**Capítulo 2:** Apresentação de todas as descrições e fotos obtidas na observação das lâminas.

**Capítulo 3:** Discussão e interpretação dos resultados obtidos.



**Parte I.**

**Enquadramento Teórico**



# Capítulo 1. Rochas Metamórficas

O metamorfismo é um dos processos geológicos com maior expressão ao nível da crosta continental, participando também, embora menos generalizada e intensamente, na evolução da crosta oceânica. Grandes áreas de rochas metamórficas estão expostas em todos os continentes em regiões relativamente planas conhecidas por escudos ou cratões. Outras formações de rochas metamórficas constituem uma parte importante de muitas cadeias de montanhas. Mesmo o interior estável continental, geralmente coberto por rochas sedimentares, tem como base rochas metamórficas. Em todas estas formações as rochas metamórficas apresentam-se geralmente muito deformadas e intruídas por grandes massas ígneas (nomeadamente batólitos). De facto, partes significativas da crosta terrestre são compostas por rochas metamórficas associadas a rochas ígneas.

## 1.1. Conceito de metamorfismo

O metamorfismo constitui a transformação de uma rocha preexistente, que pode ser ígnea, sedimentar ou mesmo metamórfica, pelos agentes de transformação ou de metamorfismo que incluem a temperatura, a pressão e os fluidos quimicamente ativos, que produzem modificações de textura e composição mineral. Estas transformações implicam processos de recristalização mineralógica e/ou deformação inter e intracristalina, sempre que uma rocha é sujeita a condições de pressão (litostática ou tectónica), de temperatura ou de composição de fluidos diferentes das do seu ambiente de génese. Estas transformações são de natureza textural, estrutural e/ou mineralógica (Bucher & Frey, 1994).

A recristalização mineralógica e a deformação implicam rearranjos à escala atómica dos elementos constituintes da rocha inicial ou pré-existente, protólito da rocha metamórfica, ou seja, dos seus minerais. O conjunto de processos ou transformações metamórficas decorre em minerais no estado sólido, mas envolvendo fluidos intersticiais, sobretudo aquosos. As transformações metamórficas podem também incluir processos de fusão parcial, desde que a maioria da massa rochosa permaneça no estado sólido. Se as transformações mineralógicas implicam fortes mudanças na composição global da rocha por efeito de fluídos, o processo designa-se por **metassomatismo** (Winter, 2001).

➤ Segundo a **IUGS** (“**International Union of Geological Sciences**”) a definição de metamorfismo é a seguinte:

*“Processo subsólido que produz modificações na composição mineralógica e/ou na textura (por exemplo, no tamanho dos grãos) e, frequentemente, também na composição química de uma rocha. As modificações devem-se a condições físicas e/ou químicas distintas daquelas*

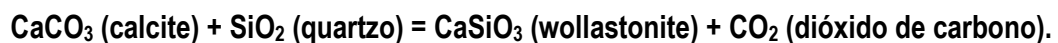
*encontradas na superfície e em zonas de cimentação e diagénese abaixo desta, podendo coexistir com fusão parcial.”*

➤ Para o autor **Miyashiro (1994)** – *“Nome coletivo que se aplica às modificações mineralógicas, químicas e texturais que acontecem essencialmente no estado sólido, i.e. – sem fusão significativa, nas partes mais profundas da Terra a temperaturas variadas, mais altas que as encontradas na superfície.”*

As primeiras observações, estudos e conclusões sobre metamorfismo e sobre rochas metamórficas remontam ao séc.XVIII (Portugal Ferreira, 1972; Yardley, 1989):

- James Hutton, na Escócia em 1795: interpreta os micaxistos como folhelhos modificados pela ação da pressão e temperatura;
- Charles Lyell (1830): cunhou o termo “metamorfismo”;
- Harry Rosenbusch (1877): descrição de uma auréola metamórfica ao redor de um granito intrusivo (ardósia → micaxisto → corneanas);
- Barrow (1893) – fez a cartografia do metamorfismo com base em minerais tipomorfos;
- Grubenmann (1904-1906): classificação das rochas metamórficas segundo a sua composição e profundidade de formação estimada na crosta (catazona, mesozona, epizona e anquizona) – uma sistemática estática, meramente descritiva.

O estudo de terrenos metamórficos era meramente descritivo e especulativo até 1911, quando V. M. Goldschmidt estudou as piroxenas nas corneanas das auréolas de contato de massas de granito e sienito na região de Oslo, Noruega, empregando métodos químicos e termodinâmicos. Determinou que as associações de minerais metamórficos desenvolvem-se seguindo regras termodinâmicas, calculou as condições de formação para estes minerais e definiu uma curva de equilíbrio para a seguinte reação:



## 1.2. Fronteiras do metamorfismo

O campo de condições em que decorre o metamorfismo tem fronteira quer com o campo de condições de génese das rochas ígneas, quer com o campo de condições das rochas sedimentares. Segundo De La Roche, 1980, o metamorfismo é um domínio de variações químicas suaves entre duas tendências opostas: a sedimentogénese superficial e a anatexia crustal e basicrustal.

## • Metamorfismo, diagénese e anquimetamorfismo

O campo das condições dos processos metamórficos é definido num quadro de duas variáveis físicas importantes: temperatura e pressão, sendo esta diretamente relacionada com a profundidade, como se pode observar na Figura 1.

Da gama de condições de pressão e temperatura que conduzem os processos metamórficos estão excluídas as que condicionam os processos de alteração superficial, porque embora decorram também à escala atómica ou iónica, levam à lixiviação e desagregação mecânica de rochas pré-existentes, e não à sua transformação.

As condições de pressão e temperatura em que decorre o metamorfismo são em geral mais elevadas do que as da diagénese, sendo a natureza dos mecanismos físico-químicos a mesma nos dois processos. Em muitos casos há uma continuidade de transformações entre a diagénese e o metamorfismo, pelo que o limite é por vezes difícil ou arbitrário. Muitos autores assumem que o limite inferior para o campo das condições metamórficas corresponde a 100 ou 150°C (Bucher e Frey, 1994; Winter, 2001).

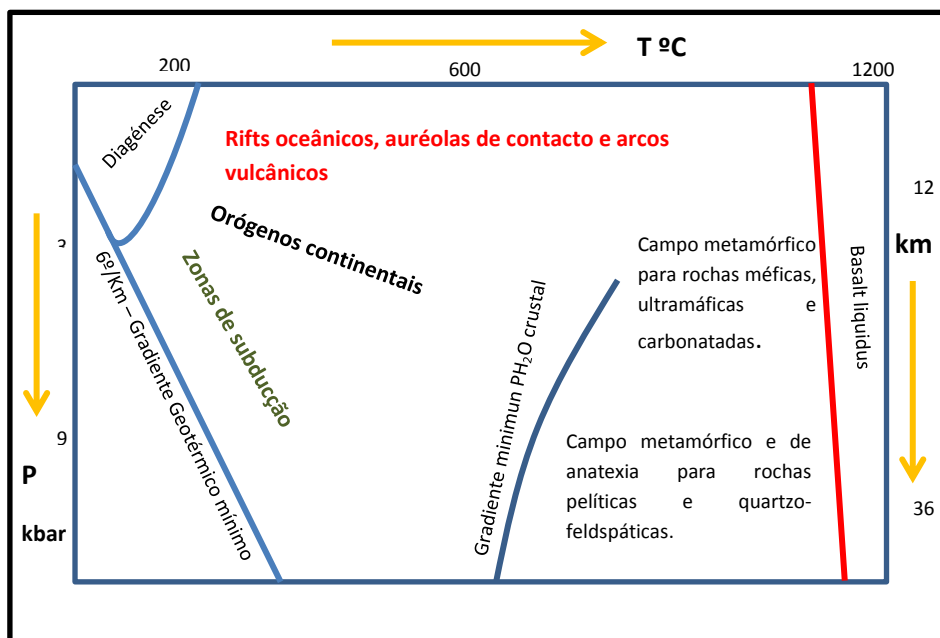


**Fig. 1** - Campo de condições metamórficas e a sua relação com os principais contextos geotectónicos (adaptado de: Hibbard, M.J., 1995).

Na evolução da diagénese profunda para o metamorfismo há um domínio intermédio ou de transição, designado por anquimetamorfismo, que segundo os casos, é considerado como resultante de diagénese profunda ou como resultante dos primeiros efeitos de metamorfismo. Existem alguns minerais que são considerados como indicadores de condições metamórficas próximas do limite com a diagénese profunda, nomeadamente: glaucofana, lausonite, paragonite (mineral do grupo das micas, semelhante à moscovite, mas com substituição do ião  $\text{K}^+$  pelo ião

Na<sup>2+</sup>), stilpnomelana, pumpeleíte, prenite. Contudo estes minerais podem também existir como grãos detríticos, em rochas sedimentares (Ribeiro, 2005).

- **Metamorfismo, migmatização e anatexia**

Compreendendo essencialmente processos de recristalização no estado sólido, o metamorfismo é claramente distinto dos processos magmáticos, que implicam a participação de um magma. Contudo, no limite superior das condições metamórficas, quando são ultrapassadas as temperaturas de fusão parcial do material, gera-se por anatexia uma fase líquida, o “melt” ou fundido, em geral de composição granítica.

As temperaturas de fusão das rochas são dependentes da pressão, da composição mineralógica e ainda da quantidade de água presente. Por exemplo, para uma pressão de 5 Kb na presença de um fluido aquoso as rochas graníticas começam a fundir a temperaturas de cerca de 660°, enquanto as rochas basálticas necessitam de uma temperatura muito mais alta, superior a 800°. As rochas pelíticas iniciam a fusão a temperaturas um pouco superiores às do granito, mas bastante inferiores às do basalto.

Na ausência de um fluido aquoso (rochas secas) as temperaturas de fusão aumentam consideravelmente (cerca de 1000° para o granito e 1120° para o basalto).

Sendo as rochas graníticas e as rochas pelíticas relativamente abundantes na crosta, quando estas ficam sujeitas a condições de temperatura suficientemente elevadas para permitir a fusão parcial dos materiais, origina-se um “melt” silicatado saturado em fluidos, de composição granítica. Estes “melts” são gerados por anatexia em condições de ultrametamorfismo.

Se este material fundido permanece no seio das rochas que fundiram parcialmente, e aí cristaliza, dá origem a rochas migmatíticas, que embora não tendo uma génese exclusivamente no estado sólido, pertencem ao domínio do metamorfismo – ultrametamorfismo. Os migmatitos são “rochas mistas” que ocorrem em condições de passagem do campo metamórfico para o campo ígneo dos magmas crustais (Bucher & Frey, 1994).

As temperaturas do limite superior do domínio do metamorfismo crustal são consideradas dentro do intervalo 700° a 1100° C, dependentes da composição das rochas. Contudo, o metamorfismo não é um processo exclusivamente crustal. No manto superior as rochas sofrem também recristalizações e transformações no estado sólido, a temperaturas que excedem os 1500°C.

- **Pressões limite das condições metamórficas**

A pressão mínima das condições metamórficas é de poucos bares, próximo das condições superficiais no caso de auréolas de contacto induzidas por magmas subsuperficiais ou mesmo superficiais. A pressão máxima das condições metamórficas foi durante muito tempo considerada

como não excedendo os 10 Kb (1GPa), pressão correspondente à pressão litostática na base da crosta continental normal com uma espessura de 30 a 40 Km.

### 1.3. Tipos de metamorfismo

O metamorfismo pode ser de três tipos: o metamorfismo regional que ocorre em contextos orogénicos, na formação de cadeias de montanhas quando grandes massas continentais colidem e são submetidas a elevadas tensões e altas temperaturas associadas com intensa deformação; o metamorfismo de contacto ocorre em contextos perto ou em contacto com uma massa de magma, onde as altas temperaturas são a causa principal das transformações das rochas encaixantes.

Finalmente o metamorfismo dinâmico ou cataclástico ocorre quando a rocha é submetida a pressões muito elevadas e bruscas como por exemplo em zonas de falhas.

O metamorfismo ocorre associado a processos endógenos em diversos contextos. A SCMR (Subcommission the Systematics of Metamorphic Rocks) esquematizou os tipos de metamorfismo tomando por base processos gerais a génese das rochas metamórficas. A Figura 2 representa uma esquematização simplificada dos diferentes tipos e contextos de metamorfismo.

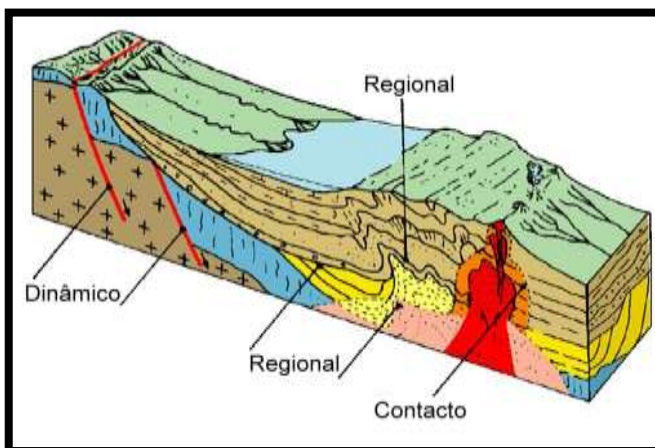


Fig. 2 - Tipos de metamorfismo retirado de [http://e-geo.ineti.pt/geociencias/edicoes\\_online/diversos/guiaao\\_litoteca/indice.htm](http://e-geo.ineti.pt/geociencias/edicoes_online/diversos/guiaao_litoteca/indice.htm).

### 1.4. Fatores de metamorfismo

A mineralogia e as texturas das rochas metamórficas são influenciadas pelas condições de pressão e temperatura sob as quais decorreu o processo metamórfico. A pressão e a temperatura não variam de modo uniforme no interior do globo, sendo essa variação induzida por mecanismos geológicos diversos. Os fatores físicos condicionantes do processo metamórfico são a pressão e a temperatura. Mas, pelo facto de as transformações metamórficas serem sobretudo transformações mineralógicas, correspondentes a reações químicas, a presença de uma fase fluida de constituintes voláteis, normalmente aquosa, é um catalisador da recristalização

metamórfica. Sem água muitas das reações metamórficas jamais estariam completas, mesmo durante longos períodos.

As mudanças durante o processo metamórfico são causadas por forças (grandezas vetoriais) que atuam sobre as rochas causando algum fluxo ou transferência. Por exemplo, as diferenças de temperatura entre dois volumes de rocha adjacentes levam a um transporte de calor (fluxo térmico), da rocha mais quente para a rocha mais fria. As diferenças ou gradientes de pressão induzem o fluxo de fluidos armazenados nos espaços intergranulares. A migração de fluidos induz reações nas rochas por onde circulam, quando se não verificam situações de equilíbrio composicional entre os fluidos e os minerais constituintes das rochas (Bucher & Frey, 1994; Yardley, 1989).

Para uma grande parte dos processos metamórficos, o agente de metamorfismo mais importante é, talvez, a temperatura. As rochas que se formam perto da superfície podem ser submetidas a altas temperaturas quando uma massa de rocha fundida as atravessa num movimento ascendente. Também pode ocorrer a situação de determinadas rochas formadas num ambiente superficial sejam soterradas a profundidades muito maiores onde as temperaturas são substancialmente superiores. Alguns minerais, nomeadamente os minerais argilosos, tornam-se instáveis quando estão sujeitos a elevadas temperaturas e pressões começando a recrystalizar e dando origem a novos minerais.

A pressão, tal como a temperatura, também aumenta com a profundidade. Todas as rochas não aflorantes são submetidas à ação do peso das camadas superiores. As formações rochosas também são submetidas a pressões resultantes dos processos tectónicos. Neste caso a pressão é direcional fazendo com que a estrutura da rocha adquira formas características visíveis, como por exemplo nos planos de xistosidade dos gnaisses e das ardósias.

A água contendo iões em solução é o fluido quimicamente ativo mais comum que tem influência no metamorfismo. As rochas contêm geralmente água nos espaços porosos e esta funciona como catalisador na migração dos iões. Em certas circunstâncias os minerais podem recrystalizar em configurações mais estáveis e, noutros casos, a troca de iões entre minerais através da água pode resultar na formação de minerais completamente novos (Winter, 2001).

## **1.5. Estruturas e texturas das rochas metamórficas**

O estudo de uma rocha inicia-se com a análise das características macroscópicas (propriedades observadas em afloramento) e mesoscópicas (propriedades observadas em amostra de mão) e só depois se passa à análise microscópica.

As rochas metamórficas podem ser maciças e isotrópicas ou foliadas, com granulometria variável de muito fina a muito grosseira. O termo estrutura diz respeito ao arranjo geométrico das partes de uma massa rochosa a diferentes escalas, distinguindo de forma homogénea e heterogénea texturas e/ou zonas composicionais. Um outro termo importante para descrição de

rochas metamórficas é o “fabric” que se pode interpretar como a orientação cristalográfica e tamanho do grão, mas pode abranger uma escala mais alargada, incluindo o conceito de textura. Refere-se à orientação relativa na rocha marcada pelos minerais ou por certos elementos das rochas; distinguem-se em dois tipos de fabric (Bucher e Frey, 1994):

- **Fabric planar** – marcado pelas foliações; qualquer estrutura planar penetrativa num corpo rochoso (penetrativa à escala meso ou macroscópica). As diaclases não são normalmente consideradas como foliações porque não são estruturas penetrativas à escala mesoscópica. A superfície a que é paralela a foliação designa-se por S. Exemplos: estratificação à escala centimétrica ou menor; orientação preferencial de minerais com anisotropia de forma; orientação preferencial de agregados alongados ou lenticulares.
  - **Foliações primárias** (contemporâneas da génese da rocha) - estratificação ( $S_0$ ) e fluxo magmático;
  - **Foliações secundárias** - desenvolvidas por deformação associada ou não a reajustamento mineralógico, a que a rocha é sujeita após a sua génese:
    - Xistosidade – orientação preferencial de minerais de granularidade resolúvel a “olho nu”;
    - Clivagem – orientação preferencial de minerais de granularidade fina não resolúvel a “olho nu”; pode-se distinguir clivagem ardosífera (para rochas de granularidade muito fina) e clivagem de crenulação (foliação secundária espaçada com micro-charneiras de uma foliação crenulada nos “microlithons”);
  - **Microlithons** – níveis ou lentículas no interior dos quais os minerais apresentam fraca ou nenhuma orientação preferencial, e que são lateralmente limitados por domínios de clivagem bem marcada;
  - **Estrutura gnáissica** – estrutura produzida por deformação e recristalização definindo um bandado mais ou menos regular, com grãos minerais de diferentes dimensões e/ou mineralogicamente, com ou sem orientação preferencial dos minerais;
- **Fabric linear** – marcado pelas lineações; é qualquer estrutura linear que ocorre de modo penetrativo na rocha; distinguem-se as lineações de:
  - **Interseção** – interseção de duas foliações;
  - **Crenulação** – definidas pelas charneiras de microdobras em plano de foliação;
  - **Estiramento** – minerais ou agregados minerais estirados.

### **1.5.1. Origem e significado de algumas texturas e estruturas das rochas metamórficas**

A recristalização ou crescimento de minerais durante o metamorfismo produz texturas que são diagnósticas na identificação das rochas metamórficas. Os minerais metamórficos são designados por blastos e na designação das texturas acrescenta-se o sufixo blástica. Por exemplo, minerais que se destacam da matriz pelas suas dimensões designam-se por porfiroblastos e a textura equivalente é porfiroblástica (equivalente metamórfica da textura porfíroide das rochas magmáticas).

Em algumas situações, particularmente em rochas vulcânicas metamorfizadas, fenocristais preservados ou substituídos (pseudomorfose) podem ser confundidos com porfiroblastos. Alguns blastos, normalmente porfiroblastos, contêm numerosas inclusões de pequena dimensão de minerais da matriz e são designados por poiciloblastos, sendo a textura poicilitica. Os poiciloblastos podem preservar microestruturas precoces na rocha, tais como foliações ou microdobras (Bucher & Frey, 1994).

Uma rocha metamórfica sem porfiroblastos constituída por cristais equidimensionais possui textura granoblástica. A textura cataclástica é caracterizada por cristais visivelmente fraturados e subgranulados sem orientação preferencial.

Nas rochas miloníticas os cristais de maiores dimensões não são metamórficos, mas herdados do protólito, sendo designados por porfiroclastos (minerais relíquia formando, normalmente, ocelos numa matriz foliada). Estes apresentam evidências de deformação, como extinção ondulante, bandas e lamelas de deformação e subgrãos.

Algumas rochas metamórficas quase monominerálicas, como os mármore e os quartzitos, mostram textura poligonal, caracterizada por grãos com 5 ou 6 faces, com limites retos e pontos triplos abundantes, correspondentes à intersecção dos limites de três grãos contíguos, fazendo um ângulo aproximado de 120°.

Segundo Bucher & Frey (1994) podemos ainda classificar as rochas metamórficas tendo por base critérios estruturais em dois grupos. Por sua vez, a distinção entre as rochas metamórficas de cada um dos grupos baseia-se em critérios mineralógicos e texturais, nomeadamente na dimensão da granularidade.

- Rochas com foliação (filitos, xistos, gnaisses e anfibolitos);
- Rochas sem foliação (corneanas, granulitos, quartzitos, mármore e eclogitos);

**Quadro 1.** Classificação das rochas metamórficas segundo Bucher & Frey, 1994.

| Rocha metamórfica   |           | Rocha inicial                                 | Minerais característicos                                                     |
|---------------------|-----------|-----------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------|
| Rochas foliadas     | Ardósia   | Argilito                                      | Minerais de argila, micas e clorite                                          |
|                     | Filito    | Argilito                                      | Micas e clorite                                                              |
|                     | Micaxisto | Argilito, grauvaques arenosos                 | Micas, clorite, epídoto, granada, talco, hornblenda, grafite                 |
|                     | Gnaiss    | Xistos, granitóides, grauvaques arenosos      | Quartzo, feldspatos, granada, mica, augite, hornblenda, estaurolite, distena |
| Rochas não foliadas | Mármore   | Calcário puro ou dolomite                     | Calcite ou dolomite                                                          |
|                     | Skarn     | Rochas Carbonatadas, Rochas calcossilicatadas | Calcite, dolomite, granada                                                   |
|                     | Quartzito | Areia quartzosa                               | Quartzo                                                                      |
|                     | Corneana  | Xistos                                        | Andaluzite, mica, quartzo                                                    |

Neste contexto, é importante começar por conhecer a origem e significado das principais texturas e estruturas metamórficas. Existem quatro grandes tipos de texturas: granoblástica, lepidoblástica, nematoblástica e porfiroblástica (Bucher & Frey, 1994) que serão enunciadas seguidamente.

**Textura granoblástica** – caracterizada por grãos mais ou menos equidimensionais e sem orientação preferencial (Figura 3). Esta textura é típica das rochas monominerálicas como, por exemplo, os mármore e os quartzitos. Aparece também em rochas poliminerálicas granulíticas, ou em rochas que durante a sua formação não sofreram a ação de pressões orientadas.



**Fig.3** - Ilustração de uma textura granoblástica.

**Textura lepidoblástica** – com predomínio de minerais lamelar, ou em escamas, como, por exemplo, as micas com orientação preferencial (Figura 4). Rochas metamórficas com textura lepidoblástica típica são, por exemplo, os xistos micáceos e alguns gnaisses.

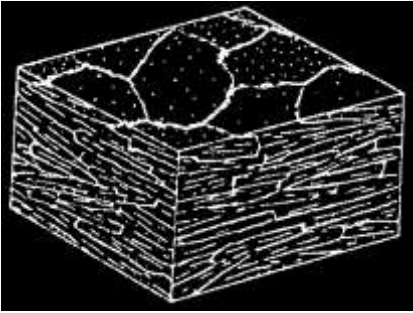


Fig. 4 - Ilustração de uma textura lepidoblástica.

**Textura nematoblástica** – caracterizada pela preponderância de minerais tabulares, como as anfíbolos, com orientação preferencial (Figura 5). As rochas mais comuns com este tipo de textura são os anfibolitos e alguns gnaisses anfibolíticos.



Fig. 5 - Ilustração de uma textura nematoblástica.

**Textura porfiroblástica** – sempre que existam porfiroblastos no seio de uma matriz com minerais de menores dimensões (Figura 6).

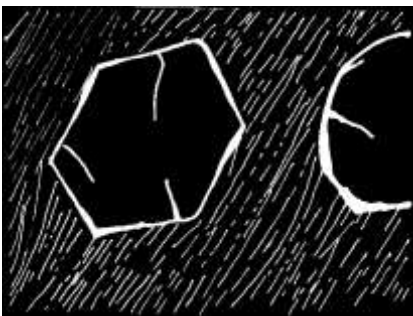


Fig. 6 - Ilustração de uma textura porfiroblástica, com matriz lepidoblástica.

A maior parte das rochas polimineriais apresenta uma das texturas referidas anteriormente, mas uma combinação de duas ou mais texturas, pois são constituídas por minerais planares, aciculares e equidimensionais. Assim, as rochas metamórficas apresentam geralmente uma combinação da textura granoblástica com uma das outras três acima referidas, dando origem a texturas que se designam por granolepidoblástica, granonematooblástica e granoporfiroblástica.

No metamorfismo dinâmico, associado a contexto de zona de falha registam-se texturas sem foliação e texturas com foliação. As primeiras geradas em contexto frágil e as segundas em contexto dúctil.

**Textura cataclástica** – revelando traços evidentes de esmagamento (cataclase) dos seus minerais (Figura 7). A textura com maioria de clastos de diâmetro médio a elevado, apenas com um máximo de 30% de clastos com diâmetros inferiores a 0.2 mm;

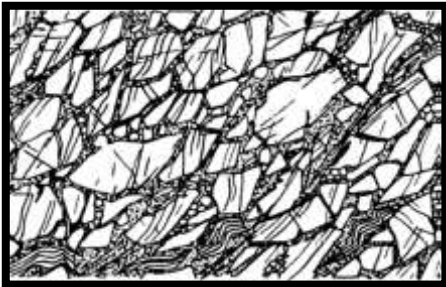


Fig. 7 - Ilustração de uma textura cataclástica.

**Textura protoclástica** – textura de rochas meta-ígneas, com minerais fraturados, deformados ou granulares envolvidos numa matriz constituída pelos últimos minerais que cristalizaram a partir do magma (Figura 8).



Fig. 8 - Ilustração de uma textura protoclástica.

- **Texturas orientadas** são típicas de milonitos ou seja rochas com forte deformação dúctil, alguma deformação frágil e alguma recristalização, desenvolvendo foliação:

**Textura protomilonítica** – apresenta ainda uma grande percentagem de clastos, entre 50 e 95%, inclusos numa matriz de grão fino (Figura 9).

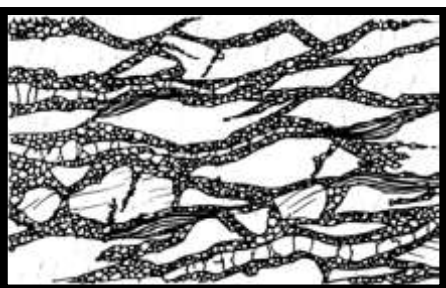


Fig. 9 - Ilustração de uma textura protomilonítica.

diâmetro superior a 0,2mm, em torno da qual se adapta uma matriz de grão fino bandada ou orientada. Os ocelos representam clastos (Figura 10).

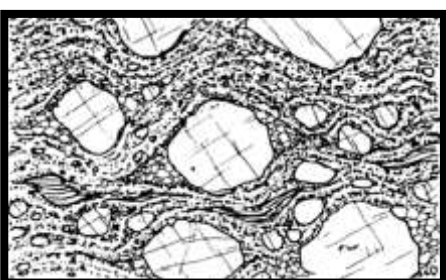


Fig. 10 - Ilustração de uma textura milonítica ocelada.

**Textura ultramilonítica** – apresenta 0 a 10% de porfiroclastos de diâmetro inferior a 0,2mm, numa matriz de granularidade fina foliada ou bandada (Figura 11).

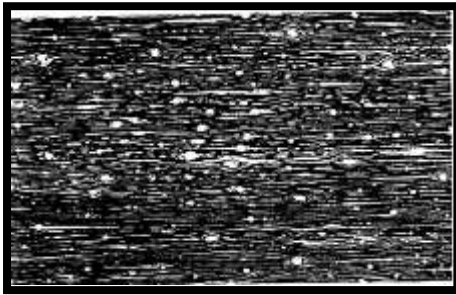


Fig. 11 - Ilustração de uma textura ultramilonítica.

**Textura blastomilonítica** – apresenta entre 5 a 30% de porfiroclastos mais ou menos recrystalizados, envoltos numa matriz granoblástica constituída por minerais sincinemáticos, e/ou novos minerais (Figura 12). A textura blastomilonítica apresenta recrystalização pós-cinemática, que permite a sua distinção relativamente à textura milonítica ocelada.

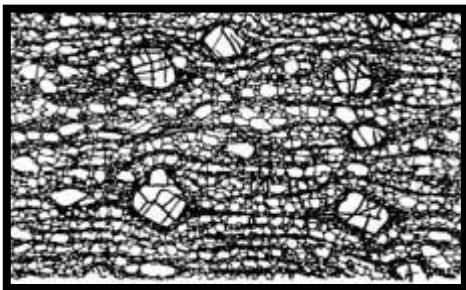


Fig. 12 - Ilustração de uma textura blastomilonítica.

Os tectonitos de origem mantélica diferem dos anteriores pelo facto de em alguns deles persistirem muitas das texturas ígneas dos protólitos. Distinguem-se neste grupo de texturas os seguintes tipos (Figura 13):

- (1) **equigranular ou tabular** – limites aleatórios e irregulares entre olivinas e piroxenas de idênticas dimensões;
- (2) **porfiroclástica intrincada (“framed”)** – apresenta mais de 10% de porfiroclastos alongados de olivina e piroxena, cimentados por um mosaico de pequenos cristais sem deformação (novos ou recrystalizados);
- (3) **porfiroclástica em mosaico** – menos de 10% de porfiroclastos de olivina e piroxena, numa matriz granoblástica poligonal em que predominam pequenos cristais de olivina sem deformação (pontos triplos nas junções inter-grãos);
- (4) **granoblástica em mosaico** – 0% de porfiroclastos de olivina e raros porfiroclastos de piroxena fraturados em pequenos grãos formando um fino listrado; matriz granoblástica com mosaico poligonal heterogranular de olivinas não orientadas e não deformadas;

(5) e (6) granoblástica tabular e granoblástica heterogranular (textura “annealing”) – recristalização pós-cinemática (“annealing”).

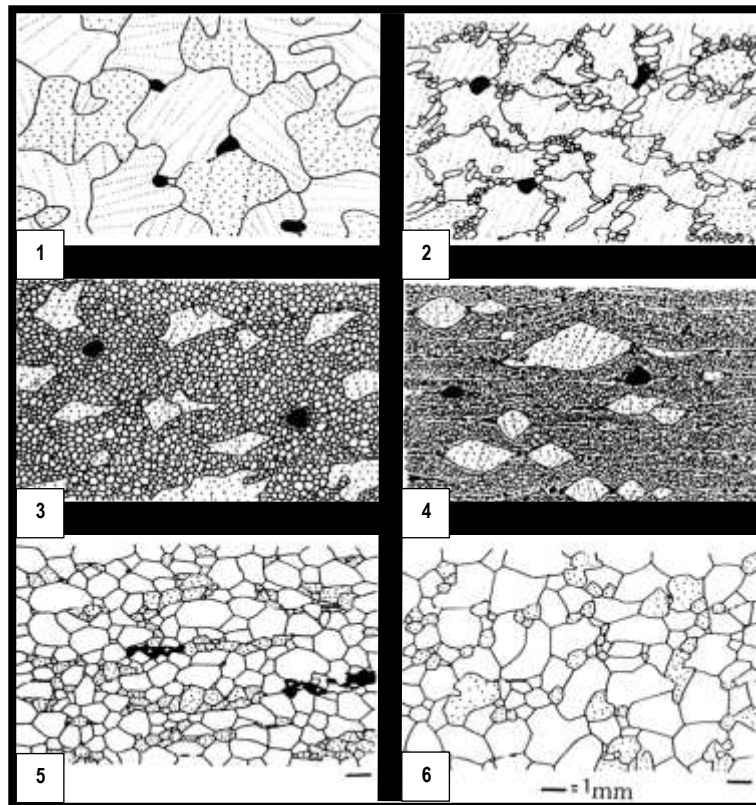


**Fig. 13** - Ilustração das texturas dos tectonitos de origem mantélica: (1) equigranular ou tabular; (2) porfiroclástica intrincada (“framed”); (3) porfiroclástica em mosaico; (4) granoblástica em mosaico; (5) e (6) granoblástica tabular e granoblástica heterogranular (textura “annealing”).

**Texturas isotrópicas** – Ocorrem quando não há orientação preferencial dos minerais. Estas texturas podem surgir associadas a situações de metamorfismo de contacto em que a temperatura e, eventualmente, os fluidos foram os principais agentes de metamorfismo.

**Texturas anisotrópicas** – Ocorrem quando existe uma disposição preferencial dos minerais. Esta textura interpreta-se como refletindo episódios de deformação, durante os quais os minerais da rocha estiveram sujeitos à ação de pressões dirigidas.

A classificação das rochas metamórficas é difícil porque existe uma grande diversidade de contextos de génese. Quando se referem as rochas metamórficas é necessário ter noção que existe uma variedade de condições físicas, químicas e de protólitos que podem originar rochas muito distintas.

A SCMR, numa tentativa de sintetizar as designações dadas às rochas metamórficas, sugere uma classificação estrutural com três tipos: xistos (rochas com xistosidade), gnaisses (rochas com uma estrutura em bandas mais claras intercaladas com bandas mais escuras) e

rochas granulares, em inglês designadas por granofels (rochas granulares de grão médio a grosseiro sem qualquer tipo de foliação ou lineação). De acordo com os campos mineralógicos, distinguem-se fronteiras de condições de génese de rochas metamórficas típicas de determinada pressão e temperatura. Essas fronteiras são designadas de fácies.

Na Figura 14 estão representadas as oito principais fácies metamórficas, contudo há autores que defendem a definição de mais fácies metamórficas. O conceito de zonalidade metamórfica foi pela primeira vez apresentado por Barrow (1893), na sequência de um estudo de rochas pelíticas numa pequena área na Escócia (Eastern Highlands). Cada uma das zonas foi definida pelo aparecimento de um novo mineral tipomorfo, não presente na zona anterior, tendo Barrow reconhecido uma zonalidade correspondente a um metamorfismo progressivo (Figura 14).

A avaliação das condições metamórficas com base na presença de minerais tipomorfos pode ser feita no campo a olho nu ou com o auxílio de uma lupa de mão. Esta avaliação baseia-se no primeiro aparecimento (ou por vezes desaparecimento) de determinados minerais tipomorfos ou índice e permite a cartografia de zonas metamórficas.

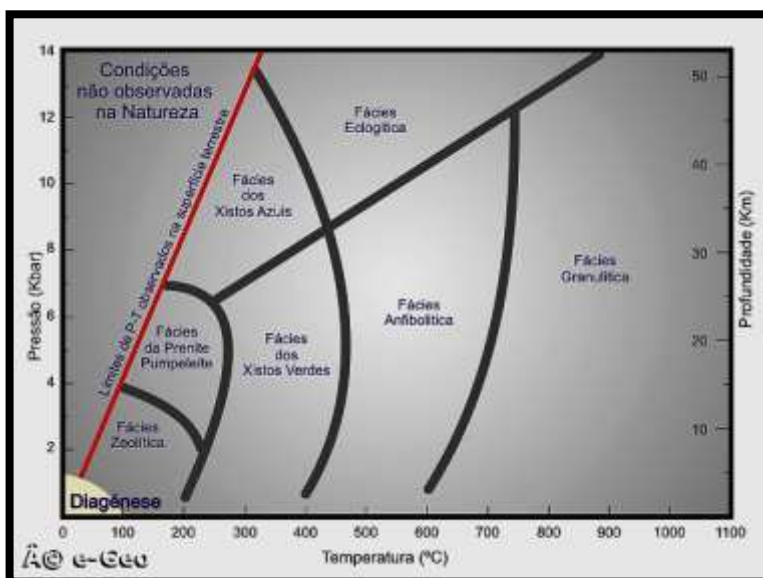


Fig. 14 - Fácies metamórficas retirado de [http://e-geo.ineti.pt/bds/lexico\\_geologico/fotos.aspx?termo=Fácies. metamórfica&Id=266](http://e-geo.ineti.pt/bds/lexico_geologico/fotos.aspx?termo=Fácies.%20metamórfica&Id=266)).

Por último, serão descritos sucintamente os principais tipos de rochas metamórficas. Os nomes específicos citados e recomendados pela SCMR são os seguintes:

**A. Anfibolito** – rocha metamórfica constituída essencialmente por hornblenda e plagioclase. No caso de ser só constituída por hornblenda pode ser designada por xisto anfibolítico; o protólito pode ser uma rocha ígnea máfica ou um grauvaque;

**B. Mármore** – rocha metamórfica constituída essencialmente por calcite ou dolomite; o protólito é um calcário ou um dolomito;

**C. Rocha calcosilicatada** – rocha metamórfica constituída por menos de 50% de carbonatos, sendo o normal menos de 5%, essencialmente constituídas por silicatos cálcicos; os protólitos podem ser rochas carbonatadas com grande contribuição de material pelítico, grauvaques entre outras;

**D. Quartzito** – rocha metamórfica essencialmente constituída por quartzo, sendo o protólito um arenito;

**E. Serpentinito** – rocha metamórfica de baixo grau composta essencialmente por serpentina; o protólito é uma rocha ultramáfica;

**F. Xisto azul** – rocha metamórfica constituída por glaucofana (anfíbola azul sódica); o protólito pode ser uma rocha ígnea máfica ou um grauvaque máfico;

**G. Skarn** – rocha metamórfica resultante do metassomatismo silicioso de rochas carbonatadas em contexto de metamorfismo de contacto, com mineralogia típica de silicatos cálcicos;

**H. Xistos verdes** – rocha metamórfica obrigatoriamente constituída por clorite, actinolite, epídoto e albite; os protólitos destas rochas são rochas ígneas máficas ou grauvaques;

**I. Eclogito** – rocha metamórfica verde ou vermelha, constituído por clinopiroxena e granadas (onfacite e piropo) sem plagioclase e com uma textura granoblástica; o protólito é uma rocha basáltica;

**J. Granulito** – rocha metamórfica de alto grau, sem moscovite que apresenta normalmente plagioclase e ortopiroxena; o protólito pode ser uma rocha pelítica, máfica ou quartzofeldspática;

**K. Migmatito** – rocha que apresenta uma fusão local de material que dá origem a bandas claras ou félsicas intercaladas com bandas escuras que representam resíduos de material não fundido;

**L. Termos adicionais** - relacionado com a natureza do protólito deve-se utilizar o prefixo “meta” em rochas metamórficas quando o protólito é facilmente reconhecido (ex: metabasalto, metassedimento, etc.); o prefixo “orto” ou “para” se não se reconhece o protólito mas sabe-se a origem, sendo o primeiro para rochas de origem ígnea e o segundo para sedimentar (ex: ortogneisse – rocha ígnea metamorfisada; paragneisse – rocha sedimentar metamorfisada).

Podem ainda ser adicionados termos para especificar aspetos estruturais ou mineralógicos (ex: gneisse ocelado, xisto mosqueado, etc). Tendo em consideração os protólitos são consideradas as seguintes séries composicionais:

**ROCHAS PELÍTICAS** – São as rochas sedimentares mais comuns, compreendendo argilas pelágicas (pelitos) pobres em cálcio. Os seus equivalentes metamórficos (metapelitos – xistos pelíticos, filitos, micaxistos e paragaisses) são ricos em minerais diagnósticos, nomeadamente micas, distena, silimanite, andaluzite e granada, sendo por isso muito importantes nos estudos dos processos metamórficos;

**ROCHAS QUARTZO-FELDSPÁTICAS** – Rochas de origem sedimentar (arenitos arcósicos, grauvaques) ou de origem ígnea (granitos, tonalitos, sienitos), que são modalmente dominadas por quartzo e feldspato, e com uma percentagem relativamente diminuta de minerais aluminosos.

**ROCHAS CARBONATADAS** - Rochas sedimentares predominantemente carbonatadas (com calcite e/ou dolomite); são exemplo: os calcários e os dolomitos. Em condições de baixo grau metamórfico a mineralogia destas rochas inclui calcite ou dolomite. Com aumento do grau metamórfico estes minerais são substituídos por brucite, flogopite (biotite magnésiana), clorite e tremolite, e a mais alto grau por diópsido, forsterite, volastonite, grossulária e plagioclase cálcica.

**ROCHAS BÁSICAS** – As rochas metamórficas básicas derivam de rochas ígneas básicas, com baixo conteúdo em sílica, ou seja, de basaltos e de gabros. Definem sequências importantes no metamorfismo de fundo oceânico e a sua mineralogia é composta por minerais ferromagnesianos, nomeadamente biotite, clorite e hornblenda e ainda por minerais cálcicos como plagioclase cálcica e epidoto.

**ROCHAS ULTRAMÁFICAS** – Normalmente rochas de natureza e origem mantélica (rochas peridotíticas) muito ricas em magnésio; a sua mineralogia compreende silicatos ferromagnesianos, nomeadamente serpentina e talco.

**OUTROS GRUPOS COMPOSICIONAIS** – Inclui todos os outros protólitos de menor importância: laterites, evaporitos, rochas ferruginosas, rochas alcalinas, etc.

- **Rochas formadas exclusivamente ou essencialmente por deformação**

São rochas resultantes de processos de reajustamento textural essencialmente mecânico, por esmagamento. São exemplos: milonitos, cataclasitos e pseudotaquilitos. O tipo de deformação associado a zonas de falha é fortemente dependente da profundidade: a pequena profundidade as áreas afetadas são estreitas e com comportamento essencialmente frágil, enquanto a maior profundidade a deformação assume um carácter dúctil, abrangendo áreas mais largas e gerando rochas com orientação, porque existe alguma recristalização acompanhando a deformação.

**MILONITO** – Rocha fortemente deformada em zonas de cisalhamento dúctil, apresentando foliação penetrativa e muitas vezes lineação de estiramento. A rocha resulta da redução mecânica dos grãos associada a fluxo cristal-plástico da matriz.

**ULTRAMILONITO** – Milonito extremamente fino ou milonito com 90 a 100% de volume de matriz e 0 a 10% de porfiroclastos.

**BLASTOMILONITOS** – Milonitos que sofreram uma recristalização estática parcial, depois da deformação ter cessado. O termo também é usado para milonitos de alto grau com matriz recristalizada e relativamente grosseira. Segundo outros autores os blastomilonitos são milonitos com grandes cristais ou fragmentos líticos associados a uma matriz de granularidade fina.

**CATACLASITO** - Rocha formada por fragmentos angulares de rocha e de minerais formados por fracturação frágil sem fusão.

**PSEUDOTAQULITO** - Rochas negras que ocorrem em fraturas e veios que sofreram deformação frágil e que têm normalmente como encaixante rochas de baixa porosidade. Formam-se por fusão local da rocha encaixante ao longo de uma falha em resposta a atividade sísmica na falha gerando localmente calor por fricção.

#### **1.5.2. Microestruturas indicativas da relação temporal entre blastese e deformação**

No metamorfismo regional existem múltiplos episódios de deformação que são responsáveis pela formação de várias gerações de minerais. As estruturas típicas são as foliações, que se associam comumente a lineações minerais e a dobras.

As análises de campo e de lâminas delgadas destas rochas procuram estabelecer as fases de deformação a que foram submetidas e quais os minerais que se formaram antes, durante ou após cada fase de deformação.

Os minerais em rochas metamórficas podem ter-se formado antes, durante ou depois de uma determinada fase de deformação registrada pelas microestruturas na rocha. Portanto, em relação a uma determinada fase de deformação um mineral pode ser classificado como: pré-tectónico (ou pré-cinemático), quando a deformação ocorreu após a formação do mineral; sin-tectónico (ou sin-cinemático), quando a deformação ocorreu simultaneamente à recristalização do mineral; pós-tectónico (ou pós-cinemático), quando a recristalização do mineral teve lugar após o episódio deformacional (Bucher et Frey, 1994).

O entendimento das relações cronológicas entre a deformação e o crescimento mineral baseia-se nas observações microestruturais em lâminas delgadas. Na atualidade, pensa-se que as reações químicas que formam os minerais dão-se sob volume constante, isto é, que os minerais crescem através de um mecanismo de substituição em que não há variações volumétricas.

Uma teoria mais antiga, ainda defendida por alguns autores, é a de que os minerais crescem exercendo uma força de cristalização nas suas circunvizinhanças. Esta “força de cristalização” seria suficiente para empurrar e deformar a matriz adjacente ao cristal em crescimento, gerando foliações curvadas ao redor dos porfiroblastos.

Hoje, porém, sabe-se que os porfiroblastos não deformam a matriz envolvente por empurrá-la, mas que foliações encurvadas são o resultado da deformação da matriz após o crescimento do cristal, isto é, a matriz molda-se ao porfiroblasto pré-existente. Se a matriz já apresenta foliações ou outras estruturas, cristais pós-tectónicos vão crescer sobre estas, sem deformá-las (Bucher et Frey, 1994). A compreensão da sobreposição de foliações é fundamental para o conhecimento da evolução das condições metamórficas a que a rocha esteve sujeita, nomeadamente a condições de pressão deviatória.

A foliação principal ( $S_n$ ) deverá corresponder ao pico das condições metamórficas, enquanto os eventos posteriores originam foliações mais fracas ou menos penetrativas ( $S_{n+1}$ ), em condições de mais baixo grau metamórfico ou em condições mais secas. Durante o metamorfismo progressivo a água é sucessivamente libertada pelas reações mineralógicas.

Depois do pico metamórfico, em condições de metamorfismo retrógrado, quando as rochas já perderam a água, a recristalização é difícil, e a deformação é marcada por dobramentos, distorção e/ou milonitização.

Normalmente, durante uma primeira fase de deformação gera-se uma clivagem ardosífera, uma clivagem xistenta ou uma xistosidade (consoante o grau metamórfico). Sobre esta foliação correspondente ao pico metamórfico ( $S_n$ ), uma fase de deformação posterior ( $D_{n+1}$ ) gera clivagem de crenulação. Se a evolução térmica das condições metamórficas o permitir, haverá diferentes tempos de recristalização ou blastese metamórfica, pelo que existirão minerais que poderão ter diferentes relações cronológicas com as fases de deformação (Bucher et Frey, 1994; Spry, 1969).

A blastese é um processo de cristalização ou recristalização metamórfica; os cristais formados por blastese são blastos (porfiroblastos se tiverem dimensão superior à matriz envolvente); pode ser ou não acompanhada por deformação e quando esta está presente pode ter distintas relações cronológicas com os processos de recristalização ou cristalização. A definição das relações cronológicas é essencial na caracterização do contexto geotectónico que condicionou a evolução metamórfica e é particularmente importante quando as texturas têm carácter porfiroblástico.

Segundo Bucher e Frey, 1994 as distintas relações cronológicas entre a blastese e a deformação permitem caracterizar diferentes tipos de paragénese:

- **Paragéneses ante-cinemáticas** são cristalizações ou recristalizações anteriores à deformação: observam-se cristais deformados e boudinados, com formas “amendoadas” ou ocelos, contornados pela foliação mais tardia e com desenvolvimento de zonas de sombra.

Os cristais pré-tectónicos são distinguidos por apresentar vários indícios de deformação, como extinção ondulante, fraturas, kink bands, boudinagem, clivagens ou maclas encurvadas,

geminção mecânica, recristalização dinâmica parcial e feições de exsoluções, tais como certas pertites. Foliações que se formam posteriormente envolvem os porfiroblastos pré-existentes, que exibem, com frequência, sombras de pressão.

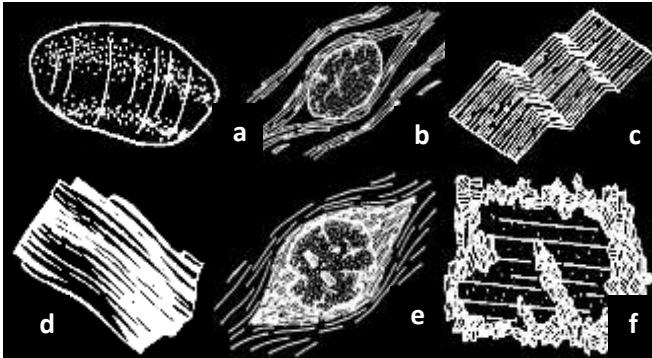


**Fig. 15** - Ilustração das características de cristais pré-tectónicos. (a) Extinção ondulante; (b) Porfiroblasto fraturado envolvido pela xistosidade; (c) Kinks em biotite; (d) Maclas encurvadas; (e) Porfiroblasto fraturado com sombras de pressão; (f) Cristal de anfíbola com recristalização dinâmica parcial marginal (estrutura núcleo-manto) (Spry, 1969).

- **Paragéneses sin-cinemáticas:** cristalizações ou recristalizações simultâneas da deformação dão origem a orientações preferenciais, como o alinhamento de anfíbolos, de filossilicatos e o crescimento de grãos alongados de quartzo são típicos da blastese sintectónica, gerando as foliações tão comuns em filitos, xistos e gnaisses.

- **Paragéneses pós-cinemáticas:** blastese posterior à deformação, sendo os cristais pós-tectónicos não orientados preferencialmente. No caso de minerais de hábito tabular ou prismático, como micas e anfíbolos, a orientação é aleatória.

Os porfiroblastos pós-tectónicos, que cresceram em rochas já foliadas, não causarão a deformação desta xistosidade. Às vezes esta xistosidade pode ficar preservada de modo relíctico dentro do porfiroblasto na forma de uma foliação interna, constituída por conjunto de minerais opacos alongados e/ou de pequenos cristais elípticos de quartzo.

A foliação interna é contínua à foliação externa ao porfiroblastos. Esta foliação interna relíctica, que às vezes pode até retratar dobras, pode constituir inclusões helicíticas.

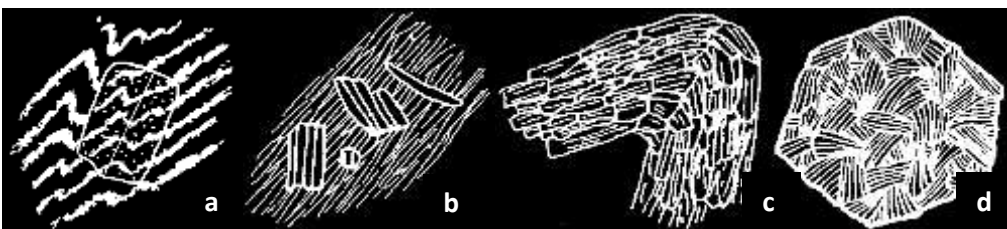


**Fig. 16** - Características de cristais pós-tectónicos: (a) Porfiroblasto de distena que cresceu sobre uma matriz crenulada; (b) Micas decussadas que cresceram numa rocha foliada; (c) Arcos poligonais sobre microcharneiras; (d) Pseudomorfose de clorita decussada sobre granada (Spry, 1969).

- **Blastese mimética (pós-cinemática)**

Por vezes os cristais alongados que marcam uma foliação podem ter crescido depois da fase de deformação responsável pela geração dessa foliação.

Este processo designa-se por blastese mimética ou mimetismo e pode ocorrer de diferentes modos:

- a) Substituição do mineral que define ou marca a foliação, posteriormente à deformação;
- b) Blastese de novo mineral sobre um fabric orientado. É frequente em biotite sobre um fabric de moscovite;
- c) Alguns minerais podem desenvolver-se preferencialmente em bandas de determinada composição, frequentemente andaluzites, cordierites e estaurolites em bandas pelíticas.

### **1.5.3. Microestruturas resultantes da deformação**

No decurso do metamorfismo, além do rearranjo mineralógico, verificam-se também rearranjos estruturais. O efeito da pressão tectónica não é considerável em termos de reajustamentos mineralógicos, não sendo por isso um parâmetro importante na caracterização das condições metamórficas, mas as anisotropias de tensão controlam a deformação, frequentemente associada ao metamorfismo.

As texturas metamórficas resultam de recristalizações por reações tendentes para estados de energia mínima de Gibbs, e também de rearranjos exclusivamente texturais, sem qualquer alteração da associação mineralógica. Neste último caso estes rearranjos são também no sentido da minimização da energia potencial, e têm o seu desenvolvimento essencialmente controlado pela pressão tectónica.

A deformação que acompanha o metamorfismo é resultante de distintos processos, condicionados maioritariamente por anisotropias de tensão, mas também pela temperatura, pela pressão litostática, pela pressão de fluidos e ainda pela litologia (mineralogia, textura, porosidade, permeabilidade). Em seguida são descritas algumas estruturas resultantes da deformação mais relevantes para esta dissertação e que estão relacionadas diretamente com a reatividade dos agregados, tema que será tratado no último capítulo.

- **Solubilização por pressão (pressure solution)**

Trata-se de um mecanismo de deformação importante que consiste numa deformação de rochas que têm fluido intergranular dissolvendo os locais de maior tensão e aumentando a superfície de contacto entre os grãos. O material dissolvido flui para locais de menor tensão (“solution transfer”) podendo ocorrer deposição nos limites adjacentes (Figura 17).

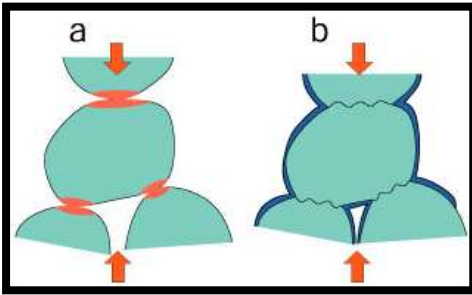


**Fig. 17** - Ilustração da solubilização por pressão: a) contacto entre os grãos. b) Esquematisação das zonas de solubilização e das zonas de deposição, implicando mudança na geometria dos grãos (<http://www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%2023a%20Met%20Textures%201.ppt>).

Este tipo de deformação ocorre em situações onde os minerais ficam sujeitos a tensões cisalhantes, e onde o rearranjo químico leva à deslocação da estrutura cristalina com formação de novas ligações químicas (Figura 18). No caso concreto dos cristais de quartzo, temos o aparecimento da extinção ondulante, de lamelas de deformação e subgranulação por aumento de tensão podendo em último caso ocorrer recristalização dinâmica. Um cristal quando comprimido só terá uma alteração de forma se a posição relativa dos seus átomos constituintes for alterada (Figura 18). Mas se a pressão exercida sobre ele não for suficiente para tal, verificar-se-á apenas uma deformação elástica que será anulada quando a tensão deixar de se exercer. A deformação das estruturas cristalinas resulta da acumulação de energia elástica, geração de defeitos intracristalinos e da sua migração na estrutura cristalina - deslocações (“dislocations”) (Figura 18).

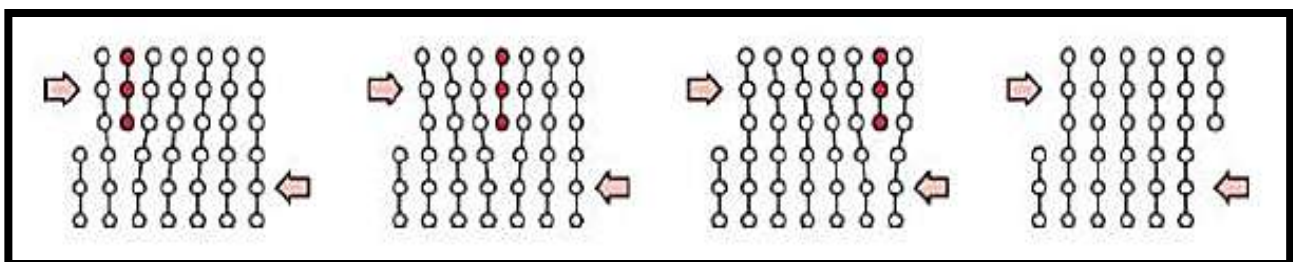


**Fig. 18** - Ilustração da deformação intracristalina: deformação elástica, geração de defeitos (deslocações) e sua migração retirado de <http://www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%2023a%20Met%20Textures%201.ppt>.

A minimização desta energia de deformação significa a eliminação dos defeitos ou deslocações intracristalinas por geração de subgrãos. Este aspeto é particularmente importante na deformação do quartzo, que frequentemente apresenta lamelas de deformação, correspondentes a um estado de transição entre a extinção ondulante e a subgranulação. Uma vez terminada a sujeição da rocha a um estado de tensão anisotrópica, decorrem processos genericamente designados por pós-cinemáticos (estáticos), e conducentes à recuperação de um estado de energia mínima. As interfaces dos grãos correspondem a domínios estruturais desordenados, nos quais os átomos não têm o arranjo regular que caracteriza o interior do grão ou cristal. Por esta razão as superfícies dos grãos mobilizam uma energia de desordem e de efeitos de tensão superficial tanto mais elevada quanto mais extensa for a superfície intergranular.

Como no decurso da recristalização dinâmica são gerados cristais de pequeno tamanho e formas muito irregulares, isto implica um aumento considerável da energia de superfície intergranular. A minimização desta energia de superfície exige uma diminuição da superfície intergranular, ou seja um aumento da dimensão dos grãos por migração das junções entre grãos mais pequenos. Sobretudo em sistemas monominerálicos, sujeitos a tensões isotrópicas e a temperaturas convenientes, a superfície intergranular mínima corresponde ao desenvolvimento de cristais equidimensionais com faces a  $120^\circ$  (pontos triplos). São exemplo desta situação os quartzitos, os mármore, os anortositos e os dunitos, onde ocorre um efeito de poligonização, por recristalização pós-cinemática.

## Capítulo 2. Rochas Sedimentares

As rochas sedimentares formam-se, na superfície terrestre e a pequenas profundidades, por um conjunto de processos geológicos que incluem duas etapas fundamentais: a sedimentogénese, em que ocorre a formação dos materiais que vão constituir as rochas sedimentares - sedimentos ou detritos, e a diagénese ou litificação, onde os sedimentos evoluem até formarem as rochas. Embora a sua representação na crosta terrestre seja baixa (5% do seu volume), as rochas sedimentares cobrem uma extensa superfície, ocupando mais de 75% da área continental.

A classificação das rochas sedimentares baseia-se na sua composição química e na génese dos sedimentos que as originam. Em geral, os elementos mais abundantes nas rochas sedimentares são o Si, Al, Ca, K, Mg, isto é, os mesmos que estão presentes na crosta terrestre, ainda que em proporções diferentes das rochas endógenas.

Na composição mineralógica das rochas sedimentares, podem distinguir-se os minerais herdados e os minerais de neoformação. Os denominados minerais herdados provêm diretamente de rochas preexistentes, através de fenómenos de desagregação e transporte, sem terem sofrido qualquer alteração química. Estes minerais vão constituir as rochas sedimentares detríticas. O quartzo, os feldspatos, as micas, a limonite, a hematite, as anfíbolas, as piroxenas e a calcite são exemplos de minerais herdados.

Os minerais de neoformação são minerais novos que se formam durante a sedimentogénese ou a diagénese e que resultam da alteração química ou da precipitação de outros minerais. Exemplos de minerais de neoformação mais frequentes são a calcite, a dolomite, a sílica, os minerais de argila, a halite e o gesso (Boggs, 2009).

Tendo em conta a fração predominante nas rochas sedimentares, podem ser considerados três grupos: as rochas detríticas ou clásticas, que se formam a partir de sedimentos obtidos pela meteorização e erosão das rochas preexistentes; as rochas quimiogénicas, com origem na precipitação química; e as rochas biogénicas, que resultam de sedimentos biogénicos.

Existem outras classificações para as rochas sedimentares, como, por exemplo: a classificação que tem por base a composição química, agrupando-as em rochas siliciosas, argilosas, calcárias, ferruginosas, etc.; aquela que se baseia na sua origem (rochas pluviais, eólicas, etc.); as classificações que recorrem à textura (considerando, por exemplo, o tamanho do grão) (Pettijohn et al, 1987; Tucker, 2001; Carvalho, 2006).

### 2.1. Rochas detríticas

As rochas sedimentares detríticas classificam-se em dois grandes grupos: as detríticas não consolidadas e as detríticas consolidadas: as não consolidadas correspondem a depósitos de sedimentos que não sofrem diagénese, enquanto que as consolidadas, sofreram transporte e

diagénese. Nas rochas detríticas consolidadas consideram-se três grupos, a saber: conglomerados e brechas, arenitos e argilitos. Esta divisão é efetuada com base em critérios texturais, nomeadamente no tamanho do grão, usando a classificação de Udden-Wentworth na caracterização deste parâmetro textural. Estas rochas apresentam, do ponto de vista químico, composição siliciosa dominante. Nesta dissertação não iremos abordar os conglomerados e brechas, pois não são muito utilizados em agregados para betão, e essencialmente, o estudo destas rochas é efetuado em amostra de mão, e preferencialmente em afloramento, e não em lâmina delgada, uma vez que, na maioria das vezes, os clastos apresentam dimensões que não permitem um estudo microscópico da rocha.

| φ  | Português                | Inglês             | mm     |
|----|--------------------------|--------------------|--------|
| -9 | Bloco                    | Boulder            | 512    |
| -8 |                          |                    | 256    |
| -7 |                          |                    | 128    |
| -6 | Seixo                    | Cobble             | 64     |
| -5 |                          |                    | 32     |
| -4 | Cascalho muito grosseiro | Very coarse gravel | 16     |
| -3 | Cascalho grosseiro       | Coarse gravel      | 8      |
| -2 | Cascalho médio           | Medium gravel      | 4      |
| -1 | Cascalho fino            | Fine gravel        | 2      |
| 0  | Areia muito grosseira    | Very coarse sand   | 1,000  |
| 1  | Areia grosseira          | Coarse sand        | 0,500  |
| 2  | Areia média              | Medium sand        | 0,250  |
| 3  | Areia fina               | Fine sand          | 0,125  |
| 4  | Areia muito fina         | Very fine sand     | 0,0625 |
| 5  | Silte grosseiro          | Coarse silt        | 31,25  |
| 6  | Silte médio              | Medium silt        | 15,63  |
| 7  | Silte fino               | Fine silt          | 7,81   |
| 8  | Silte muito fino         | Very fine silt     | 3,91   |
| 9  | Argila grosseira         | Coarse clay        | 1,95   |
| 10 | Argila média             | Medium clay        | 0,98   |
| 11 | Argila fina              | Fine clay          | 0,49   |
| 12 | Argila muito fina        | Very fine clay     | 0,24   |
| 13 | Colóides                 | Colloid            | 0,12   |

Fig. 19 - Classificação do tamanho do grão de Udden-Wentworth (adaptado de Wentworth, 1922).

### 2.1.1. Arenitos

Os arenitos constituem um importante grupo de rochas sedimentares, constituindo cerca de 25% do registo sedimentar e 5 a 15% de todos os sedimentos. São rochas com um valor económico muito grande e, por esse motivo, foram largamente estudadas. Estas rochas sedimentares são constituídas por areias, ou seja por grãos com dimensões entre 2 mm e 63 µm, podem ocorrer associadas a quase todos os ambientes sedimentares (NP EN 932-3, 2010).

A textura envolve diferentes parâmetros que serão descritos a seguir. O tamanho do grão (classificação de Udden-Wentworth) e sua distribuição são parâmetros que estão relacionados com a dimensão do sedimento disponível, bem assim como com a energia do meio de transporte (Figura 19). A calibragem e os aspetos relacionados com a morfologia do grão (forma,

esfericidade, rolamento e morfoscopia) são igualmente parâmetros importantes na caracterização destas rochas sedimentares. O "fabric" e o "packing" são também considerados, visto que estão intimamente relacionadas com a permeabilidade e a porosidade nestas.

A composição de um arenito pode ser descrita quer em termos de composição mineralógica quer em termos de composição química. A composição química global reflete a composição da rocha que lhe deu origem. Contudo, a composição dos arenitos é frequentemente modificada durante a diagénese, o que torna difícil determinar a proveniência unicamente com base na análise química.

Os constituintes mineralógicos de um arenito resumem-se (excetuando o contexto carbonatado) basicamente ao quartzo, feldspatos e fragmentos de rocha. O quartzo é, sem dúvida, o mineral mais importante nos arenitos; pode ocorrer como clastos monocristalinos e também em agregados policristalinos. Os feldspatos, minerais abundantes nas rochas ígneas, são o grupo mineral que aparece em segundo lugar e que inclui essencialmente o feldspato potássico.

Podem, ainda, ocorrer outros minerais: as micas (essencialmente moscovite) frequentes nos arenitos líticos, vaques e arcoses e minerais pesados, que muitas vezes resistem à meteorização, e ocorrem nos arenitos como minerais acessórios (Tucker, 2001; Carvalho, 2006).

A classificação dos arenitos apresentada nesta dissertação é a classificação de Pettijohn et al (1987) (Figura 20) baseada em critérios texturais e na composição mineralógica. Esta classificação incorpora as características essenciais a ter em conta nestas rochas: é fundamentalmente descritiva mas também tem em conta a génese dos arenitos. A percentagem de matriz presente na rocha é o critério usado para definir dois grandes grupos: o grupo dos arenitos (matriz <15%) e o grupo dos vaques (matriz > 15%). A designação a atribuir a cada rocha depende da sua composição mineralógica, sendo o quartzo, o feldspato e os fragmentos líticos os constituintes a considerar na classificação.

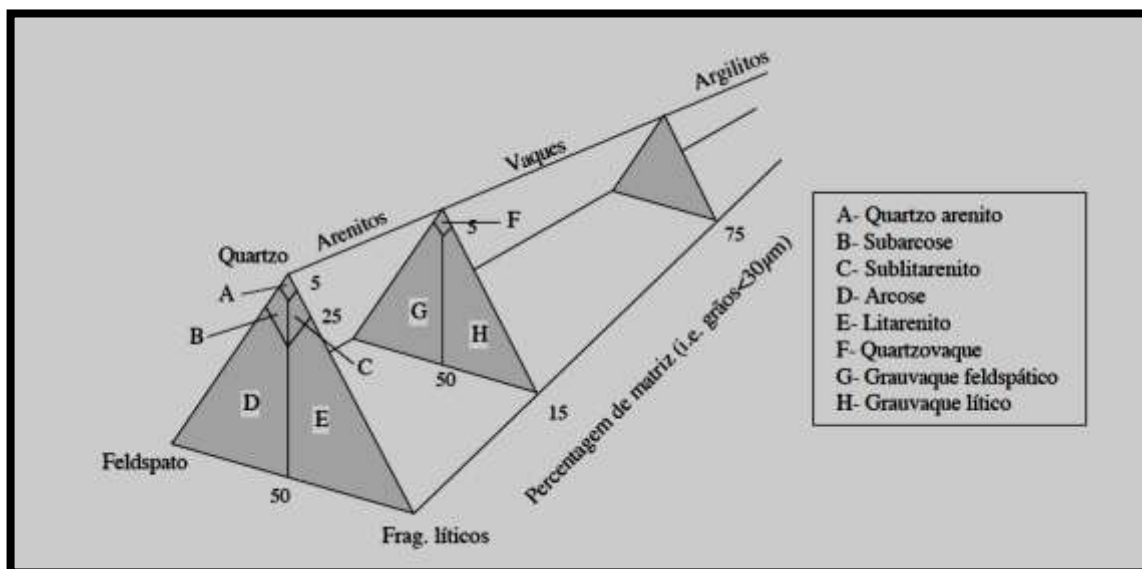


Fig. 20 - Classificação das rochas areníticas, na sequência dos trabalhos de Pettijohn, Folk e Dott (adaptado de Pettijohn et al, 1987).

A percentagem de matriz de algum modo reflete o tipo de transporte e de deposição ou seja, arenitos com pouca matriz exibem características texturais e estruturais que indicam um transporte e deposição do sedimento por um fluido tal como a água ou o ar. Os arenitos com muita matriz (vaques), pelo contrário, parecem estar relacionados com um transporte e deposição por correntes densas. A relação quartzo/feldspato + fragmentos de rochas é um índice de maturidade composicional refletindo a dominância ou dos elementos instáveis (feldspato e fragmentos de rochas), ou do quartzo (monocristalino e policristalino) que é quimicamente estável e fisicamente resistente. Por último, a relação fragmentos de rocha/feldspato é um índice de proveniência.

Deste modo, considera-se a seguinte nomenclatura para os arenitos (matriz <15%):

- ✓ Arenito quártzico – quartzo > 95%;
- ✓ Arenito arcósico ou arcose – feldspato > 25%;
- ✓ Arenito lítico – fragmentos líticos > 25%;

Nestas duas últimas classes definiram-se duas subclasses de transição designadas por:

- ✓ Subarcose – 5% > feldspato > 25%;
- ✓ Arenito sublítico – 5% > fragmentos líticos > 25%.

Os arenitos líticos podem, ainda ser subdivididos, de acordo com a natureza dos fragmentos de rocha (Folk, 1974), em:

- ✓ Filarenito – fragmentos líticos de rocha metamórfica pelítica de baixo grau de metamorfismo;
- ✓ Arenito vulcânico – fragmentos líticos de rocha vulcânica;
- ✓ Calclitito, cherte arenito – fragmentos líticos de rochas carbonatadas ou de cherte, respetivamente.

O **arenito quártzico** é constituído maioritariamente por grãos de quartzo monocristalino, podendo ainda ocorrer grão de cherte, metaquartzito e minerais pesados. Estes sedimentos são tipicamente supermaduros quer do ponto de vista textural quer do ponto de vista composicional. São várias as condições da génese destas rochas mas, devido ao seu grau de maturidade, são necessários longos períodos de abrasão e/ou meteorização para remover todas as partículas instáveis. É, ainda, necessária uma estabilidade tectónica longa para se atingir esse grau de maturidade. O clima irá influenciar as condições de meteorização da rocha que dá origem ao sedimento, exigindo períodos mais ou menos prolongados de estabilidade tectónica e/ou ambientes sedimentares específicos (praias, cordões dunares).

O **arenito arcósico (feldspático)** é constituído essencialmente por clastos de quartzo monocristalino e feldspato. A ortoclase e a microclina excedem sempre a plagioclase quando a crosta continental é a fonte dominante; quando a plagioclase predomina, a área fonte é vulcânica.

Sendo o feldspato um mineral abundante e também um mineral que facilmente sofre meteorização, a sua abundância é devida a condições genéticas muito especiais. Essas condições podem estar relacionadas quer com climas muito secos ou muito quentes para permitir a meteorização e o feldspato se manter intacto, quer devido a um levantamento e uma erosão suficientemente rápida para que a meteorização não seja completa.

Estes arenitos são de cor branca, cinzenta ou rosada devido à presença dos feldspatos. Estas rochas podem, ainda, conter micas (biotite e moscovite) e fragmentos de rocha. A presença do quartzo e do feldspato faz com que a sua composição química apresente elevadas percentagens de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Por sua vez, o teor de  $\text{K}_2\text{O}$  excede o de  $\text{Na}_2\text{O}$  quando o feldspato potássico é mais abundante que a plagioclase.

Estas rochas não são rochas maduras, nem do ponto de vista textural nem do ponto de vista composicional. São tipicamente grosseiras, mal calibradas e os clastos são mal rolados. Contudo, no caso das arcoses associadas a climas secos, ou seja, arcoses desérticas, em que a meteorização química é praticamente nula, pode resultar numa arcose supermadura do ponto de vista textural, ainda que imatura do ponto de vista composicional. Uma vez que a abrasão é intensa, a seleção do sedimento é também grande, o que irá implicar uma boa calibragem e uma granulometria fina. O cimento pode ser silicioso, carbonatado e até mesmo evaporítico.

Por sua vez, no caso dos arenitos arcóicos ligados a elevação de terrenos, dominam ambientes de sedimentação em que o sedimento é grosseiro, mal calibrado; a argila está presente quer como matriz quer como bancadas interestratificadas. Deste modo, o sedimento resultante é imaturo de ponto de vista textural e composicional. O cimento não é comum, uma vez que a presença da matriz impede a sua existência.

Nos **arenitos líticos e sublíticos** os clastos de quartzo monocristalino (30 a 80%) e os fragmentos de rocha (5 a 50%) são os constituintes mais importantes, podendo também ocorrer mica detrítica. Estas rochas apresentam uma grande diversidade composicional, uma vez que os fragmentos de rocha podem ser de composições e características diversas.

Atendendo a essa diversidade, Folk (1974) considerou que os arenitos líticos, de acordo com a composição dos seus fragmentos líticos, se podem subdividir em filarenitos, arenitos vulcânicos e calcilito, cherte arenito.

Os fragmentos de rocha metamórfica são o principal constituinte dos **filarenitos**. Contudo, a sua abundância no sedimento varia com o ambiente de deposição, a distância à área fonte e a atividade tectónica. Uma vez que os filitos são rochas muito pouco duras, o ambiente de deposição influencia grandemente a composição do filarenito. Perto da fonte, onde os sedimentos se depositam rapidamente, o sedimento é imaturo e a percentagem de fragmentos de rocha é muito grande. Se o transporte for mais prolongado, o sedimento torna-se maduro e poderá passar a subfilarenito. Os filarenitos maduros são mesmo comuns perto da área fonte, em ambientes de

elevada energia hidrodinâmica. A meteorização dos filitos produz grandes volumes de argilas, que são transportadas para locais mais afastados e depositadas formando argilitos. A distâncias intermédias da área fonte o ambiente tem uma ação muito importante, uma vez que o sedimento de uma praia pode perder todos os seus fragmentos líticos e tornar-se num arenito quártzico ou num subfilarenito supermaduro. Mas um sedimento fluvial pode apresentar uma considerável percentagem de fragmentos de rocha.

Texturalmente, os filarenitos possuem grão fino ou muito fino, dependendo a maturidade do ambiente de deposição; mineralogicamente contêm quartzo metamórfico, fragmentos de rocha metamórfica e micas, especialmente moscovite. Os minerais de argila são principalmente sericite, illite e pode ocorrer clorite, visto que resultam da meteorização dos fragmentos de rocha. Podem apresentar cimento silicioso ou carbonatado.

Sedimentos detríticos de natureza carbonatada são comuns nos arenitos líticos e designam-se por calcilitos para se distinguirem dos calcarenitos, que é o termo utilizado para uma areia carbonatada na qual os constituintes são fragmentos de conchas, oólitos e outros componentes formados dentro da bacia de deposição.

Normalmente, as rochas carbonatadas sofrem processos de dissolução ficando somente um resíduo argiloso e cherte. Deste modo, os calcilitos necessitam de uma erosão rápida e um relevo vigoroso (Carvalho, 2006).

O **arenito vulcânico** é uma rocha muito rica numa fração detrítica de origem vulcânica, em geral de rochas vulcânicas ácidas, uma vez que as rochas básicas tendem a alterar-se em sedimentos muito finos, que constituem a matriz.

As rochas com uma percentagem de matriz entre 15 e 75% designam-se globalmente por vaques, e podem ser subdivididas em:

- ✓ Vaques quártzicos;
- ✓ Grauvaques feldspáticos;
- ✓ Grauvaques líticos.

O **vaque quártzico** é uma rocha relativamente pouco frequente dentro do grupo dos vaques, sendo as mais frequentes os vaques feldspáticos, se o feldspato excede os fragmentos de rocha, e os vaques líticos, se o contrário acontecer.

Estas rochas são fisicamente duras e de cor escura, constituídas por grãos de quartzo monocrystalino e policristalino, clastos de feldspato (plagioclase e/ou feldspato potássico), grãos de cherte, argilito e rocha vulcânica. Podem, ainda, ocorrer em pequenas percentagens moscovite e biotite detríticas. Por definição, são rochas imaturas. Além disso, a fração detrítica é mal calibrada e com grãos angulosos a subangulosos. A distribuição granulométrica é bimodal, com

uma classe para a fração areia e uma outra correspondente à matriz. De facto, a matriz é o grande problema dos grauvaques.

A génese da matriz tem sido explicada de várias maneiras, uma vez que há autores que consideram que pode conter componentes detríticos e outros que a consideram diagenética. Esta questão é muito importante na interpretação petrogenética, visto que a matriz detrítica é primária e pode dar informações acerca da proveniência e transporte do sedimento, ao passo que a matriz diagenética é secundária e revela informações acerca das condições pós-deposicionais.

Os componentes que fazem parte da matriz estão relacionados com três processos de génese. O primeiro tem a ver com a meteorização das rochas que lhe deu origem. Há dois tipos principais de material detrítico que contribuem para a matriz: os filossilicatos (minerais de argila, micas e clorite), que formam a matriz primária, e, ainda, os fragmentos de rocha instáveis, que facilmente se desintegram por ação de processos diagenéticos. Um segundo processo que influencia a natureza e a percentagem de matriz na rocha é a combinação dos processos físicos e químicos no ambiente de deposição. Por exemplo, a velocidade e a densidade da corrente controla a percentagem de material que constitui a matriz, seu transporte e deposição. As condições de Eh e pH do meio regulam a estabilidade dos filossilicatos. O terceiro e último processo tem a ver com processos diagenéticos, que fazem variar a composição da matriz. A recristalização, a neocristalização e a deformação dos fragmentos de rocha podem produzir uma matriz a partir de materiais detríticos preexistentes. O feldspato pode ser substituído por minerais de argila ou micas. Pode-se, pois, concluir que a matriz pode ter várias origens (Pettijohn et al, 1987, Winter, 2001).

São vários os processos que intervêm na diagénese destas rochas. Um dos processos mais importantes é a compactação, processo através do qual o volume do sedimento é reduzido uma vez que os grãos são comprimidos uns contra os outros. Há uma reorganização do sedimento e do “packing” e a expulsão do fluido intergranular. Como resultado a porosidade diminui. O grau de compactação é controlado por fatores tais como a forma dos grãos, a porosidade original e o teor de fluido presente nos poros.

A cimentação é um processo através do qual se formam precipitados químicos (sob a forma de novos minerais) nos poros de um sedimento, ligando os grãos que o constituem. Este processo é o que mais contribui para a litificação dos sedimentos. Os minerais mais comuns são o quartzo, a calcite e a hematite. A sílica dissolvida precipita, sob a forma de quartzo à volta dos grãos (também de quartzo), produzindo crescimentos nestes grãos. Este quartzo cristaliza em continuidade cristalográfica com o quartzo do clasto e, por isso, ao microscópio apresenta a mesma extinção. Estes crescimentos podem ocultar a forma do grão e dar a falsa impressão que o clasto é mais anguloso do que na realidade o é. Mas, muitas vezes, na superfície inicial do grão

ficam aprisionados opacos (matéria orgânica ou óxidos de ferro), e a forma original do clasto não pode ser, assim, corretamente avaliada. A sílica microcristalina pode ocorrer sob a forma de um cimento, sobretudo em arenitos quártzicos (Boggs, 2009). A solubilidade do quartzo e da sílica amorfa aumenta com o aumento da temperatura, sendo a sílica amorfa mais solúvel que o quartzo. Contudo, ela é tão facilmente dissolvida a temperaturas baixas que não pode precipitar a temperaturas elevadas. O que quer dizer que a cimentação por sílica microcristalina se processa perto da superfície e não é possível a grandes profundidades. A grandes pressões, pode ocorrer a solução por pressão. Neste processo, a pressão é concentrada em pontos de contacto entre dois grãos adjacentes. Esta pressão causa a solução da sílica e a sua reprecipitação nos locais onde a pressão é menor, normalmente na proximidade imediata da zona onde se deu a dissolução.

A calcite é, também, um cimento comum nos arenitos, devido à sua solubilidade. É particularmente comum em condições superficiais, onde a flutuação do pH da água subterrânea entre condições ácidas e básicas, rapidamente dissolve e reprecipita a calcite.

O pH influencia a solubilidade da sílica e da calcite, afetando assim as condições em que um ou outro mineral pode ocorrer como um cimento nas rochas detríticas.

Um outro cimento comum nos arenitos é constituído por óxidos de ferro, essencialmente hematite (cor vermelho acastanhado) ou limonite (cor amarelado). O ferro é proveniente da meteorização dos minerais silicatados ricos em ferro, tal como a biotite, piroxenas, anfíbolos, e da lixiviação das argilas ricas em ferro. O tipo de óxido que irá precipitar depende do estado de oxidação da água ou dos solos, nos depósitos subaéreos.

Além da compactação e da cimentação podem, ainda, ocorrer outros processos diagenéticos tais como a autigénese, no qual há a formação de novos minerais durante a diagénese, tais como a piritite ou minerais de argila, como, por exemplo, a illite. Na recristalização, um mineral já existente mantém a sua composição química original e torna-se maior. A substituição é também um processo diagenético que ocorre nos arenitos (Pettijohn et al, 1987; Tucker, 2001).

### **2.1.2. Argilitos**

Argilito é um termo geral para designar todas as rochas detríticas e de composição siliciosa que contêm mais do que 50% de material com uma granulometria inferior a 63 µm, ou seja, na fração silte e/ou argila. São as rochas sedimentares mais abundantes, correspondendo a cerca de 50% do registo sedimentar. Apesar disso, não lhe têm sido dedicados muitos estudos, devido às dificuldades particulares do seu estudo; no entanto, as novas tecnologias permitem já um estudo

de pormenor dos minerais de argila. Estas rochas podem apresentar alguma fissilidade e, neste caso, designam-se por “xistos argilosos”.

Estas rochas ocorrem interestratificadas com arenitos e calcários e estão associadas a qualquer ambiente sedimentar. Requerem condições de baixa energia hidrodinâmica. Apresentam uma composição mineralógica diversa; são muito frequentes os minerais de argila podendo, ainda, ocorrer algum quartzo e feldspato. A composição química está necessariamente relacionada e reflete a composição mineralógica (Pettijohn, 1987).

A cor destas rochas é importante e indicadora, também, da composição química e mineralógica.

A bentonite é um argilito de grande importância estratigráfica, bem como económica, por exemplo, como lubrificante, durante a execução de sondagens. A bentonite é constituída por esmectite, formada muitas vezes durante a meteorização das cinzas vulcânicas (Carvalho, 2006).

Contrariamente aos arenitos e às rochas carbonatadas, como se verá mais adiante, não tem sido dada grande importância à classificação destas rochas. As classificações que têm surgido, utilizam sempre os mesmos critérios ou seja, a fissilidade, o tamanho do grão e a cor, as mais utilizadas são as propostas por Pettijohn et al (1987).

## 2.2. Rochas carbonatadas

As rochas carbonatadas são rochas sedimentares que se caracterizam pela sua composição química, uma vez que possuem grandes quantidades de carbonato e correspondem aos calcários e os dolomitos.

São as rochas sedimentares não detríticas mais importantes e constituem cerca de 25 a 35% do registo estratigráfico. Como se verá mais tarde, a textura e composição destas rochas fornecem importantes indicações acerca do ambiente sedimentar em que se depositam. Além disso, visto que possuem um conteúdo fossilífero importante são, provavelmente, o melhor documento da evolução da vida. Devido à facilidade de dissolução dos carbonatos, estas rochas são consideradas bons reservatórios de água e de petróleo; cerca de 50% dos reservatórios do Golfo Pérsico estão em calcários.

### 2.2.1. Geoquímica dos carbonatos

Contrariamente às rochas detríticas, a génese destas rochas está ligada predominantemente a processos químicos e bioquímicos. Os iões dissolvidos são transportados até à bacia de sedimentação em solução e aí precipitados, formando minerais. Os organismos têm um importante papel na formação destas rochas sedimentares, dado que podem extrair compostos dissolvidos na água do mar para produzirem ou segregarem o seu próprio esqueleto ou concha, que mais tarde serão incorporados nas rochas sedimentares. Os organismos podem, ainda, estar

envolvidos indiretamente, ou seja, quando o seu metabolismo modifica suficientemente o contexto geoquímico, causando a precipitação de minerais.

A distinção entre rochas sedimentares clásticas e rochas sedimentares químicas e bioquímicas, tais como as rochas carbonatadas, pode, ainda, ser ambígua uma vez que as conchas completas ou partidas, bem como componentes granulares, incluindo oólitos e intraclastos, podem, eles próprios, sofrer transporte e deposição tal como um clasto (Tucker, 2001).

Deste modo, as rochas carbonatadas podem, por vezes, ser consideradas clásticas, embora não de natureza siliciosa. Finalmente, quando o dolomito é um produto da alteração diagenética dos calcários, é considerado uma rocha sedimentar química secundária. O principal fator que controla a solubilidade do carbonato de cálcio à superfície da Terra é o pH, o qual, por sua vez, controla a pressão parcial do dióxido de carbono, de acordo com uma sequência de reações, que ocorrem simultaneamente na água do mar para formar carbonato de cálcio.

O resultado dessa sequência de reações pode ser resumido por esta reação:



A precipitação do carbonato de cálcio irá ser possível se, e por aplicação do Princípio de Le Chatelier, for removido  $\text{CO}_2$  à água. Se, pelo contrário, for adicionado  $\text{CO}_2$  à água, diminui a concentração em carbonatos e estes dissolvem-se.

### 2.2.2. Fatores que condicionam a deposição dos carbonatos

Podem prever-se as condições físico-químicas que favorecem a formação de calcários, simplesmente considerando quais as condições que fazem remover o  $\text{CO}_2$  da água. Os fatores que condicionam esta deposição são de vária ordem, como, por exemplo:

**Temperatura** – temperaturas elevadas fazem decrescer a solubilidade do carbonato de cálcio uma vez que o  $\text{CO}_2$  se liberta fazendo aumentar o pH da água. Esta é a razão pela qual, atualmente, os recifes se concentram em áreas tropicais a baixas latitudes. Em geral, o efeito estufa provoca a precipitação dos carbonatos.

**Pressão** – pressões reduzidas da água do mar promovem a deposição do carbonato de cálcio, razão pela qual os carbonatos estão associados a baixas profundidades.

**Agitação das águas** – o  $\text{CO}_2$  dissolvido nas águas, por ação da agitação, é facilmente absorvido pela atmosfera. De facto, os recifes atuais desenvolvem-se mais rapidamente na direção da zona de rebentação das ondas. Além disso, os animais beneficiam destas disponibilidade de carbonato de cálcio para se desenvolverem nestas áreas.

Estes três fatores são, sem dúvida, fundamentais para a precipitação do carbonato de cálcio; contudo, existem outros fatores também importantes, e são eles:

**Atividade orgânica** – plantas e animais precipitam o carbonato de cálcio, quer diretamente, quer modificando a geoquímica do ambiente o suficiente para que a precipitação ocorra. Alguns animais retiram da água do mar o carbonato de cálcio para segregarem a sua própria concha. Um recife é uma comunidade de animais que, no seu metabolismo, ingerem  $\text{CO}_2$  e libertam  $\text{O}_2$ , causando a precipitação do carbonato de cálcio.

**Luz** – durante a fotossíntese alguns organismos (especialmente algas calcárias e alguns corais) absorvem  $\text{CO}_2$  durante o dia e por isso o pH flutua: aumenta de dia, há precipitação de carbonato de cálcio nos recifes, diminui de noite, há dissolução do recife.

**Nível de compensação dos carbonatos (CCD – Carbonate Compensation Depth)** – abaixo deste nível, que se situa a cerca de 4000m de profundidade, não é possível a existência de vasas calcárias, devido às pressões serem elevadas e as temperaturas baixas.

**Afluxo de material detrítico** – um afluxo maior de material detrítico a uma zona onde se estão a depositar carbonatos favorece mais rapidamente a formação de rochas detríticas do que a de carbonatos.

### 2.2.3. Mineralogia e composição química

Os minerais carbonatados comuns são facilmente reconhecidos por fazerem efervescência com os ácidos. Todos eles são formados por combinação bivalente de catiões tais como  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Mn}^{2+}$ , com o anião  $(\text{CO}_3)^{2-}$ . Deste modo, os minerais mais comuns das rochas sedimentares carbonatadas são:

- Calcite e aragonite, ambos carbonatos de cálcio, são polimorfos; a aragonite é uma forma metastável e tende a alterar-se, durante a diagénese, para calcite, uma vez que esta última é a fase estável do carbonato de cálcio à superfície. As conchas dos organismos são geralmente carbonato de cálcio sob a forma de aragonite.
- Dolomite com a composição  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ .
- Ankerite com a composição  $\text{Ca}(\text{MgFe})(\text{CO}_3)_2$ , ainda que menos frequente.

A composição química das rochas carbonatadas varia bastante, estando presentes diferentes elementos que podem constituir cada rocha.

## 2.2.4. Calcários

- **Classificação de Dunham e de Folk**

No estudo dos aspetos texturais destas rochas há a considerar, segundo Folk (1974), os componentes aloquímicos e os ortoquímicos. Os componentes aloquímicos são agregados estruturados, formados por precipitação química dentro da bacia de deposição, que sofreram transporte ou, se não foram transportados, são agregados estruturados diferenciados da precipitação química normal (pellets, alguns fósseis) (Tucker, 2001; Boggs, 2009).

Estes constituintes são considerados o esqueleto (framework) da rocha e podem identificar-se:

- **Oólitos** – são grãos esféricos ou elipsóidais que apresentam estrutura radial ou concêntrica à volta de um núcleo (fragmento de um fóssil, pellet ou grão de quartzo). Estão associados a zonas de correntes agitadas.
- **Bioclastos** – são constituintes importantes e correspondem a fósseis de algas, foraminíferos, corais, espículas de espongiários, fragmentos de conchas de braquiópodes, gastrópodes, etc.
- **Pellets** – são agregados homogêneos sem estrutura. São, provavelmente, restos fecais de organismos.
- **Intraclastos** – são formados por fragmentos de sedimento carbonatado ligeiramente consolidado que foi removido e redepositado. Indica um remover do fundo por aumento da energia hidrodinâmica da corrente ou, ainda, instabilidade tectónica.

Os componentes ortoquímicos são precipitados químicos ditos “normais”, formados dentro da bacia de sedimentação, não mostrando evidências de transporte ou agregação em constituintes mais complexos. Podem considerar-se:

- **Matriz de calcite microcristalina, ou micrite, de grão fino (1-4µm)** – corresponde a uma lama carbonatada. Ao microscópio apresenta um aspeto entre translúcido a opaco de cor acastanhada.

Esta matriz pode ser o resultado da precipitação inorgânica em águas ligeiramente salinas, quentes e de baixa profundidade; pode, ainda, ser devida à desintegração de organismos, principalmente algas verdes, em constituintes microcristalinos;

- **Cimento esparítico, ou esparite** – forma cristais com dimensões superiores a 10µm; pode distinguir-se da micrite por apresentar um aspeto límpido e cristalino. Este tipo de cimento ocorre normalmente a preencher poros, primeiro sob a forma de calcite fibrosa e, posteriormente, por

calcite sob a forma de mosaico, preenchendo totalmente os espaços. A esparite pode ainda resultar da recristalização por processos diagenéticos.

De seguida são enunciadas resumidamente duas classificações para as rochas carbonatadas: a Classificação de Dunham e a Classificação de Folk (Folk, 1974).

A primeira faz realçar a textura, especialmente os grãos (aloquímicos) relativamente à matriz. Contudo, a identificação dos diferentes tipos de aloquímicos é ignorada. Pode dizer-se que esta classificação é mais uma classificação de campo.

A Classificação de Folk é uma classificação petrográfica e considera que os calcários aloquímicos esparíticos e os calcários aloquímicos micríticos podem ser subdivididos com base no tipo e proporção dos aloquímicos, atribuindo-lhes nomes compostos. Em geral, os calcários aloquímicos esparíticos são calcários depositados em ambientes com uma elevada energia hidrodinâmica e mostram uma boa calibragem.

O conceito de maturidade textural é perfeitamente aplicável a estas rochas e considera-se que podem ser submaduras, se apresentarem uma má calibragem, maduras se a calibragem for boa e supermaduras se a calibragem e o rolamento forem bons.

Por sua vez, os calcários micríticos são considerados imaturos. Se a calibragem é boa, estamos em ambientes cuja profundidade é baixa; à medida que a profundidade aumenta, os sedimentos vão-se tornando sucessivamente mais imaturos. Deste modo, os calcários micríticos ocorrem, normalmente, em ambientes com energia hidrodinâmica muito baixa.

### **2.2.5. Processos diagenéticos e porosidade**

Visto que o carbonato de cálcio é muito solúvel, a diagénese ocorre mais facilmente do que nas rochas de composição siliciosa. De facto, a diagénese pode ocorrer em diversos contextos ambientais e perto de zonas de contacto entre duas ou três das seguintes fases: ar, água doce, água do mar e sedimento. A diagénese e a precipitação de um cimento é particularmente ativa quando duas soluções de diferentes composições, temperatura, teor em CO<sub>2</sub>, etc, se misturam. São vários os processos diagenéticos que podem ocorrer nas rochas carbonatadas:

✓ A dissolução de minerais preexistentes produzindo espaços vazios. Este é, pois, um processo importante, porque pode criar, na rocha, porosidade adicional para os reservatórios.

Esta porosidade é considerada secundária, em contraste com a porosidade primária, a qual corresponde a espaços vazios entre os grãos de um calcário constituído essencialmente por componentes aloquímicos.

No caso da dissolução ser causada por pressão, formam-se estiólitos com aspeto rendilhado característicos.

✓ A cimentação, que ocorre quando o carbonato de cálcio precipita nos espaços vazios preexistentes. É o processo mais comum da diagénese, visto o carbonato de cálcio facilmente se dissolver e reprecipitar, sendo assim um processo que pode ocorrer em diferentes ambientes de sedimentação.

O cimento pode apresentar hábitos distintos, revelando diferentes eventos de cimentação. Primeiro em cristais com forma de agulha, que cristalizam à volta dos componentes carbonatados, crescendo para o interior do espaço vazio em cristais prismáticos e perpendicularmente à superfície do grão. Posteriormente, em calcite esparítica em forma de cristais mais ou menos grandes, irregulares, de diferentes formas, com aspeto de mosaico; finalmente o grão de calcite é englobado pela calcite do cimento que cristaliza com a mesma orientação ótica.

✓ A substituição, que envolve, simultaneamente, dissolução do material original e precipitação de novo mineral, preservando a forma original. O carbonato de cálcio dos oólitos, dos fósseis, pode ser substituído por outros minerais carbonatados, mantendo a forma e a estrutura original. A micrite, originalmente aragonite, pode ser substituída por calcite esparítica.

#### **2.2.6. Dolomits**

Algumas rochas carbonatadas consistem, total ou parcialmente, em dolomite e designam-se por dolomit. A dolomite primária é rara, devido às condições termodinâmicas em que ocorre a sua cristalização, sendo, neste caso, de dimensões muito pequenas. A maior parte da dolomite é de substituição e o processo de dolomitização ocorre, normalmente, em águas mais salinas, quentes e de baixa profundidade.

Este é um processo através do qual uma rocha constituída por carbonato de cálcio se transforma em dolomito. Este processo mascara a textura original da rocha, tornando a classificação e a interpretação genética difíceis. Quando a textura original e componentes ficam preservados, a classificação usada é a classificação dos calcários, referindo o grau de dolomitização.

Ao microscópio, a dolomite apresenta as mesmas características da calcite. Contudo, ocorre, normalmente, em cristais euédricos a subédricos em forma de romboédros o que é diagnóstico. Os cristais de dolomite podem apresentar algum ferro na sua estrutura cristalina, por substituição do magnésio (Tucker, 2001; Boggs, 2009).

O processo de dolomitização ocorre em vários ambientes mas, em todos eles, as condições físico-químicas produzem salmouras com uma razão Mg/Ca maior do que 8, bem acima do 5,4 da água do mar. As salmouras resultam da saturação/evaporação da água do mar, até que os minerais ricos em cálcio e pobres em magnésio se formam sob a forma de sulfatos de cálcio, tal como o gesso e a anidrite. É esta remoção preferencial do Ca que faz enriquecer o

fluido remanescente em magnésio e aumentar a razão Mg/Ca, sendo este o principal agente da dolomitização. Deste modo, a dolomite está por norma associada a evaporitos.

São vários os ambientes em que se processa a dolomitização. Os lagos e lagunas efémeras, desenvolvidas entre as dunas de uma praia, são o local preferencial para a formação de um agente de dolomitização. Existem fluidos que podem dolomitizar os carbonatos de cálcio que rapidamente são gerados nas sabkhas desenvolvidas ao longo das zonas costeiras das regiões áridas.

Um outro processo é a infiltração por refluxo. A água do mar, de salinidade normal e com razão Mg/Ca também normal, infiltra-se no lago onde a salinidade e a razão Mg/Ca foram aumentadas devido à evaporação. Estas águas enriquecidas em magnésio sofrem um refluxo e são, deste modo, o agente de dolomitização.

A compactação de argilitos ricos em magnésio faz libertar fluidos ricos em magnésio que, ao atingirem os calcários adjacentes, atuam como agente dolomitizante. Este processo pode explicar a ocorrência de dolomitos não intimamente associados a evaporitos.

Um outro processo que pode, também, explicar a não ocorrência de dolomitos associados a evaporitos é o facto de a água doce, ao infiltrar-se e atingir a zona de separação das águas do mar, provocar salmouras perto da costa, que podem atuar como agente de dolomitização.

A dolomite pode ser substituída por calcite, normalmente devido à interação com águas oxidantes.

Estes processos de desdolomitização resultam em cristais de calcite em forma de romboedros zonados, com lâminas de óxidos de ferro. Quer o idiomorfismo dos cristais, quer a presença dos óxidos de ferro, sugerem que estes cristais foram, originalmente, de dolomite, e que o processo de desdolomitização se deu em condições oxidantes. Além disso, ocorrem, muitas vezes, associados a evaporitos.

## **2.3. Rochas não carbonatadas**

Os chertes, evaporitos, rochas ricas em ferros e rochas fosfatadas são os principais tipos de rochas não carbonatadas cuja génese é devida à precipitação de minerais a partir de soluções.

A precipitação desses minerais pode ser devida a processos inorgânicos ou orgânicos. O cherte é uma rocha microcristalina composta predominantemente por minerais de sílica, que precipitaram a partir de uma solução. Estes minerais incluem opala, calcedónia e quartzo. As soluções a partir das quais precipita o cherte incluem a água do mar, águas doces ou salinas de lagos, fluidos diagenéticos e soluções hidrotermais. Pode, ainda, resultar da acumulação de conchas orgânicas de composição siliciosa (opala). Neste caso, o sedimento é constituído por carapaças de radiolários, frústulos de diatomáceas ou espículas de espongiários; a recristalização tende a ocultar e/ou eliminar a evidência da sua origem orgânica.

Existem ainda outros tipos de rochas sedimentares com muita importância hoje em dia, das quais a petrologia orgânica ocupa o seu estudo e constitui uma área extremamente importante do conhecimento científico, fornecendo dados que permitem, hoje em dia, responder a questões tão diversificadas como aquelas que se relacionam com a compreensão dos fenómenos associados à deposição, conservação e evolução da matéria orgânica em bacias sedimentares, até às que envolvem a pesquisa e implementação de tecnologias avançadas com vista à otimização da utilização dos combustíveis fósseis (carvão, petróleo e gás natural).

## Capítulo 3. Componentes do Betão

O betão e as misturas que o antecederam são utilizados como materiais de construção há milhares de anos, sendo inicialmente produzidos pela mistura de argila ou argila margosa, areia, cascalho e água. Nas antigas civilizações estes materiais eram utilizados essencialmente em pavimentos, paredes e fundações. Os Romanos exploraram as possibilidades deste material com competência em diversas obras – casas, templos, pontes e aquedutos, muitos dos quais chegaram aos nossos dias e são exemplos do elevado nível atingido pelos construtores Romanos.

É com o desenvolvimento da produção e estudo das propriedades do cimento, que culminou com a aprovação da patente do cimento Portland apresentada por Joseph Aspdin em Leeds em 1824, que se vai dar o grande desenvolvimento na aplicação do betão nas construções. Em Portugal a indústria do cimento inicia-se em 1894 com a fábrica de cimento Tejo em Alhandra.

Hoje em dia o betão é constituído por uma mistura de partículas em geral rochosas, os agregados, cimento, água e, eventualmente, adjuvantes e adições. No caso da dimensão máxima das partículas de agregado ser igual ou inferior a 4 mm, o material resultante da mistura é designado por argamassa. Até aos dias de hoje é essencialmente utilizado como um material estrutural, daí a importância dada às proporções dos seus componentes. Tanto a resistência como a permeabilidade são, portanto, fatores essenciais a ter em conta quando se utiliza o betão como elemento estrutural.

Existem então diversas classificações para os agregados para betões, consoante a característica principal que esteja em causa, que serão abordadas a seguir neste capítulo. Uma característica importante do betão é a sua durabilidade, particularmente relevante quando o betão está sujeito a ambientes agressivos que originam deterioração. Esta deterioração pode ser devida à corrosão das armaduras ou à própria degradação dos componentes do betão, como iremos ver no capítulo seguinte.

O betão é um material de grande utilização, mas cuja conformidade é difícil de conseguir por razões intrínsecas do material, como:

- ⇒ os seus componentes (grande variabilidade das propriedades físicas e químicas, como é caso dos seus agregados);
- ⇒ do processo de fabrico (muitas vezes pouco preciso, sobretudo quando realizado em obra);
- ⇒ da sua colocação em obra (muito dependente da qualificação da mão-de-obra);
- ⇒ incumprimento das normas aplicáveis (resultando daí anomalias e redução de durabilidade das obras);
- ⇒ condições adversas (climáticas e de aplicação);
- ⇒ ausência do controlo de qualidade exigível (na maior parte das obras), etc.

### 3.1. Cimento

O cimento é um material inorgânico, granular e muito fino, com propriedades adesivas e coesivas que o tornam capaz de ligar fragmentos de rochas e/ou minerais e formar um todo compacto (Neville, 1999; NP EN 197-1, 2001).

Este é considerado um material com propriedades de aderência e coesão para ligar fragmentos de materiais minerais, advindo daqui a designação de ligante, definindo-se ainda como ligante hidráulico, uma vez que apesar de endurecer ao ar tem a capacidade de adquirir elevadas resistências debaixo de água.

A designação de "cimento Portland" deve-se à semelhança de cor e qualidade entre o cimento endurecido e a pedra de Portland, um calcário explorado em Dorset (Neville, 1999; Fernandes, 2005). Este tipo de cimento é obtido pela mistura proporcionada de materiais calcários (cerca de 80%) e materiais argilosos (cerca de 20%), ou outros que contenham sílica, alumina e ferro, reduzida a pó e submetida a temperatura elevada da ordem de 1450°C (Neville, 1999, Taylor, 1997; Fernandes, 2005).

Estas matérias-primas, após serem submetidas a elevadas temperaturas (obtidas geralmente em fornos rotativos), reagem entre si, originando novos compostos e, em virtude destes fenómenos químicos e físicos, os produtos da reação aglomeram-se em pedaços com diferentes dimensões, chamados "clínquer" (Coutinho, 1998).

O cimento apresenta-se então como um pó fino proveniente da moagem do clínquer, ao qual se adicionou uma pequena quantidade de sulfato de cálcio hidratado (gesso) que atua como regulador de presa, pelo que interessa então conhecer melhor a constituição química do clínquer, para compreender a origem das substâncias que, posteriormente, podem interferir numa deterioração precoce da estrutura.

Existem ainda outros óxidos, não necessariamente de menor importância, metais alcalinos, magnésio, manganésio, titânio, fósforo e, eventualmente, sulfatos, que constituem apenas uma pequena percentagem da massa do cimento (Coutinho, 1998; Neville, 1999).

Por reação com a água, os óxidos formam compostos dos quais se destacam (Neville, 1999; Taylor, 1997; Fernandes, 2005):

- Silicato tricálcico ( $C_3S$ )  $\longrightarrow$   $3 \text{ CaO} \cdot \text{SiO}_2$
- Silicato bicálcico ( $C_2S$ )  $\longrightarrow$   $2 \text{ CaO} \cdot \text{SiO}_2$
- Aluminato tricálcico ( $C_3A$ )  $\longrightarrow$   $3 \text{ CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3$
- Aluminato ferrato tetracálcico ( $C_4AF$ )  $\longrightarrow$   $4 \text{ CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$

Os cimentos que podem ser utilizados no betão simples, armado ou pré-esforçado são definidos na norma NP EN 197-1, 2001.

**Quadro 2.** Propriedades principais dos componentes do cimento (adaptado de Coutinho, 1998).

| Componentes                          | Tensão de rotura após hidratação, MPa |         |       | Resistência química                                                                   |
|--------------------------------------|---------------------------------------|---------|-------|---------------------------------------------------------------------------------------|
|                                      | 7 dias                                | 28 dias | 1 ano |                                                                                       |
| <b>Silicato tricálcico</b>           | 42,5                                  | 50,0    | 72,5  | Pequena, por necessitar do contacto com soluções sobressaturadas em $\text{Ca(OH)}_2$ |
| <b>Silicato bicálcico</b>            | 2,0                                   | 6,7     | 70,0  | Média, por necessitar do contacto com soluções de pH inferior a 12                    |
| <b>Aluminato tricálcico</b>          | 2,0                                   | 3,4     | 6,7   | Fraca, por dar origem à formação do sulfoaluminato tricálcico                         |
| <b>Alumino ferrato tetra-cálcico</b> | 2,0                                   | 3,6     | 3,8   | Boa                                                                                   |

Da leitura do presente quadro e de acordo com o que se vai abordar no capítulo seguinte, interessa referir os seguintes pontos. Considerando as quantidades de  $\text{C}_3\text{S}$ , verifica-se que, quanto maior for a quantidade deste componente, maior será a produção de  $\text{Ca(OH)}_2$ . Sendo este composto, por seu lado, muito vulnerável ao ataque das substâncias agressivas, potencia reações destrutivas devido ao ataque dos sulfatos e reações expansivas entre os álcalis e a sílica reativa dos agregados.

Finalizando importa ainda referir o facto de que, como na matéria-prima do cimento entra o carbonato de cálcio, é possível a existência de algum óxido de cálcio não combinado com os silicatos e aluminatos, chamado correntemente cal livre, cuja presença pode ficar a dever-se, por exemplo, a uma mistura excessiva de óxido de cálcio ou a uma cozedura mal conduzida. No entanto, a presença de "cal livre" no cimento pode não ser prejudicial, considerando que a reatividade química do óxido de cálcio com a água depende da temperatura a que este se forma: se a sua hidratação ocorre quando se junta água ao cimento, sob a forma normal de expansão com libertação de calor, a sua estrutura, porosa e amorfa, não causa perturbações; no entanto, não se pode dizer o mesmo da sua forma mais ou menos cristalizada, que apenas se hidrata após a presa do cimento, podendo assim fragmentar e provocar a expansão do betão (Coutinho, 1998).

## 3.2. Adjuvantes e Adições

Os adjuvantes e as adições são materiais que modificam certas características da pasta de cimento, da argamassa ou do betão devido a uma ação química ou físico-química (Coutinho, 1998), sendo os objetivos da sua aplicação diversos.

As adições, também designadas por substituições, são substâncias que devem ser acrescentadas à pasta de cimento em quantidades superiores a 5% da massa de cimento (Neville,

1999). São materiais inorgânicos, finamente divididos que podem ser adicionados ao betão com a finalidade de melhorar certas propriedades ou para adquirir propriedades especiais.

Estes materiais podem ser de origem natural como o *filler* calcário e as pozolanas naturais finamente moídas, ou ter origem em subprodutos industriais como as cinzas volantes, as escórias de alto-forno e a sílica de fumo ou microssílica. Qualquer destas adições é utilizada para melhorar o comportamento químico do betão, diminuindo o conteúdo em hidróxido de cálcio, para baixar o calor de hidratação, parâmetro importante quando se colocam grandes volumes de betão, ou para diminuir o custo de produção do cimento (Proença, 1995; St John et al., 1998; Rendell et al., 2002; Fernandes, 2005).

As adições classificam-se em dois tipos, consoante tem ou não propriedades hidráulicas ou propriedades pozolânicas:

- As adições do tipo I, são adições quase inertes, como o *filler* calcário, não têm propriedades hidráulicas latentes nem propriedades pozolânicas;
- As adições do tipo II são as que apresentam propriedades hidráulicas latentes, como a escória granulada de alto-forno moída, ou propriedades pozolânicas, como as pozolanas naturais, as cinzas volantes ou a sílica de fumo.

O termo pozolana foi utilizado originalmente para designar um tufo vulcânico situado em Puzzuoli, próximo de Nápoles (Stievenard-Gireaud, 1987). A pozolana consiste essencialmente em sílica e alumina; é constituída por partículas finas que têm a característica de reagir com o hidróxido de cálcio em presença de água, e formar produtos de hidratação com propriedades ligantes. A mistura com pozolana foi aplicada pelos Gregos cerca de 700-600 A.C. e, posteriormente, utilizada também pelos Romanos. As cinzas volantes constituem os resíduos da combustão do carvão pulverizado nas centrais térmicas (Stievenard-Gireaud, 1987; Fernandes, 2005).

A sílica de fumo é um material amorfo rico em sílica, com partículas de dimensão 0,02-0,50 µm e com propriedades hidráulicas; apesar de extremamente reativo aos álcalis, este material tem sido utilizado como adição para evitar a ocorrência de reações álcalis-agregado. Uma das explicações reside no facto das partículas muito finas provocarem uma reação muito rápida, com consumo de álcalis, mesmo antes da colocação do betão (Wigum, 1995).

As adições com propriedades pozolânicas, isto é, as que apresentam reatividade com o hidróxido de cálcio, ao reagirem com este composto libertado nas reações de hidratação do cimento, dão origem a silicatos de cálcio hidratados semelhantes aos produzidos pelo cimento Portland. A pasta de cimento endurecida apresenta, desta forma, um maior teor de silicatos de cálcio hidratados e um menor teor de hidróxido de cálcio, melhorando a sua compacidade e aumentando a sua resistência à deterioração.

As escórias de alto forno têm composição idêntica à do cimento, apresentando assim propriedades hidráulicas que necessitam apenas de um meio com pH elevado para que se

possam desenvolver de forma adequada. Este meio alcalino é, no betão, fornecido pelo hidróxido de cálcio que se liberta nas reações de hidratação do cimento. Os betões com escórias apresentam menor calor de hidratação e maior resistência ao ataque químico.

Os adjuvantes são produtos que são adicionados em pequenas quantidades referidas à massa de cimento (<5%), antes ou durante a amassadura, provocando as modificações requeridas das propriedades normais do betão fresco ou endurecido.

Existe atualmente uma grande variedade de produtos com a finalidade de modificar as propriedades tecnológicas do betão, tornando difícil a sua classificação. Sob o ponto de vista prático, o que tem maior interesse são os efeitos que se procura alcançar com a utilização de adjuvantes, sendo os principais os seguintes (Coutinho, 1998):

- melhorar a trabalhabilidade
- retardar a presa
- acelerar a presa
- acelerar o endurecimento nas primeiras idades
- aumentar a resistência aos ciclos gelo-degelo
- diminuir a permeabilidade
- criar uma ligeira expansão
- ajudar a bombagem
- inibir a corrosão de armaduras

Embora todos os adjuvantes sejam importantes para se atingir determinada propriedade para o betão, os que merecem maior atenção são os destinados a melhorar a trabalhabilidade.

Conforme foi referido atrás, deve-se limitar ao mínimo a quantidade de água utilizada no fabrico do betão. Os adjuvantes têm aqui um papel importante, pois permitem reduzir a água de amassadura sem prejudicar a trabalhabilidade. Estes adjuvantes são designados por redutores de água, distinguindo-se dois tipos: os plastificantes e os superplastificantes.

Os plastificantes permitem, em geral, uma redução de água da ordem de 5 a 15% mantendo a trabalhabilidade do betão. Os superplastificantes permitem reduções de água muito superiores, da ordem de 25 – 35% ou mais (Appleton, 2001).

A atuação destes produtos no betão pode ser resumida da seguinte forma:

- redução da tensão superficial da água, aumentando a sua capacidade de alastramento sobre as superfícies das partículas e o seu poder de penetração;
- efeito lubrificante, diminuindo o atrito existente entre as partículas finas e entre esta e a água;
- efeito dispersor e desfloculante devido à absorção das moléculas do adjuvante pelas partículas sólidas que as torna eletricamente carregadas e, assim, repelentes.

Enquanto nos plastificantes o efeito lubrificante é preponderante, nos superplastificantes o efeito dispersor é predominante. Com estes tipos de adjuvantes consegue-se:

- aumentar a tensão de rotura;
- reduzir a dosagem de cimento, sem alterar a tensão de rotura nem a trabalhabilidade;
- aumentar a trabalhabilidade, mantendo as dosagens de água e cimento;
- diminuir a porosidade e permeabilidade.

Dado que as propriedades do betão dependem em grande parte da razão água/cimento, pode afirmar-se que o surgimento dos superplastificantes revolucionou de certa forma a utilização do betão, tornando possível colocá-lo e compactá-lo onde anteriormente não era viável e permitindo o fabrico de betões de alta resistência e alto desempenho.

### 3.3. Agregados

Os agregados constituem pelo menos três quartos do volume do betão (Mielenz, 1946; Gillott, 1980; St John et al., 1998; Neville, 1999), pelo que as suas características condicionam as propriedades deste material de construção, no que respeita a resistência, durabilidade e desempenho estrutural.

Por exemplo, um metro cúbico de betão poderá ter a seguinte composição:

- 300 kg de cimento (corresponde a cerca de 100 litros do volume do betão);
- 150 litros de água, e portanto ter-se-á:
- **750 litros de agregados.**

A utilização dos agregados na composição do betão deve-se a razões de ordem económica, dado que os agregados são mais baratos do que o cimento, e a aspetos de ordem técnica como, por exemplo, a diminuição da pasta de cimento; estes não devem afetar negativamente as propriedades do betão e devem ser química e fisicamente estáveis durante a vida útil da estrutura (Coutinho, 1998).

Segundo Neville (1999), todas as partículas de agregados são originárias da fragmentação de rochas, seja por meios naturais, através da meteorização e erosão, seja a partir da fragmentação de rochas por meio de britagem. Isto faz com que muitas das propriedades dos agregados dependam inteiramente das propriedades da rocha-mãe, como cor, densidade, composição química e mineralógica, características petrográficas, dureza, resistência, estabilidade química e física e estrutura dos poros. Em contrapartida, existem algumas propriedades dos agregados que não dependem da rocha-mãe, como a forma e o tamanho das partículas, a textura superficial e a absorção. Estas propriedades podem ter influência positiva ou negativa na qualidade do betão.

Atualmente pode-se considerar o agregado como um material de construção ligado em um todo coesivo por meio de uma pasta de cimento. Sabe-se que o agregado não é um material inerte, pois as suas propriedades físicas, térmicas e, às vezes, químicas, têm influência no desempenho dos betões (Neville, 1999). Os agregados são constituídos por elementos naturais ou artificiais, britados ou não, com partículas de tamanho e forma adequadas para o fabrico de

betão. Anteriormente estes elementos eram designados por “inertes” devido ao facto de não participarem significativamente nas reações químicas de endurecimento do betão. No entanto, alguns destes materiais podem apresentar reatividade química importante que, em certas circunstâncias, conduz à deterioração do betão como, por exemplo, as reações álcalis-sílica, razão pela qual a designação foi alterada para agregados, tema que será tratado no capítulo seguinte.

Os agregados podem classificar-se segundo vários aspetos, tendo em conta os requisitos para as diversas aplicações. As propriedades físicas e químicas são controladas pela composição mineralógica, pelo grau de alteração e pela textura das partículas minerais e rochosas (Sims e Brown, 1998). As propriedades físicas mais importantes de um agregado incluem a porosidade, a resistência mecânica, a forma e textura das partículas, a distribuição granulométrica e as dimensões mínima e máxima das partículas (Rendell et al., 2002), algumas das quais serão tratadas a seguir no presente capítulo.

Quanto ao modo de obtenção dos agregados classificam-se em naturais, britados, artificiais, reciclados (NP EN 12620:2002+A1, 2010; BS 812: Part 102, 1989):

**naturais** – o agregado é classificado como natural quando é de origem mineral e foi apenas sujeito a processamento mecânico, explorado em depósitos naturais.

**britados** - são agregados resultantes de britagem de rocha explorada em pedreira; a distinção entre um agregado britado e uma areia natural é feita essencialmente com base na observação da forma das partículas e da uniformidade de composição.

**artificiais** – são todos os agregados de origem mineral resultantes de um processo industrial compreendendo modificações térmicas ou outras.

**reciclados** – são todos aqueles agregados derivados a partir de resíduos industriais, como entulhos de construção civil, entulhos de demolições, escória de alto-forno; porém, devem possuir propriedades adequadas para o uso nos betões.

Os agregados naturais podem ser classificados petrograficamente e mineralogicamente de acordo com as rochas que lhe deram origem: ígneos, sedimentares e metamórficos. Destacam-se as normas internacionais e nacionais ASTM C 294-98, 2002; BS 812: Part 102, 1989; NP EN 932-3, 2010, e Especificação LNEC E 415, 1993.

A recomendação comum é que a classificação do agregado contenha três elementos essenciais: a descrição do tipo de agregado; a descrição das características físicas; a classificação petrológica (Smith e Collis, 2001). Em seguida é feita uma definição muito simplificada de cada tipo de rocha.

## **Rochas ígneas**

As rochas ígneas são formadas à superfície ou em profundidade a partir de material rochoso fundido (magma). Estas últimas podem ser divididas em duas classes, plutónicas e hipabissais. As rochas plutónicas são formadas em profundidade, em grandes massas, e têm normalmente textura cristalina grosseira, com cristais claramente visíveis a olho nu. As rochas hipabissais são formadas em massas menores, próximas mas não à superfície da terra, e têm textura cristalina fina. As rochas extrusivas ou vulcânicas são formadas à superfície sob a forma de lavas e piroclastos e têm textura muito fina ou vítrea.

## **Rochas sedimentares**

As rochas sedimentares são formadas à superfície da terra pela deposição ou precipitação dos produtos da meteorização e erosão de rochas existentes. Podem também ser formadas pela acumulação de restos orgânicos. Este material acumulado pode permanecer por consolidar ou pode ser litificado numa rocha. As rochas sedimentares são geralmente estratificadas.

## **Rochas metamórficas**

As rochas metamórficas são formadas a partir de rochas pré-existentes pela ação do calor e/ou da pressão na crosta terrestre, sofrendo transformações mineralógicas e estruturais. As rochas metamórficas têm frequentemente textura anisotrópica.

- **Propriedades físicas dos agregados**

No que se refere à massa volúmica, classificam-se em agregados leves ( $\rho < 2000 \text{ kg/m}^3$ ); agregados normais ( $2000 \text{ a } 3000 \text{ kg/m}^3$ ) e agregados pesados ( $\rho > 3000 \text{ kg/m}^3$ ) (Coutinho, 1998; EN 206-1, 2007). Os agregados mais utilizados são os de massa volúmica normal como as areias, os obtidos de rochas ígneas tais como os granitos ou basaltos ou de rochas sedimentares mais resistentes tais como os arenitos e calcários. O uso de agregados leves tem como objetivo diminuir o peso próprio em determinadas estruturas. A diminuição da massa volúmica é devida à existência de vacúolos no próprio agregado. Quando é necessário utilizar betão de massa volúmica elevada, por exemplo para proteção de radiações, utilizam-se agregados pesados, por exemplo obtido da barite, magnetite ou escórias.

Quanto à granulometria, a classificação tem por base a peneiração, e consideram-se agregados grossos os que ficam retidos no peneiro com malha de 4mm (NP EN 12620, 2010) ou no peneiro ASTM número 4, a que corresponde uma malha de 4,75mm (Neville, 1999) que pode ser godo, quando é de origem sedimentar, rolado (calhau ou seixo) ou brita, quando é partido artificialmente. Os agregados com dimensões inferiores a 4mm são designados por areia, rolada quando natural de origem sedimentar e britada quando obtida por fratura artificial. Existem ainda

os designados "finos", correspondentes ao material que passa no peneiro de 0,063mm (NP EN 12620, 2010).

A distribuição das partículas de um dado agregado segundo as dimensões dessas partículas é designada por granulometria e tem uma enorme influência sobre as propriedades do betão, particularmente no que se refere à compacidade e à trabalhabilidade (maior ou menor facilidade com que o betão é amassado, transportado, colocado, compactado e acabado e a menor ou maior facilidade de segregação durante essas operações (Coutinho, 1998).

A dimensão máxima do agregado, a razão entre agregado grosso e fino (areia) e o conteúdo de finos são elementos importantes pois influenciam a trabalhabilidade, a resistência, a possibilidade de atingir uma densidade satisfatória por compactação e a economia do betão (French, 1991), já que condiciona a área superficial das partículas, a quantidade de água necessária para molhar todas as partículas sólidas, o volume relativo ocupado pelo agregado e a tendência para exsudação do betão, ou seja, o processo de diferenciação pelo qual a água da mistura tende a subir e a concentrar-se na superfície do betão recentemente colocado (Neville, 1999). A dosagem de cimento e o custo de preparação do agregado decrescem com o aumento da dimensão máxima das partículas, até um certo valor, mas aumenta a energia necessária à compactação do betão.

A utilização de agregados de grande diâmetro, por exemplo 75 a 150 mm, é pouco frequente e limitada a obras maciças, nas quais é importante minimizar o teor em cimento e a geração de calor (Sims e Brown, 1998), como é o caso das barragens (Fernandes, 2005).

A presença de partículas de argila leva ao aumento da quantidade de água necessária para uma dada trabalhabilidade e pode afetar a ligação entre os agregados e a pasta de cimento (Sims e Brown, 1998), sobretudo quando estes finos se encontram sobre a superfície das partículas mais grossas (Fernandes, 2005). Os agregados utilizados no fabrico do betão obtêm-se misturando agregados grossos e finos em proporções adequadas. A distribuição do tamanho das partículas pode efetuar-se recorrendo a curvas granulométricas de referência, sendo as mais importantes as de Bolomey, Faury e Joisel (Coutinho, 1998). Não é possível estabelecer uma única curva de referência ótima, pois em cada caso há que atender às diferentes propriedades exigidas para o betão e a outros fatores: resistência, trabalhabilidade, transporte e colocação, tipos e forma dos agregados, dimensão dos elementos a betonar, etc. A aptidão dos agregados para o fabrico do betão está estabelecida nas normas NP EN 12620, 2010.

Existem características do betão que são condicionadas pela morfologia ou forma dos agregados, que serão enunciadas a seguir neste capítulo. A forma dos grãos e a textura de superfície dos agregados tem influência significativa em algumas propriedades do betão como a trabalhabilidade, o ângulo de atrito interno, a compacidade, etc. Esta propriedade pode ser descrita pelo uso de dois parâmetros designados por esfericidade e curvatura que têm sido usados para caracterizar grãos de rochas sedimentares clásticas.

O arredondamento é uma medida da angularidade relativa dos bordos de uma partícula e é definido como a razão entre o raio médio das arestas e o raio do círculo máximo inscrito na partícula. Está relacionado com a origem das partículas - britadas ou naturais - e depende da resistência à abrasão da rocha. As partículas britadas são, em geral, caracterizadas por formas angulosas, embora a forma dependa também do tipo de moinho utilizado no processo de britagem (Neville, 1999). O arredondamento afeta a ligação entre o cimento e o agregado, a possibilidade de desenvolvimento de fissuras na interface e a quantidade de água necessária, devido ao aumento da superfície das partículas.

A esfericidade é uma função da razão da área superficial de uma partícula sobre o seu volume. Para avaliação da esfericidade, French, 1991, sugere a determinação da razão entre a maior e a menor dimensão da partícula (Figura 21). Os dados experimentais indicam que, quando a maior parte das partículas tem uma razão menor do que 3:1, a forma das partículas tem pouca influência na qualidade do betão. A resistência do betão é afetada se mais de 50% das partículas tiverem uma relação de 5:1, o que pode provocar baixa compactidade e elevado índice de vazios, resultando em baixa resistência e menor durabilidade do betão (French, 1991).

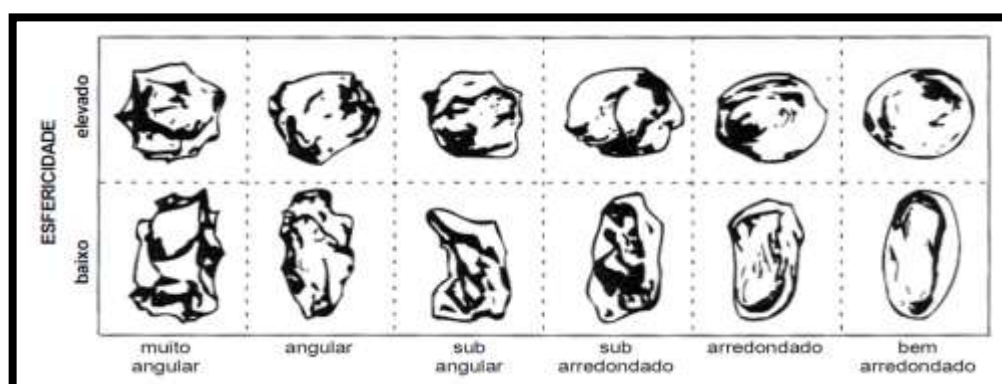


Fig. 21 - Exemplo de uma classificação usada em petrografia quanto à forma das partículas (adaptado de St John et al., 1998).

Quadro 3. Classificação das partículas quanto à forma (adaptado da norma BS 812: Part 102, 1989).

| Classificação              | Descrição                                                                                                                                                         |
|----------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Rolada</b>              | A forma deve-se a atrito ou à ação da água.                                                                                                                       |
| <b>Irregular</b>           | Naturalmente irregular ou parcialmente trabalhado por atrito, com bordos arredondados.                                                                            |
| <b>Flocular</b>            | Partícula com uma dimensão significativamente mais pequena do que as outras duas dimensões.                                                                       |
| <b>Angular</b>             | Possui bordos bem definidos formados pela intersecção de faces aproximadamente planas.                                                                            |
| <b>Alongada</b>            | Partícula em que uma dimensão é significativamente maior do que as outras duas dimensões.                                                                         |
| <b>Flocular e alongada</b> | Partícula que tem três dimensões significativamente diferentes, por exemplo, o comprimento consideravelmente superior à largura e a largura superior à espessura. |

Os aspetos relacionados com a esfericidade podem atribuir-se ao tipo de rocha; por exemplo, rochas com estratificação ou clivagens muito próximas tendem a originar partículas alongadas (St John et al., 1998). A designação das partículas quanto à forma é apresentada na norma BS 812: Part 102: 1989 como se observa no quadro 3.

Sob este aspeto, os agregados arredondados e lisos conferem melhor trabalhabilidade ao betão e os agregados britados aumentam a sua resistência à tração. De uma maneira geral considera-se que as partículas de elevada esfericidade mas angulosas são as mais desejáveis em termos de fabrico de betão. Isto é, as partículas mais indesejáveis são as que são simultaneamente lamelares e alongadas (St John et al., 1998).



**Fig. 22** - Forma das partículas, de acordo com a norma BS 812: Part 102: 1989. Da esquerda para a direita e de cima para baixo: arredondada, irregular, angular, flocular, alongada, flocular e alongada.

No trabalho de Rhoades e Mielenz, 1946, referido em Fernandes, 2005, é mencionado que uma elevada proporção de partículas achatadas ou alongadas leva a menor trabalhabilidade e à necessidade de utilizar mais areia, cimento e água.

Por outro lado, as partículas podem tomar uma orientação horizontal preferencial no betão, levando à acumulação de água nas interfaces inferiores, o que impede o desenvolvimento de uma boa ligação pasta de cimento-agregado.

Este fenómeno verifica-se quando estão presentes micas, constituintes habituais de vários tipos de rochas, incluindo granitos, gnaisses e arenitos, que se apresentam em cristais lamelares.

O atrito entre as partículas, para uma dada dimensão e distribuição dos agregados, depende da forma das mesmas e da textura da superfície, com valores mais elevados de atrito para os agregados britados, que apresentam em geral partículas mais angulares, com maior

rugosidade, resultando em maior área superficial, do que no caso de agregados naturais da mesma dimensão, que têm partículas mais roladas e lisas (Wigum, 1995; Fernandes, 2005).

Relativamente à textura da superfície das partículas de agregados granulares, a norma BS 812: Part 102, 1989, descreve seis classes, em função das características superficiais (Quadro 4).

**Quadro 4.** Classificação das partículas quanto à textura superficial (adaptado de BS 812: Part 102, 1989).

| Textura da superfície | Características                                                                                   |
|-----------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Vítrea</b>         | Fratura concoidal (curva).                                                                        |
| <b>Lisa</b>           | Desgastada pela água ou lisa devido a fratura de rocha laminada ou de grão muito fino.            |
| <b>Granular</b>       | Fratura mostrando grãos rolados de tamanho mais ou menos uniforme.                                |
| <b>Rugosa</b>         | Fratura de rochas de grão fino a médio, contendo constituintes cristalinos dificilmente visíveis. |
| <b>Cristalina</b>     | Contendo constituintes cristalinos facilmente visíveis.                                           |
| <b>Em favo de mel</b> | Com poros e cavidades visíveis.                                                                   |

As características do betão são condicionadas também pelas propriedades físicas e mecânicas dos agregados, como a porosidade, o peso específico, o coeficiente de dilatação térmica e a resistência à compressão.

A porosidade de um agregado e a sua permeabilidade influenciam a ligação com a pasta de cimento, a resistência ao gelo e degelo, a estabilidade química e a resistência à abrasão do betão (Neville, 1999).

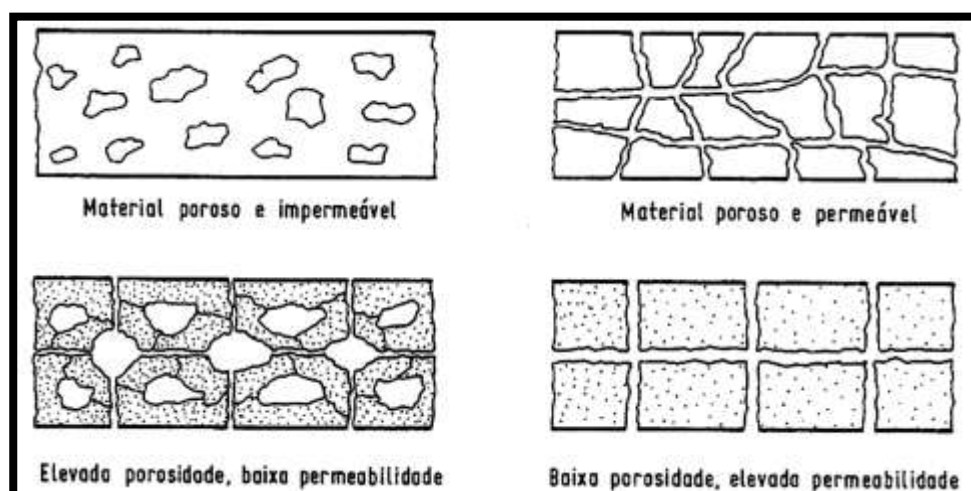


**Fig. 23 -** Influência da estrutura porosa na permeabilidade (Costa, 1997).

Da observação da Figura 23, conclui-se que, apesar de o material do canto superior esquerdo ser poroso, não é permeável pelo facto de os poros não estarem interligados, enquanto o material do canto superior direito apresenta uma estrutura porosa e permeável, já que, para além de um nível de porosidade elevada, os vazios comunicam todos entre si. Verifica-se assim que a porosidade do betão resulta quer dos poros da pasta de cimento, quer da porosidade presente nos agregados.

No entanto, a porosidade destes parece não ter uma importância significativa na penetração das substâncias agressivas: estando os agregados envolvidos pela pasta de cimento, num betão com uma compactação adequada, é a permeabilidade da pasta de cimento que detém maior influência na permeabilidade à água do betão (Neville, 1994). A colocação de agregados porosos pode, no entanto, ter uma influência benéfica por reduzir a expansão causada pelas reações internas do betão, e, assim, cada agregado deve ser tratado individualmente e a experiência regional é fundamental (Sims e Brown, 1998).

O coeficiente de dilatação térmica do betão de peso normal pode ser considerado igual a  $10^{-5}/^{\circ}\text{C}$ , nos casos em que não seja necessário grande rigor no cálculo. Caso contrário, o coeficiente de dilatação deve ser determinado através de ensaios, pois depende do tipo de agregados e do teor de humidade do betão. A importância do coeficiente de dilatação térmica deve-se ao facto de os valores característicos das rochas mais vulgares serem diferentes daqueles que se encontram no cimento. Este facto pode conduzir a rotura de ligações entre os dois elementos, em casos de grande variação de temperatura (Coutinho, 1998) ou exposição a temperaturas muito baixas ou muito elevadas. Embora o coeficiente de dilatação térmica da pasta de cimento dependa da relação água/cimento, varia em geral entre 11 e  $20 \times 10^{-6}/^{\circ}\text{C}$  (Neville, 1999). As rochas mais vulgares apresentam um coeficiente de dilatação térmica muito variável, geralmente relacionado com o teor em sílica, mas raramente superior a  $12 \times 10^{-6}/^{\circ}\text{C}$ .

Uma das características mais importantes no que respeita às propriedades físicas e mecânicas do betão é a resistência à compressão das rochas utilizadas como agregado, a qual depende da mineralogia, textura, geoquímica e grau de alteração das rochas (Moore e Gribble, 1980), assim como da sua granulometria.

A resistência à compressão do agregado raramente constituiu um problema, exceto quando se pretende produzir betões de elevada resistência onde as tensões no betão são partilhadas pelo agregado e pela pasta de cimento. Neste caso a resistência do betão dependerá da resistência do agregado como no caso de betão com agregados leves (Coutinho, 1998; Sims e Brown, 1998).

### 3.4. Interface pasta de cimento-agregado

Para além das duas fases consideradas atrás, que constituem o betão (cimento e agregados), vários autores afirmam que é conveniente considerar uma terceira fase, constituída

pela zona de transição entre ambas. A formação desta zona deve-se à exsudação da água: efetivamente, nem toda a água exsudada atinge a superfície, ficando parte dela retida no interior da massa do betão, na superfície dos agregados, aumentando assim na zona de transição a razão A/C da pasta o que origina uma região mais fraca e porosa.

A interface pasta de cimento-agregado apresenta uma microestrutura diferente daquela que se encontra na pasta de cimento (Neville, 1999). A aderência entre as partículas de agregado e o cimento é condicionada, como referido anteriormente, pela forma das partículas, rugosidade, porosidade do agregado e pela existência de partículas soltas nessa interface, principalmente partículas de argila (Rhoades e Mielenz, 1946; Coutinho, 1998). É comum ocorrerem microfissuras ao longo da interface pasta de cimento-agregado (French, 1991), e parece existir uma relação entre a resistência do betão e a resistência desta ligação (Fernandes, 2005).

A resistência da interface é inferior tanto à da pasta de cimento como à do agregado, pelo que representa uma zona de fraqueza no betão (Taylor, 1997). Esta ligação resulta da combinação da inter-relação mecânica dos produtos de hidratação do cimento com o agregado e das reações químicas entre os dois componentes (Struble et al., 1980). É uma zona em que existe uma maior concentração de tensões, uma vez que se encontram em contacto dois meios de características físicas diferentes no que respeita a deformabilidade e dilatação térmica. É também nesta zona que existe maior porosidade do betão, dado que, durante a mistura, as partículas de cimento secas têm mais dificuldade em se acomodar junto das partículas de agregado de maiores dimensões (Neville, 1999).

Apesar de esta zona ser relativamente pequena, com uma espessura típica entre 10 e 50  $\mu\text{m}$ , exerce uma influência significativa no comportamento do betão (Costa, 1997). Esta zona é ainda caracterizada pela formação de grandes cristais de hidróxido de cálcio, orientados preferencialmente de forma perpendicular à superfície dos agregados, originando assim, devido à sua maior fragilidade em relação aos restantes constituintes do cimento, uma zona menos resistente.

O objetivo então deve ser a utilização de maior quantidade de agregados mas que permita que as partículas sejam aglomeradas na pasta de cimento, com granulometria extensa, desde a areia fina ao agregado grosso, de modo a que seja possível minimizar não só a quantidade de vazios na mistura de agregados, como também a quantidade da pasta de cimento necessária (Coutinho, 1998).

Se se considerar, então, que os agregados correspondem a três-quartos do volume total do betão, não surpreende o facto de a sua qualidade ser um fator importante, nem de as suas propriedades poderem afetar não só a durabilidade como o comportamento estrutural do betão (Neville, 1999).

Assim, em resumo, as propriedades exigidas a um agregado para produzir o betão são tanto de natureza geométrica como física e química:

1. Adequada forma e dimensões proporcionadas (granulometria), segundo determinadas regras;
2. Adequada resistência mecânica;
3. Adequadas propriedades térmicas;
4. Adequadas propriedades químicas relativamente ao ligante e às reações exteriores;
5. Isenção de substâncias prejudiciais.

De modo a caracterizar a macro e microestrutura do betão, recorre-se à análise petrográfica, tema que será tratado seguidamente com mais detalhe, que embora seja utilizada há muito tempo para o estudo das rochas, só recentemente tem sido aplicada ao betão (Costa, 1997). Esta análise está normalizada entre nós pelas especificações do LNEC E 388, 1993 e, em termos gerais, permite obter informação sobre a homogeneidade dos diferentes constituintes do betão, composição e qualidade dos agregados, tipo de cimentos e seu grau de hidratação, caracterização dos vazios, porosidade capilar e razão A/C, caracterização das fissuras e identificação de reações resultantes da deterioração do betão.

Muitas das propriedades dos agregados dependem inteiramente das propriedades da rocha de onde provêm, nomeadamente, a composição mineral e química, estabilidade física e química, dureza, estrutura porosa. Há, no entanto, algumas propriedades próprias do agregado sem ligação directa à rocha de origem, como a forma e o tamanho, a textura e a capacidade de absorção, sendo que todas têm uma influência considerável na qualidade do betão quer na fase fresca, quer após a cura (Neville, 1999).

A classificação dos minerais constituintes das rochas poderá assim dar indicações acerca das propriedades dos agregados, apesar de não permitir prever o seu comportamento no betão.

Finalmente, outro dos fatores associados aos agregados, que pode ser importante para a deterioração do betão, reside nas possíveis impurezas orgânicas que possam conter. Produtos como matéria vegetal, na forma por exemplo de húmus, que vêm combinados a estes agregados podem interferir com as reações de hidratação do betão.



## Capítulo 4. Análise Petrográfica

A petrografia é o ramo da petrologia que tem por objeto o estudo descritivo e sistemático a várias escalas (e.g. mesoscópica – amostra de mão e lupa binocular, microscópica – microscópio ótico de transmissão) das rochas. Esta desenvolveu-se a partir de meados do século XIX, após H. C. Sorby ter inventado um método de preparar lâminas de rochas tão finas que permitiam a passagem da luz e, portanto, podiam ser objeto de observação microscópica por transmissão.

A sua aplicação ao estudo dos agregados teve início em 1935 e, na década de 1940, Rhoades e Mielenz, 1946, debruçaram-se sobre a importância e aplicação da petrografia ao estudo dos agregados para betão. Defendiam, já na época, que a petrografia proporcionava informação rápida sobre a qualidade dos agregados, permitia identificar substâncias nocivas e comparar materiais novos com outros dos quais existia experiência em obra, ou seja, podia ser útil na prospeção de novos agregados e no controlo de depósitos em exploração.

Desde então têm surgido várias propostas de classificação, que pretendem caracterizar os materiais de acordo com a sua adequabilidade à utilização no betão. A descrição de uma amostra de rocha deve contemplar informação acerca da granulometria dos constituintes principais, textura, anisotropia, cor, composição mineralógica e respetivas proporções aproximadas e estado de alteração. Pode ainda incluir comentários acerca da presença de constituintes eventualmente preocupantes em circunstâncias particulares (NP EN 932-3, 2010). A classificação petrográfica de um material não corresponde diretamente à sua qualidade como agregado para o fabrico do betão, embora alguns minerais e tipos de rochas sejam previsivelmente menos adequados do que outros. A atribuição de uma classificação e a previsão do comportamento de um agregado são processos complexos, pelo que a forma mais correta de conhecer a adequabilidade para o fabrico do betão deve ser baseada no conhecimento do desempenho em obra (Neville, 1999). Esta classificação é dificultada nos casos em que é necessário fazer o estudo dos agregados em betões colocados em obra, uma vez que as partículas se encontram isoladas do seu contexto, por vezes têm origens diversas, e a caracterização é baseada apenas na mineralogia e textura das partículas.

Desde meados do século, as questões relativas à deterioração do betão por reações internas têm vindo a ser investigadas com o objetivo de determinar as causas, estudar métodos de deteção e implementar medidas de recuperação e tratamento das obras afetadas por este fenómeno. Sendo o betão considerado até à época como um material de elevada durabilidade, foram publicados na década de 1940 os primeiros trabalhos acerca da existência de fenómenos de deterioração do betão por reações álcalis-sílica em pavimentos na Califórnia (ACI, 1998).

Stanton desenvolveu estudos que levaram à conclusão de que esta deterioração se devia a reações entre os agregados e a pasta de cimento. Processos idênticos foram reconhecidos nas décadas seguintes noutros países, e vários organismos começaram a estudar as reações álcalis-

agregado: o Army Corps of Engineers, o Bureau of Public Roads e a Portland Cement Association, nos Estados Unidos da América, o Australian Council for Scientific and Industrial Research e o Danish National Committee for Alkali Aggregate Research (ACI, 1998).

Acerca das reações álcalis-sílica, que constituem o fenómeno mais comum, foram escritas algumas obras de carácter geral (Hobbs, 1988; Swamy, 1992), um elevado número de artigos, em especial a partir da década de 1970, e várias teses de doutoramento. Há, ainda, a considerar as comunicações apresentadas nos congressos da especialidade, realizados desde 1974 (International Conference on Alkali-Aggregate Reactions), cuja décima quarta edição se realizou em 2012 nos EUA. As reações álcalis-agregado dão origem a mecanismos de deterioração lentos e não catastróficos (Berra e Bertacchi, 1991); frequentemente ocorrem sem provocar danos significativos na estrutura, pelo que não existe registo de qualquer caso em que a obra tenha colapsado devido a este processo de deterioração. No entanto, várias estruturas foram já demolidas em diferentes países e substituídas por novas estruturas. Os efeitos das reações surgem normalmente 5 a 15 anos após a construção, mas por vezes este período pode ir até 25 a 40 anos (Poole, 1992; Fernandes, 2005).

O estudo desenvolvido pela ICOLD, 1991, refere que, nas barragens em que ocorreram reações álcalis-agregado, estas verificaram-se geralmente 30 anos após a construção, mas mais de 25% destas barragens mostraram indícios de alteração ao fim de 5 anos e 75% ao fim de 15 anos. Atendendo a que a reação cessa logo que esteja esgotado um dos intervenientes na reação, há casos de barragens em que a reação terminou ao fim de 15 anos. Noutros casos, porém, a reação mantém-se ao fim de 40 anos, em especial quando os elementos que participam nas reações têm origem externa. O facto de as manifestações surgirem vários anos após a construção, pode significar que algumas construções mais recentes irão eventualmente apresentar indícios de reações álcalis-agregado apenas dentro de alguns anos (Fernandes, 2005).

A simples designação petrológica de uma rocha tem-se mostrado insatisfatória quando é necessário classificá-la, em termos de reatividade, em inócua, potencialmente reativa ou reativa, dado que a experiência tem mostrado a existência de uma forte condicionante regional e local, e que um mesmo tipo de rocha tem classificação diferente em países diversos.

A análise petrográfica de agregados para betões pode proporcionar a obtenção de conhecimentos sobre os seguintes aspetos: composição mineralógica e litológica; formas das partículas e sua textura; fracturação; películas e micropartículas aderentes; porosidade, permeabilidade e absorção; variações de volume, perda de resistência e desintegração associados a molhagem/secagem; propriedades térmicas; elasticidade e resistência; densidade; dureza; atividade química, nomeadamente, solubilidade, oxidação, hidratação e carbonatação, reatividade álcalis-sílica, reatividade álcalis-carbonato, existência de sulfatos e de sulfuretos, reações de troca iónica e existência de substâncias orgânicas (LNEC E 415, 1993).

A sua avaliação deve ser fundamentada na experiência do petrógrafo e na sua comparação com materiais idênticos. É, por isso, de grande interesse em fase de construção, quando a obra ainda não existe e se pretende conhecer os materiais a aplicar, ou quando a obra existe e é necessário avaliar a reatividade potencial, total ou residual do betão (Silva e Rodrigues, 1993). Relativamente à interveniência do geólogo no estudo das reações internas do betão, é apropriado apresentar um resumo da aplicação das técnicas de petrografia ao estudo dos agregados e do betão. As principais características que é possível identificar por análise microscópica do betão são as seguintes (Concrete Society, 1989; St John et al., 1998; Fernandes, 2005):

- Volume relativo de agregados grossos, finos, cimento e poros; esta análise contempla a caracterização dos agregados quanto a tipos de rochas e composições mineralógicas, graus de alteração e interação com a pasta de cimento;
- Forma, textura superficial e granulometria das partículas de agregado (naturais ou britadas);
- Presença ou ausência de agregados artificiais e substituições do cimento;
- Natureza, tipo e proporção dos poros;
- Identificação do tipo de cimento e da relação água/cimento (Mayfield, 1990; Wirgot, 1992);
- Identificação de grãos de cimento não hidratados;
- Existência de segregação ou orientação preferencial das partículas de agregado ou lixiviação de componentes do betão;
- Investigação de problemas de durabilidade química e física;
- Indicação de existência de carbonatação e forma como se apresenta o hidróxido de cálcio;
- Evidência de ataque por sulfatos, reações álcalis-agregado e sua extensão.

A análise pode ser feita em amostra de mão, por observação visual simples, mas geralmente requer o uso de equipamentos e técnicas microscópicas (microscópico petrográfico polarizador de transmissão e de reflexão, microscópio eletrónico), que podem ser complementados com técnicas microfísicas: difração de raios-X, análise térmica diferencial, espectroscopia de infravermelhos (Wigum, 1995). Este exame, realizado geralmente segundo as normas e recomendações ASTM C 294-98, 2002; ASTM C 295-98, 2002; BS 7943, 1999; RILEM AAR-1, 2003; e Especificação LNEC E 415, 1993, consiste na identificação da presença de espécies potencialmente reativas nos agregados por observação ao microscópio polarizante. As normas não fornecem, contudo, indicações quanto ao facto das espécies reativas poderem provocar efetivamente danos por expansão. A norma ASTM C295-98, 2002, refere que a análise petrográfica deve identificar a existência de constituintes potencialmente reativos, determiná-los quantitativamente e recomendar ensaios adicionais para confirmar ou não a presença de quantidades significativas de componentes capazes de reagir no betão. Esta norma apresenta uma lista de rochas e minerais potencialmente reativos. Em complemento a este método, têm sido referenciadas formas de avaliação semiquantitativa de reatividade potencial com base na

determinação do ângulo de extinção ondulante do quartzo (Dolar-Mantuani, 1981; Grattan-Bellew, 1992) ou da presença de quartzo micro e criptocristalino (Wigum, 1995; Broekmans, 2002, in Fernandes, 2005).

Nas últimas décadas tem sido reconhecida a reatividade potencial com os álcalis, em meio básico, de vários minerais e tipos de rochas siliciosas. Para a ocorrência de reações álcalis-sílica é necessária, para além da ocorrência de outros fatores ambientais, a presença em meio básico (no seio do betão) de formas de sílica reativa e de álcalis em proporções adequadas; os álcalis podem ser fornecidos pelo cimento, caso em que as reações são intensas e podem desencadear-se logo em fases jovens do betão, ou pelos agregados, caso em que se admite que as reações são lentas e os efeitos diferidos. Tendo em consideração a possibilidade de suprimento de álcalis também pelos agregados, a análise petrográfica deve dedicar especial atenção a esse aspeto, em particular quando simultaneamente ocorram formas de sílica potencialmente reativas.

Nestas circunstâncias, a análise petrográfica com o objetivo definido na dissertação deverá procurar em especial identificar a presença dos minerais e rochas que se indicam nos Quadros 5 e 6.

**Quadro 5.** Agregados com formas de sílica potencialmente reativas especificados na norma LNEC 415, 1993.

|                 |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |
|-----------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Minerais</b> | Opala; Opala CT (Cristobalite, Tridimite); Obsidiana; Sílex; Cherte; Calcedónia; Quartzo tectonizado (QT).                                                                                                                                                                                                                                          |
| <b>Rochas</b>   | Jaspe; Lidito; Ftanito; Diatomito; Xisto silicioso; Filito – com QT (quartzo-filito), cherte ou sílex; Grauvaque – com QT, cherte ou sílex; Corneana – com QT, cherte ou sílex; Quartzito com Qt, cherte ou sílex; Granitóides – com QT; Vulcanitos (Riolito, Dacito, Andesito, Basalto); Calcário com sílex e cherte; Dolomito com sílex e cherte. |

**Quadro 6.** Agregados potencialmente fornecedores de álcalis (LNEC 415, 1993).

|                 |                                                                                                                                  |
|-----------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <b>Minerais</b> | Sanidina (K); Ortoclase (K); Microclina (K); Leucite (K); Micas (K); Albite (Na); Oligoclase (Na); Nefelina (Na); Sodalite (Na). |
| <b>Rochas</b>   | Granitóides; Sieníticas; Traquíticas; Corneânicas feldspáticas; Leptiníticas; Arcózicas; Grauvacóides.                           |

As formas de sílica mais citadas na literatura como potencialmente reativas são: opala, calcedónia, cristobalite, tridimite, quartzo cripto e microcristalino e quartzo deformado e recristalizado - e também as rochas que contêm quartzo fortemente deformado; referem-se: grauvaques, filitos e quartzo-filidos, xistos, gnaisses, filões de quartzo e arenitos. São ainda consideradas potencialmente reativas as rochas vítreas ou criptocristalinas, como riólito, andesito, alguns vidros artificiais e também cherte, ardósia e alguns tipos de calcário (Diamond, 1976; Hobbs, 1984; Hobbs, 1988; ICOLD, 1991; BCA, 1992; Especificação LNEC E 415, 1993; ACI, 1998; Neville, 1999; ASTM C 295-98, 2002; Smith e Collis, 2001).

Numa observação microscópica recorre-se à identificação de todas ou algumas das características mineralógicas específicas, nomeadamente sistema de cristalização, cor, forma geométrica, clivagem, relevo, birrefringência, extinção, carácter ótico do cristal (uniaxial ou biaxial e sinal óptico), para se proceder:

- à deteção das formas de sílica potencialmente reativas;
- à deteção dos minerais que incluam álcalis na sua constituição;

As várias formas de sílica podem, muitas vezes, ser identificadas por exame microscópico, embora esta identificação seja dificultada quando existe quartzo criptocristalino. Têm sido propostos vários métodos para estimar a reatividade potencial de agregados siliciosos, medindo o grau de cristalinidade e os defeitos da malha cristalina. Estes métodos baseiam-se no conceito de energia livre do quartzo, que condiciona a sua solubilidade e a reatividade potencial (Grattan-Bellew, 2001). As formas de sílica identificadas como reativas têm uma malha cristalina defeituosa ou são vítreas ou amorfas, pelo que a opala, a calcedónia e o jaspe são considerados os polimorfos mais reativos aos álcalis, verificando-se que a reatividade aumenta com o decréscimo da cristalinidade. Também as mirmequites devem ser consideradas na avaliação da reatividade potencial (Wigum, 1995).

Assim, em conclusão, o exame petrográfico dos agregados é utilizado há várias décadas em muitos países, tendo recebido aceitação crescente junto da indústria, sobretudo no que respeita à prevenção das reações internas do betão, pois é uma técnica rápida e de custos inferiores comparativamente a outras técnicas utilizadas, como foi referido anteriormente. É, atualmente, em alguns países aplicada como processo de rotina na identificação de indícios de reação álcalis-agregado, através da observação de lâminas delgadas e polidas de betão, mas existem alguns aspetos contraproducentes para a utilização desta análise: a confiança da análise dependente da experiência do petrógrafo; dificuldades na identificação de alguns minerais reativos; a ausência de um valor recomendado como critério de classificação; a representatividade das amostras e lâminas, uma vez que estas têm localização e dimensão limitadas quando comparadas com os grandes volumes de betão das obras de que são extraídas, como é o caso das barragens; e a recomendação da realização de ensaios complementares, sendo os principais a difracção de raio-X, a microsonda electrónica, o microscópio electrónico de varrimento.



## Capítulo 5. Mecanismos de deteriorização do betão

Geralmente pensa-se no betão como sendo um material moderno, mas na realidade ele é um dos mais antigos e duráveis materiais de construção. Apesar de, no início da sua utilização, o betão ser considerado como um material indestrutível que não necessitava de manutenção, o passar dos anos provou o contrário (Silva, 2006).

Efetivamente, hoje em dia sabe-se que, se o betão não for elaborado de acordo com as normas existentes, e se não forem tomadas precauções relativamente ao ambiente envolvente da estrutura, este pode sofrer deterioração. A durabilidade é uma medida da resistência de uma estrutura de betão às condições físicas e químicas a que é exposta, e pode ser considerada como a capacidade de resistir à deterioração ambiental (Rendell et al., 2002; Fernandes, 2005). Pode ainda ser entendida como o intervalo de tempo no qual as diferentes propriedades de um material se deterioram até um limite específico considerado no projeto. Os insucessos ocorridos em estruturas de betão armado devem-se essencialmente a erros de construção (49%), conceção (40%), deficiente conservação (7%) e materiais (4%), estando incluída na conceção a composição do betão (Proença, 1995; Fernandes, 2005).

De um modo geral, podem distinguir-se dois tipos básicos de deterioração do betão: mecânica e química. Os mecanismos de deterioração mecânica estão relacionados com a estrutura propriamente dita, englobando todos aqueles relacionados com as ações mecânicas, movimentações de origem térmica, ações cíclicas, fluência, distensão entre outros. Quanto aos processos de deterioração química, por sua vez, referem-se aos materiais componentes da estrutura, ou seja, podem estar relacionados quer com o betão quer com a armadura. Numa análise mais detalhada poderão distinguir-se outros tipos de deterioração, nomeadamente processos desencadeados por processos físicos, biológicos ou ainda eletroquímicos, como é o caso da corrosão das armaduras do betão. No Quadro 6 são enumerados os fatores de degradação do betão e o efeito sobre o desempenho, como forma de resumo e mais fácil entendimento.

Como foi referido no quadro anterior existem muitos fatores de degradação do betão, quer mecânicos, químicos ou físicos. Nesta dissertação pretende-se desenvolver brevemente o efeito dos fatores químicos, especificamente os fatores de deterioração do betão relativos às reações álcalis-agregado, por serem as que mais ocorrem nas amostras de agregados estudadas e aquelas onde a análise petrográfica é imprescindível e torna-se uma técnica essencial de identificação e estudo destas reações.

Estudos recentes demonstraram que estas reações podem ser determinantes na redução da vida útil das estruturas. Os seus efeitos podem interferir irreversivelmente no desempenho estrutural das mesmas, levando por vezes à demolição destas, pela falta de segurança registada (Silva, 2006). A deterioração do betão nas estruturas é muito afetada pelo transporte de gases e

líquidos, com ou sem substâncias em solução ou suspensão. A maior ou menor facilidade deste transporte depende basicamente da estrutura porosa do betão e das condições ambientais que atuam na sua superfície (Fernandes, 2005). A degradação do betão por ações químicas, como referido, é um fenómeno extremamente complexo, envolvendo diversos parâmetros nem sempre fáceis de separar e que atuam em diferentes graus de acordo com a composição do betão (natureza e proporções dos diferentes constituintes) e as condições a que este está exposto (Reis e Silva, 1996).

**Quadro 7.** Mecanismos de degradação do betão e o seu efeito no desempenho (Silva, 2006).

| Fator de Degradação                                      | Processo                                          | Degradação                              |
|----------------------------------------------------------|---------------------------------------------------|-----------------------------------------|
| <b>Mecânicos</b>                                         |                                                   |                                         |
| Carregamento estático                                    | Deformação                                        | Deflexão, fendilhação, rotura           |
| Carregamento cíclico                                     | Fadiga. Deformação                                | Deflexão, fendilhação, rotura           |
| Carregamento por impacto                                 | Fadiga                                            | Vibração, Deflexão, fendilhação, rotura |
| <b>Biológicos</b>                                        |                                                   |                                         |
| Micro-organismos                                         | Produção de ácido                                 | Lixiviação                              |
| Bactérias                                                | Produção de ácido                                 | Lixiviação                              |
| <b>Químicos</b>                                          |                                                   |                                         |
| Água pura                                                | Lixiviação                                        | Desagregação do betão                   |
| Ácido                                                    | Lixiviação                                        | Desagregação do betão                   |
| Ácido e gases ácidos                                     | Neutralização                                     | Despassivação do aço                    |
| Dióxido de carbono                                       | Carbonatação                                      | Despassivação do aço                    |
| Cloretos                                                 | Penetração, destruição de camada de despassivação | Despassivação do aço                    |
| Despassivação do aço + H <sub>2</sub> O + O <sub>2</sub> | Corrosão                                          | Expansão do aço, perda de aderência     |
| Tensão + cloretos                                        | Corrosão do aço                                   | Rotura dos tendões de pré-esforço       |
| Sulfatos                                                 | Pressão dos cristais                              | Desagregação do betão                   |
| Agregado (sílica) + álcalis                              | Reação da sílica                                  | Expansão, desagregação                  |
| Agregado (carbonato) + álcalis                           | Reação do carbonato                               | Expansão, desagregação                  |
| <b>Físicos</b>                                           |                                                   |                                         |
| Variação de temperatura                                  | Expansão/Contração                                | Deformação restringida                  |
| Variação de humidade                                     | Retração e expansão                               | Deformação restringida                  |
| Baixa de temperatura + água                              | Formação de gelo                                  | Desagregação do betão                   |
| Sal descongelante + geada                                | Transferência de calor                            | Destacamento do betão                   |
| Gelo (mar)                                               | Abrasão                                           | Destacamento, fendilhação               |
| Trânsito                                                 | Abrasão                                           | Desgaste e rotura                       |
| Água corrente                                            | Erosão                                            | Danos superficiais                      |
| Água turbulenta                                          | Cavitação                                         | Cavidades                               |

As **reações álcalis-agregado (RAA)** são reações químicas expansivas que se desenvolvem entre certos tipos de minerais presentes nos agregados e os iões alcalinos, que, neste contexto, entendem-se os iões sódio e potássio, e hidroxilos (OH<sup>-</sup>) presentes na solução intersticial da pasta de cimento, que provêm essencialmente do cimento Portland, que tipicamente contém até 1% de álcalis. No estado atual do conhecimento, consideram-se três tipos de reação álcali-agregado, dependendo da composição dos agregados presentes (Hobbs, 1988; Poole, 1992; ACI, 1998; St John et al., 1998; Fernandes, 2005):

- Reações álcalis-carbonato;
- Reações álcalis-silicato;
- Reações álcalis-sílica.

- **Reações álcalis-carbonato**

As reações álcalis-carbonato envolvem uma reação com os iões hidróxilos e alcalinos em certos calcários dolomíticos argilosos. Esta reação é explicada por uma desdolomitização, ou seja, uma decomposição do carbonato de cálcio e magnésio em meio alcalino da solução do betão, segundo um processo em que a dolomite dá origem a calcite e brucite. A expansão neste caso dá-se devido à absorção de iões hidróxilo pelos minerais de argila, processa-se de forma muito rápida e com intensa fissuração do betão e não está associada à formação de geles expansivos.

Um aspeto característico destas reações é a formação de zonas de reação, que podem atingir 2 mm de largura em torno das partículas dos agregados. As fissuras e a porosidade da rocha permitem a circulação de água com a consequente expansão da argila (Poole, 1992). Em resultado, dá-se o enfraquecimento da ligação entre o cimento e o agregado e surge microfissuração. Esta reação tem, em comum com a reação álcalis-sílica, a influência do conteúdo em álcalis e a expansão anormal que origina “*map cracking*”. As duas reações diferem sobretudo porque, neste caso, não há formação de gel e as adições são menos eficientes no controlo da reação. No entanto, regista-se que esta reação é muito pouco frequente, afetando sobretudo o Canadá e a China. No nosso país, apenas foi verificado um caso confirmado de desdolomitização, associado no entanto a um ataque por sulfatos (Reis e Silva., 1996).

- **Reações álcalis-sílica**

A reação álcalis-sílica (RAS), foi a primeira a ser identificada, verificando-se que, em geral, se processa a uma velocidade relativamente elevada. Revela-se ainda como o tipo de reação álcalis-agregado mais frequente e que tem recebido, também por isso, maior atenção, sendo objeto de intensa investigação apesar da controvérsia sobre os seus mecanismos, bem como sobre a origem das forças expansivas. A RAS corresponde, essencialmente, a um ataque a certas formas de sílica reativa (quartzo, opala, calcedónia), possuindo uma estrutura mais ou menos desordenada (revelando-se por isso instável num meio de elevado pH), pelos iões alcalinos ( $\text{Na}^+$  e  $\text{K}^+$ ) e hidróxilos ( $\text{OH}^-$ ) presentes na solução intersticial do betão, produzindo um gel silicatado alcalino. A velocidade deste ataque dependerá da concentração dos hidróxidos alcalinos na solução intersticial e da estrutura de sílica (Silva, 2006). Provenientes das reações de hidratação do cimento, os hidróxidos de cálcio,  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  são a principal fonte dos iões de cálcio,  $\text{Ca}^{2+}$ , que penetram no gel formado. Dá-se origem a um gel de silicatos de cálcio, sódio e potássio de composição variável. Estes geles, pela sua capacidade em absorver a água, geram forças expansivas, como foi referido anteriormente (Silva, 2006).

A composição deste gel álcalis-sílica varia assim:  $\text{SiO}_2$  de 28 a 86%,  $\text{K}_2\text{O}$  de 0,4 a 19%,  $\text{Na}_2\text{O}$  de 0 a 20% e  $\text{CaO}$  de 0,1 a 60% (Soares e Silva., 2008). São estas forças expansivas internas que, produzindo tensões de tração dentro do betão ou da argamassa, levam à fissuração do betão e, como tudo um pouco nestas reações, a intensidade da força expansiva varia com a quantidade total de gel formado de um modo ainda não bem compreendido (Silva, 2006). No entanto, verifica-se que, em betões onde a porosidade é elevada, o gel acomoda-se no volume de vazios existentes na vizinhança dos agregados, não provocando assim a fissuração do betão.

Contrariamente, nas situações em que a expansão origina a fissuração do betão, as fendas podem abrir significativamente caso o betão seque, em consequência da retração do gel ao perder água (Costa, 1997).

- **Reações álcalis-silicato**

As reações álcalis-silicato, também denominadas por reação álcalis-sílica de expansão lenta e retardada, são semelhantes à reação anteriormente descrita, excetuando o facto de o constituinte reativo do agregado não ser a sílica livre, mas sim a sílica presente como constituinte em sistemas siliciosos polifásicos (ex: granitos, xistos, grauvaques). Segundo RILEM AAR-1, 2003, os agregados são agrupados em agregados siliciosos de reação rápida e os de reação lenta ou tardia, não existindo a designação de reação álcali-silicato. A expansão, sob o efeito da solução alcalina, poderá estar relacionada com a formação de argilas expansivas, como a montmorilonite, a vermiculite ou a ilite (Stievenard-Gireaud, 1987; Fernandes, 2005). Verifica-se a coexistência deste tipo de reação, que é a mais lenta das três, com a reação álcalis-sílica, pois normalmente nas rochas contendo filossilicatos existe quartzo microcristalino. Os minerais reativos - sílica amorfa e quartzo deformado - estão, neste caso, disseminados (ICOLD, 1991) ou não ocorrem como sílica livre, mas como sílica combinada em filossilicatos. O produto da reação é também um gel sílico-alcalino expansivo, capaz de circular na pasta de cimento adjacente, provocando fissuração e por vezes exsudação do gel para a superfície.

De tudo o que foi exposto, conclui-se que as reações RAS são as que apresentam maior frequência de ocorrência, pelo que serão descritas em mais detalhe no presente capítulo.

## **5.1. Reações álcalis-sílica**

As reações álcalis-sílica (RAS) apresentam-se como uma das condicionantes da durabilidade das estruturas de betão. São uma manifestação patológica que se desenvolve normalmente a longo prazo e para a qual ainda não existe uma solução aceitável mas apenas alguns métodos de mitigação.

As condições ótimas para o seu desenvolvimento são a existência de quantidade suficiente de álcalis no betão, de quantidade suficiente de sílica potencialmente reativa e de quantidade suficiente de água. Apenas na presença dos três reagentes e em determinadas proporções se

desenvolve a reação. A principal contribuição de álcalis na mistura provém do cimento, embora existam outras fontes de álcalis, incluindo por vezes algumas percentagens de álcalis do próprio agregado.

### **5.1.1. Fatores necessários à ocorrência de reações álcalis-sílica**

O teor de álcalis do cimento, o teor de álcalis disponíveis nas soluções intersticiais e a quantidade de álcalis incorporada no betão por adições formam em conjunto o teor de álcalis presente nos betões, fator que influencia a reação álcalis-agregado. Aos álcalis disponíveis é acrescentada a quantidade e granulometria dos materiais reativos, bem como a relação entre o  $\text{Na}_2\text{O}$  equivalente e a percentagem de material reativo (Levy, 2001). A natureza e concentração da fase reativa de um agregado condicionam a intensidade e a velocidade a que ocorre uma reação de expansão em betões (Kyhara, 1997). As variações de temperatura e humidade influenciam significativamente o comportamento do betão quando sujeito a reações álcalis-agregado. Em relação à RAS especificamente, é necessário que ocorra conjuntamente a presença suficientemente elevada de álcalis, sílica reativa nos agregados e humidade (Lopes, 2004). A RAS pode demorar cerca de dez anos ou mais no seu desenvolvimento e no aparecimento de microfissuras nas estruturas de betão.

- **Fatores intrínsecos à reação**

#### **Os álcalis**

Os álcalis são, do ponto de vista químico, os elementos que se localizam na primeira coluna da tabela periódica, embora apenas o sódio e o potássio sejam considerados como álcalis na química do cimento.

Provenientes da matéria-prima utilizada para o fabrico do cimento, principalmente do calcário, marga, argila, xisto argiloso ou do carvão utilizado por vezes como combustível, os álcalis do cimento Portland encontram-se fundamentalmente sob a forma de sulfatos, silicatos e aluminatos. No entanto, podem também contribuir para o fornecimento de álcalis alguns minerais dos agregados, o contacto com a água do mar, a utilização de água do mar na amassadura ou os químicos utilizados em ações de degelo (Fernandes, 2005).

No cimento, a presença de álcalis resulta do processo de calcinação do clínquer do cimento. Os iões  $\text{K}^+$  e  $\text{Na}^+$  são vaporizados devido às altas temperaturas dos fornos. À medida que o clínquer é transportado através do forno, dá-se a condensação dos mesmos, criando uma camada superficial de álcalis. Alguns álcalis permanecem na superfície do clínquer, enquanto outros se encontram na sua estrutura (Peterson e Ulm., 2000).

A composição de álcalis no cimento Portland é por convenção calculada a partir do óxido de sódio equivalente, através da equação (1) (Hobbs, 1988; Poole, 1992; Fernandes, 2005):

$$\text{Na}_2\text{O}_{\text{equivalente}} = \text{Na}_2\text{O} + 0.658 (\text{K}_2\text{O}) \quad (1)$$

O valor 0.658 da expressão é obtido pela razão entre as massas dos dois óxidos. Os métodos de análise aos álcalis do cimento estão definidos, por exemplo, na ASTM C114 (2000) e na BS EN 196-21 (1992).

Os álcalis são apenas parcialmente incorporados nos produtos de hidratação do cimento e são facilmente solúveis na água dos poros, o que faz com que a concentração de hidroxilos aumente, incrementando igualmente o pH da solução de cerca de 12.4 para um valor entre 13 e 14 (Lopes, 2004). Para Hobbs (1988), no betão com um elevado teor em álcalis, o pH varia entre 13.5 e 13.9, enquanto que no betão com baixo teor em álcalis varia entre 12.7 e 13.1. A elevada concentração de álcalis potencia a ocorrência de RAS devido ao aumento de iões hidroxilo e à subida do pH do meio (Fernandes, 2005; ACI, 1998). Os óxidos de sódio e potássio apresentam valores reduzidos da ordem de 0.3 a 1.2% da massa do cimento (Fernandes, 2005; Taylor, 1997).

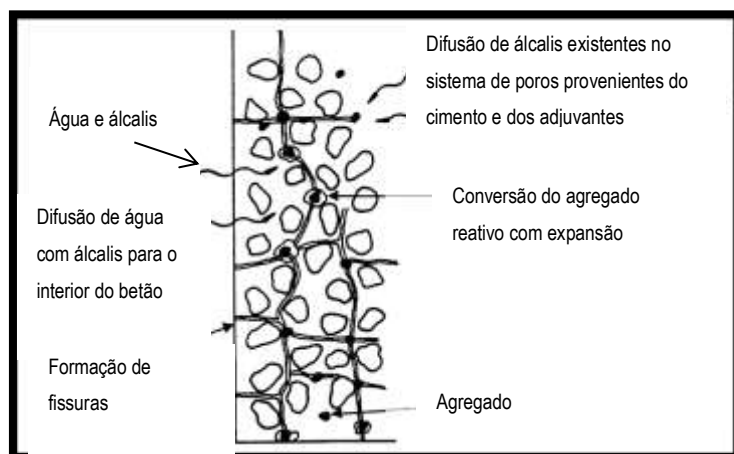


Fig. 24 - Esquema da reação alcalis agregado (Silva, 2006).

Não contabilizando a introdução de álcalis através de outras fontes que não o cimento, pode-se efetuar uma relação para a quantidade de álcalis no betão. Assim, o conteúdo de álcalis no betão é função do nível de álcalis no cimento e do conteúdo de cimento no betão. A equação (2) traduz o conteúdo em álcalis no betão (A), em massa por unidade de volume (ICOLD, 1991; West, 1996; Fernandes, 2005):

$$A = \frac{C * a}{100}$$

onde:

A - conteúdo em álcalis no betão (kg/m<sup>3</sup>);

a - teor em álcalis do cimento (%);

C - conteúdo de cimento no betão (kg/m<sup>3</sup>).

Não sendo apenas dependente da quantidade de álcalis do cimento, a totalidade de álcalis do betão deve ser restringida. Deste modo, é necessário contabilizar a possível contribuição de álcalis dos componentes do betão, em que estes existem em maior ou menor percentagem, e limitar o valor máximo em álcalis no betão para minimizar a RAS.

De modo a prevenir a ocorrência de RAS, ignorando os álcalis provenientes de outras fontes que não o cimento, Power e Steinour (1955) sugerem que valores  $\text{Na}_2\text{O}$  equivalente inferiores a 0.6% no cimento poderão prevenir o aparecimento de reações (Fernandes, 2005). Por outro lado, outros autores (Prince e Perami, 1993; Stievenard-Gireaud, 1987) consideram que, utilizando agregados reativos no betão, o cimento tenha de conter somente 0.3 a 0.4% de  $\text{Na}_2\text{O}$  equivalente para minimizar o risco de reação (Fernandes, 2005).

O limite máximo sugerido de álcalis no betão, contabilizando os álcalis do cimento, dos adjuvantes e adições, dos agregados e de outras fontes, é de 3 kg de  $\text{Na}_2\text{O}_{\text{equivalente}}$  por metro cúbico de betão, exceto em estruturas vulneráveis (Concrete Society, 1989; BRE Digest 330, 1991; Fernandes, 2005).

A quantidade de álcalis poderá, no entanto, não ser um critério determinante para o desenvolvimento de RAS, mas o fator principal parece residir na solubilização do agregado sob o ataque dos iões  $\text{OH}^-$  (Prince e Perami, 1993; Fernandes, 2005). A utilização de cimentos com baixos teores em álcalis, para minimizar o risco de RAS no betão não é assim condição suficiente para que a reação não ocorra, pois também os agregados poderão dar a sua contribuição para o aumento do teor em álcalis.

Um estudo realizado por Constantiner e Diamond (2003) teve por objetivo analisar a contribuição dos agregados para os álcalis da solução. Os investigadores fizeram argamassas com cimentos de reduzido teor em álcalis e agregados com feldspato, verificando uma libertação de álcalis para a solução existente nos poros quando os feldspatos e possivelmente outros minerais se encontravam envolvidos por pasta de cimento (Fernandes, 2005).

Trabalhos recentes, de Bérubé et al. (2002, 2004a,b), confirmam que são libertadas quantidades significativas de álcalis ativos ao longo do tempo para a solução intersticial do betão. A contribuição encontrada, especialmente elevada em agregados graníticos, foi considerada responsável pelo aparecimento de casos de degradação do betão devido à RAS em estruturas onde foi utilizado cimento com teor em álcalis inferior ao limite máximo estabelecido (Silva, 2006).

### **A sílica**

Os agregados utilizados no fabrico do betão não devem ser reativos em meios fortemente alcalinos. Deste modo, diminui-se a possibilidade de formação de um gel expansivo que se desenvolve quando alguns tipos de rochas e minerais reagem com os hidróxidos alcalinos da solução intersticial do betão.

As formas de sílica com estruturas amorfas e desordenadas, como a opala e a obsidiana, que é o vidro natural, destacam-se como sendo particularmente suscetíveis ao ataque dos álcalis. As sílicas cristalinas polimorfas, como a cristobalite e a tridimite, também possuem elevado potencial reativo (Lopes, 2004). Segundo Kurtis et al. (2002), qualquer agregado que tenha sílica na sua constituição tem potencial para participar na RAS. O quartzo, embora altamente cristalino, possui na sua superfície ligações Si-O polarizadas negativamente, possibilitando a reação expansiva. A unidade estrutural básica da sílica ( $\text{SiO}_2$ ) é um ião  $\text{Si}^{4+}$  rodeado por quatro iões oxigénio  $\text{O}^{2-}$ , com disposição em tetraedro, como apresentado na Figura 25 (Ex.: Powers e Steinour (1995)).

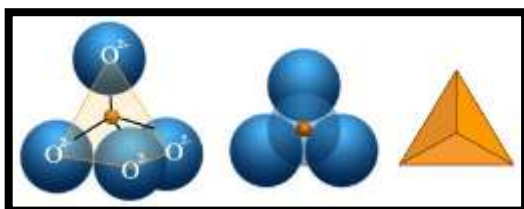


Fig. 25 - Tetraedro de sílica ([http://www.visionlearning.com/library/module\\_viewer.php?mid=140](http://www.visionlearning.com/library/module_viewer.php?mid=140)).

A estrutura interna dos tetraedros na forma cristalina apresenta-se com formas orientadas, com estes ligados de modo a criar uma rede tridimensional orientada, enquanto que nas formas amorfas é formada uma rede aleatória, com estrutura interna desordenada (Fernandes, 2005). Na Figura 26, apresenta-se uma esquematização das estruturas nas suas formas cristalinas e amorfas.

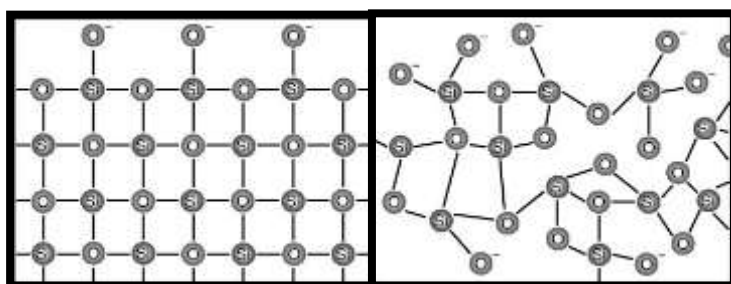


Fig. 26 - Sílica cristalina (esquerda) e sílica amorfa (direita) ([http://www.visionlearning.com/library/module\\_viewer.php?mid=140](http://www.visionlearning.com/library/module_viewer.php?mid=140)).

A reatividade de um agregado, ou seja, a velocidade com que reage, depende da composição, da origem e da textura da rocha (ACI, 1998), sendo mais influenciada pelas características texturais e microestruturais específicas do que pela composição petrológica e mineralógica.

Na literatura, têm surgido propostas de agrupamento de tipos de agregados tradicionalmente reativos, baseadas no seu desempenho em obra. Os mais citados na literatura como potencialmente reativos são as formas de sílica (opala, calcedónia, cristobalite, tridimite, quartzo cripto e microcristalino e quartzo deformado e recristalizado), as rochas que contêm quartzo fortemente deformado ou microcristalino (grauvaques, filitos, xistos, gnaisses, filões de quartzo e arenitos) e as rochas vítreas (riólito, andesito, alguns vidros artificiais, cherte, ardósia e

alguns tipos de calcário) ou criptocristalinas (Diamond, 1976; Hobbs, 1984; Hobbs, 1988; ICOLD, 1991; BCA, 1992; LNEC E 415, 1993; ACI, 1998; Neville, 1999; ASTM C 295-98, 2002).

A análise da RAS não revelou ser ainda possível relacionar a quantidade de determinado constituinte reativo, a magnitude da RAS e a expansão resultante (Fernandes, 2005 citando Sims e Brown, 1998). Para quantificar a proporção de sílica reativa, na quantidade total de agregado, a que corresponde uma expansão máxima, utiliza-se o termo “conteúdo péssimo” ou “efeito péssimo” (Gillot, 1975; Hobbs, 1988; Besem e Demars, 1989; Grattan-Belew, 2001; Le Roux, 2001; RILEM AAR-1, 2003; Fernandes, 2005). Assim, existe um “conteúdo péssimo” para cada agregado que se define como o teor crítico de material reativo presente num agregado ou mistura de agregados que pode originar uma expansão máxima.

O “conteúdo péssimo” representa a proporção do agregado para a qual se desenvolve a máxima produção de gel, considerando que a expansão está relacionada com a quantidade de gel produzida pela reação e com as propriedades do gel (Fernandes, 2005 citando French, 1991). Assim, o “efeito péssimo” significa também que se pode considerar a utilização de agregados com sílica fortemente reativa no betão sem que por isso ocorram alterações devido à reação com os álcalis (Le Roux, 2001; Fernandes, 2005).

O aumento ou diminuição da expansão relativamente à concentração de constituinte reativo é variável. Como exemplo disso, em algumas rochas como os metaquartzitos, a expansão aumenta progressivamente com o aumento dos constituintes reativos dos agregados. No caso de existir uma concentração de constituinte reativo que conduz à máxima expansão, semelhante ao que acontece nos agregados fortemente reativos como a opala, a expansão decresce rapidamente para concentrações mais altas ou mais baixas do material, com percentagens de teor péssimo normalmente inferiores a 10%. Este valor pode atingir 100% nos agregados pouco reativos (BRE Digest 330, 1991; Poole, 1992; Shayan, 1992; Taylor, 1997 citados por Fernandes, 2005). Quando a proporção de sílica reativa é superior ao “conteúdo péssimo”, a concentração de iões hidróxilos não é suficiente para manter a reação e a expansão decresce (Fernandes, 2005).

Embora a reatividade dos polimorfos de sílica esteja assumida, o mesmo não acontece na definição de reatividade de um conjunto de rochas comuns que mostram indícios de deformação (Fernandes, 2005).

A granulometria dos agregados também se tem mostrado um fator que influencia a RAS. Existem alguns casos em que a expansão e fissuração do betão se realizam na presença de agregados reativos com um tamanho compreendido entre 1 e 5mm (fração fina do agregado), enquanto que em outros casos a reação se desenvolve em agregados grossos (Metha, 1986; Foradaba, 2005).

A quantidade de sílica reativa depende da superfície específica do agregado, pelo que, quanto maior a relação superfície / volume, mais quantidade de sílica estará disponível (Foradaba,

2005). No caso da fração de areia, tem vindo a ser comprovado experimentalmente que a expansão do betão é tanto maior quanto menor o tamanho da partícula, até um diâmetro aproximado de 75  $\mu\text{m}$ . Para valores mais reduzidos, a reação desenvolve-se de forma mais dispersa e sem grandes expansões, o que não produz tensões internas e consequente fissuração (Metha, 1986; Foradaba, 2005).

Concluindo, a reação nos agregados pode ser traduzida por (Ben Haha, 2006):

- rápida penetração de álcalis de cálcio e iões hidróxido nas partículas de agregados;
- dissolução da sílica reativa;
- precipitação de alguma sílica dentro das partículas e na interface;
- formação do gel de sílica em fissuras nos agregados com aumento do volume das partículas;
- penetração de iões agressivos nas fraturas das partículas.

#### • Fatores externos que influenciam a reação

Os processos termodinâmicos e cinéticos controlam a RAS. Existe atualmente um consenso entre os investigadores relativamente à evolução da RAS, embora não estejam bem definidos todos os aspetos do processo, nomeadamente a formação de gel expansivo.

Existe, por exemplo, concordância relativamente à sensibilidade da reação à temperatura, acelerando o processo embora não afetando significativamente a sua amplitude ou a necessidade da humidade para a ocorrência da reação.

A reação é limitada pela quantidade de reagentes e não de produto. Isto significa que a reação continuará enquanto existirem reagentes, independentes da quantidade de gel produzida (Peterson e Ulm, 2000). Têm sido colocadas algumas questões quanto à influência de tensões externas na RAS, embora não exista ainda consenso nos resultados obtidos pelos investigadores (Lopes, 2004).

### **A humidade**

A RAS só ocorre na presença de quantidades suficientes dos seus componentes. A água, com diversas origens, desde a água livre no interior do betão à contribuição exterior, é um dos componentes necessários à reação em quantidades superiores a valores entre 75 e 90%, valores limite.

No desenvolvimento da RAS, a água transporta os catiões alcalinos e os iões  $\text{OH}^-$ , sendo absorvida pelo gel sílico-alcalino. O gel pode em alguns casos expandir e criar pressão entre a pasta endurecida e os agregados (Poole, 1992; Berra e Bertacchi, 1991; Fernandes, 2005). O

aumento da humidade pode conduzir a expansões elevadas de gel, dependendo da quantidade de gel formada que, com o aumento de volume, provoca fissuras no betão.

O efeito duplo da água na RAS foi comentado por Larive (1998), afirmando a autora que, por um lado, a água influencia a velocidade de expansão no momento de formação dos produtos da reação, sendo considerada um agente reativo, enquanto que, por outro lado, assegura o transporte das diferentes espécies reativas, sendo considerada um meio reacional (Silva, 2006).

A exposição à humidade é frequente nos betões, embora estejam mais vulneráveis nas estruturas (Besem e Denars, 1989; ACI, 1998; Fernandes, 2005):

- expostas a ambientes quentes e húmidos;
- submetidas a ciclos de molhagem e secagem;
- superfícies de betão em contacto com o solo saturado.

Os valores críticos de humidade relativa apontados pela literatura para o desenvolvimento da RAS devem ser superiores a 80-85%, segundo Fournier e Bérubé (1993), embora Olafsson (1986) tenha verificado que o valor limite de 80% de humidade relativa diminui com o aumento da temperatura. O autor observou expansões consideráveis em ensaios realizados para valores de 70% de humidade relativa a 38°C (Silva, 2006).

Larive (1998) verificou, na sua campanha experimental, que a exposição do betão com materiais reativos a condições de humidade elevada apenas provoca expansão durante o tempo de reação, ou seja, a influência da água sobre a amplitude das deformações é limitada pelo processo de formação dos produtos de reação (Lopes, 2004).

### **A temperatura**

A RAS desenvolve-se mais rapidamente a temperaturas elevadas, em condições de humidade, embora possa estabilizar mais cedo (Olafsson, 1987). A uma temperatura mais reduzida, a expansão torna-se mais lenta mas a reação prolonga-se por mais tempo.

Nos ensaios de laboratório, é utilizada uma temperatura de 38°C, ou superior, para acelerar a expansão dos provetes analisados. O efeito de diferentes temperaturas pode criar variações nas expansões no betão. Embora Portugal tenha um clima onde a humidade é um fator mais condicionante para o desenvolvimento da reação do que a temperatura, as estruturas industriais merecem alguma atenção, nomeadamente as chaminés expostas a elevadas temperaturas.

Vários ensaios foram realizados ao betão para determinar a influência da temperatura na reação álcalis-agregado (Larive, 1998; Capra et al., 1995; Diamond et al., 1989 citados por Lopes,

2004). A análise dos resultados indica que a influência da temperatura na cinética da reação é significativa, verificando-se que, para temperaturas de 40°C, a expansão e o consumo de álcalis ocorre mais depressa, embora influenciando pouco a magnitude da reação (Lopes, 2004).

Apesar de a velocidade de reação e formação do gel aumentar com a temperatura, a sua viscosidade diminui, permitindo dissolver-se com mais facilidade nas fissuras e poros do betão, podendo dissipar-se em parte a expansão (Foradaba, 2005).

### **Fontes externas de álcalis**

Como indicado anteriormente, para que a RAS se desenvolva, é necessário existir álcalis, sílica e humidade em quantidade suficiente. A quantidade de álcalis introduzida na mistura pode ser limitada, criando deste modo uma barreira na formação da RAS no betão. O desenvolvimento da reação, neste caso, surge de um fornecimento extra de álcalis pelo ambiente externo ao betão.

As águas do subsolo, ricas em sulfato, podem contribuir com álcalis para o betão. Este problema ocorre principalmente onde o nível de sulfato das águas do subsolo é elevado, sugerindo uma proteção ao betão nessas áreas para evitar RAS ou ataque por sulfatos (Kennerley, 1980).

Em alguns países com invernos severos, o cloreto de sódio é utilizado como sal descongelante, tornando-se uma fonte de álcalis para o betão. O sal seco, transportado pelo vento, deposita-se na superfície das estruturas de betão. A absorção no betão dá-se com a condensação da água à noite, especialmente se o betão for bastante permeável (Rogers, 1987; Fookes, 1980).

Também a exposição do betão à água do mar, principalmente em zona de marés com ciclos de molhagem e secagem, pode contribuir com álcalis para o betão. Alguns estudos Canadianos verificaram, contudo, que a exposição ao cloreto de sódio não cria expansões se o betão tiver um baixo conteúdo em álcalis (Berubé et al., 2003). Os iões sódio e potássio têm uma mobilidade na solução em consequência da humidade.

Assim, o movimento da água no betão irá transportar iões, retirando estes de determinadas zonas e concentrando-os em outras (Nixon et al., 1979). A evaporação de água numa dada superfície do betão, enquanto que outra se encontra em contacto com uma elevada percentagem de humidade, pode promover a concentração de álcalis na zona de secagem.

Comparativamente, os sais que se depositam na superfície seca exposta são introduzidos no betão quando esta se encontrar molhada, podendo os álcalis ser lixiviados da superfície do betão que está frequentemente molhada.

A vertical decorative bar with a light purple-to-white gradient, located on the left side of the black header box.

## **Parte II.**

### Trabalho Prático



## Capítulo 1. Projeto Partner

No início da década de 2000 teve início um projeto europeu que envolveu 24 parceiros de 14 países, cobrindo grande parte da Europa ocidental. Este projeto visava estudar os agregados mais utilizados na Europa com o objetivo de estabelecer métodos de ensaio em laboratório para avaliação da reatividade potencial desses agregados.

Os ensaios de laboratório incluíram a análise petrográfica dos agregados com caracterização da reatividade potencial de acordo com as recomendações AAR-1, 2003, e comparação dos resultados com as normas nacionais dos países participantes. A avaliação do comportamento dos agregados envolveu a realização de numerosos ensaios de expansibilidade de barra de argamassa e de prisma de betão. Foram, ainda, produzidos cubos de betão de grande dimensão e expostos ao ambiente exterior em diferentes países, com diferentes climas. No final, o projeto forneceu a base para uma metodologia unificada de testes europeus para avaliar e classificar a reatividade dos agregados quanto aos álcalis e permitiu esboçar correlações entre os resultados dos diferentes ensaios.

Um dos resultados do Projeto Partner foi a produção de um Atlas Petrográfico de agregados europeus (Lorenzi et al. 2006) (Figura 27), com o qual se pretendia auxiliar os geólogos que trabalham no domínio das degradações de betão, e em particular no campo das reações de álcalis-sílica, a identificar as características particulares de cada tipo de rocha no que se refere à sua reatividade. Os autores alertaram, no entanto, para o facto de alguns tipos de agregados, como as areias e os cascalhos, poderem conter vários tipos diferentes de rochas. Por esta razão, o atlas foi baseado no estudo das rochas-mãe e não sobre areias naturais. Apesar de este atlas não conter descrições exaustivas, é contudo fácil de consultar e é representativo das principais rochas europeias potencialmente reativas (Figura 28).

Efetivamente, atendendo à não existência de consenso a nível internacional sobre a reatividade de um agregado com base apenas na sua designação, torna-se necessário dispor de imagens que forneçam informação das características microscópicas (composição e textura) que podem indicar reatividade potencial. Assim, foi decidido desenvolver um atlas que, mantendo uma filosofia semelhante à do Projeto Partner, englobasse um maior número de amostras provenientes de todos os continentes de modo a refletir, tanto quanto possível, os tipos de agregados mais utilizados a nível mundial.

As rochas são classificadas em primeiro lugar quanto à sua origem (sedimentares, metamórficas ou ígneas), utilizando a nomenclatura internacionalmente aceite. Para cada tipo de rocha, é feita uma descrição geral e, com base em fotografias ao microscópio ótico, são descritas as suas características particulares. Os componentes reativos são enfatizados nas descrições e, em especial, é feita a análise das características micro-estruturais que, atualmente, são consideradas como indicativas de reatividade potencial aos álcalis.

As amostras estudadas no âmbito desta dissertação pertencem ao conjunto analisado para o atlas mundial e dão uma perspetiva alargada sobre a utilização de rochas que, sendo pouco utilizadas em Portugal, têm causado graves problemas de degradação de estruturas noutros países.

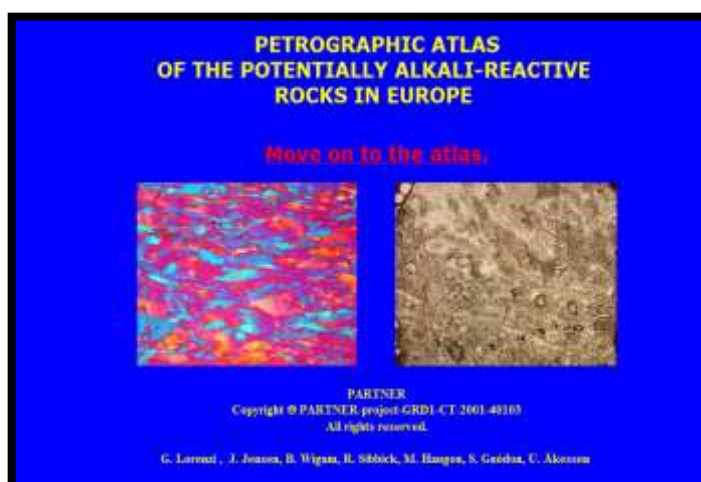


Fig. 27 – Página principal do Atlas Petrográfico em formato digital (<http://vefur.honnun.is/farin/petroatlas/webindex.htm>).

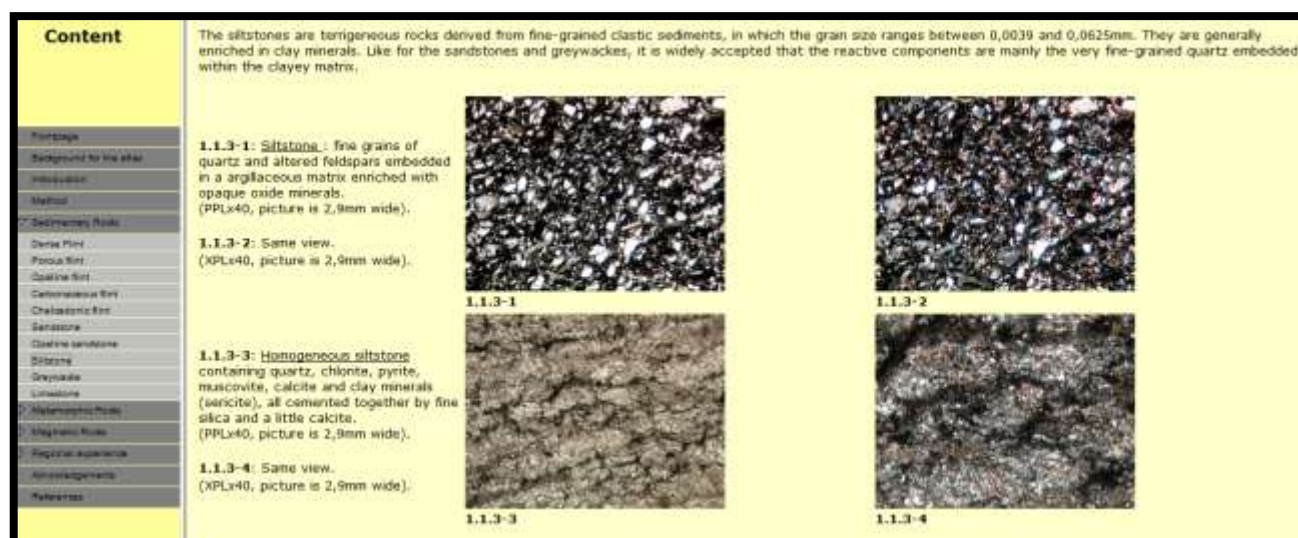


Fig. 28 – Imagem de parte da página web do atlas, mostrando a apresentação e estrutura (<http://vefur.honnun.is/farin/petroatlas/webindex.htm>).

## Capítulo 2. Apresentação dos resultados

Face ao exposto na parte teórica, a principal aplicação da geologia ao estudo do betão refere-se à caracterização dos agregados e à identificação da ocorrência de reações internas expansivas no betão, na medida em que condicionam a durabilidade das estruturas.

A componente prática deste trabalho contempla a aplicação das técnicas de petrografia a um tipo específico de reações internas, as reações álcalis-sílica descritas no capítulo 5 do enquadramento teórico.

O estudo de amostras de outros países tem por objetivo compreender a nível global as características de reatividade dos diferentes tipos de rochas, algumas das quais são utilizadas como agregados em Portugal.

Assim foram selecionados agregados provenientes de rochas metamórficas e sedimentares de vários países com o intuito de serem caracterizados petrograficamente para avaliação da potencial reatividade.

A petrografia foi o método escolhido para análise de potencial reatividade de todas as amostras escolhidas. Foi realizada com recurso às técnicas disponíveis para identificação e caracterização dos minerais, texturas e microestruturas das rochas, nomeadamente:

- ✓ Microscópio óptico de polarização, de luz transmitida, modelo Leica DMLSP existente no DGAOT-FCUP;
- ✓ Microscópio óptico de polarização, de luz transmitida e refletida, modelo Nikon Eclipse E 400 POL, com máquina fotográfica incorporada, AXION cam MRC. O programa utilizado para obtenção de microfotografias foi o axion vision 3.1.
- ✓ Microscópio eletrónico de varrimento (MEV) modelo FEI QUANTA 400 FEG ESEM/EDAX PAGASUS X4M equipado com espectrómetro de dispersão de energia (EDS) que se encontra no Centro de Estudo de Materiais da Universidade do Porto (CEMUP).

Este estudo foi realizado segundo as normas e recomendações NP EN 932-3, 2010, BS 7943, 1999; RILEM AAR-1, 2003; e Especificação LNEC E 415, 1993, e consistiu na identificação da presença nos agregados de espécies de sílica potencialmente reativas por observação ao microscópio polarizante.

A análise petrográfica engloba, ainda, a aplicação de outras técnicas, como a difração de raio-X, a microsonda eletrónica, o microscópio eletrónico de varrimento e técnicas termodinâmicas (Wigum, 1995). Neste caso foi apenas utilizado o microscópio eletrónico de varrimento em algumas lâminas de rochas sedimentares carbonatadas.

Nos quadros 8 e 9 são enumeradas todas as lâminas citando o tipo de rocha/agregado observado, bem como o país de origem da amostra.

No presente capítulo são descritas todas as 26 lâminas delgadas de rocha e as 13 lâminas de betão observadas ao microscópio; as descrições estão subdivididas em rochas sedimentares e rochas metamórficas. E em cada um destes subcapítulos encontram-se os diferentes tipos de rochas e a descrição de cada lâmina correspondente.

Nas rochas sedimentares os aspetos descritos mais significativos são: mineralogia dos clastos; morfologia dos clastos; matriz/cimento da rocha; calibragem, entre outros que revelem alguma importância para o tema.

Nas rochas metamórficas os aspetos diferem um pouco, sendo os mais relevantes a mineralogia, a textura, microestrutura e efeitos de deformação.

Em cada litologia para além das particularidades habituais que integram uma descrição petrográfica são referidas as características das formas de sílica potencialmente reativas presentes.

**Quadro 8.** Lâminas observadas de rochas sedimentares.

| <b>Rochas Sedimentares</b> |                      |                               |                      |
|----------------------------|----------------------|-------------------------------|----------------------|
| <b>Tipo de lâmina</b>      | <b>Nº da lâmina</b>  | <b>Designação</b>             | <b>Tipo de Rocha</b> |
| Rocha                      | 1a,1b                | Pensilvânia                   | Grauvaque            |
| Rocha                      | 6a, 6b               | Massachussets                 | Grauvaque            |
| Rocha                      | 7a, 7b               | Conrad (Nova Scotia)          | Grauvaque            |
| Betão                      | UK1                  | Reino Unido (Projeto Partner) | Grauvaque            |
| Betão                      | SA WC1               | África do Sul                 | Argilito/Grauvaque   |
| Betão                      | SA WC2               | África do Sul                 | Argilito/Grauvaque   |
| Rocha                      | 10a, 10b, 10ai, 10bi | Canadá (Spratt)               | Calcário silicoso    |
| Betão                      | B1C_B1F              | Bélgica (Projeto Partner)     | Calcário silicoso    |
| Betão                      | G1C_N3F              | Alemanha (Projeto Partner)    | Calcário silicioso   |
| Betão                      | D1C_D1F              | Dinamarca (Projeto Partner)   | Cherte               |

**Quadro 9.** Lâminas observadas de rochas metamórficas.

| Rochas Metamórficas |              |                           |                        |
|---------------------|--------------|---------------------------|------------------------|
| Tipo de lâmina      | Nº da Lâmina | Designação                | Tipo de Rocha          |
| Rocha               | 3a, 3b       | Maryland                  | Metadacito             |
| Rocha               | 8a, 8b       | Dakota do Sul             | Quartzito              |
| Rocha               | 12a, 12b     | Minnesota                 | Quartzito              |
| Rocha               | SP3          | Espanha                   | Quartzito              |
| Betão               | It2          | Itália (Projeto Partner)  | Quartzito              |
| Rocha               | 33a, 33b     | Argentina (Córdoba)       | Pseudotaquilito        |
| Rocha               | 34a, 34b     | Argentina (Córdoba)       | Pseudotaquilito        |
| Rocha               | SP1          | Espanha                   | Rocha calcossilicatada |
| Betão               | SP1          | Espanha                   | Rocha calcossilicatada |
| Rocha               | SP2          | Espanha                   | Filito                 |
| Rocha               | SP4          | Espanha                   | Filito                 |
| Rocha               | PN           | Noruega                   | Filito                 |
| Betão               | SP2          | Espanha                   | Filito                 |
| Rocha               | MC           | China                     | Milonito               |
| Betão               | N1a          | Noruega                   | Cataclasito            |
| Betão               | N1b          | Noruega                   | Cataclasito            |
| Betão               | N1C_N3F      | Noruega (Projeto Partner) | Cataclasito            |
| Betão               | N4           | Noruega (Projeto Partner) | Cataclasito            |



## 2.1. Rochas Sedimentares

### 2.1.1. Grauvaque

O **grauvaque** é uma rocha sedimentar de origem detrítica composta por uma percentagem de matriz entre 15 e 75% e uma elevada percentagem de clastos de dimensão areia fina a silte. A distribuição granulométrica é bimodal, com uma classe para a fração areia e uma outra correspondente à matriz. Estas rochas são fisicamente duras e de cor escura, constituídas essencialmente por grãos de quartzo monocristalino e policristalino, clastos de feldspato (plagioclase e/ou feldspato potássico), grãos de cherte, argilito e rocha vulcânica. Podem, ainda, ocorrer em pequenas percentagens moscovite e biotite de origem detrítica.

Por definição, são rochas imaturas, sendo assim por norma a fração detrítica mal calibrada e composta por grãos angulosos a subangulosos, essencialmente.

#### Pensilvânia – 1a

Esta amostra corresponde a uma rocha sedimentar detrítica mal calibrada, sendo constituída por partículas maioritariamente com formas irregulares e bordos muito angulosos como é evidente na Fotografia 1.

A rocha evidencia uma textura clástica, sendo a sua matriz composta predominantemente por moscovite microcristalina e clorite associadas de granulometria fina. A recristalização da matriz é marcada por intercrescimentos de clorite e mica branca, como é visível nas Fotografias 2 e 3.

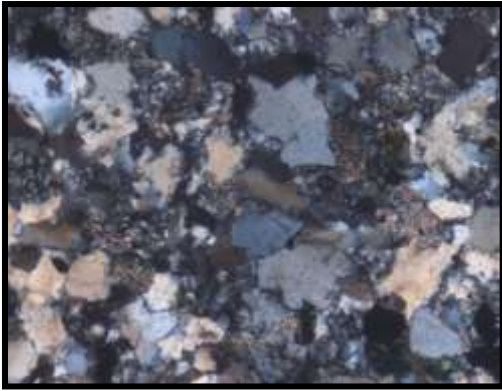
Um outro componente presente nesta rocha é a calcite, aparecendo nos espaços intergranulares, constituindo um cimento. A calcite apresenta formas muito irregulares e cores de polarização elevadas características, surge associada normalmente a clastos quartzosos, como demonstra a Fotografia 6.

A fração clástica desta amostra é composta por grãos de quartzo monocristalino, fragmentos xistentos essencialmente micáceos (filitos e quartzo-filitos) não sendo estes predominantes (Fotografia 4 e 5), clastos de plagioclase e feldspatos potássicos e alguns minerais em menores percentagens e de origem detrítica como as micas. Os grãos de quartzo monocristalinos são predominantes e apresentam em geral uma forma angular, alguns deles com extinção ondulante e outros com subgranulação, mas surgindo estes últimos em menores percentagens. Existem ainda outras formas de quartzo microcristalino e criptocristalino. Alguns dos clastos de quartzo apresentam os bordos serrilhados resultado de alguma recristalização diagenética.

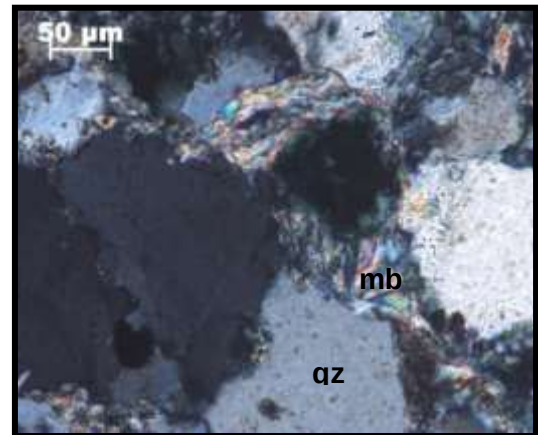
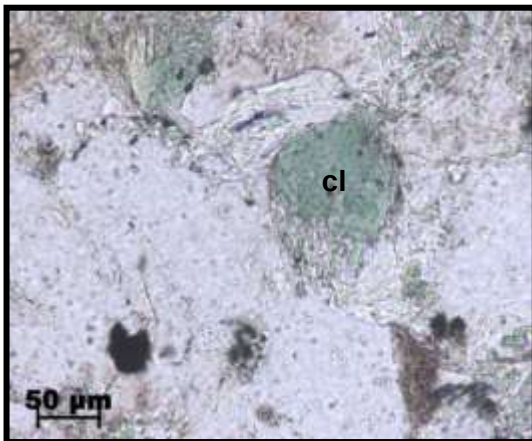
Os feldspatos potássicos exibem normalmente uma forma irregular, já as plagioclases aparecem com formas por vezes regulares ou subangulosas evidenciando em alguns clastos maclas polissintéticas características. Alguma clorite é de origem detrítica e apresenta um hábito lamelar característico. Por vezes é possível encontrar clorite vermicular associada aos grãos de

quartzo (Fotografias 7 e 8). A moscovite microcristalina aparece em cristais de pequenas dimensões associada à clorite matricial ou é por vezes resultado da alteração das plagioclases.

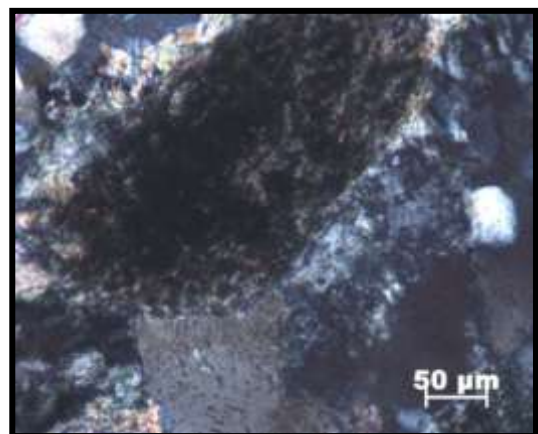
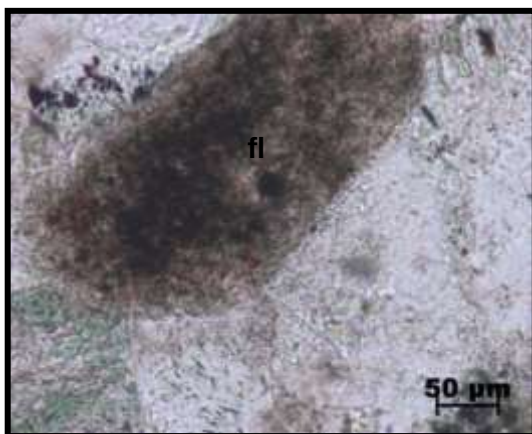
As formas de sílica potencialmente reativas encontradas são formadas por quartzo microcristalino e criptocristalino e alguns clastos de quartzo monocristalino que exibem extinção ondulante.



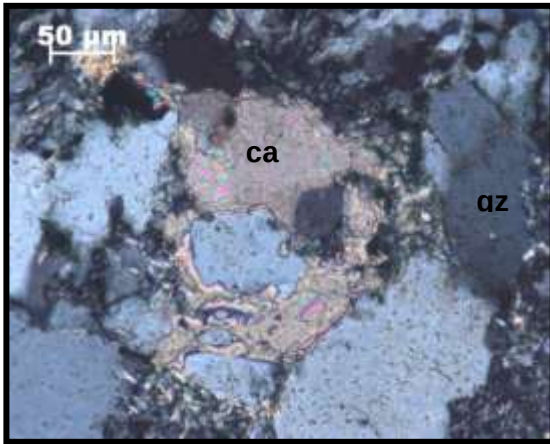
**Fotografia 1.** Visão global da textura da rocha evidenciando má calibragem (NX).



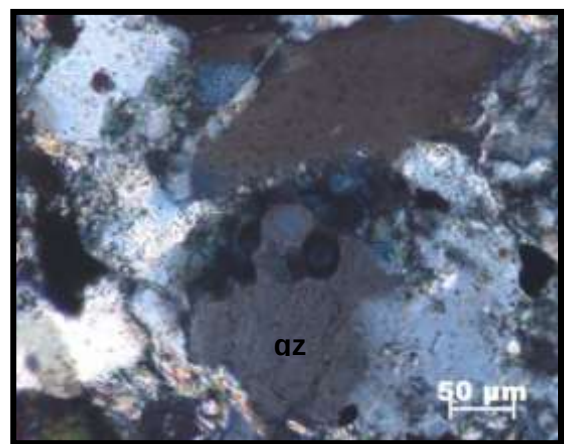
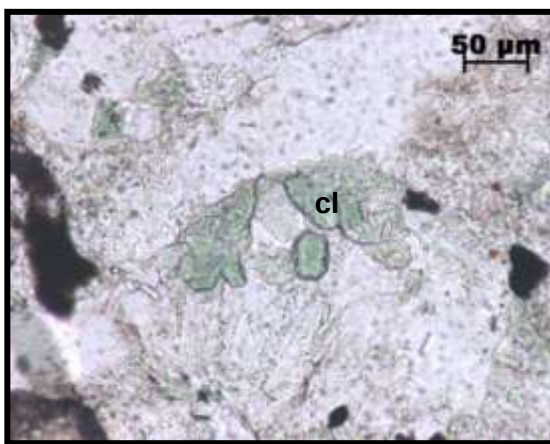
**Fotografias 2 e 3.** A imagem da esquerda (N//), mostra cristais de clorite com hábito lamelar (cl) e intercrescimentos de clorite com mica branca. A imagem da direita é a mesma imagem mas em NX, onde é possível observar os intercrescimentos de clorite com mica branca (mb); as partículas com cores de polarização a negro e cinzento são de quartzo monocristalino (qz).



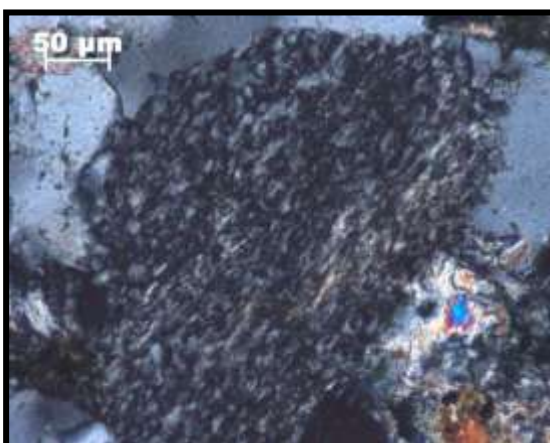
**Fotografias 4 e 5.** Imagem da esquerda (N//) exibe um fragmento lítico (fl). Imagem da direita (NX) é a mesma mostrando a recristalização da matriz em torno do fragmento e quartzo microcristalino.



**Fotografia 6.** Imagem em NX mostrando cimento calcítico (ca) a preencher os espaços intergranulares entre os clastos de quartzo. Observam-se também clastos de quartzo microcristalino (qz).



**Fotografias 7 e 8.** Imagem da esquerda (N//): clorite vermicular (cl) associada ao quartzo (qz). A imagem da direita (NX) evidencia clasto de quartzo com extinção ondulante.



**Fotografia 9.** Imagem em NX mostra um clasto de rocha metamórfica, quartzito impuro, com micas marcando a foliação com quartzo micro e criptocristalino.

**Pensilvânia – 1b**

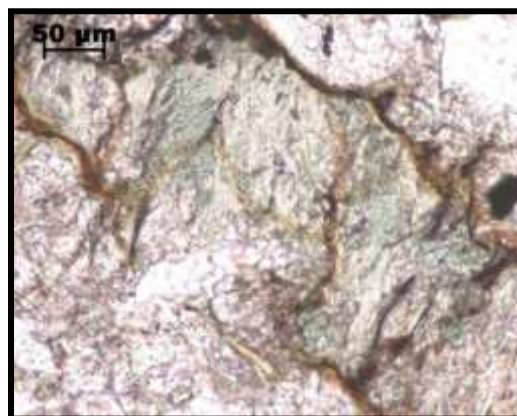
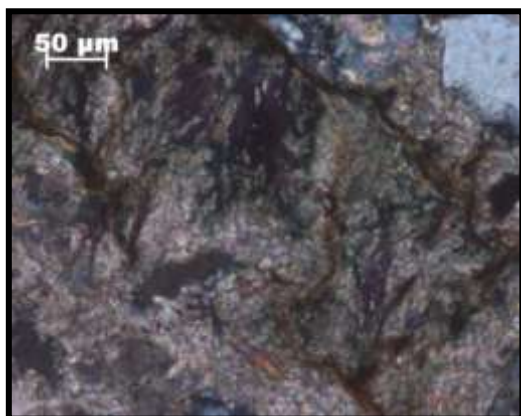
A rocha presente nesta lâmina é uma rocha sedimentar de origem detrítica e é caracterizada por uma textura clástica com recristalização da matriz marcada por intercrescimentos de clorite e moscovite microcristalina. Nesta lâmina verifica-se a existência de uma heterogeneidade granulométrica, correspondendo assim a uma rocha mal calibrada. Existem domínios de granularidade superior e com pouca matriz que possuem mais quantidade de cimento calcítico (Fotografias 10 e 11), e outras onde há domínios de granulometria mais fina e mais ricas em matriz, ou seja, com menor calibragem.

A fração clástica deste grauvaque é composta por grãos de quartzo monocristalino, uma pequena percentagem de fragmentos líticos (Fotografia 15) sendo essencialmente micáceos, algumas micas de origem detrítica e clastos de plagioclase e feldspato potássico.

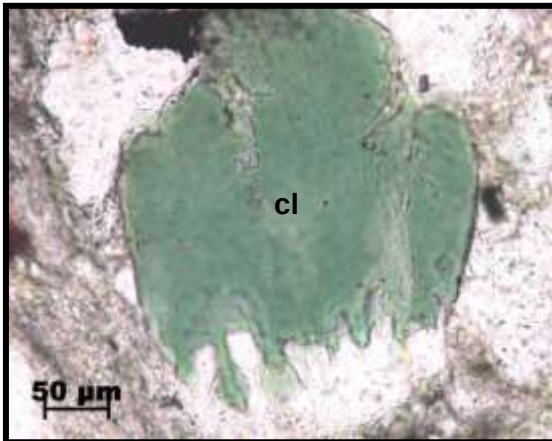
Os grãos de quartzo são por norma subangulosos e apresentam os bordos serrilhados resultado de alguma recristalização diagenética. Os clastos monocristalinos são os que exibem extinção ondulante e associados a estes existe ainda quartzo microcristalino e criptocristalino por vezes disperso na matriz. A clorite que está presente é de origem detrítica e ocorre em pequenas percentagens, surgindo em clastos de hábito lamelar e com dimensões superiores aquelas encontradas na matriz, como mostra a Fotografia 12. Os feldspatos potássicos aparecem em grãos subangulosos e as plagioclases ocorrem por norma com formas regulares e com maclas polissintéticas características como são evidentes na Fotografia 16.

Os grauvaques têm uma distribuição granulométrica bimodal, sendo a fração mais fina correspondente à matriz/cimento. A matriz é composta por moscovite microcristalina e clorite. A clorite surge associada a moscovite microcristalina ocorrendo ambas com granularidade fina. A moscovite microcristalina para além de ser uma componente da matriz onde alguma é resultante da alteração da plagioclase e ortoclase, aparecendo como inclusões. A calcite apresenta-se com formas irregulares pois instala-se nos espaços intergranulares constituindo o cimento da rocha.

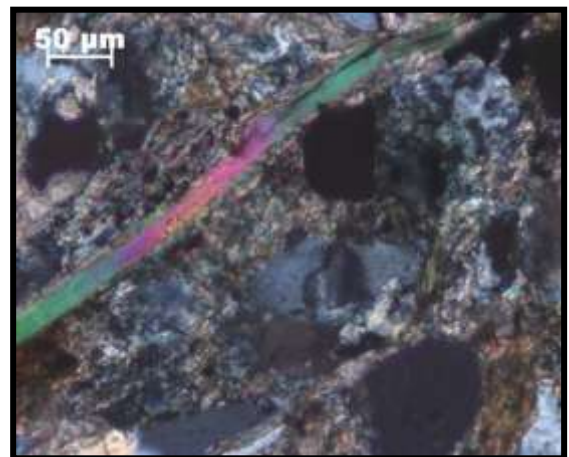
No que diz respeito às formas potencialmente reativas foram encontrados clastos de quartzo microcristalino e criptocristalino. O quartzo criptocristalino aparece por vezes disperso na matriz e clastos monocristalinos com extinção ondulante (Figura 18).



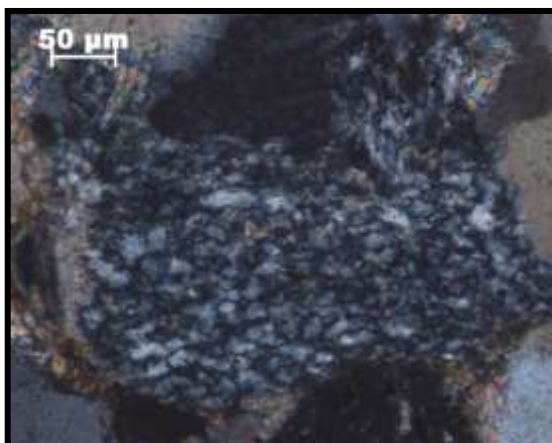
**Fotografias 10 e 11.** Imagem da esquerda em NX e imagem da direita em N//. Intercrescimentos de clorite e moscovite microcristalina (matriz). Óxidos preenchendo as fissuras e calcite associada ao quartzo.



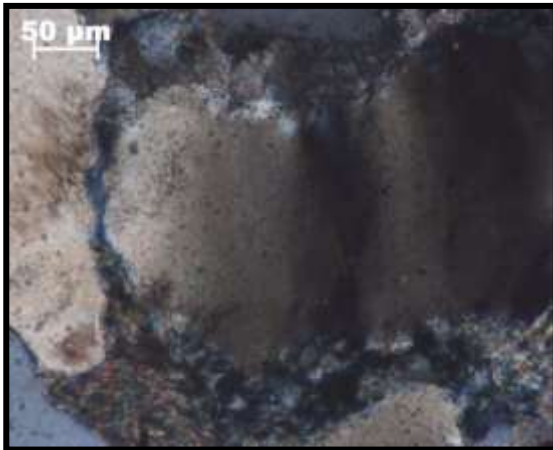
**Fotografia 12.** Cristal de clorite (cl) de origem detrítica de hábito lamelar. Imagem em N//.



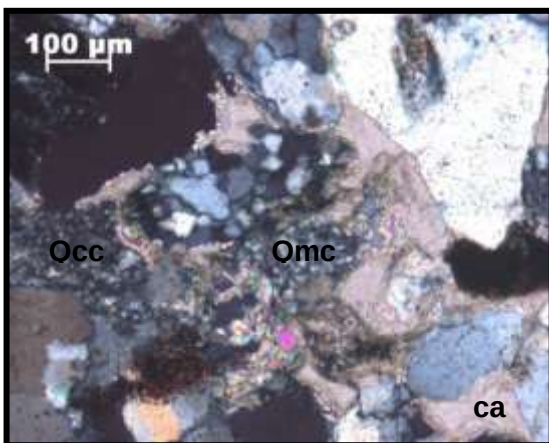
**Fotografias 13 e 14.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX: Clastos de quartzo dispersos numa matriz sericito-clorítica. Existência de alguns fragmentos de rochas.



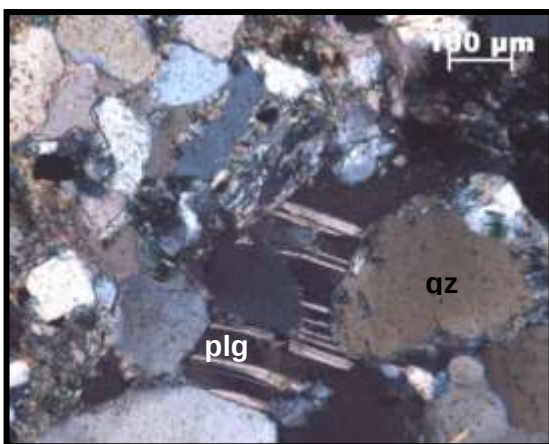
**Fotografia 15.** Fragmento lítico de rocha metamórfica com quartzo microcristalino. Imagem em NX.



**Fotografia 16.** Grão de quartzo monocristalino evidenciando extinção ondulante. Imagem em NX.



**Fotografia 17.** Imagem em NX. Calcite (ca) associada ao quartzo e a ocupar os espaços intersticiais. Quartzo micro (Qmc) e criptocristalino (Qcc).



**Fotografia 18.** Imagem em NX. Clasto de plagioclase (plg) com macla polissintética e alguns clastos de quartzo (qz).

**Massachussets – 6a**

O grauvaque é uma rocha sedimentar com textura clástica preservada, com uma baixa percentagem de matriz podendo ser classificado como um arenito lítico (Fotografia 19).

A fração clástica desta rocha é composta por grãos de quartzo, clastos de feldspato e plagioclase, mas os fragmentos que estão em maior percentagem são os fragmentos líticos, que são essencialmente de origem metamórfica. Estes fragmentos são de diferentes dimensões e de elevada diversidade composicional, podendo ser quartzitos, filitos, entre outros, tornando-a assim uma rocha imatura e muito mal calibrada.

A mineralogia presente na fração clástica, para além dos fragmentos líticos que são aqueles de maiores dimensões e mais abundantes, resume-se a grãos de quartzo monocristalino e policristalino (Fotografia 20), clastos de feldspato e plagioclase e algumas micas de origem detrítica.

Os grãos de quartzo têm formas essencialmente angulares a sub-arredondadas, sendo os clastos monocristalinos mais abundantes e arredondados que os policristalinos, e alguns destes apresentam extinção ondulante. É evidente em alguns grãos crescimentos de sílica microcristalina (Fotografia 21), encontra-se dissolvida e precipita, sob a forma de quartzo, à volta dos grãos (também de quartzo). Este quartzo cristaliza em continuidade cristalográfica com o quartzo do clasto e, por isso, ao microscópio apresenta a mesma extinção.

A plagioclase e a ortoclase surgem em clastos com formas regulares e com macla polissintética e de Carlsbad (Fotografia 21), respetivamente, estas surgem por vezes muito alteradas (sericitização), é visível quer nos bordos, quer no interior das mesmas (Fotografia 21).

Os grãos de feldspatos potássicos ocorrem em formas regulares e contêm por vezes exsoluções de plagioclase.

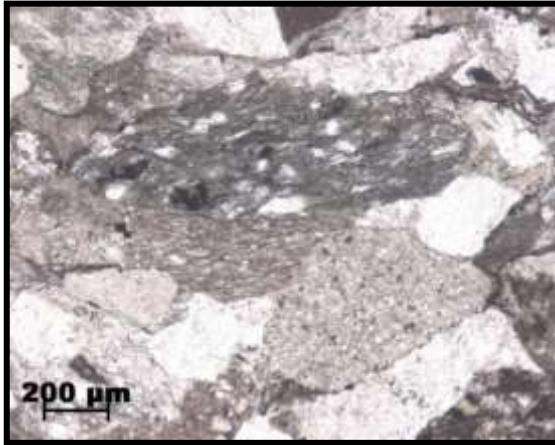
Existem ainda alguns minerais acessórios tais como o zircão que ocorre com forma euédricas e com relevo muito alto incluído numa plagioclase.

Trata-se de uma matriz de recristalização diagenética por argilização dos feldspatos e posterior recristalização em intercrescimentos de clorite e moscovite microcristalina.

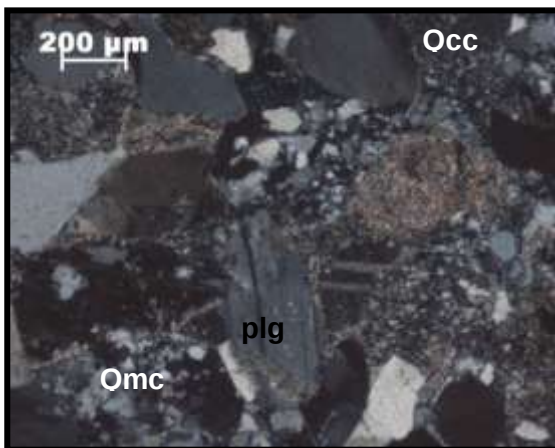
Os minerais que constituem a matriz são os seguintes: a clorite mostra-se com hábito lamelar em cristais de pequenas dimensões e com cores de polarização anómalas; a moscovite microcristalina associada à clorite, e outra por alteração da plagioclase e da ortoclase.

Nas zonas mais porosas, com predominância de clastos de quartzo, há precipitação de cimento calcítico.

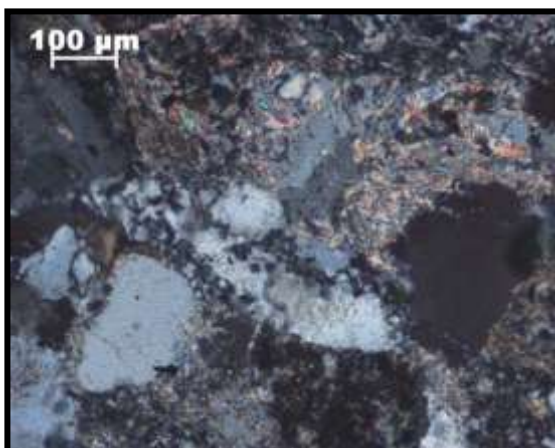
Nesta amostra as formas potencialmente reativas correspondem aos clastos de quartzo monocristalinos que exibem extinção ondulante e quartzo microcristalino e uma pequena percentagem de quartzo criptocristalino por vezes disperso na matriz.



**Fotografia 19.** Imagem em N//. Grãos de quartzo monocristalino; alguns cristais de clorite com coloração verde e fragmentos lítico (rocha xistenta).



**Fotografia 20.** Clasto de plagioclase (plg) maclada e grãos monocristalinos de quartzo. Cristais de moscovite microcristalina componente da matriz da rocha e grãos de quartzo microcristalino (Qmc) e criptocristalino (Qcc). Imagem em NX



**Fotografia 21.** Imagem em NX. Cristais de clorite e intercrescimentos de clorite com mica branca (sericite), os cristais anédricos a negro e a cinzento são de quartzo monocristalino. Sericitização das plagioclases e da ortoclase.

**Massachussets – 6b**

A amostra corresponde a um grauvaque de origem detrítica, tendo uma textura mal calibrada com recristalização da matriz que é marcada por intercrescimentos de clorite e moscovite microcristalina.

O cimento desta rocha é composto por calcite que aparece neste grauvaque com uma considerável percentagem preenchendo os espaços intergranulares (Fotografia 23).

A matriz desta rocha é de granularidade muito fina e composta por clorite e moscovite microcristalina que surgem em cristais de pequenas dimensões associadas uma à outra.

A fração clástica desta rocha é de uma elevada diversidade composicional sendo composta por grãos de quartzo monocristalino e policristalino, pequenas percentagens de micas de origem detrítica, clastos de plagioclase e de feldspato potássico de origem detrítica também e fragmentos líticos numa percentagem mais elevada que os outros componentes, podendo estes ser filitos, quartzitos e chertes mas são essencialmente micáceos (Fotografia 22).

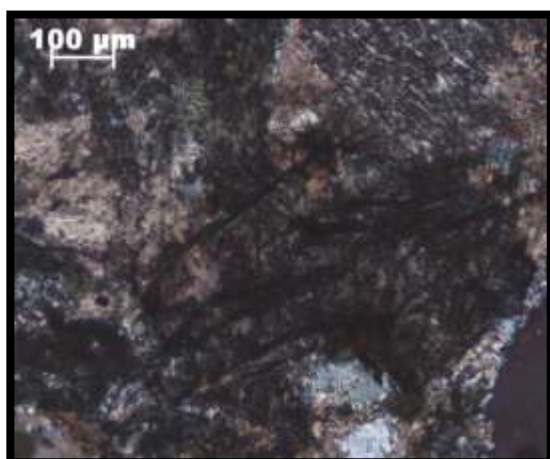
Como foi referido anteriormente a mineralogia da fração clástica corresponde a: microclina e plagioclase que ocorrem em formas irregulares e evidenciando as maclas características de cada uma, em xadrez e polissintéticas respetivamente.

As plagioclases ocorrem inúmeras vezes alteradas com sericitização e a microclina por caulinização. A moscovite microcristalina para além de ser um componente da matriz também surge associada às plagioclases, ocorrendo nos seus bordos devido à alteração por sericitização (Fotografia 23).

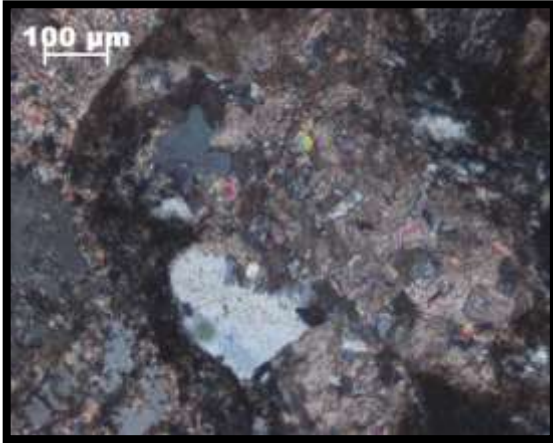
A moscovite ocorre em menores percentagens sob formas lamelares e em cristais de pequenas dimensões de origem detrítica.

O quartzo surge em grãos monocristalinos subangulosos maioritariamente, apresentando alguns deles extinção ondulante.

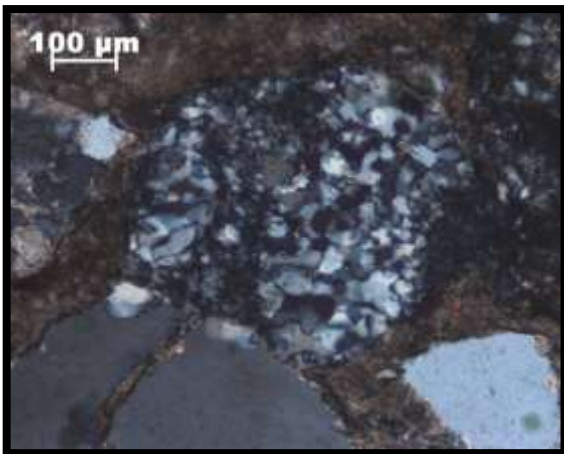
Nesta amostra de grauvaque as formas de sílica potencialmente reativas são representadas por: clastos de quartzo monocristalino com extinção ondulante, quartzo microcristalino e criptocristalino (Fotografia 24).



**Fotografia 22.** Imagem em NX. Fragmento de rocha metamórfica.



**Fotografia 23.** Imagem em NX: cimento calcítico a preencher espaços intergranulares. Plagioclase sericitizada visível no canto inferior esquerdo.



**Fotografia 24.** Imagem em NX: grão policristalino de quartzo microcristalino e quartzo monocristalino envolto em cimento calcítico.

**Conrad – 7a e 7b**

As amostras 7a e 7b são muito idênticas em termos de características microscópicas daí a sua descrição conjunta.

Estas duas amostras dizem respeito a grauvaques que evidenciam uma textura clástica, com grande variedade de granulometrias presentes, sendo assim muito mal calibrados. Os grãos presentes apresentam na sua maioria formas angulosas a subangulosas.

Os principais componentes da matriz são a clorite e a moscovite microcristalina que surgem associadas, ambas em cristais de pequenas dimensões e hábito lamelar. A matriz deste grauvaque sofreu recristalização, sendo esta marcada pelos intercrescimentos de clorite e moscovite microcristalina. Um outro componente que por vezes aparece disperso na matriz é a sílica microcristalina e criptocristalina.

A fração de maior granulometria de natureza clástica é composta por grãos de quartzo monocrystalino e policristalino, fragmentos líticos, micas (moscovite, clorite e biotite), plagioclases e feldspatos potássicos de origem detrítica.

A clorite, de hábito lamelar, ocorre associada à biotite com dimensões muito variadas. Nos planos de clivagem existem alguns minerais opacos devido à alteração da biotite para clorite (cloritização) que liberta óxidos de ferro, que em microscopia de transmissão aparecem opacos (Fotografias 25 e 26).

A biotite surge também com formas lamelares e em cristais de grandes dimensões por vezes, mas ocorre também em agregados lamelares. A moscovite de origem detrítica ocorre como um agregado de cristais subédricos, sob formas lamelares e em menores percentagens do que as restantes micas.

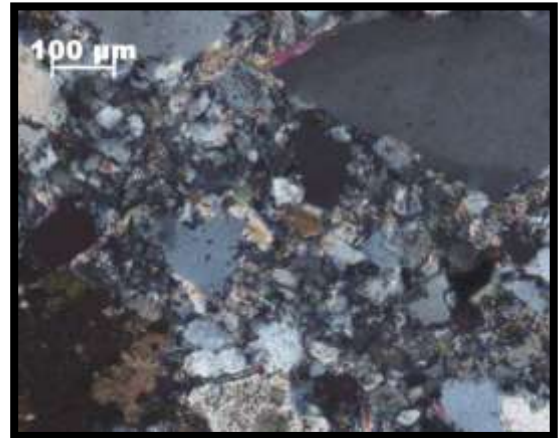
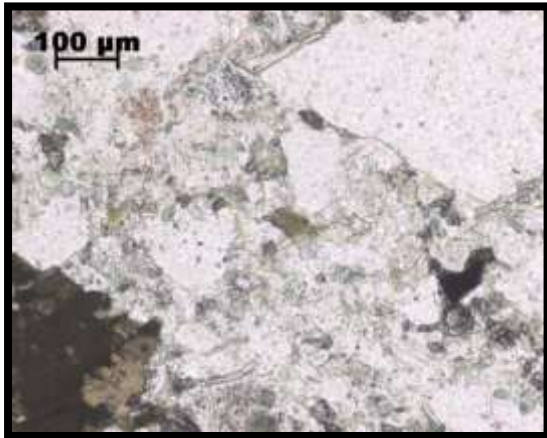
O quartzo surge em grãos subangulosos de dimensões variadas, apresentando os clastos monocrystalinos extinção ondulante (Fotografias 25 e 26).

As plagioclases na sua maioria têm formas subangulosas e apresentam macla polissintética, ocorrem por vezes alteradas, com sericitização, que é mais frequente neste caso no núcleo dos grãos (Fotografia 27).

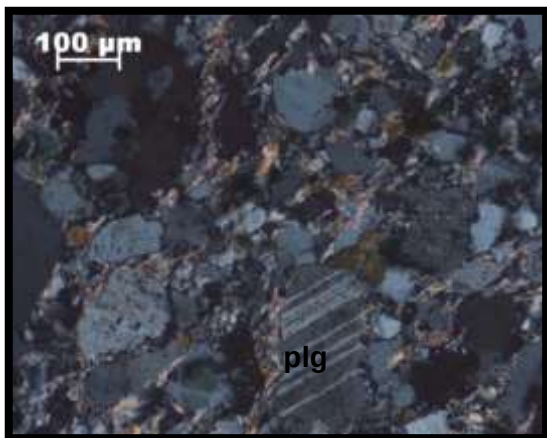
A moscovite microcristalina é um componente da matriz da rocha, como foi referido anteriormente e alguma por alteração das plagioclases.

Existem ainda alguns minerais acessórios de origem detrítica tais como: esfena com formas euédricas e hábito losângico característico (Fotografia 28); epidoto em agregados granulares e por vezes com cores de polarização anómalas.

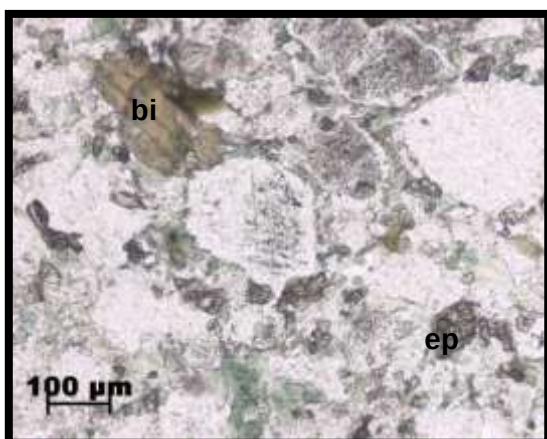
As formas de sílica potencialmente reativas presentes nestas mostras são: o quartzo que surge em clastos monocrystalinos com extinção ondulante, bem como formas de sílica microcristalina e criptocristalina.



**Fotografias 25 e 26.** Clastos de quartzo monocristalino de grandes dimensões, biotite com minerais opacos, clorite e plagioclases alteradas (sericitização). Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX.



**Fotografia 27.** Matriz composta por clorite e moscovite microcristalina. Clastos de quartzo e de plagioclases (plg) com maclas polissintéticas evidentes. Imagem em NX.



**Fotografia 28.** Cristal de grandes dimensões de biotite (bi), esfena com formas losânicas, e epídoto em agregados granulares. Imagem em N//.

**Reino Unido – UK1**

O agregado do betão desta amostra é essencialmente composto por partículas de grauvaque, podendo conter outras litologias em menor percentagem tais como: arenitos líticos, siltitos, argilitos e basaltos.

Os agregados de grauvaque apresentam textura clástica heterogranular, sendo a fração detrítica mal calibrada e com grãos angulosos a subangulosos (Fotografia 29).

A matriz desta rocha em microscopia ótica aparece opaca e é quase impossível de distinguir os seus componentes, pois é de grão muito fino. Estas características devem-se ao facto da presença de minerais de argila e matéria orgânica que são os componentes principais da matriz.

A presença de outros componentes da matriz é evidente, mas em menores percentagens, tais como sílica criptocristalina que se encontra dispersa na matriz, que por vezes é difícil identificar.

A calcite ocorre como cimento, e tem formas irregulares pois preenche os espaços intergranulares, aparece normalmente maclada (Fotografia 30)

A mineralogia da fração detrítica é a seguinte: clastos de quartzo monocristalinos e policristalinos, ortoclase, micas e fragmentos líticos.

Os grãos de quartzo têm por norma formas irregulares e angulosas. Ocorrem predominantemente clastos monocristalinos apresentando com frequência extinção ondulante (Fotografia 31). Por vezes os bordos dos clastos de quartzo surgem serrilhados como consequência da recristalização diagenética.

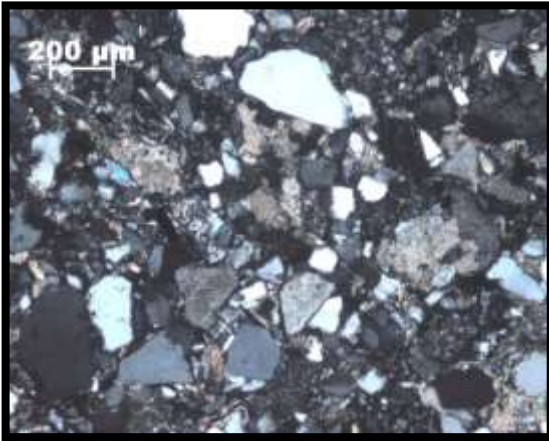
Os feldspatos presentes são na sua maioria plagioclase e ortoclase, aparecendo microclina em percentagem muito pequena, mas facilmente identificável devido à sua macla em xadrez.

A ortoclase surge com formas subédricas exibindo macla de Carlsbad característica e plagioclases com maclas polissintéticas que ocorrem muitas das vezes alteradas (sericitização) quer nos bordos quer no interior das mesmas.

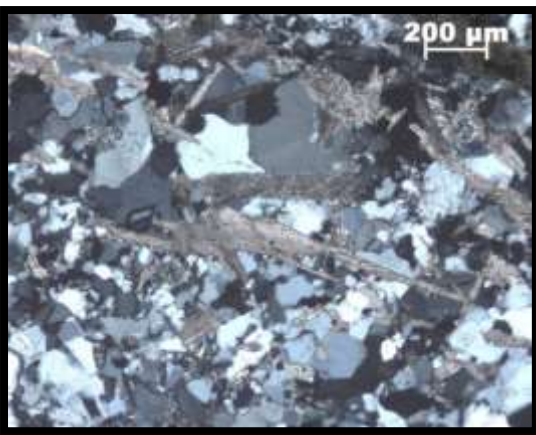
Existem alguns minerais de origem detrítica, tais como a moscovite e a clorite com hábito lamelar e de pequenas dimensões dispersas na fração clástica.

Há também a presença de fragmentos líticos mas em pequenas quantidades, com grande variedade dimensional, podendo estes serem fragmentos de rocha metamórfica ou sedimentar.

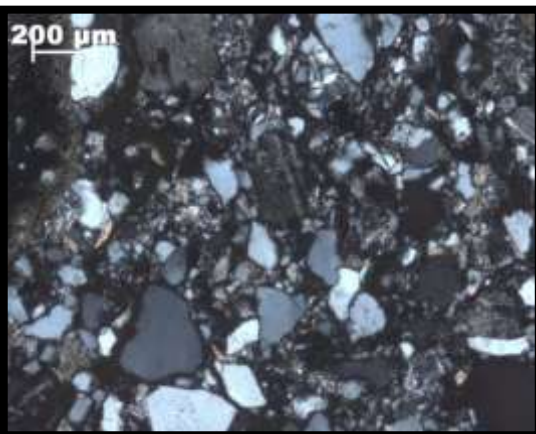
Os componentes potencialmente reativos nesta amostra são: formas reativas de quartzo microcristalino e criptocristalino e clastos de quartzo que evidenciem extinção ondulante.



**Fotografia 29.** Aspeto geral das partículas de grauvaque, grãos de quartzo com formas irregulares e angulosas, ortoclase e calcite constituindo o cimento. Imagem em NX.



**Fotografia 30.** Forma anédrica dos cristais de calcite, preenchendo os espaços intergranulares. Grãos de quartzo de diversas dimensões. Imagem em NX.



**Fotografia 31.** Grãos de quartzo monocristalino com forma irregular e angulosa, clastos de plagioclase com macla polissintética, fragmentos de rocha. Imagem em NX.

### 2.1.2. Argilito

Os argilitos são as rochas sedimentares mais abundantes, correspondendo a cerca de 50% do registo sedimentar. São rochas de natureza detrítica e consolidada de grão muito fino, resultante da consolidação de argilas resultante da meteorização química de vários silicatos.

Têm por norma uma composição alumino-siliciosa e contêm mais do que 50% de material com uma granulometria inferior a 63 µm, ou seja, na fração silte e/ou argila. Estas rochas ocorrem interestratificadas com arenitos e calcários e estão associadas a qualquer ambiente sedimentar.

Apresentam uma composição mineralógica diversa; são muito frequentes os minerais de argila podendo, ainda, ocorrer algum quartzo e feldspato.

#### África do Sul – SAW C1

Os agregados desta amostra de betão são maioritariamente constituídos por argilito e grauvaque, sendo estas duas rochas sedimentares de natureza detrítica.

Os agregados de argilito são constituídos por partículas de quartzo monocristalino e feldspato. Estas partículas têm formas arredondadas na sua maioria e encontram-se dispersas numa matriz de grão muito fino.

A matriz é essencialmente composta por alguns minerais de argila, quartzo e micas de granulometria muito fina. Em alguns locais é evidente alguma fissilidade, talvez marcada por finas camadas de matéria orgânica (Fotografias 32 e 33).

O argilito tem inúmeros minerais opacos dispersos na matriz e contacta com uma litologia constituída por grauvaque. Este grauvaque tem uma textura clástica com grãos irregulares e é moderadamente calibrado.

A matriz é muito fina e composta por clorite, moscovite microcristalina e quartzo microcristalino e criptocristalino.

A fração clástica do grauvaque é composta por grãos de quartzo monocristalino, micas, plagioclases e feldspatos potássicos de origem detrítica (Fotografias 34 e 35).

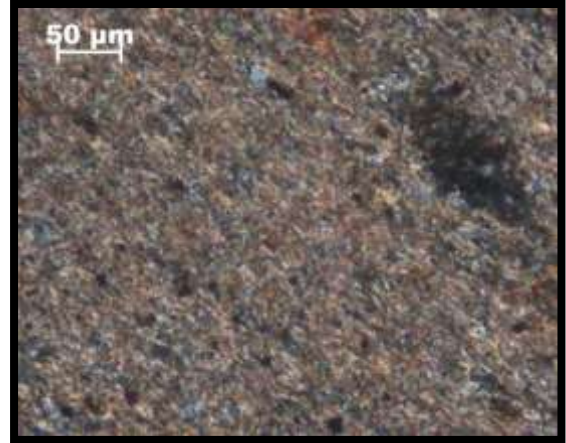
Os clastos de quartzo são essencialmente monocristalinos, com formas subangulosas a subroladas que apresentam por vezes extinção ondulante.

As plagioclases ocorrem com maclas polissintéticas e muitas das vezes alteradas (sericitização) quer nos bordos quer no interior das mesmas. O feldspato potássico mais abundante é a ortoclase que aparece com formas irregulares.

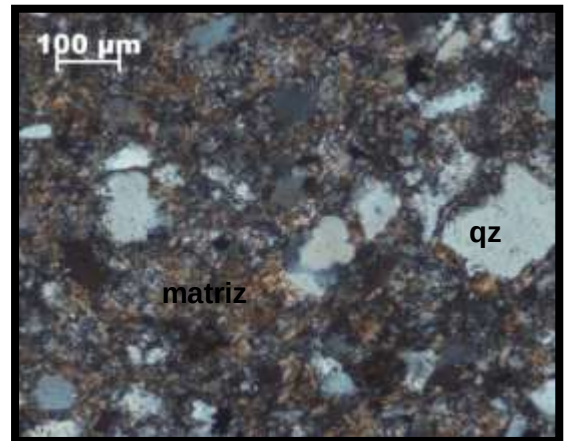
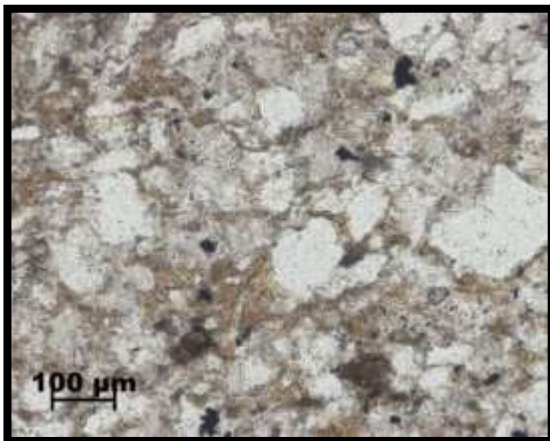
A clorite de hábito lamelar ocorre associada à biotite com dimensões muito variadas. Nos planos de clivagem existem alguns minerais opacos devido à alteração da biotite para clorite (cloritização) que liberta óxidos de ferro, que em microscopia de transmissão aparecem opacos.

A moscovite de origem detrítica surge em menores percentagens, com aspeto límpido e cores de polarização altas.

Assim sendo as características de reatividade presentes são: clastos de quartzo com extinção ondulante e sílica microcristalina e criptocristalina dispersa na matriz tanto no grauvaque como no argilito.



**Fotografias 32 e 33.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX, ambas mostrando um argilito com minerais opacos.



**Fotografias 34 e 35.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Grauvaque moderadamente calibrado, onde predominam os clastos de quartzo monocrystalinos. A matriz é muito fina e composta por clorite, sericite e quartzo micro e criptocristalino.

## África do Sul – SAW C2

Os agregados presentes nesta amostra de betão são essencialmente compostos por argilito e grauvaque.

Os argilitos são caracterizados por terem maior percentagem de matriz que o grauvaque. A matriz do argilito é de grão muito fino e composta por quartzo e micas de granulometria fina, com camadas de minerais de argila dispersos.

A fração clástica é composta por quartzo monocristalino com formas arredondadas, e existem alguns minerais opacos dispersos. Em alguns locais é evidente alguma orientação da matriz marcada por finas camadas de matéria orgânica, que dá uma tonalidade escura à rocha.

Os domínios mais grosseiros são constituídos por partículas de grauvaque de textura clástica e moderadamente calibrado, com uma matriz de grão muito fino composta por moscovite microcristalina, clorite e ainda por alguns minerais de argila.

A matriz está parcialmente cristalizada e em alguns locais é evidente uma orientação marcada pelas micas (Fotografias 36 e 37).

A fração clástica é composta por quartzo monocristalino, micas, plagioclases sericitizadas e feldspatos potássicos de origem detrítica.

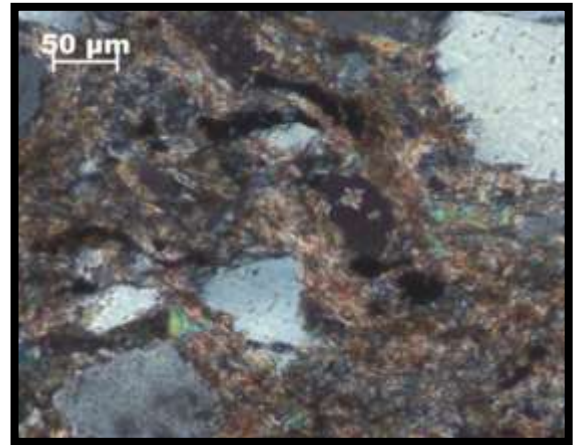
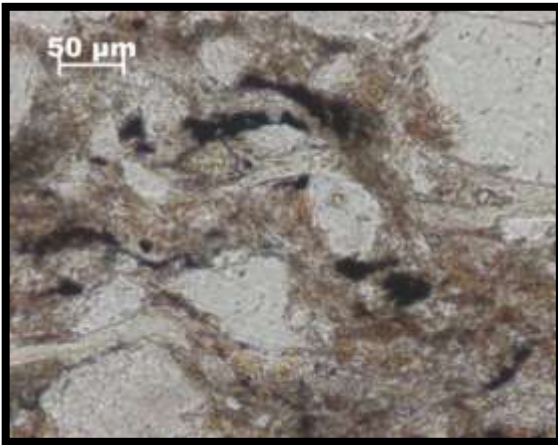
Os clastos de quartzo são essencialmente monocristalinos e com formas subangulosas a arredondadas, apresentando alguns dos clastos extinção ondulante. Alguns dos clastos de quartzo estão deformados por recristalização diagenética, simultânea da recristalização da matriz, evidenciando assim os bordos dos clastos serrilhados.

Por vezes ocorrem, em pequenas percentagens, fragmentos líticos que podem ser de rocha metamórfica ou sedimentar, com grande variedade granulométrica.

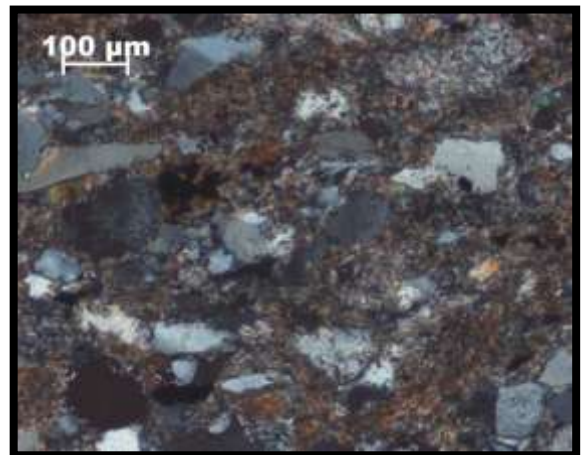
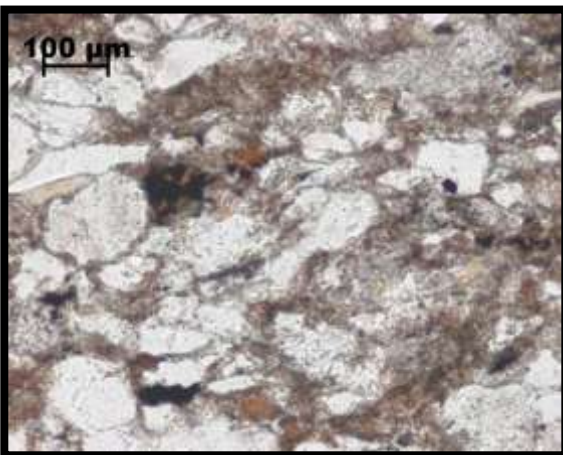
A clorite com cor verde, pleocroísmo evidente e de hábito lamelar ocorre associada à biotite com dimensões muito variadas. Nos planos de clivagem existem alguns minerais opacos devido à alteração da biotite para clorite (cloritização) que liberta óxidos de ferro, que em microscopia de transmissão aparecem opacos.

As plagioclases ocorrem com maclas polissintéticas e das muitas das vezes alteradas (sericitização) quer nos bordos quer no interior das mesmas. O feldspato potássico mais abundante é a ortoclase que aparece com formas irregulares.

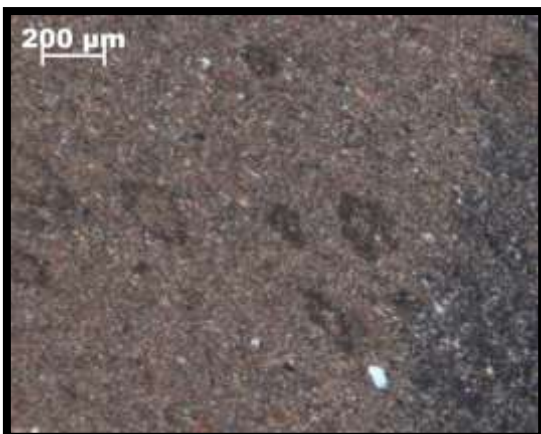
Os componentes potencialmente reativos são: clastos de quartzo com extinção ondulante e a sílica micro e criptocristalina dispersa na matriz quer do argilito, quer do grauvaque.



**Fotografias 36 e 37.** Imagem da esquerda em N// mostrando os clastos de quartzo monocristalino. Imagem da direita em NX evidenciando a recristalização da matriz. Bordos serrilhados dos clastos de quartzo.



**Fotografias 38 e 39.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Fragmento de rocha metamórfica formada por quartzo com subgranulação.



**Fotografias 40.** Imagem em NX. Argilito com alguns clastos de quartzo e minerais opacos. Observam-se nódulos em que existe maior concentração de clorite.

### 2.1.3. Calcário

O **calcário** é uma rocha sedimentar carbonatada, constituída essencialmente por carbonato de cálcio (calcite), em quantidade superior a 50%, podendo conter também carbonato de magnésio (dolomite) e outros minerais incorporados (sílica, argilas, feldspato e pirite, entre outros). Normalmente, um calcário apresenta cerca de 95% de calcite e menos de 5% de dolomite. Normalmente pode ter textura detrítica ou clástica ou, textura cristalina. É uma rocha de ambiente marinho formada quer por processos de origem orgânica (edifícios recifais bioconstruídos e acumulação de restos de carapaças e esqueletos) ou inorgânica, resultando da acumulação de fragmentos (oólitos) ou ainda, resultar de precipitação química.

A sua classificação normalmente é feita tendo em conta os componentes ortoquímicos, matriz/cimento, e os componentes aloquímicos, que são componentes estruturados de precipitação química (bioclastos; intraclastos).

#### **Spratt - 10a, 10b, 10c**

A lâmina corresponde a uma rocha sedimentar de natureza carbonatada tratando-se de um calcário de textura cristalina de grão fino e com componente siliciosa.

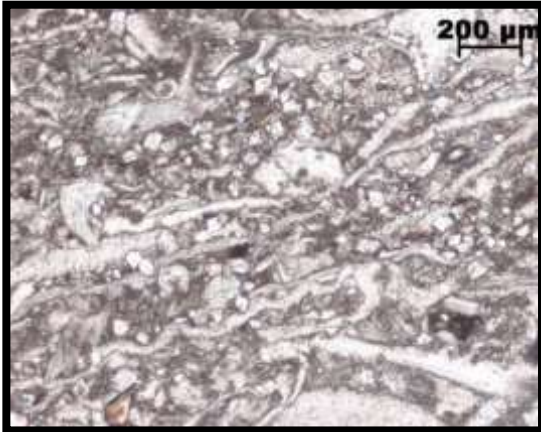
A matriz é composta por calcite microcristalina de cor acastanhada e translúcida ao microscópio óptico, designando-se por micrite. Existem inúmeros bioclastos dispersos correspondentes aos componentes aloquímicos, sendo os mais comuns os foraminíferos e restos de bivaldes com formas alongadas e encurvadas (Fotografia 41).

Este calcário é composto essencialmente por calcite ocorrendo esta na matriz e constituindo grande parte dos bioclastos (Fotografias 42 e 43) dispersos na mesma. Surge também em cristais de grandes dimensões com maclas evidentes a preencher alguns poros, designando-se assim por esparite (Fotografia 44).

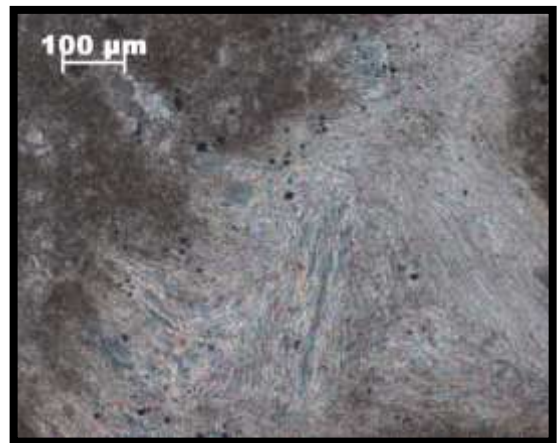
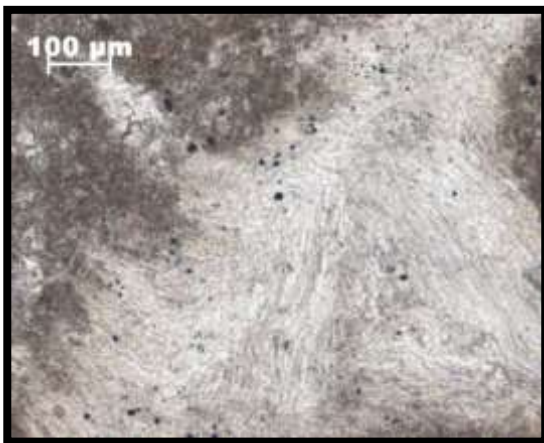
A dolomite é outro carbonato presente mas em menor percentagem que a calcite ocorrendo em cristais idiomórficos, com a sua forma de romboedros facilmente identificável (Fotografia 49).

Existem ainda outros minerais incorporados em menores percentagens, tais como: calcedónia com formas radiais e hábito fibroso; cristais de quartzo monocristalino com formas irregulares preenchendo alguns poros do calcário, evidenciando por vezes extinção ondulante; e alguns clastos de cherte formados por quartzo microcristalino e criptocristalino.

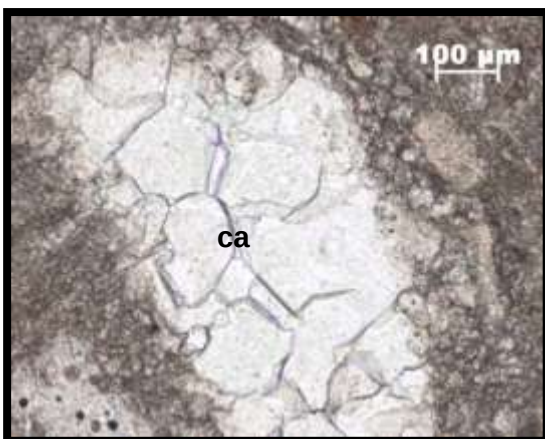
As formas de sílica potencialmente reativas presentes são a calcedónia que é uma forma amorfa de sílica que por vezes ocorre nos bioclastos substituindo a calcite; cristais de quartzo monocristalinos que evidenciam extinção ondulante; e grãos de cherte com quartzo micro e criptocristalino.



**Fotografia 41.** Bioclastos essencialmente compostos por restos de bivalves dispersos na micrite. Imagem em N//.



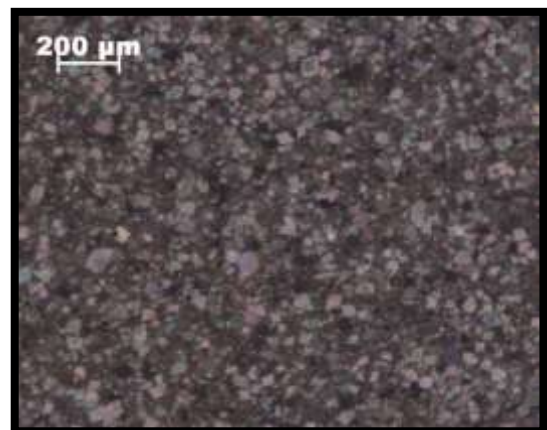
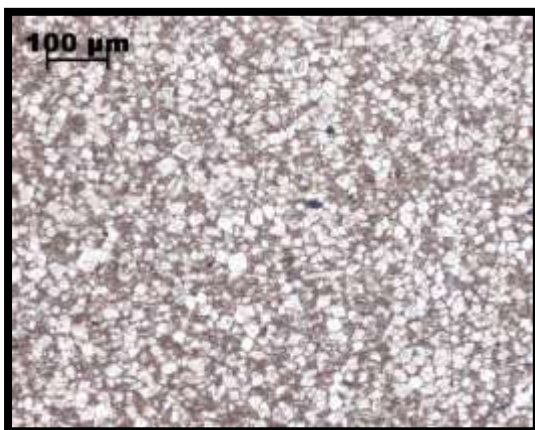
**Fotografias 42 e 43.** Imagem da esquerda em N//. Imagem da direita em NX. Calcite com forma fibrosa correspondente a um fragmento orgânico.



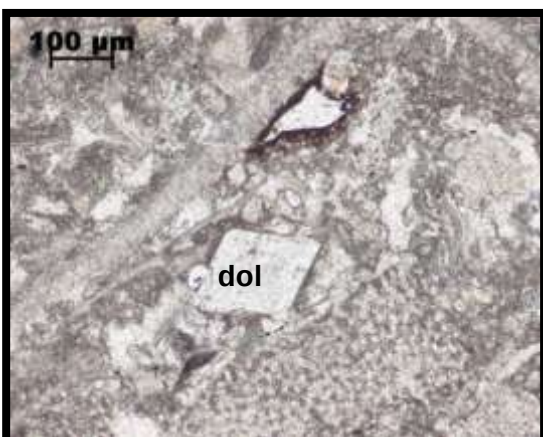
**Fotografia 44.** Imagem em N// mostra mosaico de calcite (ca) cristalina a preencher poros. Cimento esparfítico.



**Fotografias 45 e 46.** Na imagem da esquerda em N// são visíveis bioclastos calcíticos dispersos numa matriz micrítica. A imagem da direita em NX mostra o mesmo aspeto evidenciando as cores de polarização da calcite.



**Fotografias 47 e 48.** Imagem da esquerda N//: Pequenos cristais de dolomite dispersos numa matriz micrítica. Imagem da direita em NX mostra a matriz micrítica.



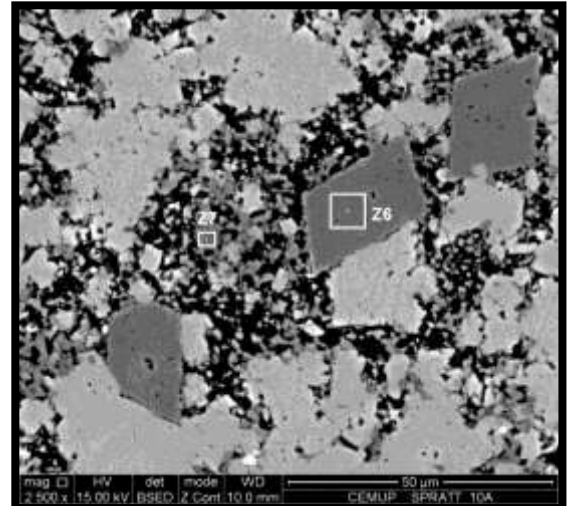
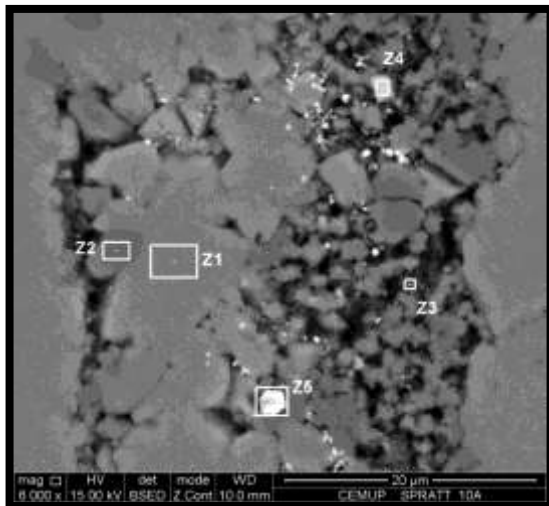
**Fotografia 49.** Ao centro um cristal idiomórfico de dolomite (dol). Imagem em N//.

O calcário SPRATT é um agregado sobre o qual há abundante literatura, dado o seu mau desempenho em obra. Trata-se de um calcário silicoso de grão fino, facto que por vezes prejudica a análise petrográfica rigorosa. Assim, para esta amostra foram observadas duas lâminas (10A e 10C) ao MEV, tendo sido seleccionados sete locais para análise em cada amostra.

Desta análise foi possível detetar a existencia de quartzo criptocristalino disperso na matriz da rocha, que é micritica, e minerais acessórios tais como: pirite, apatite, fluorite e argila.

O quartzo criptocristalino disperso na matriz deverá constituir o componente potencialmente reativo desta rocha.

As fotografias 50 e 51 e as 52, 53, 54, e 55 dizem respeito às imagens obtidas ao MEV em que estão indicados os locais de análise identificados com Z1 a Z7. Os espectros respetivos em EDS são apresentados desde a figura 29 até à 41.



**Fotografias 50 e 51.** Imagens da lâmina 10A obtidas ao MEV, com indicação dos locais analisados por EDS (electrões retrodifundidos).

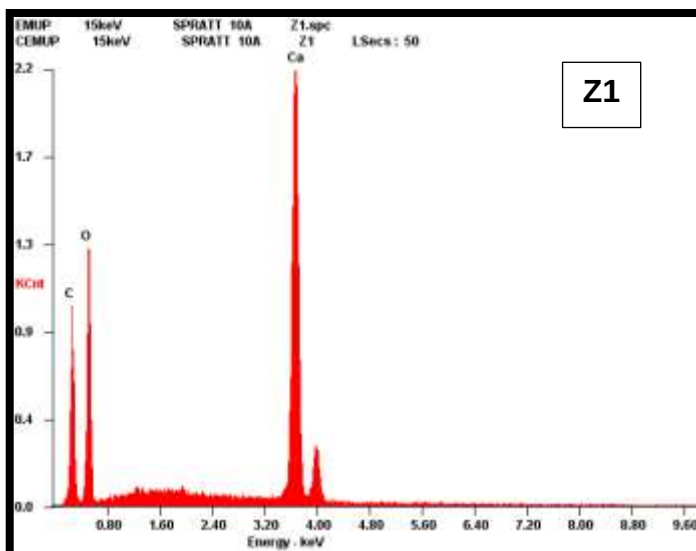


**Fig. 29** - Espectro da calcite.

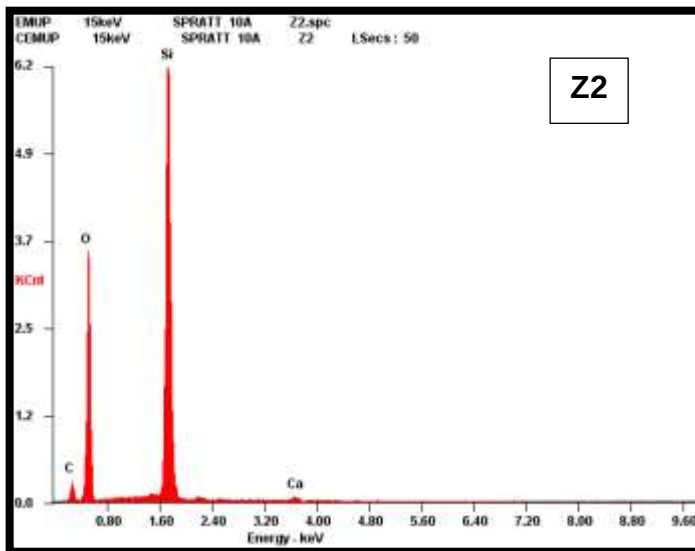


Fig. 30 - Espectro do quartzo.

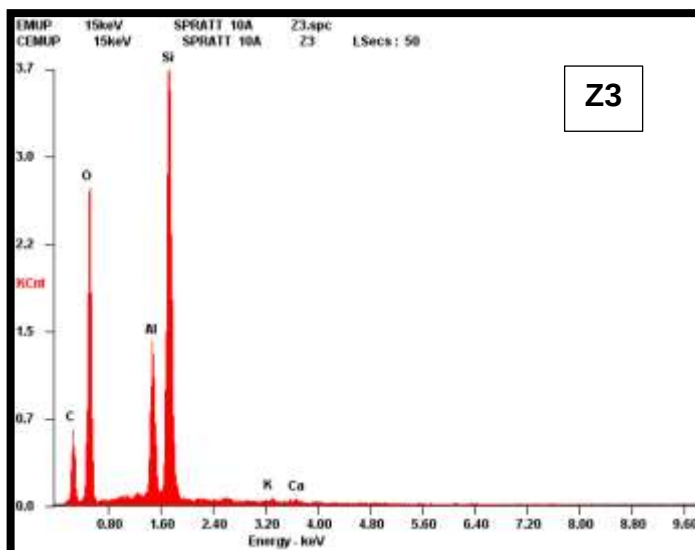


Fig. 31 - Espectro de uma argila.

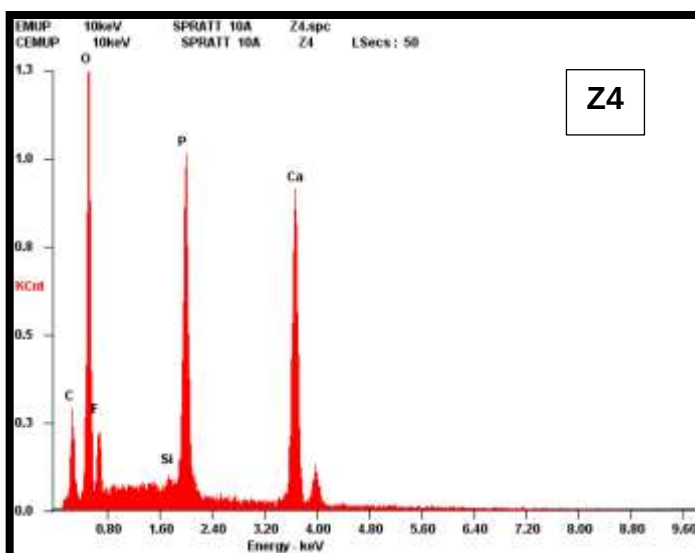


Fig. 32 - Espectro da apatite.

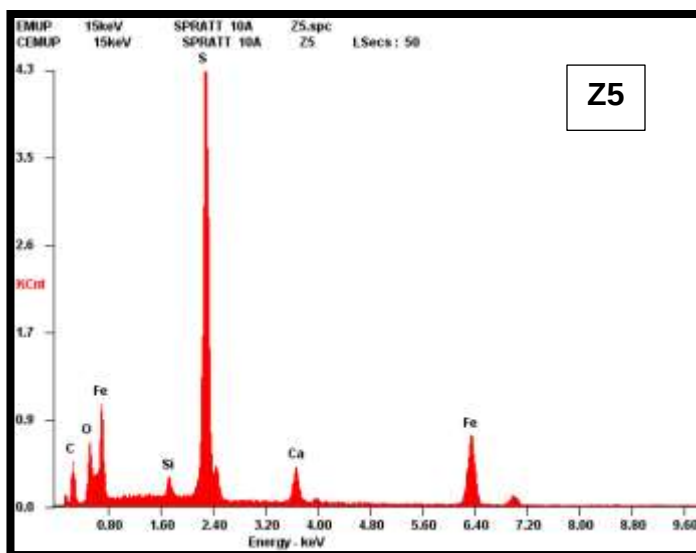


Fig. 33 - Espectro da pirite.

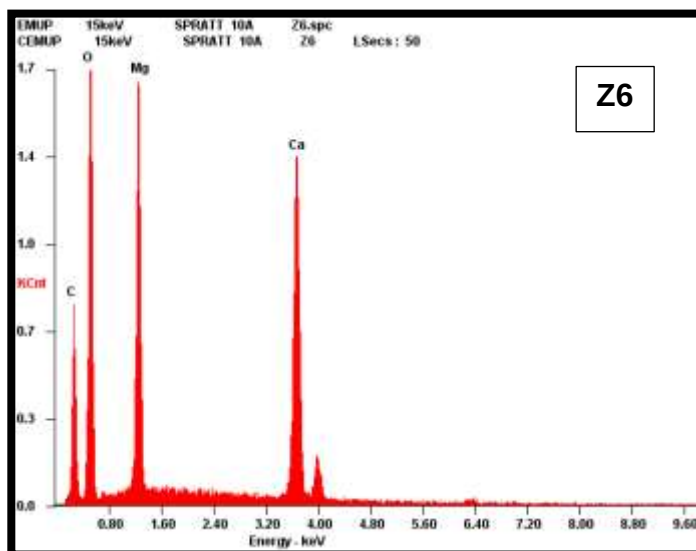


Fig. 34 - Espectro da dolomite.

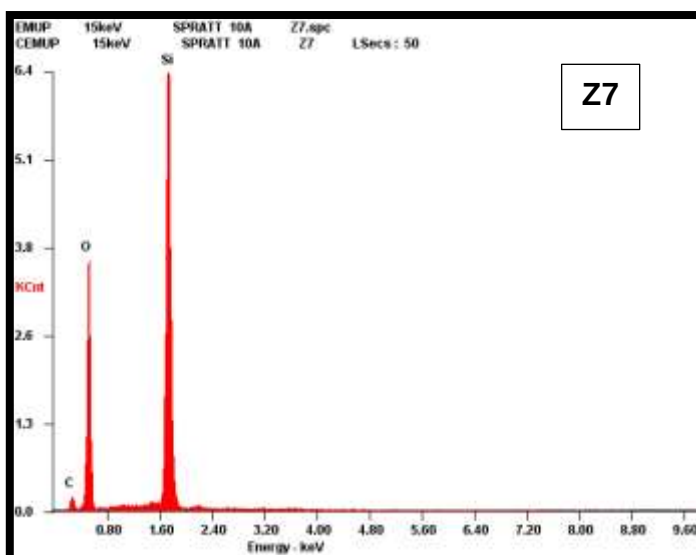
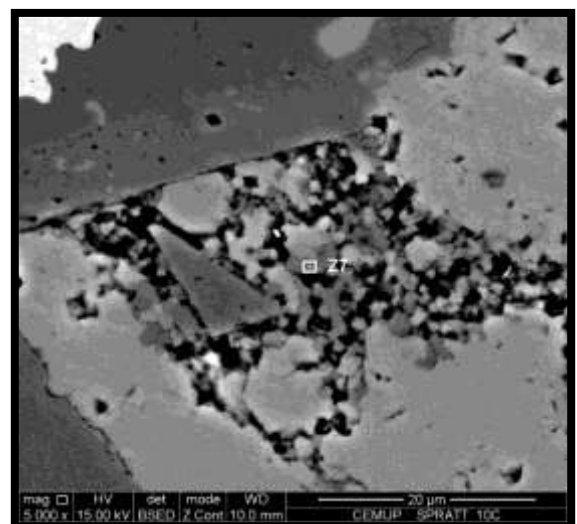
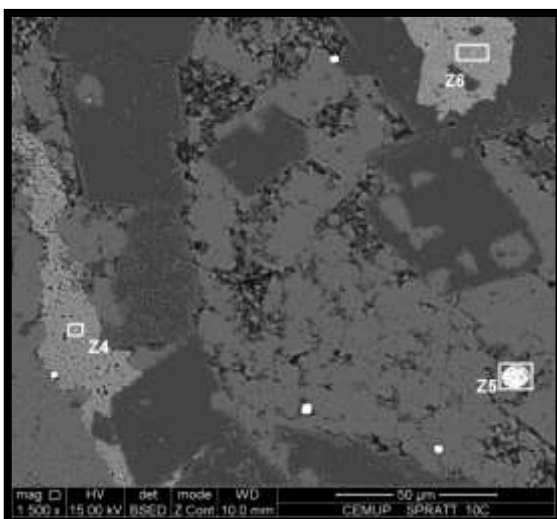
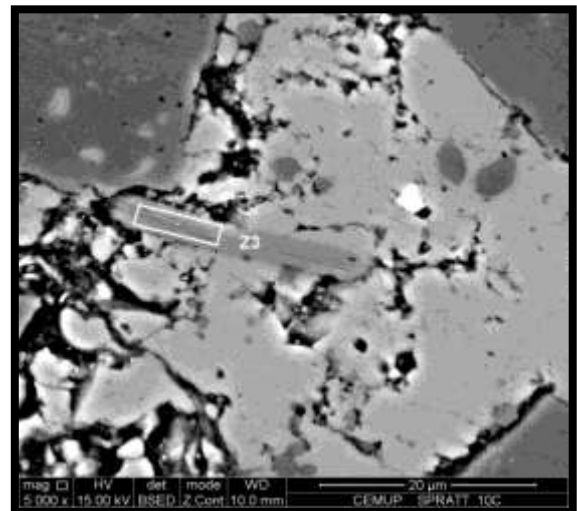
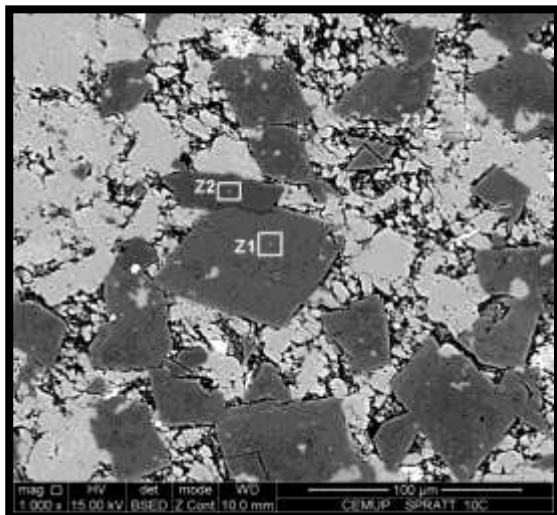


Fig. 35 - Espectro do quartzo.



Fotografias 52, 53, 54 e 55. Lâmina 10C. Imagens obtidas a partir do MEV com indicação de 7 locais analisados por EDS (electrões retrodifundidos).

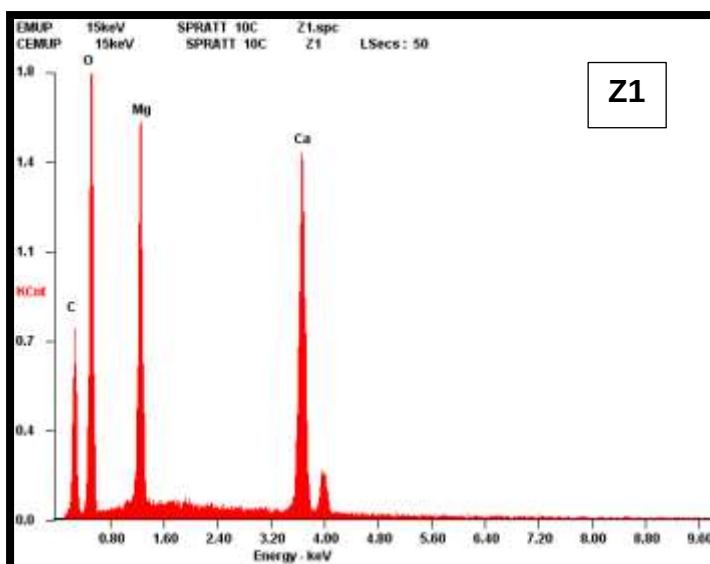


Fig. 36 - Espectro da dolomite.

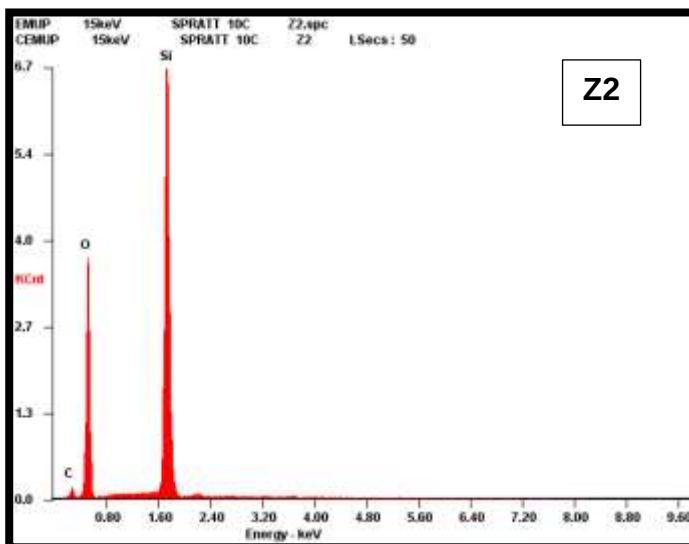


Fig. 37 - Espectro do quartzo.

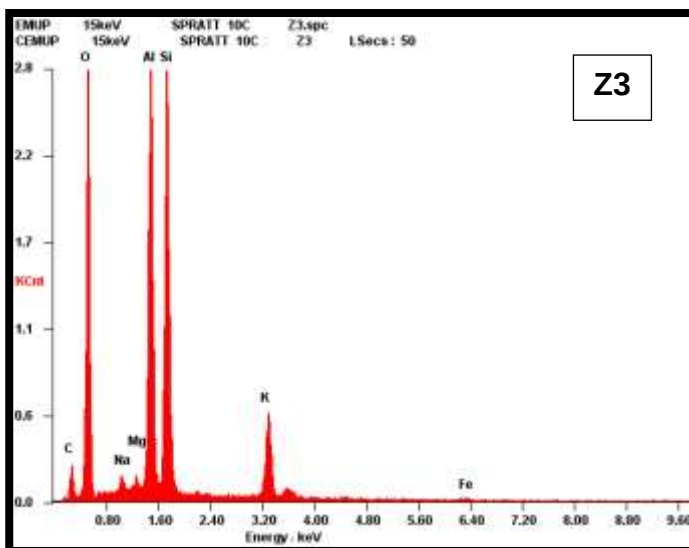


Fig. 38 - Espectro da biotite.

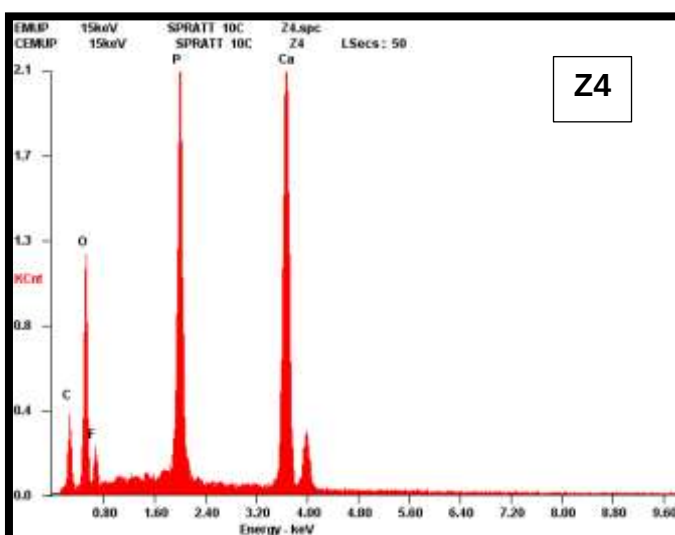


Fig. 39 - Espectro da apatite.

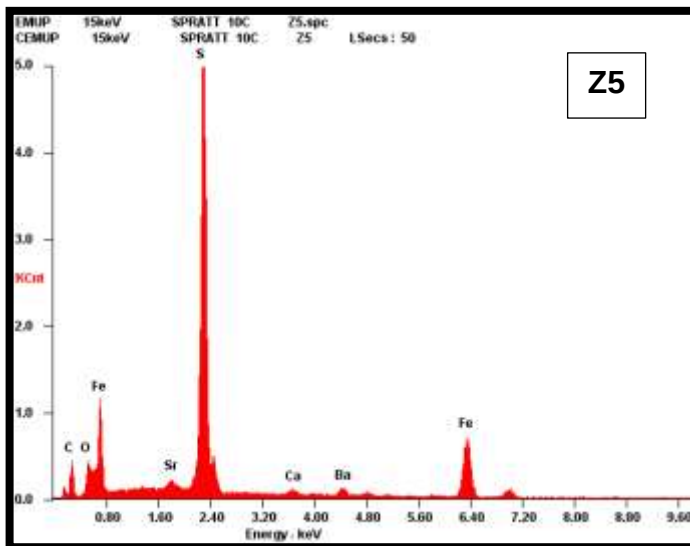


Fig. 40 - Espectro da pirite.

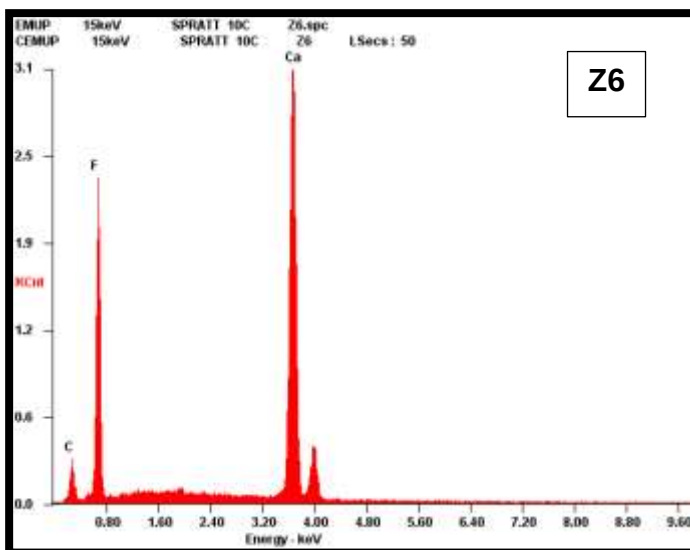


Fig. 41 - Espectro da fluorite.

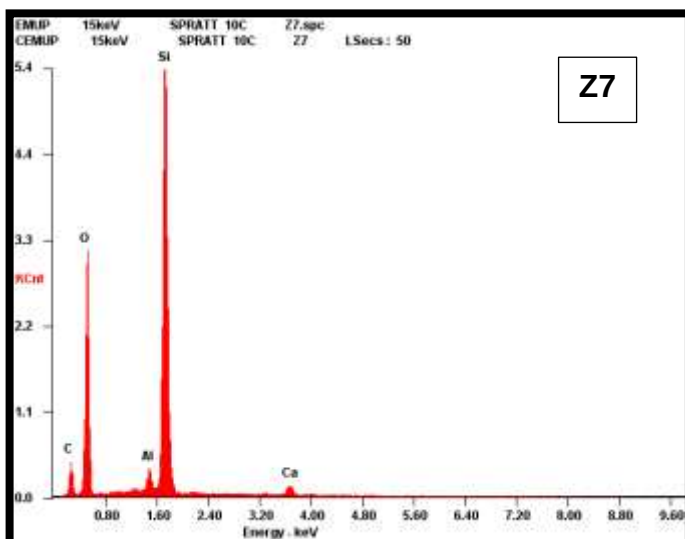


Fig. 42 - Espectro do quartzo.

**Bélgica - B1C\_B1F**

Os agregados que constituem esta amostra são essencialmente constituídos por partículas de rocha sedimentar de origem carbonatada. Existem ainda outras litologias em menores percentagens tais como: argilito e vaque com fósseis que são essencialmente foraminíferos.

Trata-se de um calcário de grão fino, com componente siliciosa e com uma textura cristalina.

A matriz deste calcário é de cor escura sendo composta por calcite microcristalina normalmente designada por micrite. Neste caso poderá designar-se por biomicrite devido à alta percentagem de bioclastos dispersos. Existem ainda minerais de argila disseminados na matriz com elevada quantidade de matéria orgânica, apresentando-se nestes locais com uma tonalidade ainda mais escura (Fotografias 56 e 57).

Quanto aos componentes aloquímicos presentes são essencialmente intraclastos e bioclastos. Os intraclastos são fragmentos de sedimento carbonatado consolidado e tem por norma formas arredondadas (Fotografias 58 e 59). É possível observar cimento esparítico no seu interior. Os principais bioclastos encontrados são foraminíferos e restos de conchas.

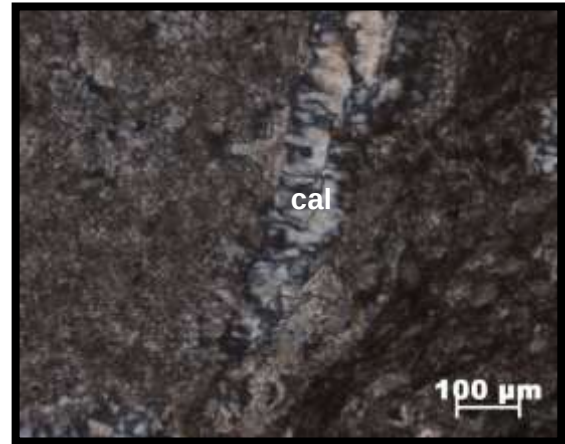
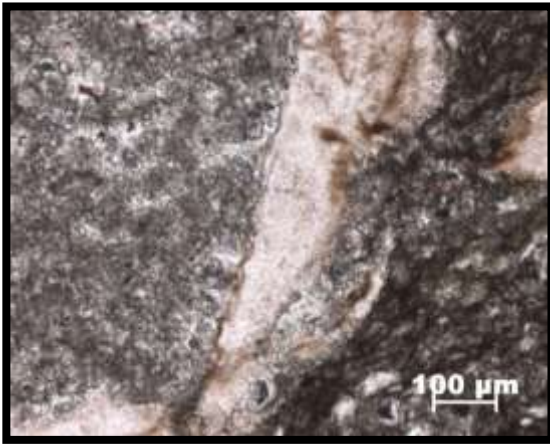
Nestes componentes aloquímicos observam-se por vezes fenómenos de substituição, onde a micrite foi substituída por calcite esparítica, facilmente distinguível da micrite microscopicamente, pois apresenta uma aspeto límpido e cristalino; e silicificação, quando a sílica substitui parcialmente a calcite nos bioclastos.

Em termos mineralógicos existe calcite, na matriz, tendo esta um aspeto translúcido; e a que se encontra a preencher poros sob a forma de cimento esparítico, evidenciando cristais de maiores dimensões com aspeto límpido e cristalino.

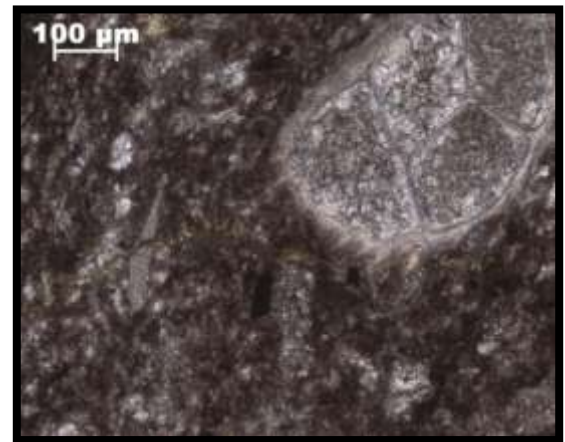
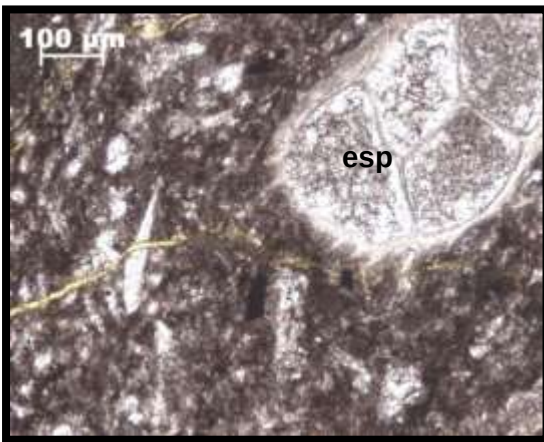
O quartzo que substitui a calcite nos bioclastos, ocorre em cristais euédricos a preencher poros existentes formando um mosaico (Fotografias 60 e 61).

Existe ainda quartzo microcristalino e criptocristalino resultante dos processos de silicificação (Fotografias 62 e 63), e calcedónia com hábito fibroso e formas radiais.

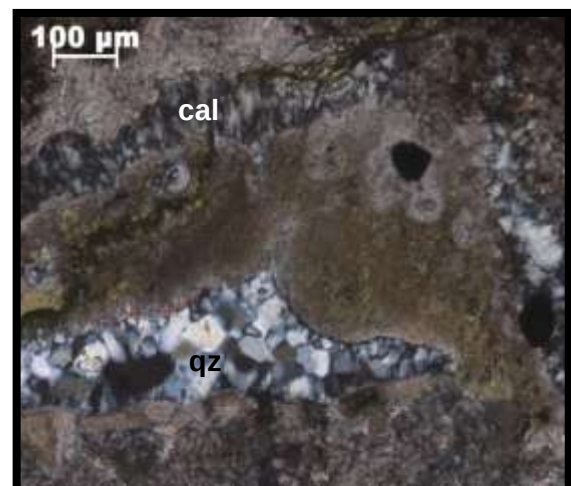
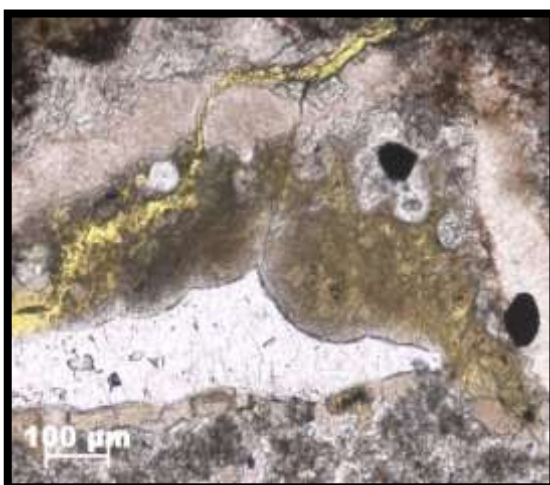
As formas de sílica consideradas potencialmente reativas são: quartzo micro e criptocristalino, a calcedónia e alguns cristais de quartzo que mostrem extinção ondulante.



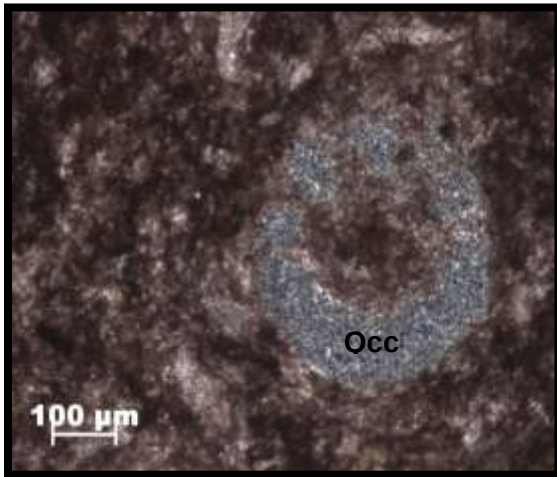
**Fotografias 56 e 57.** Imagem da esquerda em N// mostrando a micrite de tonalidade escura devido aos minerais de argila e à matéria orgânica. Imagem em NX evidenciando a existência de calcedónia (cal).



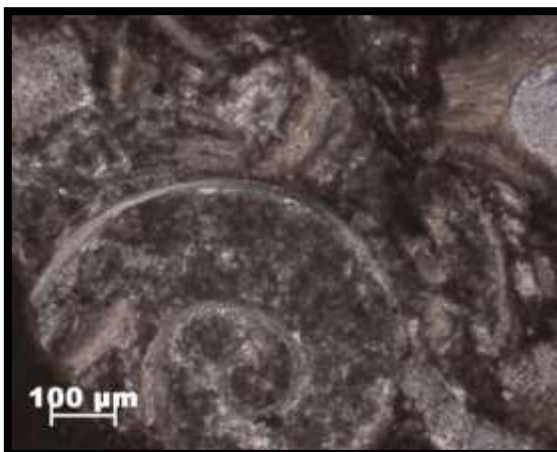
**Fotografias 58 e 59.** Imagem da esquerda N// mostrando um componente aloquímico - intraclasto – fragmento orgânico preenchido por calcite cristalina, esparite (esp). Imagem da direita em NX evidencia o mesmo aspeto.



**Fotografias 60 e 61.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX mostrando fenómenos de silicificação. Na parte superior da imagem observa-se uma orla de calcedónia (cal) e existe mosaico de cristais de quartzo (qz) de forma euédrica a preencher poros.



**Fotografias 62.** Imagem em NX. Silicificação de um bioclasto com formação de sílica criptocristalina (Qcc).



**Fotografia 63.** Restos de conchas e foraminíferos. Imagem em NX.

**Alemanha – G1C\_N3F**

O agregado principal presente nesta amostra de betão é um calcário, mas existem ainda em menores percentagens outras litologias, por exemplo flint/cherte, quartzito, arenito, grauvaque, granito e rochas máficas, às quais não se derá relevância na descrição seguinte.

O calcário presente como agregado é uma rocha sedimentar de natureza carbonatada com uma componente silicosa. Texturalmente é de natureza cristalina, de granularidade fina e moderadamente calibrado.

A matriz é micrítica, tratando-se de calcite microcristalina de cor acastanhada e aspeto translúcido que observada ao microscópio ótico surge como nas Fotografias 64 e 65.

Existem ainda finas camadas de argila com elevada quantidade de matéria orgânica dispersas na matriz da rocha, dando uma tonalidade mais escura à rocha.

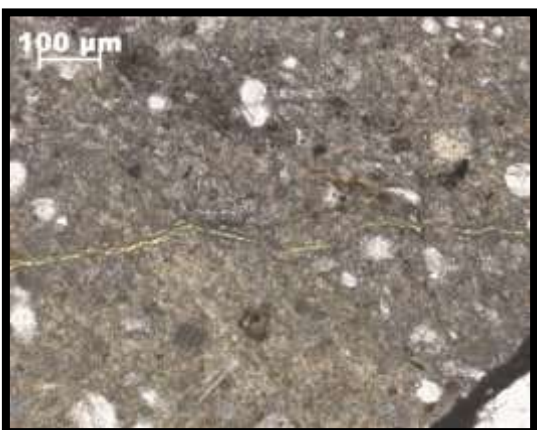
Os componentes aloquímicos presentes são maioritariamente bioclastos, que ocorrem em pequenas percentagens e preenchidos por calcite na sua generalidade (Fotografias 66 e 67).

Nesta amostra ocorre ainda cimento esparítico, ou seja, locais onde a calcite é encontrada a preencher poros sob a forma de cristais mais desenvolvidos e cristalinos, podendo alguns evidenciar maclas (Fotografias 68 e 69).

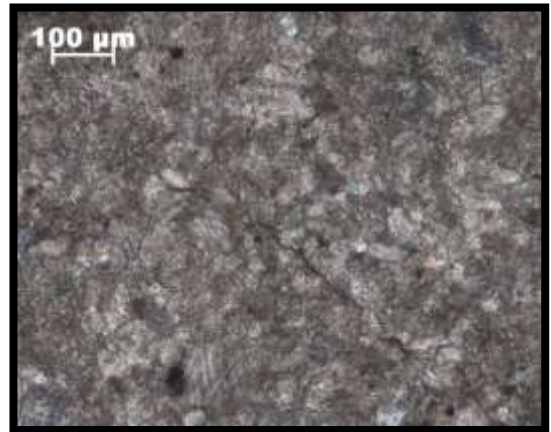
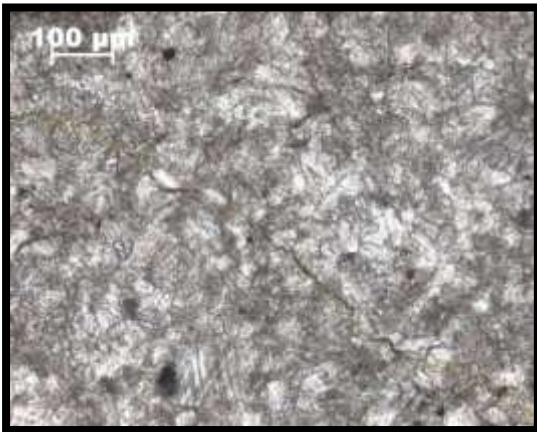
Pode existir alguma sílica criptocristalina dispersa na matriz sendo a principal característica de potencial reatividade.



**Fotografias 64 e 65.** As duas imagens mostram o aspeto da micrite. Imagem em N// à esquerda e em NX a da direita.



**Fotografias 66 e 67.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Matriz micrítica com bioclastos dispersos.



**Fotografias 68 e 69.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Cimento esparítico: cristais de calcite bem desenvolvidos exibindo maclas.

#### 2.1.4. Cherte

O termo **flint** é muitas vezes usado como sinónimo de **cherte**. É uma rocha sedimentar siliciosa que foi sujeita a diagénese e é essencialmente formada por quartzo micro e criptocristalino (0,005 a 0,020mm), restos mais ou menos conservados de esqueletos siliciosos e outros elementos em muito pequenas quantidades tais como calcite, argila, hematite, matéria orgânica, etc.

O cherte é uma rocha microcristalina composta predominantemente por minerais de sílica, que precipitaram a partir de uma solução. Incluindo opala, calcedónia e quartzo. As soluções a partir das quais precipita o cherte incluem a água do mar, águas doces ou salinas de lagos, fluidos diagenéticos e soluções hidrotermais.

Pode, ainda, resultar da acumulação de restos orgânicos de composição siliciosa (opala). Neste caso, o sedimento é constituído por carapaças de radiolários, frústulos de diatomáceas ou espículas de espongiários; a recristalização tende a ocultar e/ou eliminar a sua origem orgânica.

#### Dinamarca – D1C\_D1F

Nesta amostra existe uma grande variedade de partículas de agregado que se encontram em menores percentagens, tais como: grauvaques, quartzitos, granitos, gnaiss e calcários siliciosos.

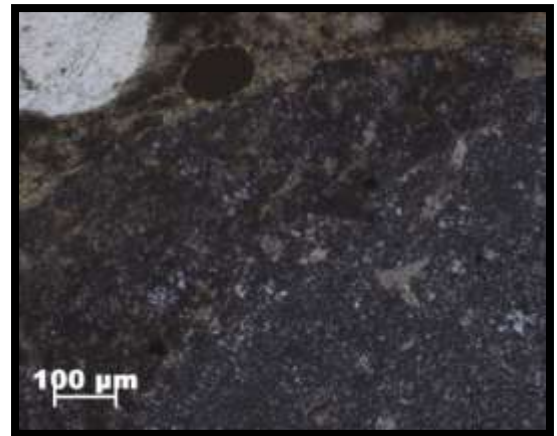
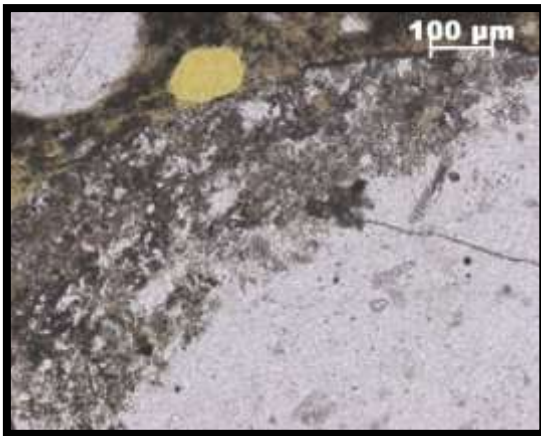
Mas a litologia de interesse e estudo nesta lâmina é apenas o cherte, que é uma rocha sedimentar de natureza siliciosa, de textura microcristalina, composta essencialmente por minerais de sílica, podendo ter outros componentes, que no caso desta amostra o mais abundante é a calcite.

Trata-se de um cherte compacto e de baixa porosidade como se pode observar na Fotografia 74, sendo constituído por formas de sílica como quartzo microcristalino e criptocristalino. Existem ainda alguns esqueletos, ainda conservados, dispersos na rocha que podem ser de natureza siliciosa e carbonatada, tais como de foraminíferos, restos de conchas e radiolários.

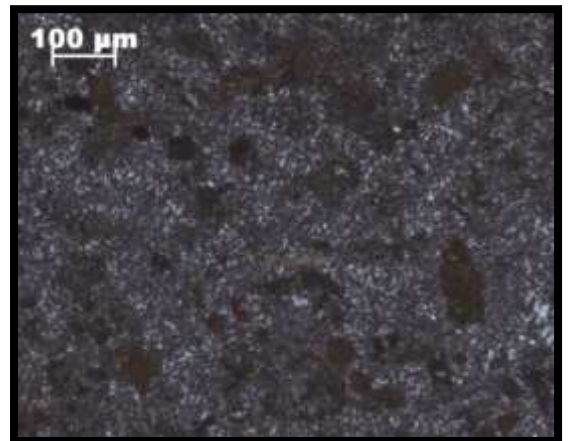
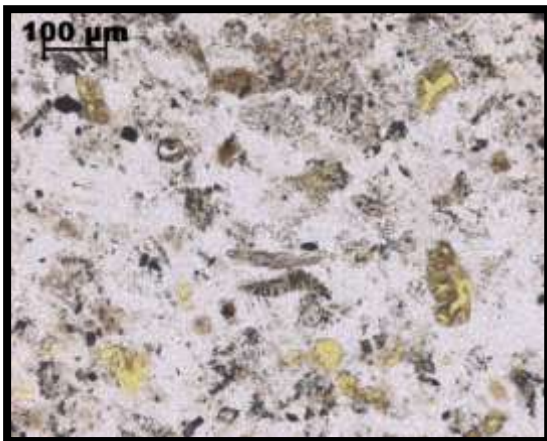
Existem ainda outras formas de sílica que surgem pontualmente, tais como a calcedónia que ocorre em cristais de hábito fibroso e forma radiada, e que se encontra a preencher alguns poros (Fotografias 75 e 76).

Por vezes é possível encontrar outros elementos presentes tais como a calcite que forma alguns esqueletos carbonatados; partículas de matéria orgânica dispersas na rocha e alguns óxidos de ferro que se apresentam opacos ao microscópio ótico.

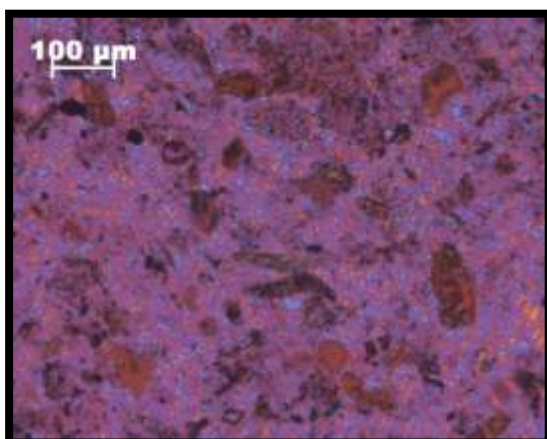
Nesta amostra as características de maior reatividade presentes são a sílica microcristalina e criptocristalina e pontualmente, existência de calcedónia (Fotografia 77).



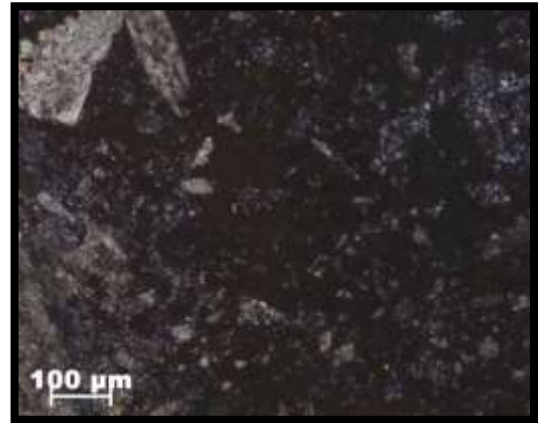
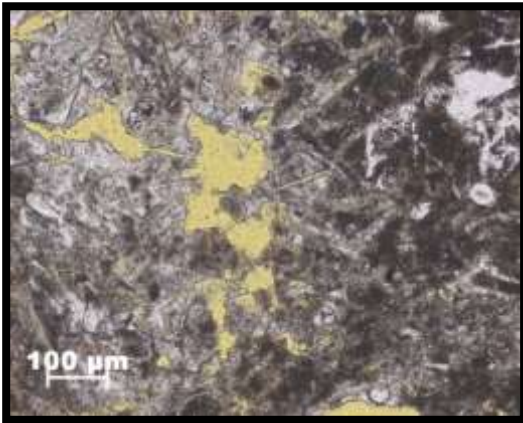
**Fotografias 70 e 71.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita NX. Partícula de cherte com alguma porosidade mostrando fragmentos orgânicos. As orlas das partículas apresentam uma coloração alaranjada devido a concentrações de óxidos de ferro.



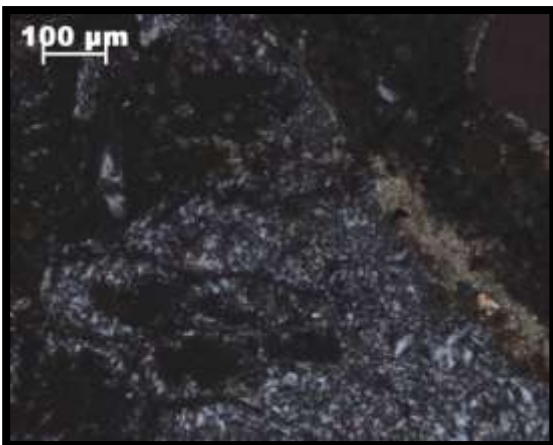
**Fotografias 72 e 73.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita NX. Sílica criptocristalina com organismos orgânicos dispersos.



**Fotografia 74.** Imagem obtida em NX com introdução da lâmina de gesso evidenciando a porosidade do cherte.



**Fotografias 75 e 76.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Organismos carbonatados e sílica cristotocristalina a preencher poros.



**Fotografia 77.** Imagem em NX mostrando calcedónia com hábito fibroso característico. Quartzo microcristalino e criptocristalino.



## 2.2. Rochas Metamórficas

### 2.2.1. Metadacito

Os metadacitos são rochas metamórficas que provêm por norma de uma rocha vulcânica ácida que foi sujeita a metamorfismo regional, mas sempre com carácter hidrotermal.

Regra geral têm uma coloração cinzenta a creme, evidenciando blastos e clastos no seio de uma matriz mais fina.

#### Maryland – 3a, 3b

Esta amostra corresponde a uma rocha metavulcânica, essencialmente de textura granonematoblástica caracterizada pela preponderância de minerais prismáticos a aciculares, como anfíbolos.

Existem dois domínios de textura e composição diferentes, um granoblástico isogranular formado por blastos de quartzo com formas irregulares, albite e algumas inclusões de anfíbola; e outro domínio nematoblástico constituído por cristais actinolite (Fotografias 78 e 79).

A mineralogia da rocha é a seguinte: quartzo que surge em cristais anédricos e de pequenas dimensões, alguns apresentam bordos suturados e subgranulação presumindo alguma deformação.

Quanto aos feldspatos presentes nesta amostra são essencialmente sódicos, sendo o feldspato potássico muito raro. A plagioclase presente é essencialmente albite, ocorrendo em menor percentagem que o quartzo e surgindo geralmente associada às anfíbolos.

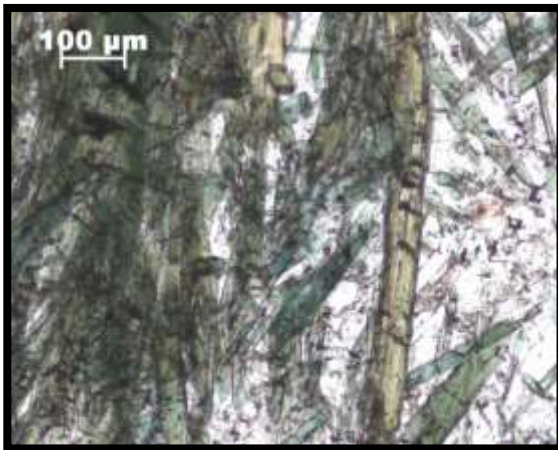
A clorite é um mineral frequente em rochas metamórficas e indica um metamorfismo de baixo grau. Neste caso ocorre com hábito lamelar e com cor verde semelhante à das anfíbolos, surge com clivagens visíveis, excetuando as secções basais que por vezes os cristais surgem com formas irregulares.

Os dois minerais são distinguíveis pois as anfíbolos têm relevo mais elevado, a clorite apresenta apenas uma direcção de clivagem e em NX a sua birrefringência é muito mais baixa (Fotografias 80 e 81).

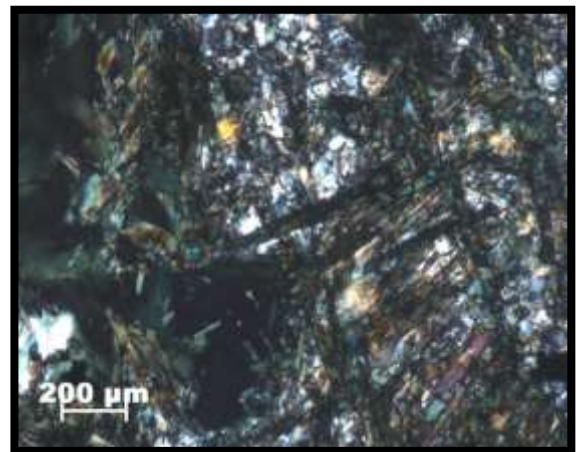
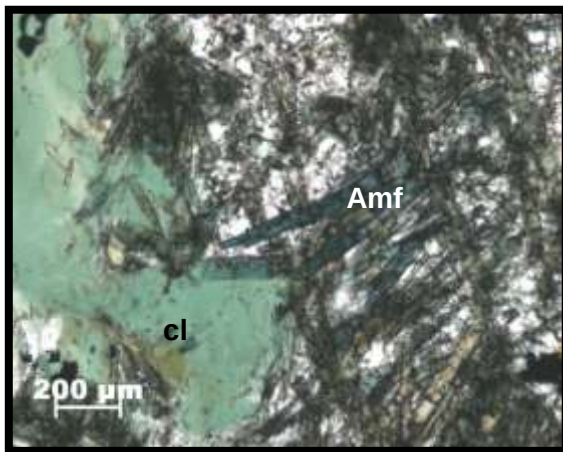
A biotite ocorre em cristais verdes a acastanhados de grandes dimensões e fortemente pleocroicos, com uma direcção de clivagem bem marcada; surge associada à clorite mas em menores percentagens.

Os cristais de anfíbola, actinolite, apresentam uma forma alongada, hábito acicular e relevo elevado. Estes minerais podem por vezes formar agregados fibrosos.

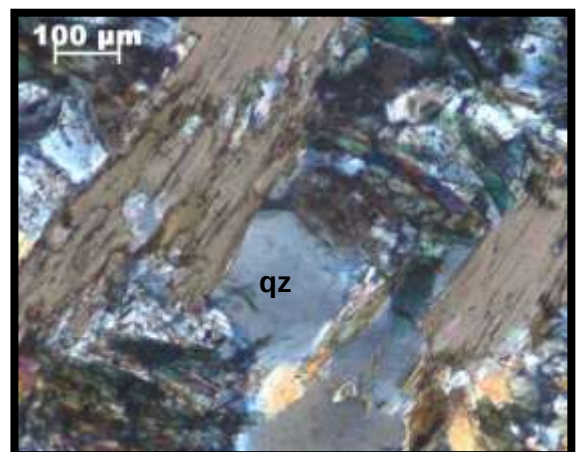
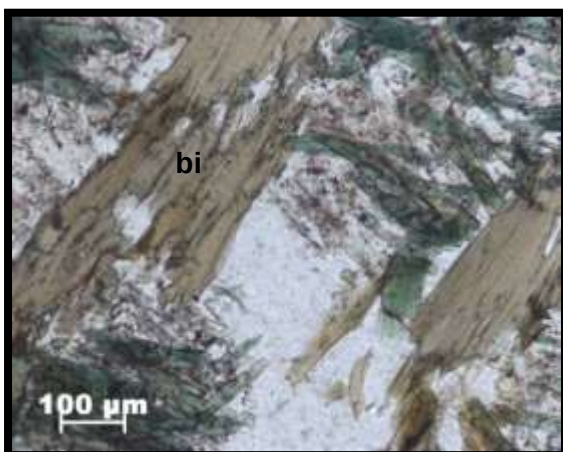
As principais características de potencial reatividade presentes nesta rocha são a subgranulação e os bordos suturados do quartzo (Fotografia 84).



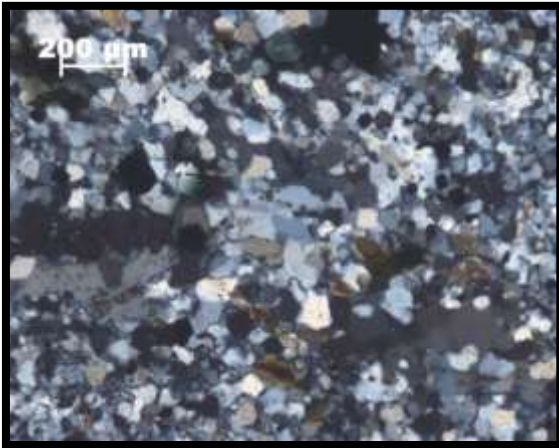
**Fotografias 78 e 79.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX mostrando a forma alongada dos cristais de actinolite com cor esverdeada.



**Fotografias 80 e 81.** Imagem da esquerda em N// mostrando a clorite (cl), em blasto de formas irregulares de cor verde e sem clivagens. Imagem da direita em NX evidenciando cristais de actinolite (Amf) sobre cristais de quartzo. A clorite distingue-se pela cor de polarização anômala.



**Fotografias 82 e 83.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em N//. Cristais de biotite (bi) com hábito lamelar e actinolite de forma acicular. Quartzo monocristalino (qz).



**Fotografia 84.** Aglomerado de cristais de quartzo com bordos suturados e evidenciando subgranulação. Imagem em NX.



### 2.2.2. Quartzitos

Os quartzitos são rochas constituídas essencialmente por quartzo. Como minerais acessórios, que no entanto são de extrema importância para determinar qual o grau metamórfico associado, podem ocorrer micas, talco, dolomite, calcite (que sugerem um grau metamórfico baixo a médio) ou distena, estauroilite, andaluzite (que sugerem um grau metamórfico médio) ou então silimanite e hiperstena (que sugerem um grau metamórfico elevado). Correspondem à reorganização metamórfica de arenitos, grauvaques e chertes sob condições de metamorfismo de contacto ou de metamorfismo orogénico.

A recristalização destes litótipos conduz à formação de rochas maciças ou foliadas em que o quartzo se apresenta sob a forma de cristais poligonais, indentados ou milonitizados, consoante a importância e a sequência dos processos de reajustamento. Frequentemente apresentam cor branca, mas não são invulgares outras colorações devido à presença de minerais acessórios, (e.g. grafite, óxidos de ferro, ilite e clorite tendem a conferir aos quartzitos colorações respectivamente em tons cinzentos, vermelhos, prateados e esverdeados), ou de inclusões no quartzo.

#### South Dakota – 8a,8b

O quartzito presente nesta lâmina é uma rocha metamórfica não foliada com uma textura clástica heterogranular sendo composto essencialmente por clastos de quartzo monocristalinos.

Trata-se de um quartzito impuro onde predominam os clastos monocristalinos de quartzo com formas irregulares e angulosas encontrando-se também clastos de plagioclase, feldspato potássico e clastos policristalinos de quartzo.

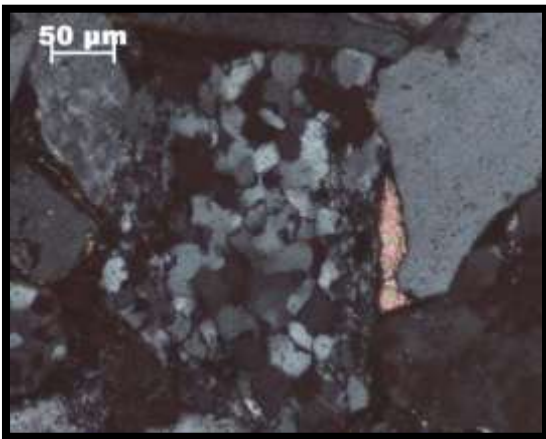
A calcite ocorre em cristais anédricos, a preencher espaços intergranulares como mineral acessório que sugere um grau de metamorfismo baixo a médio (Fotografia 85).

As plagioclases apresentam formas subédricas, estas ocorrem ocasionalmente sericitizadas no interior. Existe ainda um outro mineral de substituição do feldspato, a caulinite.

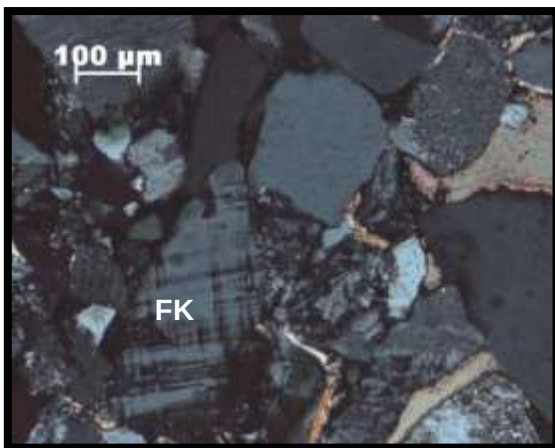
A microclina surge em cristais subédricos e com a macla em xadrez característica, facilmente distinguível da plagioclase (Fotografia 86).

O quartzo ocorre em clastos monocristalinos com formas irregulares e os bordos muito angulosos. Nos espaços intergranulares são evidentes por vezes clastos de quartzo policristalinos com cristais estirados e com os bordos suturados devido à deformação (Fotografia 87).

As formas potencialmente reativas de sílica correspondem a quartzo microcristalino e criptocristalino que surgem a preencher espaços intergranulares, clastos de quartzo com subgranulação e grãos de quartzo policristalinos com cristais estirados e com os bordos suturados.



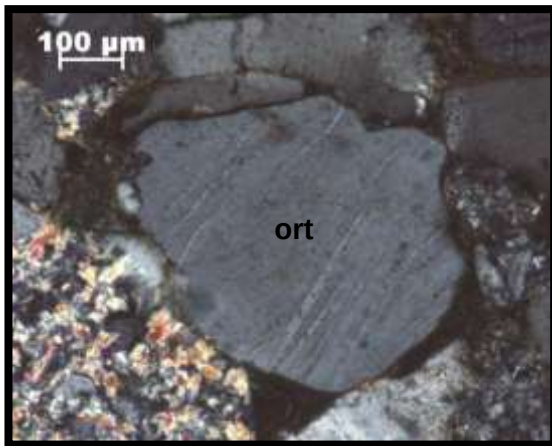
**Fotografia 85.** Imagem em NX. Clasto policristalino de quartzo com bordos suturados, rodeados por clastos de monocristalinos de quartzo. A calcite preenche espaços intergranulares.



**Fotografia 86.** Imagem em NX. Feldspato potássico pertítico. Microclina (FK) com macla em xadrez.



**Fotografia 87.** Imagem em NX. Plagioclases (plg) exibindo maclas polissintéticas. Clasto de rocha metamórfica composta por quartzo microcristalino (Qmc).



**Fotografia 88.** Imagem em NX. Clasto de ortoclase (ort) com pertites com formas subroladas.

**Minnesota - 12a e 12b**

Este quartzito visto ao microscópio exhibe um baixo grau de metamorfismo, próximo de um arenito quártzico com cimento silicoso, podendo ser considerado um ortoquartzito.

A sua textura clástica está ainda muito preservada, sendo de natureza heterogranular e com pouca recristalização metamórfica, tendo os grãos de quartzo a mesma dimensão e forma resultante do processo sedimentar.

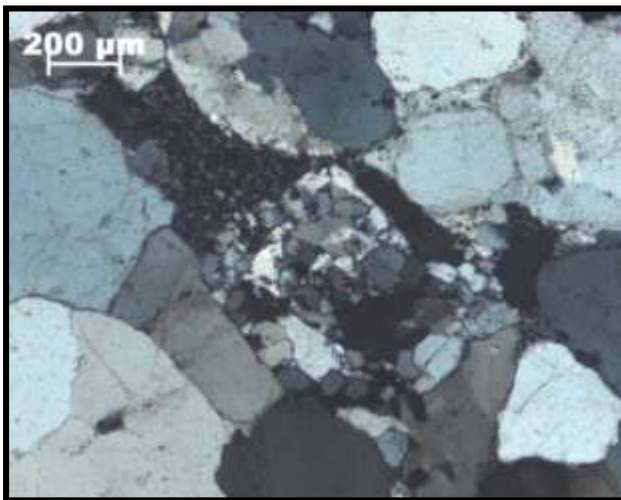
Os clastos de quartzo ocorrem com formas subangulosas a subroladas em grãos monocristalinos e policristalinos.

Os grãos monocristalinos de quartzo são aqueles que têm maiores dimensões, maior grau de arredondamento e exibem, na sua maioria, extinção ondulante. Os restantes clastos apresentam formas mais angulosas e subgranulação (Fotografia 89).

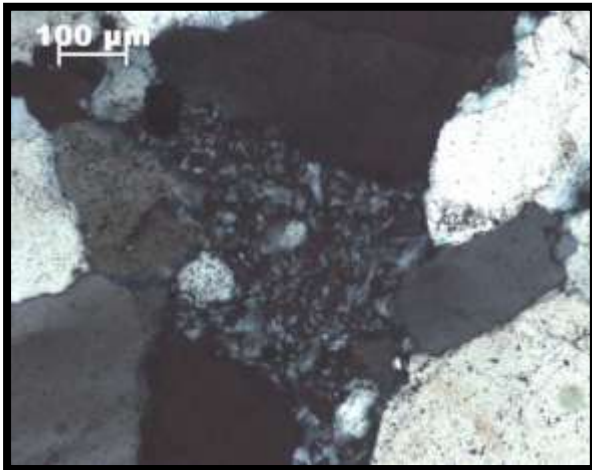
A moscovite ocorre em pequenos cristais, como intercrescimentos no interior dos grãos policristalinos de quartzo.

Nos espaços intergranulares é possível encontrar-se sílica criptocristalina como é possível observar na Fotografia 90, por vezes em formas que poderão corresponder a calcedónia, porque exibem um hábito fibroso e com formas radiadas.

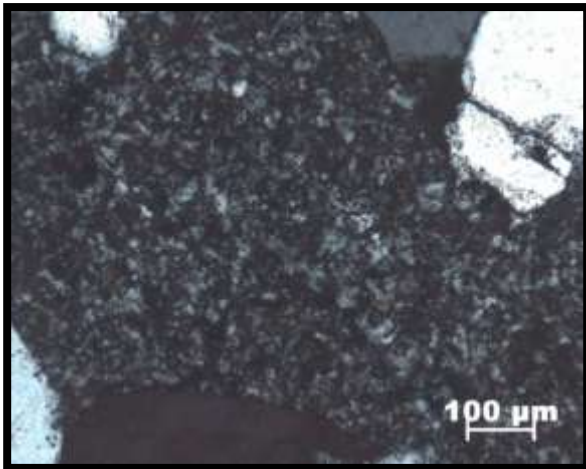
As formas de potencial reatividade existentes nesta amostra são: grãos de quartzo com extinção ondulante e subgranulação, sílica criptocristalina e ocorrência de uma variedade de sílica, a calcedónia (Fotografia 92).



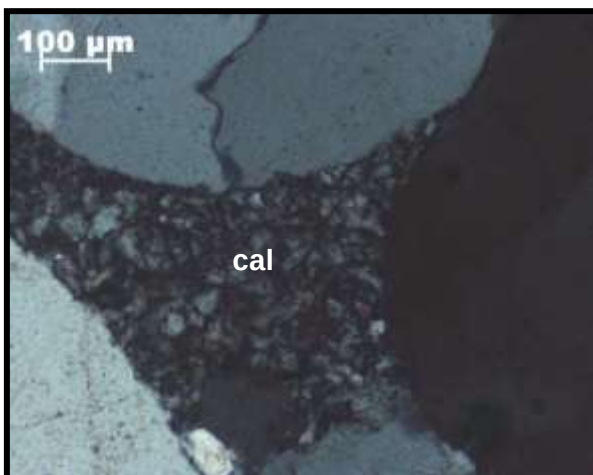
**Fotografia 89.** Imagem em NX onde predominam os grãos de quartzo monocristalino e ocorrem ainda grãos policristalinos com quartzo deformado.



**Fotografia 90.** Grãos de quartzo monocristalino e cimento silicioso. Imagem em NX.



**Fotografia 91.** Sílica criptocristalina a preencher espaços intergranulares. Imagem em NX.



**Fotografia 92.** Imagem em NX. Formas de sílica criptocristalina – calcedónia (cal).

**Espanha – SP3**

A rocha presente nesta amostra corresponde a um quartzito de textura granoblástica heterogranular, tendo sido provavelmente o seu protólito um arenito quártzico, pois é composto maioritariamente por clastos de quartzo.

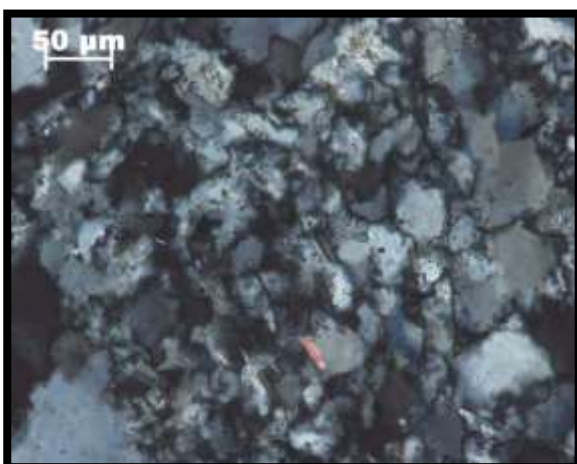
Como foi referido o quartzo é o mineral predominante nesta rocha, ocorrendo em clastos monocristalinos que apresentam formas irregulares, angulosas a subangulosas como é visível na Fotografia 93, grande parte destes clastos exibe extinção ondulante, sendo esta uma característica de deformação.

Os grãos policristalinos de quartzo são menos frequentes, por vezes apresentam subgranulação e surgem em cristais estirados com os bordos suturados relevando deformação metamórfica.

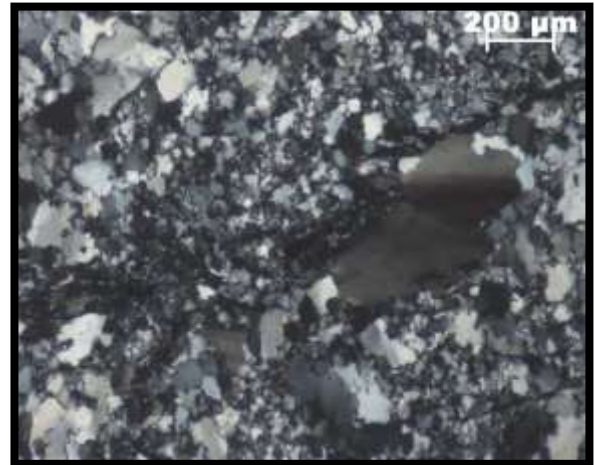
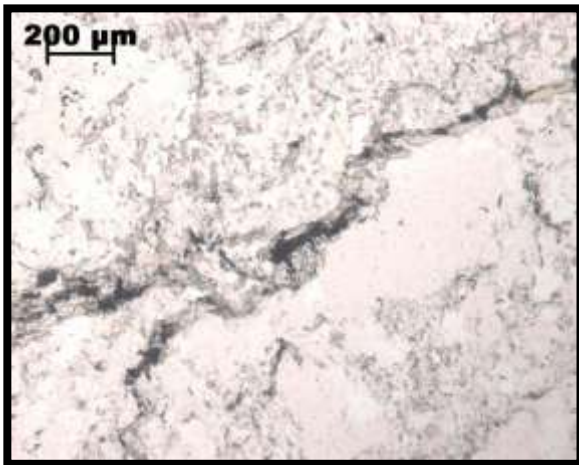
O cimento silicioso junto aos contornos dos grãos é composto por quartzo policristalino em cristais estirados e com os bordos suturados revelando alguma orientação, é evidente quartzo microcristalino (Fotografias 94 e 95) e criptocristalino.

Existe ainda nesta lâmina alguns minerais que são considerados acessórios que poderão ter ainda uma origem detrítica, feldspato potássico com formas subédricas e clorite que aparece como inclusões de outros minerais.

As formas potencialmente reativas de sílica presentes nesta amostra são: quartzo microcristalino e criptocristalino, grãos de quartzo com extinção ondulante, subgranulação e grãos de quartzo policristalinos com cristais estirados e com os bordos suturados.



**Fotografia 93.** Cristais de quartzo com formas angulosas, alguns deles com extinção ondulante.



**Fotografias 94 e 95.** Imagem da esquerda em N//. Imagem da direita em NX. Quartzito com cristais de quartzo de diversas dimensões. Quartzo microcristalino.

Itália – It2

Os agregados que constituem esta amostra são de quartzito. Mas existem em menores percentagens e com menos relevância para a descrição partículas de gnaiss, granito e cherte.

As partículas de quartzito são constituídas essencialmente por quartzo e moscovite, resultando esta da recrystalização da argila da matriz do arenito que deu origem a este quartzito.

Os agregados de quartzito evidenciam uma textura granoblástica heterogranular, onde predominam os grãos de quartzo monocristalino com formas irregulares e angulosas que por vezes exibem extinção ondulante.

Alguns grãos policristalinos de quartzo apresentam subgranulação e os bordos dos cristais estão por norma suturados e em alguns casos alongados, pois sofreram estiramento devido à deformação metamórfica.

A ocorrência de quartzo microcristalino e criptocristalino está associada a domínios com maior percentagem de moscovite, onde por vezes estas formas de sílica ocorrem em cristais orientados segundo a orientação da moscovite (Fotografia 96).

Existe ainda um mineral de origem detrítica ainda que é comum nos quartzitos, feldspato potássico ocorrendo este com formas subédricas e em pequenas percentagens.

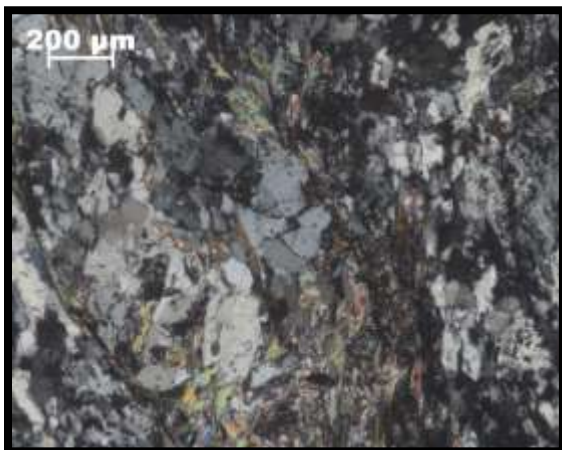
Os minerais acessórios presentes nesta amostra são epidoto com formas euédricas a subédricas ocorrendo em agregados granulares.

A esfena com hábito losângico característico, relevo muito alto e cores de polarização muito altas, como é visível nas Fotografias 97 e 98.

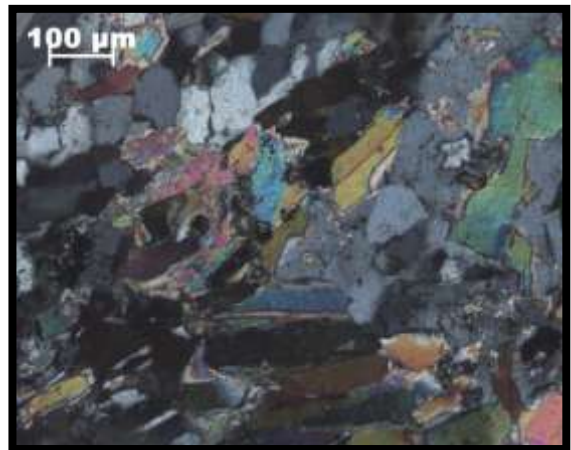
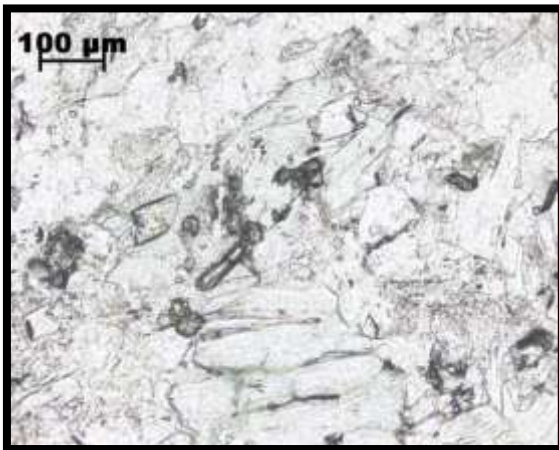
A biotite surge em cristais de hábito lamelar com clivagens visíveis e extinção recta, surgindo por vezes em agregados lamelares.

O zircão é facilmente identificável devido ao seu relevo muito alto, forma prismática e cores de polarização muito altas.

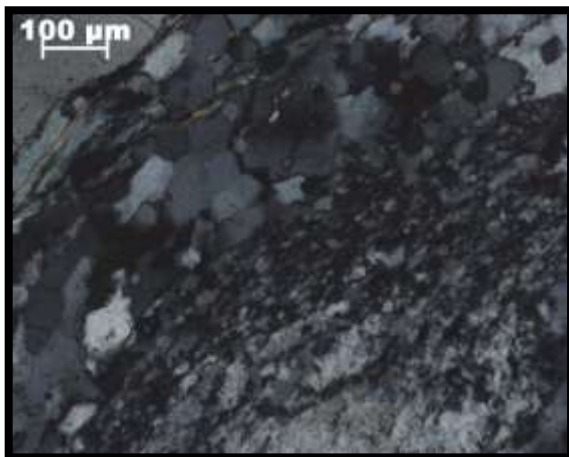
As formas potencialmente reativas de sílica encontradas nesta amostra são: quartzo microcristalino e criptocristalino, grãos de quartzo com subgranulação e extinção ondulante e grãos de quartzo policristalinos com cristais estirados e com os bordos suturados (Fotografia 100).



**Fotografia 96.** Moscovite em placas associadas com minerais de epidoto. Imagem em NX.



**Fotografias 97 e 98.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Moscovite com cores de polarização de 2º ordem, cristais de epídoto e cristais euédricos de esfena com relevo muito elevado.



**Fotografia 99 .** Quartzo com subgranulação e quartzo microcristalino revelando orientação preferencial dos cristais. Imagem em NX.



### 2.2.3. Pseudotaquilitos

Os pseudotaquilitos são rochas negras que ocorrem em fraturas e veios que sofreram deformação frágil e que têm normalmente como encaixante rochas de baixa porosidade. Formam-se por fusão local da rocha encaixante ao longo de uma falha em consequência do atrito durante o movimento relativo dos dois blocos.

À escala microscópica, normalmente observa-se uma matriz muito fina, formada por quartzo e feldspato, com porfiroclastos e agregados lenticulares de quartzo e de feldspato.

#### Argentina – 33a,b e 34a,b

Os pseudotaquilitos são rochas de deformação frágil, geradas por esmagamento e fricção em zonas de falha.

Ao microscópio é possível observar duas zonas texturais e composicionais diferentes: a matriz de grão muito fino com porfiroclastos de quartzo e feldspato dispersos; e outra mais grosseira de textura granolepidoblástica que corresponde à textura da rocha encaixante, sendo as micas os minerais que marcam a orientação preferencial (Fotografias 101 e 102).

Os minerais dispersos no domínio mais fino desta rocha são os porfiroclastos de quartzo e feldspato que possuem formas subangulosas e de dimensões diversas (Fotografia 103).

Em termos mineralógicos o domínio mais grosseiro tem uma composição mineralógica diversificada ocorrendo quartzo, plagioclases, granadas e micas.

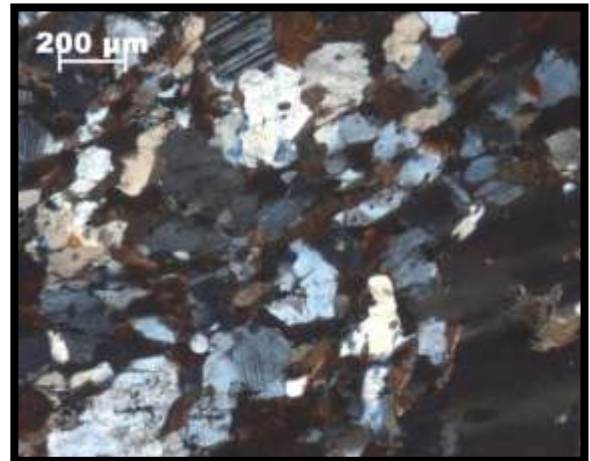
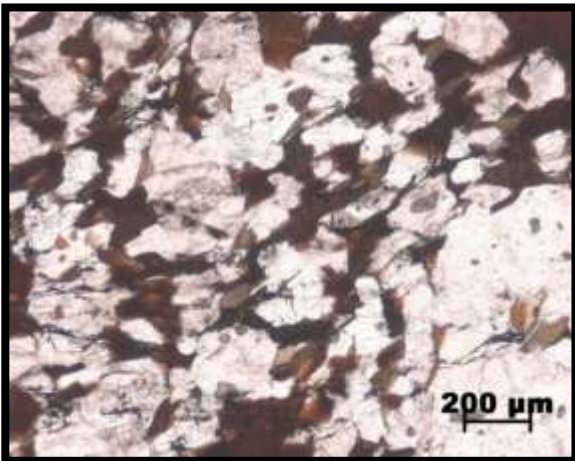
O quartzo surge em cristais com formas anédricas, podendo ser clastos monocristalinos que por vezes exibem extinção ondulante, ou clastos policristalinos com subgranulação.

As plagioclases são normalmente cálcicas e ocorrem em formas subédricas com maclas polissintéticas facilmente identificáveis ao microscópio. Outro feldspato presente é a microclina sendo esta facilmente distinguível devido à macla em xadrez característica.

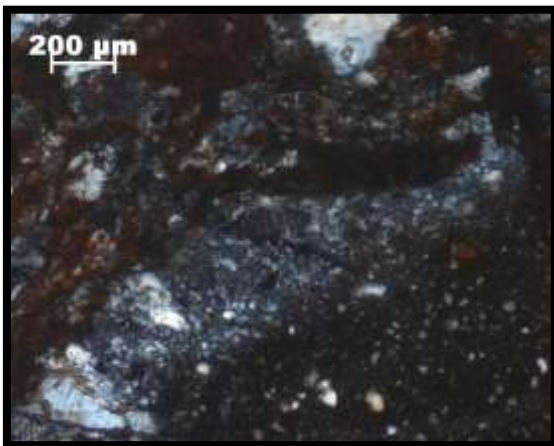
As granadas ocorrem em cristais euédricos muito fraturados e com relevo alto, em NX apresentam-se isotrópicos facilitando a sua identificação (Fotografia 104 e 105).

A biotite e a clorite surgem associadas marcando a foliação ocorrem em formas lamelares e com clivagens bem marcadas, excetuando as secções basais, reconhecíveis devido à diferente birrefringência.

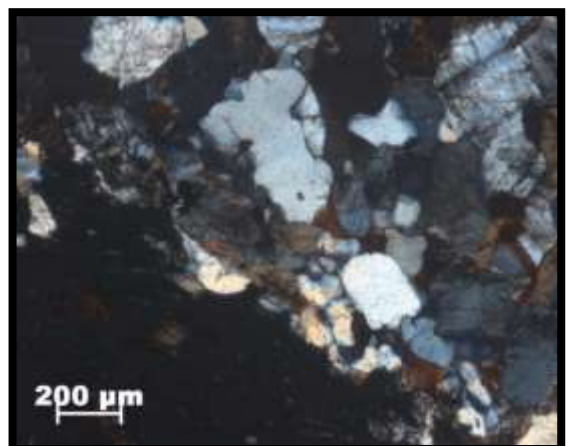
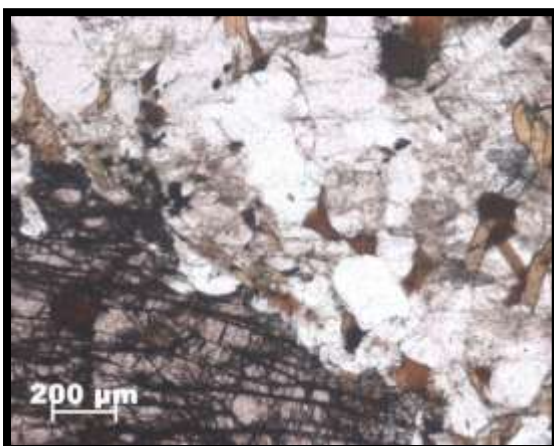
As formas de sílica potencialmente reativa dizem respeito ao quartzo que revela extinção ondulante e subgranulação e, nas zonas mais deformadas, ocorrem formas de sílica criptocristalina.



**Fotografias 101 e 102.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Textura granolepidoblástica da rocha encaixante.



**Fotografia 103.** Imagem em NX. Zona mais grosseira na parte superior da imagem e zona com granulometria mais fina com porfiroclastos de quartzo. Entre elas ocorrência de sílica criptocristalina.



**Fotografias 104 e 105.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Quartzo com extinção ondulante, feldspato, biotite e granada. É evidente a fraturação da rocha, em especial no cristal de granada.

#### 2.2.4. Rocha calcossilicatada

As rochas calcossilicatadas são rochas metamórficas maciças ou bandadas, constituídas por silicatos cálcicos e menos de 50% de carbonatos, sendo o normal menos de 5%.

Os protólitos podem ser rochas carbonatadas com grande contribuição de material pelítico, tal como grauvaques entre outras.

##### **Espanha – SP1**

A amostra SP1 diz respeito a uma rocha calcossilicatada, mostrando uma grande variedade textural e composicional daí a existência de três domínios com diferentes texturas e composições mineralógicas.

O primeiro domínio é composto por bandas de quartzo de granularidade muito heterogénea com plagioclase e epídoto. O quartzo ocorre em grãos monocristalinos com formas irregulares exibindo extinção ondulante. A plagioclase surge com formas subédricas e é facilmente identificável, pois a maioria dos cristais exibe maclas polissintéticas. O epídoto ocorre sob formas subédricas, com cores entre o incolor e o verde pálido, cores de polarização por vezes anómalas formando agregados granulares

Existe outro domínio de granularidade mais fina formado por minerais cálcicos e filossilicatos (biotite e clorite) de pequenas dimensões, revelando uma textura lepidoblástica, onde há uma orientação preferencial formando por vezes uma clivagem de crenulação espaçada e definindo “microlithons” (Fotografias 106 e 107).

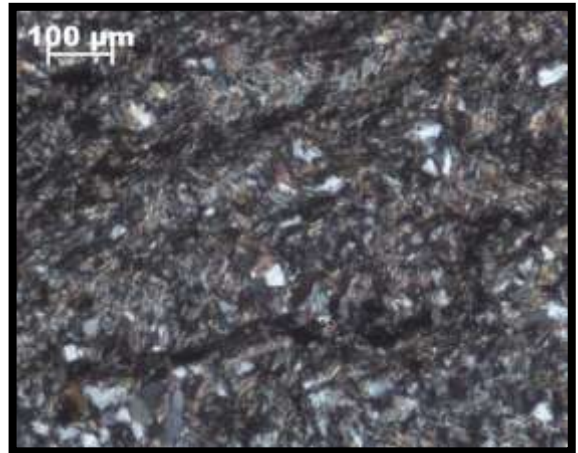
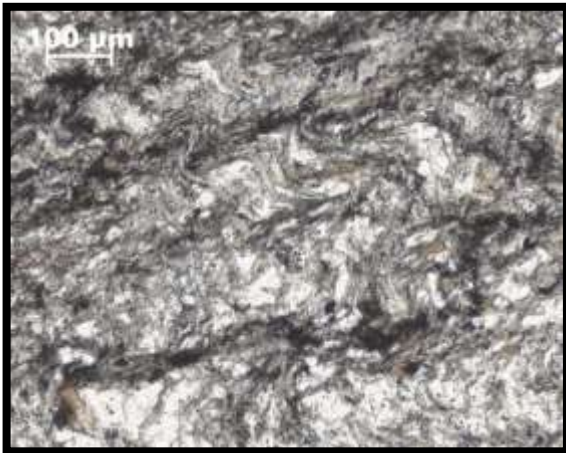
No terceiro domínio predominam os grãos de quartzo que ocorrem em formas arredondadas, associados com calcite com formas irregulares evidenciando uma textura de carácter granoblástico poligonal.

Ocorrem ainda outros minerais característicos deste tipo de rocha mas em menores percentagens, que serão enumerados a seguir.

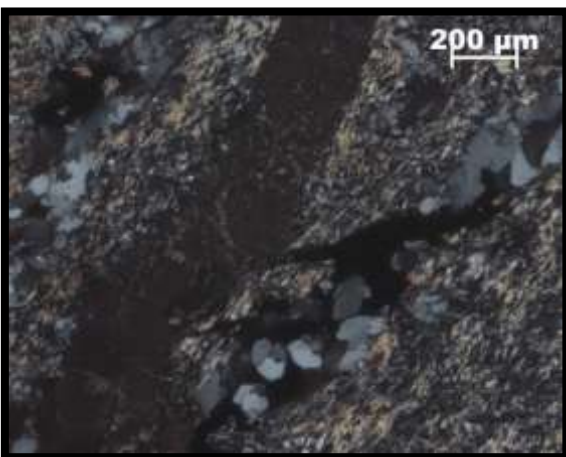
A esfena que surge em cristais euédricos a subédricos de hábito losângico e de relevo muito elevado. A actinolite ocorre em cristais de grandes dimensões e alongados, prismáticos, e de hábito acicular distribuídos em textura radial, surgindo por vezes em agregados fibro-radiados transversos às zonas mais quartzosas (Fotografia 109).

Como mineral acessório aparece o zircão sendo facilmente identificável devido ao seu relevo muito alto, forma prismática e cores de polarização muito altas.

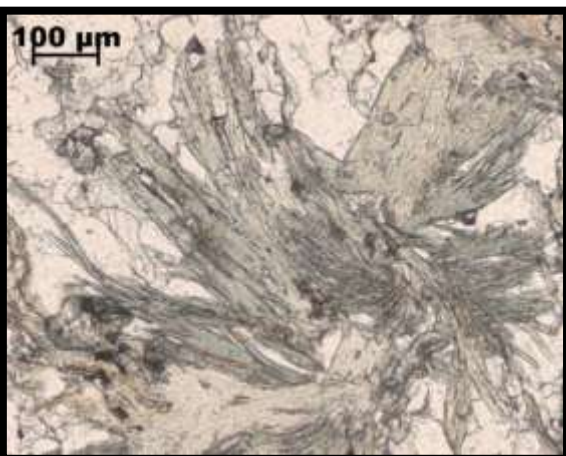
As formas potencialmente reativas presentes são: cristais de quartzo monocristalino com extinção ondulante e algumas formas de sílica criptocristalina dispersas nas bandas de granularidade mais fina.



Fotografias 106 e 107. Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Microlitons marcados pelas micas.



Fotografia 108. Imagem em NX. Variedade textural, bandas de granularidade mais fina e domínios quartzosos.



Fotografia 109. Actinolite em agregados fibro-radiados. Imagem em N//.

### 2.2.5. Filitos

Os filitos são rochas metamórficas de granulometria fina e têm normalmente uma coloração cinzenta, negra ou esverdeada. A mineralogia principal é composta por moscovite, quartzo, sericite, clorite e muito pouca biotite; como minerais acessórios poderá apresentar grafite, cloritóide, turmalina, carbonatos, hematite, entre outros.

O protólito é geralmente um argilito ou um siltito. Apresentam foliação e um brilho característico que lhe é conferido pela moscovite e pela clorite.

Formam-se em condições metamórficas correspondentes à fácies dos xistos verdes, ou seja, a um grau de metamorfismo baixo, as temperaturas são da ordem dos 400°C e a pressão ronda os 400 MPa. O metamorfismo que leva à produção da sequência argilito → filito → xisto → gnaiss é chamado de metamorfismo regional ou barroviano.

Apesar de ser uma rocha com foliação bem marcada, é comum apresentar micro fraturas e clivagens de crenulação devido às microdobras formadas pelas micas, o que dá o aspeto bem típico. Estas estruturas refletem as condições de deformação e metamorfismo de onde se originaram.

#### Espanha – SP2

Esta amostra corresponde a uma rocha metamórfica foliada, um filito que mostra uma textura granolepidoblástica, evidenciando orientação preferencial das micas, marcando uma foliação que é marcada pelas micas como é visível na Fotografia 110.

A zona de textura granoblástica corresponde a lentículas e veios de quartzo em grãos monocristalinos ou policristalinos; a zona de granulometria mais fina e de textura lepidoblástica é constituída por micas orientadas, onde é possível observar uma clivagem de crenulação.

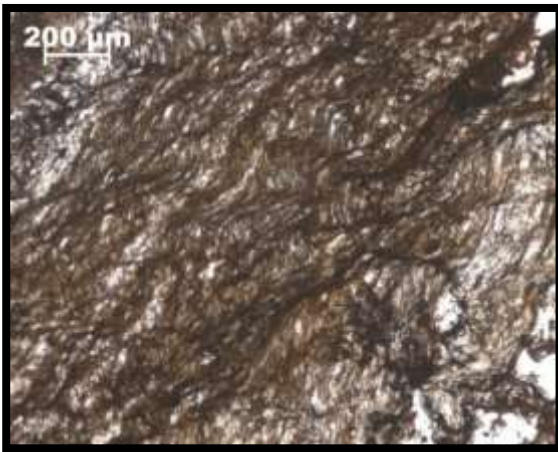
Os principais minerais presentes são essencialmente: o quartzo que ocorre maioritariamente em grãos monocristalinos com formas irregulares, evidenciando estes extinção ondulante.

A clorite surge em cristais de pequenas dimensões, e associada a esta aparece mica branca (sericite) sendo estas responsáveis pela orientação da rocha.

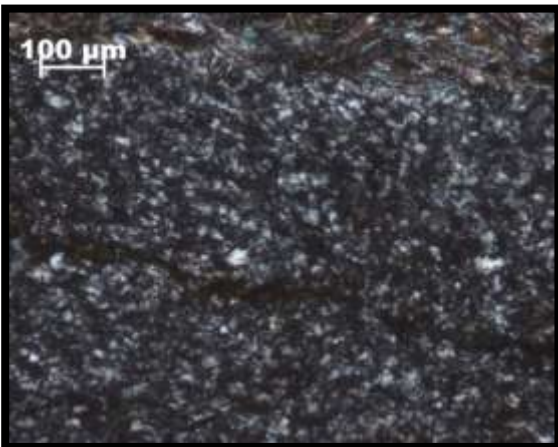
A biotite ocorre sob formas lamelares e está associada às zonas adjacentes ao quartzo ou seja as zonas granoblásticas.

Como minerais acessórios existem ainda óxidos de ferro que em microscopia de transmissão surgem opacos.

Ocorrem ainda zonas onde é possível observar quartzo microcristalino e criptocristalino como é evidente na Fotografia 111, e que, juntamente com os grãos de quartzo que exibem extinção ondulante correspondem às formas de sílica potencialmente reativas.



**Fotografia 110.** Rocha evidenciando uma orientação preferencial das micas. Microlitons marcados pelas micas. Imagem em N//.



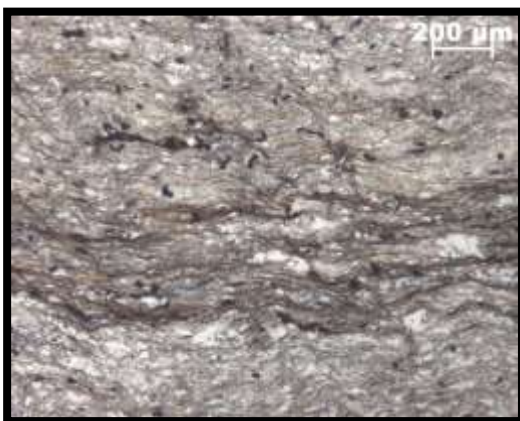
**Fotografia 111.** Quartzo criptocristalino em contacto com zona lepidoblástica. Imagem em NX.

**Espanha – SP4**

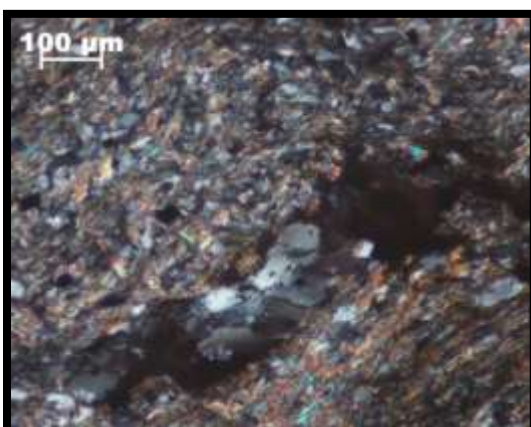
A rocha presente nesta amostra é um filito de textura global lepidoblástica caracterizada pela orientação preferencial de minerais lamelares, essencialmente micas de granularidade fina (moscovite), que marcam a foliação. É caracterizada ainda por uma estrutura bandada primária correspondente à estratificação e à existência de uma clivagem espaçada formando microlithons (Fotografias 111 e 112). Mas existem leitos de composição e textura diferentes que correspondem a veios de quartzo monocristalino (Fotografia 113). Em termos mineralógicos o quartzo ocorre em grãos monocristalinos com formas irregulares evidenciando extinção ondulante. Uma outra forma de sílica presente nesta amostra é quartzo microcristalino. O feldspato potássico existe em pequenas percentagens e com formas subébricas, sendo por vezes difícil a distinção entre a microclina e a ortoclase.

A clorite ocorre em cristais de pequenas dimensões de hábito lamelar, associada a esta surge uma mica branca (sericite) marcando estas a orientação da rocha como já foi referido anteriormente. As turmalinas aparecem de forma geral em cristais ou bandas alongadas, nos espaços intergranulares de outros minerais, sendo de pequenas dimensões e com cor castanho-esverdeada. Como minerais acessórios surgem o zircão com cores de polarização altas e relevo muito elevado e ainda minerais opacos.

O quartzo microcristalino e os clastos de quartzo com extinção ondulante são as formas potencialmente reativas presentes nesta amostra de filito.



**Fotografias112.** Filito evidenciando uma clivagem, marcada pelos microlithons. Imagem em N//.



**Fotografia 113.** Textura lepidoblástica marcada pelas micas, com veios de quartzo de textura diferente. Imagem em NX.

**Noruega - PN**

Esta rocha é de estrutura foliada e corresponde a um filito com textura maioritariamente lepidoblástica, evidenciando uma orientação preferencial de alguns minerais.

No entanto existem duas zonas de granulometria e composição distintas: zonas mais quartzosas de tendência granoblástica e outras zonas de granulometria mais fina com orientação preferencial marcada pelas micas, pode-se comprovar isso nas Fotografias 114 e 115.

Nas zonas de textura lepidoblástica é evidente uma clivagem de crenulação marcada pelas micas (Fotografias 116 e 117), observa-se também uma foliação espaçada com microlithons, visível nas Fotografias 118 e 119.

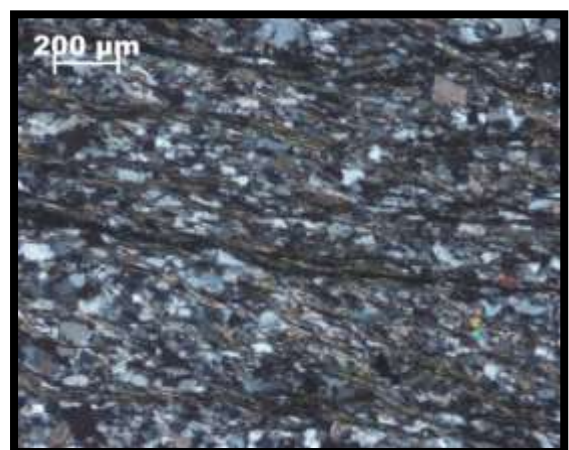
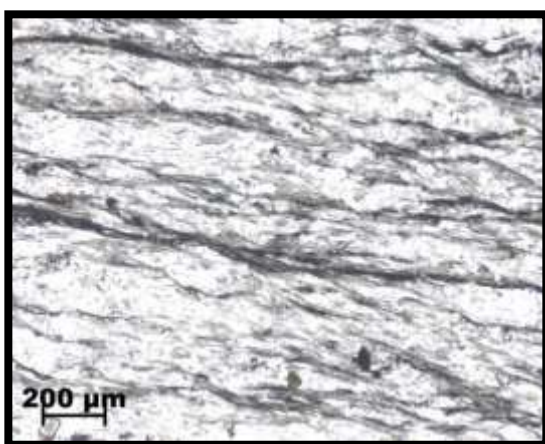
Nas zonas mais quartzosas por vezes os cristais de quartzo, que são na sua maioria clastos monocristalinos, formam uma textura granoblástica poligonal ou em mosaico.

Os minerais que constituem este filito são: o quartzo que ocorre em grãos monocristalinos com formas anédricas evidenciando extinção ondulante. Este surge ainda como formas de sílica potencialmente reativas quartzo microcristalino e criptocristalino.

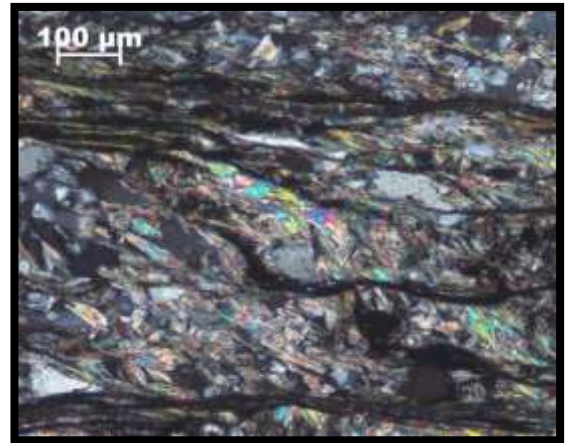
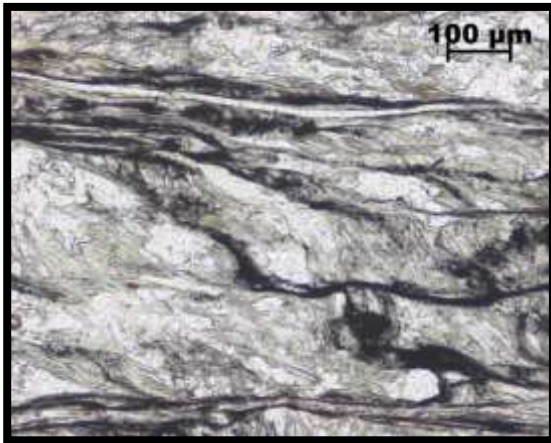
A clorite de cor verde e pleocroísmo evidente surge em cristais lamelares de pequenas dimensões, e associada a esta aparece moscovite microcristalina marcando estas a orientação da rocha como foi mencionada anteriormente.

Ocorrem como minerais acessórios a dolomite com formas romboédricas; pequenas turmalinas de formas prismáticas; a esfena que ocorre em cristais de forma losângica, cor acastanhada e relevo muito alto.

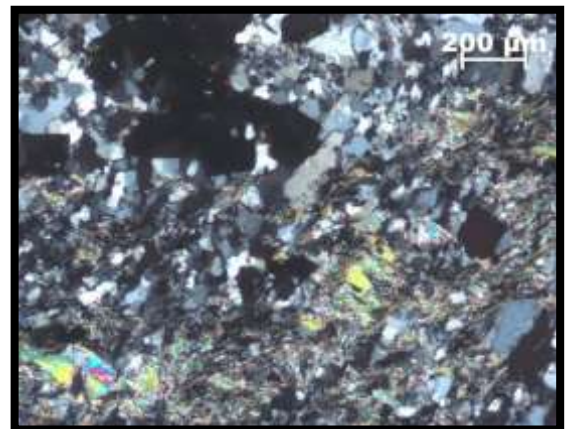
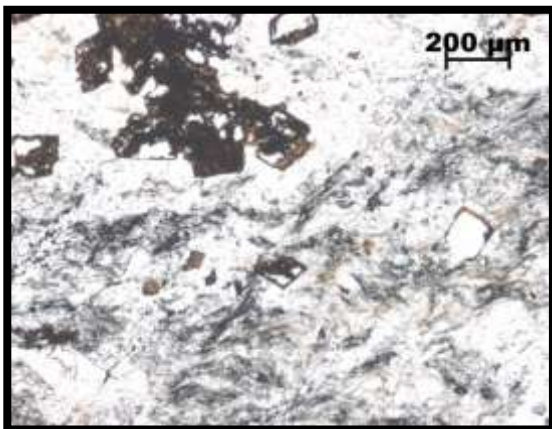
Ocorrem por vezes pequenos níveis de matéria orgânica com coloração mais escura, que podem marcar a foliação da rocha juntamente com as micas.



**Fotografias 114 e 115.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Aspeto da textura lepidoblástica do filito.



**Fotografias 116 e 117.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Domínios de clivagem – microlithons e níveis escuros de matéria orgânica.



**Fotografias 118 e 119.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Aspeto da clivagem de crenulação.



### 2.2.6. Milonito

Os milonitos são rochas metamórficas resultantes de metamorfismo dinâmico, que sofreram forte deformação dúctil, alguma deformação frágil e alguma recristalização, sendo esta responsável pela redução do tamanho do grão e pela deformação dos cristais, desenvolvendo uma estrutura orientada.

Este tipo de rocha ocorre localmente associada a zonas de cisalhamento onde ocorreu um movimento intenso e rápido, originando rochas extremamente trituradas. A redução granulométrica característica dos milonitos é o resultado da deformação dúctil ou de uma mistura com mecanismos de deformação dúctil-frágeis. Os principais mecanismos responsáveis pela geração das foliações miloníticas são os de plasticidade cristalina, recristalização dinâmica e fraturação de grãos mais competentes. A deformação que gera as rochas miloníticas é denominada milonitização. A foliação milonítica gerada por mecanismos de plasticidade cristalina evolui por meio da ativação de deslocamentos no interior do retículo dos minerais, gerando grãos alongados segundo uma determinada orientação preferencial.

#### China - Milonito

A textura desta rocha é essencialmente protomilonítica (Fotografias 120 e 121) mostrando uma elevada percentagem de clastos de quartzo e feldspato envoltos numa matriz de grão fino.

Esta rocha revela alguma orientação de certos minerais que têm formas alongadas segundo uma direção preferencial, fracturação e redução do grão características de deformação e recristalização durante o metamorfismo.

A matriz tem uma orientação preferencial e é constituída por grãos de quartzo muito diminutos, quartzo microcristalino e criptocristalino, com alguns intercrescimentos de mica branca, essencialmente sericite, e pequenas quantidades de calcite que se encontra a contornar os grãos de quartzo de maiores dimensões.

A calcite é facilmente identificável ao microscópio ótico devido às suas cores de polarização muito altas e por vezes esbatidas com formas irregulares.

A sericite ocorre associada à matriz e alguma dela corresponde à alteração das plagioclases.

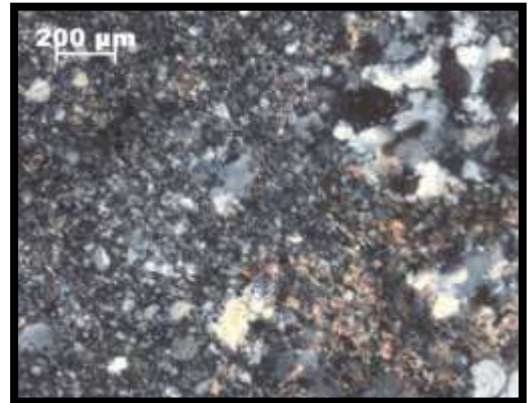
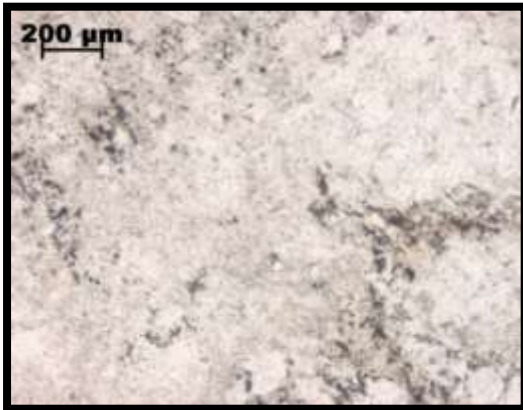
Os porfiroclastos são clastos preservados do protólito sendo compostos por grãos monocristalinos de quartzo com formas irregulares e subangulosas exibindo extinção ondulante.

Existem também porfiroclastos policristalinos de quartzo aparecendo subgranulados e com os bordos dos cristais suturados e estirados devido à deformação intensa (Fotografia 122).

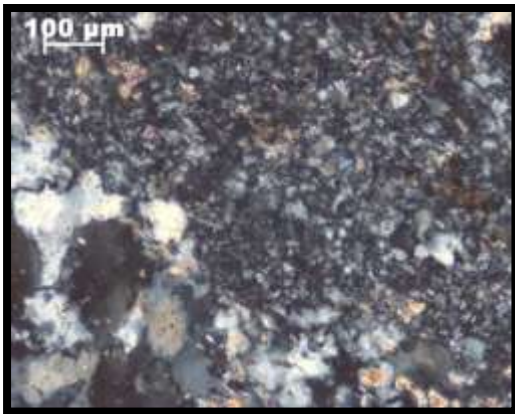
Quanto aos porfiroclastos de feldspato potássico e plagioclase exibem formas subédricas e ocorrem normalmente maclados. Devido à deformação dúctil intensa algumas das maclas presentes nos feldspatos encontram-se encurvadas como é evidente na Fotografia 123.

A plagioclase surge por vezes alterada por sericitização, quer nos bordos quer no interior do mineral.

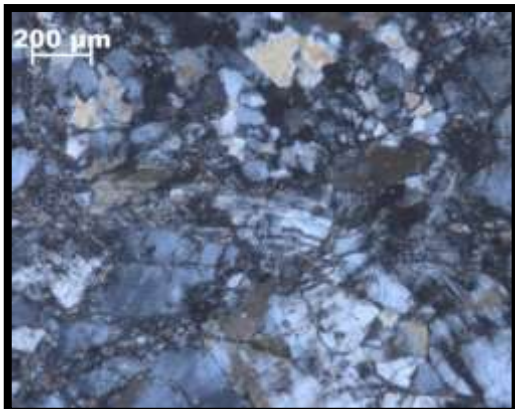
As formas minerais potencialmente reativas presentes são: a subgranulação e a extinção ondulante dos clastos de quartzo, os bordos suturados e o estiramento dos cristais de quartzo e a presença de quartzo microcristalino e criptocristalino.



**Fotografias 120 e 121.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Ambas as imagens evidenciam o aspeto da textura protomilonítica. Clastos de quartzo policristalino envolvidos numa matriz de grão fino, quartzo microcristalino e criptocristalino.



**Fotografia 122.** Matriz de quartzo microcristalino e criptocristalino e porfiroblastos de quartzo com bordos suturados e extinção ondulante. Imagem em NX.



**Fotografia 123.** Imagem em NX. Cristal de feldspato fraturado e com maclas encurvadas revelando um elevado grau de deformação frágil e dúctil.

### 2.2.7. Cataclasito

Os cataclasitos são rochas metamórficas originadas por deformação frágil com pouca ou nenhuma recristalização, formadas por fragmentos angulosos de rocha e de minerais formados por fracturação frágil sem fusão.

Este tipo de rocha é caracterizada por uma textura cataclástica definida por cristais visivelmente fraturados e sem orientação preferencial.

O tipo de deformação associado a zonas de falha é fortemente dependente da profundidade: a pouca profundidade as áreas afetadas são estreitas e com comportamento essencialmente frágil, que é o caso dos cataclasitos.

#### Noruega – N1a

As partículas presentes no betão são compostas por uma rocha de deformação frágil e não foliada. Trata-se de um cataclasito formado por fragmentos angulosos de rocha e minerais formados por fracturação frágil.

O cataclasito exhibe uma textura protoclastica com minerais fraturados e deformados envolvidos numa matriz mais fina. A matriz é composta por formas de sílica microcristalina e criptocristalina como é evidente nas Fotografias 124 e 125.

O quartzo ocorre em porfiroclastos monocristalinos e policristalinos exibindo cristais fraturados e com formas irregulares, revelando alguns deles extinção ondulante e subgranulação.

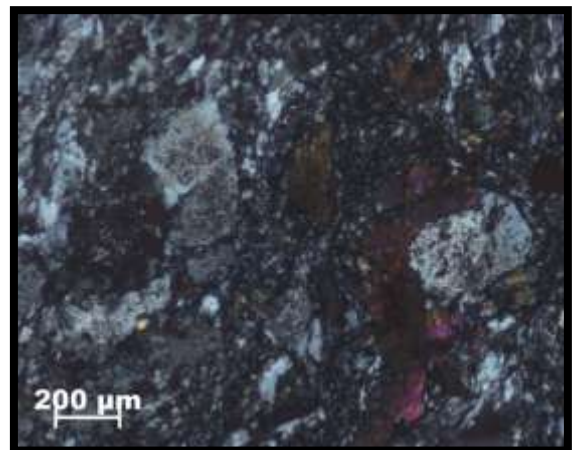
Os feldspatos presentes são plagioclases em porfiroclastos com formas mais arredondadas, com maclas polissintéticas e por vezes surgem alteradas por sericitização (Fotografias 126 e 127). A microclina ocorre em clastos com formas subédricas e com macla em xadrez característica, facilmente identificáveis.

Existem ainda outros minerais que surgem como acessórios tais como clorite de cor verde e pleocroísmo intenso, formando agregados lamelares; e epídoto com relevo alto constituindo agregados granulares ou então como inclusões de outros minerais, mostrando uma textura poicilitica (Fotografias 128 e 129).

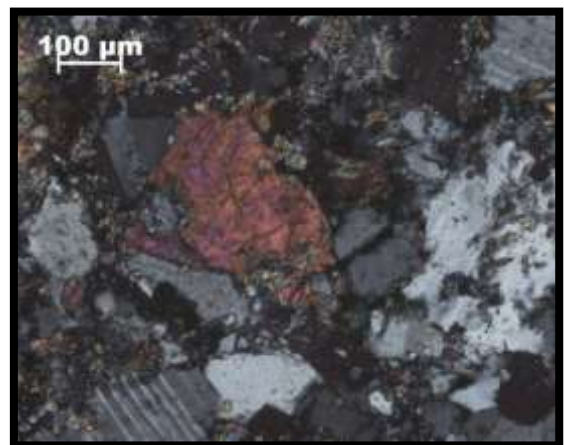
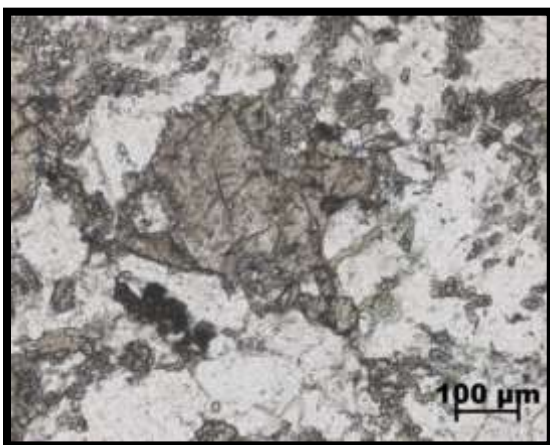
A augite surge em cristais prismáticos por vezes dobrados, podendo evidenciar alguma recristalização, e em cristais subédricos nas suas secções basais exibindo duas direcções de clivagem facilmente identificáveis (Fotografias 128 e 129).

Quanto ao grupo das anfíbolas, a hornblenda verde encontra-se em cristais longitudinais prismáticos com inúmeras inclusões de quartzo (Fotografias 132 e 133).

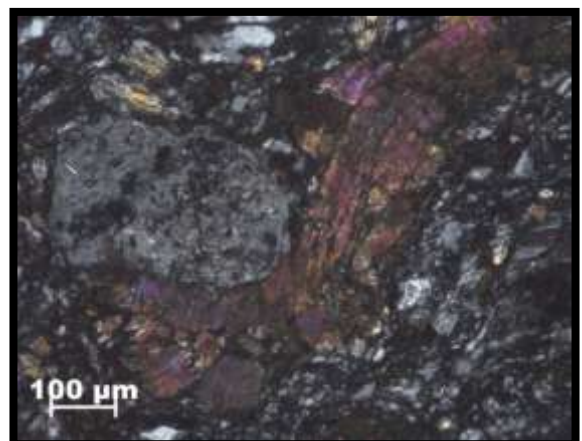
Os clastos de quartzo exibindo subgranulação, estiramento (Fotografia 134), extinção ondulante e o quartzo microcristalino e criptocristalino da matriz são as formas potencialmente reativas presentes.



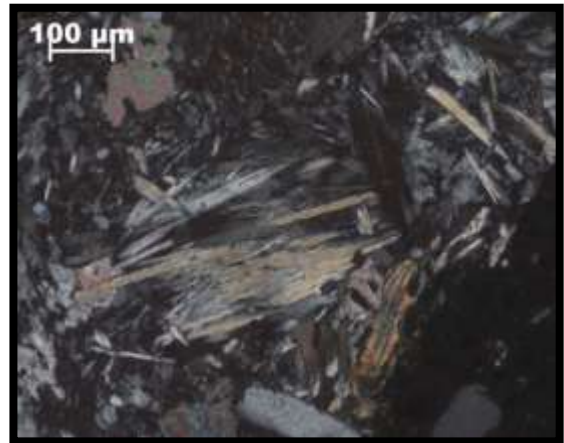
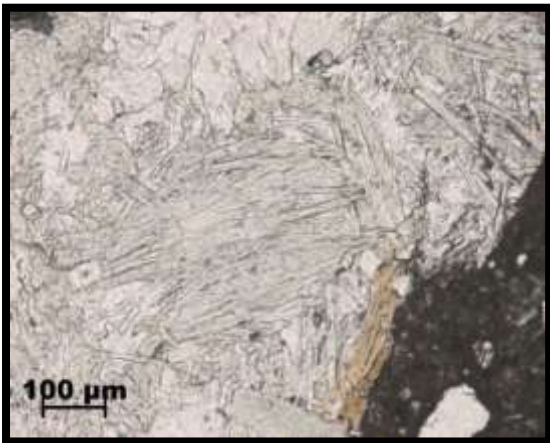
**Fotografias 124 e 125.** Imagem em N// à esquerda e em NX à direita. Matriz de sílica micro e criptocristalina circundando os clastos de feldspato.



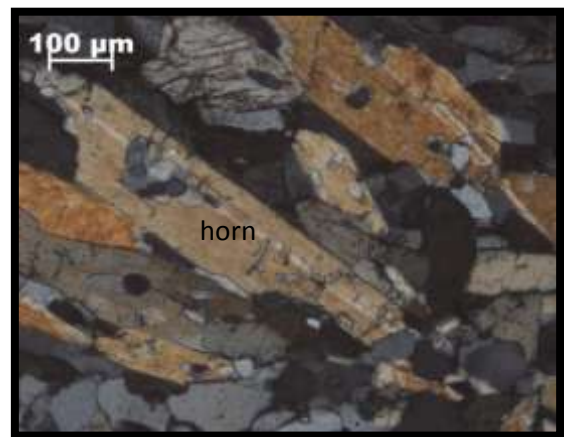
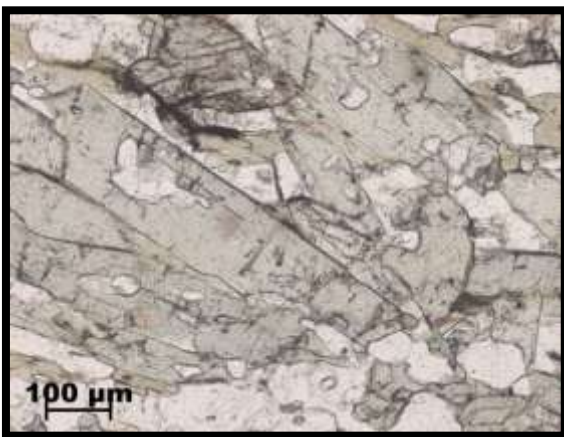
**Fotografias 126 e 127.** Imagem em N// à esquerda e em NX à direita. Cristal de augite, Plagioclase com maclas polissintéticas e epidotos em agregados granulares.



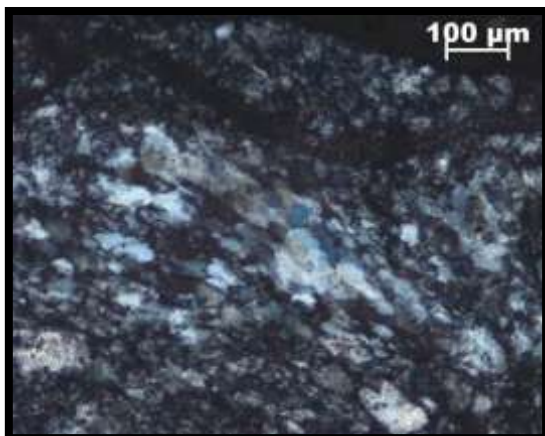
**Fotografias 128 e 129.** Imagem em N// à esquerda e em NX à direita. Cristais de augite (aug) contornando um porfiroclasto de feldspato com inclusões de epidoto.



Fotografias 130 e 131. Imagem em N// à esquerda e em NX à direita. Clorite com hábito lamelar e localmente com textura radial.



Fotografias 132 e 133. Imagem em N// à esquerda e em NX à direita. Cristais de hornblenda (horn) com inclusões de quartzo.



Fotografia 134. Quartzo deformado, com bordos suturados e cristais estirados. Imagem em NX.

**Noruega – N1b**

Esta amostra é constituída por partículas de cataclasito sendo este uma rocha metamórfica formada por deformação frágil, com nenhuma recristalização.

O cataclasito de textura cataclástica sendo composto por fragmentos fraturados de tamanho variado da rocha original distribuídos aleatoriamente e incorporados numa matriz de granulometria fina formada por formas de sílica microcristalina e criptocristalina (Fotografias 135 e 136).

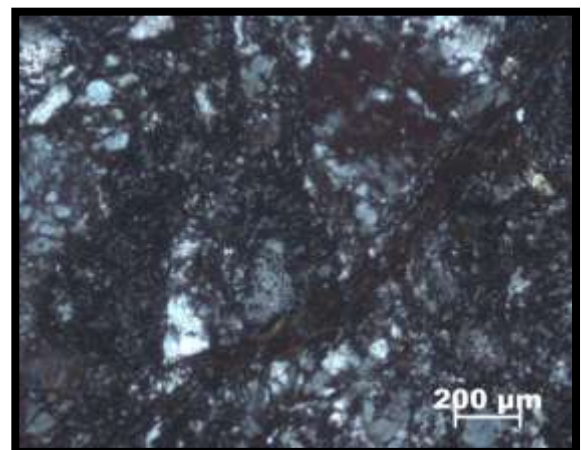
Os porfiroclastos envoltos na matriz de grão fino são compostos por quartzo e feldspato. O quartzo apresenta-se em clastos monocristalinos e policristalinos, sendo os monocristalinos de maiores dimensões e os que exibem extinção ondulante, já os policristalinos apresentam subgranulação (Fotografia 137).

Por vezes são visíveis alguns cristais de quartzo que se encontram estirados e com os bordos suturados revelando deformação.

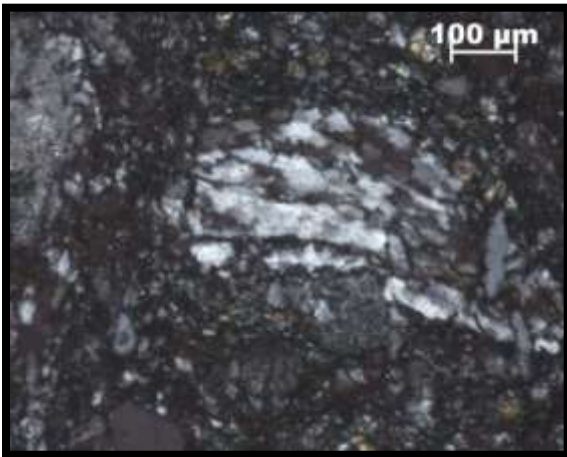
O feldspato ocorre em clastos irregulares e fracturados por vezes com algumas inclusões de outros minerais, como clorite e epídoto.

Existem ainda minerais acessórios em percentagens menores tais como biotite de cor acastanhada e forma lamelares, clorite com cor verde e pleocroísmo evidente, e epídoto que aparece essencialmente em agregados granulares, por vezes incorporados em outros minerais e em cristais de forma prismática (Fotografia 139).

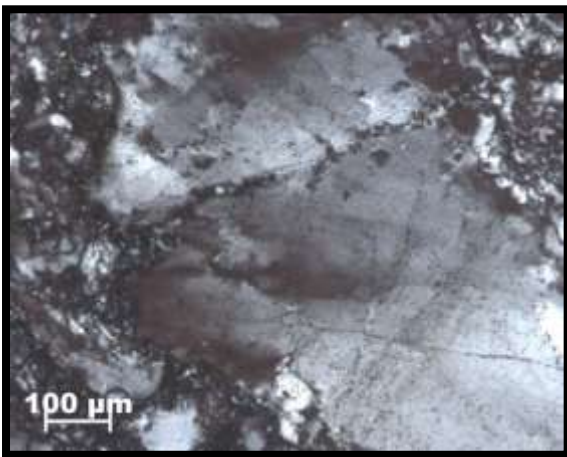
As formas de sílica potencialmente reativas presentes nesta amostra são: clastos de quartzo com subgranulação e extinção ondulante e formas de quartzo microcristalino e criptocristalino dispersas na matriz.



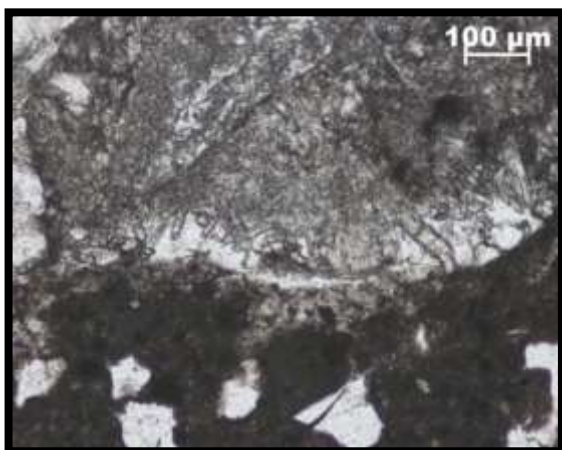
**Fotografia 135 e 136.** Imagem da esquerda em N// e imagem da direita em NX. Clasto de quartzo fragmentado, e quartzo micro e criptocristalino da matriz.



**Fotografia 137.** Cristal de quartzo com intensa subgranulação envolto numa matriz de sílica criptocristalina. Imagem em NX.



**Fotografia 138.** Clasto de quartzo monocrystalino exibindo extinção ondulante.



**Fotografia 139 .** Cristais de epídoto com formas euédricas e relevo alto. Imagem em N//.

**Noruega – N1C\_N3F**

Os agregados presentes no betão são de cataclasito com textura protoclástica contendo minerais fraturados e deformados envolvidos numa matriz mais fina.

Existem ainda outras litologias na lâmina de betão tais como granito e milonito com textura ultramilonítica, mas de menor importância.

O cataclasito apresenta ainda uma elevada percentagem de porfiroclastos, sendo estes compostos essencialmente por quartzo e feldspato.

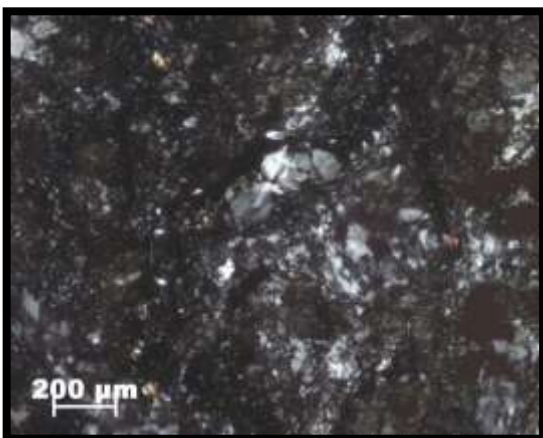
A matriz é composta essencialmente por formas de sílica potencialmente reativas, como quartzo microcristalino e criptocristalino (Fotografia 140).

Os minerais constituintes dos porfiroclastos que estão incorporados na matriz são: o quartzo em clastos monocristalinos por vezes com exibindo extinção ondulante e outros clastos evidenciando subgranulação (Fotografia 141). Estes porfiroclastos apresentam muitas das vezes fraturados e estirados.

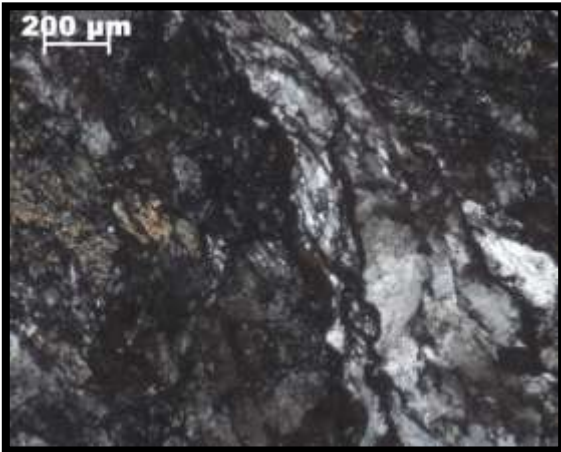
Quanto à presença de feldspatos, ocorrendo por inúmeras vezes fraturados e deformados, são evidentes plagioclases facilmente identificáveis devido às maclas polissintéticas e muitas das vezes alteradas por sericitização. A microclina ocorre em formas subédricas e com macla em xadrez característica.

Existem ainda outros minerais, que ocorrem muitas das vezes incorporados em outros, dando-lhes uma textura poicilítica. Surgem em percentagens menores e a biotite que ocorre em pequenos cristais de cor castanha e com extinção recta; a clorite de cor verde e pleocroísmo evidente; e o epídoto que aparece essencialmente em agregados granulares (Fotografia 142) ou em formas prismáticas.

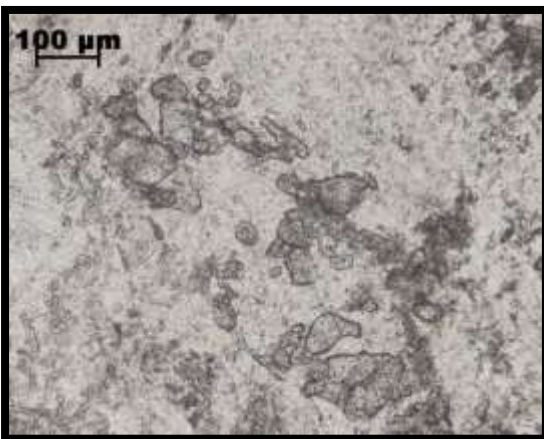
As formas potencialmente reativas presentes nesta amostra são: quartzo microcristalino e criptocristalino que formam a matriz da rocha, e clastos de quartzo com extinção ondulante e subgranulação.



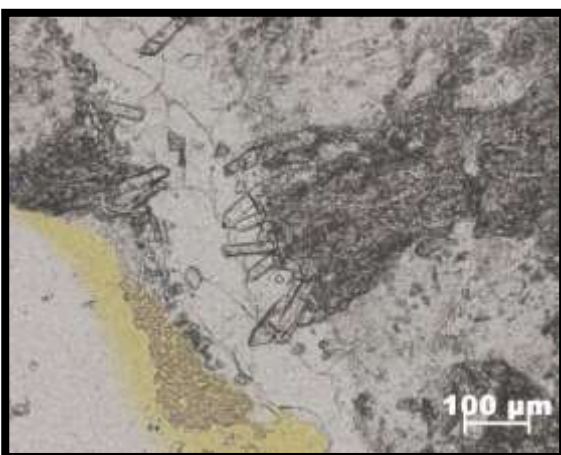
**Fotografia 140.** Porfiroclasto de quartzo com subgranulação numa matriz mais fina formada por quartzo criptocristalino. Imagem em NX.



**Fotografia 141.** Quartzo muito deformado evidenciando estiramento e extinção ondulante. Imagem em NX.



**Fotografia 142.** Epidoto em agregados granulares. Imagem em N//.



**Fotografia 143 e 144.** Imagem da esquerda em n// e imagem da direita em NX. Cristais de epidoto a crescer em veio preenchido por quartzo.

**Noruega – N4**

Esta lâmina é composta por agregados de cataclasito de textura cataclástica, apresentando blastos de grandes dimensões e com pequena variedade granolumétrica. A matriz é composta por quartzo microcristalino (Fotografia 145).

Em termos mineralógicos é composto por porfiroclasto de quartzo e feldspato. O quartzo apresenta-se em blastos desenvolvidos e agregados policristalinos.

Apresentando alguns deles extinção ondulante, subgranulação e estiramento sendo características resultantes da deformação a que a rocha foi sujeita.

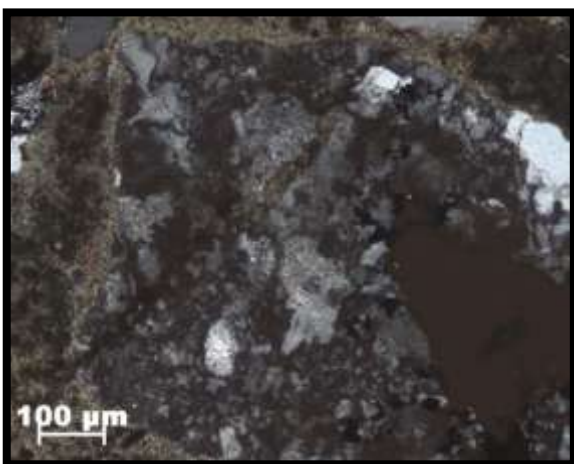
As plagioclases apresentam-se em clastos desenvolvidos e por vezes maclados, com formas anédricas, de bordos corroídos ou poicilíticos e com alteração mais intensa, mostrando sericitização (Fotografia 146).

Os cristais mais desenvolvidos apresentam frequentemente bordos corroídos pelos cristais de quartzo e, também, de feldspato potássico. As maclas presentes nos feldspatos ocorrem algumas das vezes deformadas e fraturadas (Fotografia 147).

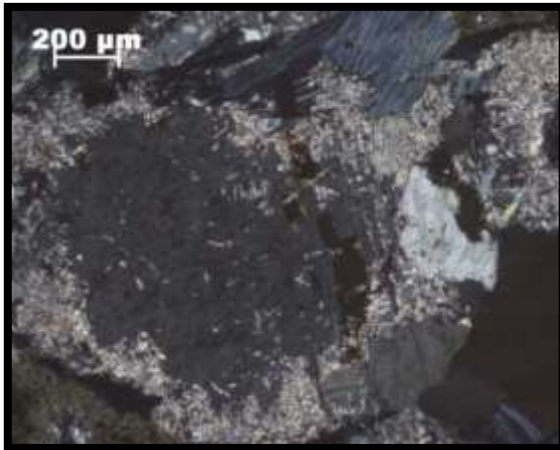
A biotite está geralmente associada à clorite por alteração – cloritização. Esta alteração liberta óxidos de ferro daí a presença de minerais opacos associados a estes dois minerais.

A clorite é facilmente identificável devido à sua cor verde e pleocroísmo intenso (Fotografia 149). A biotite ocorre com cor acastanhada com formas lamelares e por vezes marca alguma orientação da rocha.

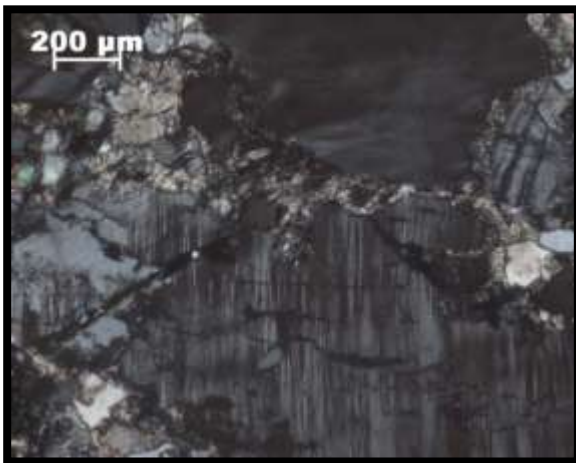
As formas de potencial reatividade presentes nesta amostra são: o quartzo com extinção ondulante e subgranulação do quartzo, bem como o quartzo microcristalino.



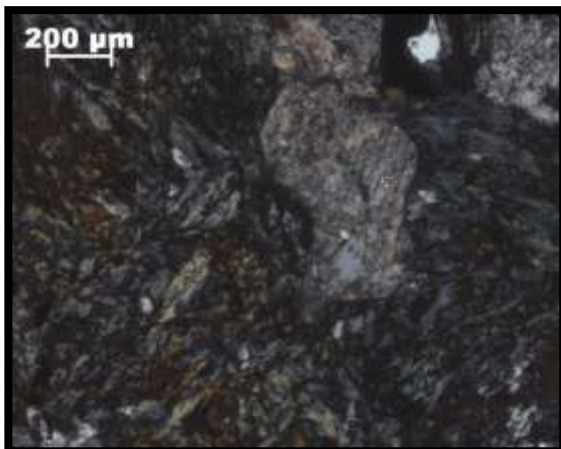
**Fotografia 145.** Minerais deformados devido a cataclase. Quartzo microcristalino. Imagem em NX.



**Fotografia 146.** Imagem em NX. Alteração da plagioclase para mica branca.



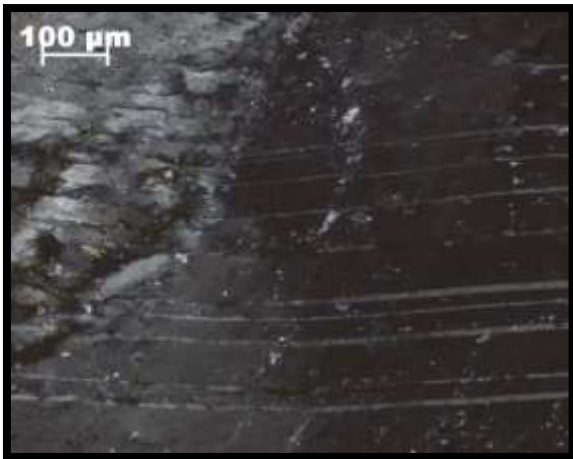
**Fotografia 147.** Imagem em NX. Aspeto geral das plagioclases.



**Fotografia 148.** Imagem Em NX. Sericitização e saussuritização com alteração das plagioclases para minerais do grupo do epídoto.



**Fotografia 149.** Imagem em N//. Cloritização de um agregado de biotite.



**Fotografia 150.** Plagioclase com maclas curvadas evidenciando deformação. Imagem em NX.

## Capítulo 3. Discussão dos resultados

No presente trabalho procurou fazer-se uma análise do estado atual do conhecimento sobre as reações álcali-sílica e as características dos agregados que podem condicionar o comportamento do betão.

Atendeu-se ao facto de se tratar de uma dissertação no âmbito da Geologia, não desenvolvendo em pormenor os mecanismos químicos das reações, normalmente tratados por especialistas nessa área da ciência, nem às consequências estruturais, avaliadas tradicionalmente por aqueles que dominam a Engenharia Civil.

A pesquisa bibliográfica permitiu concluir que a seleção dos componentes do betão é de grande importância e, em particular, dos agregados, uma vez que estes podem comprometer o desempenho do betão em obra. Destaca-se a caracterização quanto à reatividade potencial, uma vez que grande número de rochas contém formas de sílica que podem participar em reações químicas internas que provocam a deterioração do betão.

De assinalar, no entanto, que, também nesta matéria, não existe um consenso relativamente à listagem das rochas que podem ser potencialmente reativas, com base apenas na sua origem ou na designação petrográfica atribuída.

Concluiu-se, também, que as estruturas mais vulneráveis ao desenvolvimento da reação são as que estão em contacto com a água e que as características do betão, as condições de exposição à humidade e aos álcalis para além da variação de temperatura são fatores extremamente importantes ao desenvolvimento destas reações.

Não existe um mecanismo de reação universalmente aceite, conforme apresentado anteriormente no capítulo 5. Apesar da extensa bibliografia sobre o assunto, não há ainda consenso quanto às características de uma rocha que condicionam a sua reatividade. Por esta razão, cada caso é um caso e não existe uma listagem que tipifique uma determinada rocha, a partir do conhecimento da sua origem ou da designação petrográfica tradicionalmente atribuída, quanto à sua reatividade.

A análise petrográfica debruçou-se predominantemente na deteção de:

- Existência de formas de sílica amorfas. A reatividade da sílica amorfa e a decrescente reatividade com a evolução da cristalinidade reúnem, por ora, as opiniões dos especialistas.
- Presença de cristais de quartzo exibindo extinção ondulante, hipótese defendida essencialmente durante a década de 1980 e início de 1990. Neste aspeto, as normas mais utilizadas são ambíguas, uma vez que não referem o ângulo mínimo a partir do qual os cristais devem ser considerados potencialmente reativos (Grattan-Bellew, 1992).
- Ocorrência de quartzo microcristalino, tese já antiga, mas com mais realce a partir de meados da década de 1990. Neste contexto, o quartzo com extinção ondulante é indicado como referência,

dado que frequentemente está relacionado com a presença de quartzo micro ou criptocristalino (Wigum, 1995; Fernandes, 2005).

A nível microscópico, surgem alguns problemas de ordem prática, sobre os quais se encontra escassa informação na bibliografia. A observação petrográfica é intrinsecamente subjetiva, pelo que é importante quantificá-la nos parâmetros possíveis, daí a importância de ser sempre executada por um petrógrafo, com conhecimentos acerca da composição do betão e possíveis causas de deterioração (Silva e Rodrigues, 1993). Um outro problema é a escala das lâminas delgadas face à dimensão das obras onde os betões são utilizados. No entanto as lâminas delgadas de betão permitem a localização dos indícios de deterioração a caracterização dos produtos formados.

A petrografia tem aplicação no estudo do betão, para além da identificação de agregados e indícios de reação, há ainda outras características que são relevantes, mas que nesta dissertação não tiveram particular atenção como, a composição do cimento, a caracterização de adjuvantes e a determinação da razão água/cimento.

Surge, assim, mais uma vez a importância da multidisciplinaridade deste tema e a necessidade de uma colaboração estreita entre os técnicos/investigadores das diferentes áreas.

Face ao exposto, o trabalho desenvolvido apresenta-se como o princípio de um estudo muito amplo e multidisciplinar que teria ainda muito mais para desenvolver e que integra um projeto a nível mundial de estabelecimento de um atlas petrográfico de agregados reativos.

Apesar de não ser relevante para o assunto desta dissertação a recolha bibliográfica permitiu reconhecer que a aplicação da petrografia aos materiais de construção e, em particular, ao betão, está muito pouco desenvolvida em Portugal e que existe um número reduzido de geólogos a trabalhar nesta área.

Por outro lado, sendo uma ciência multidisciplinar, deve ser fomentado o desenvolvimento de ensaios para avaliação da reatividade, em especial ensaios que sejam mais adequados ao tipo de rochas mais utilizadas no nosso país. Para este desenvolvimento, convirá considerar a necessidade de equipamentos e técnicos que, com crescente experiência, imprimam o rigor que se impõe à obtenção de bons resultados.

No seguimento do Trabalho Prático, onde se descreveram todas as amostras quer de rocha quer de betão observadas e analisadas ao microscópio ótico, no presente capítulo pretende-se sintetizar mais concretamente as características que em cada uma podem contribuir para as reações alcalis-sílica, bem como se cada tipo de rocha ou agregado é reativo, potencialmente reativo ou inócuo.

Nos quadros 10 e 11 encontra-se uma síntese da análise petrográfica e os resultados obtidos, à luz dos conhecimentos actuais a nível nacional e internacional.

**Quadro 10.** Apresentação dos resultados da análise das rochas sedimentares.

| Rochas Sedimentares |                      |                               |                    |                                                                                |                        |
|---------------------|----------------------|-------------------------------|--------------------|--------------------------------------------------------------------------------|------------------------|
| Tipo de lâmina      | Nº da lâmina         | Designação                    | Tipo de Rocha      | Características de reatividade                                                 | Reatividade            |
| Rocha               | 1a,1b                | Pensilvânia                   | Grauvaque          | Extinção ondulante, subgranulação, quartzo microcristalino e criptocristalino. | Potencialmente reativo |
| Rocha               | 6a, 6b               | Massachussets                 | Grauvaque          | Extinção ondulante, quartzo microcristalino e criptocristalino.                | Potencialmente reativo |
| Rocha               | 7a, 7b               | Conrad (Nova Scotia)          | Grauvaque          | Extinção ondulante, quartzo microcristalino.                                   | Potencialmente reativo |
| Betão               | UK1                  | Reino Unido (Projeto Partner) | Grauvaque          | Extinção ondulante, quartzo microcristalino e criptocristalino.                | Potencialmente reativo |
| Betão               | SA WC1               | África do Sul                 | Argilito/Grauvaque | Sílica criptocristalina.                                                       | Potencialmente reativo |
| Betão               | SA WC2               | África do Sul                 | Argilito/Grauvaque | Sílica criptocristalina.                                                       | Potencialmente reativo |
| Rocha               | 10a, 10b, 10ai, 10bi | Spratt                        | Calcário silicoso  | Calcedónia, sílica criptocristalina e quartzo com extinção ondulante.          | Potencialmente reativo |
| Betão               | B1C_B1F              | Bélgica (Projeto Partner)     | Calcário silicoso  | Calcedónia, sílica microcristalina e criptocristalina.                         | Potencialmente reativo |
| Betão               | G1C_N3F              | Alemanha (Projeto Partner)    | Calcário silicioso | Sílica criptocristalina.                                                       | Potencialmente reativo |
| Betão               | D1C_D1F              | Dinamarca (Projeto Partner)   | Cherte             | Calcedónia e sílica criptocristalina.                                          | Potencialmente reativo |

**Quadro 11.** Apresentação dos resultados da análise das rochas metamórficas.

| Rochas Metamórficas |              |                          |                        |                                                                                                                            |                        |
|---------------------|--------------|--------------------------|------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------|
| Tipo de lâmina      | Nº da Lâmina | Designação               | Tipo de Rocha          | Características de reatividade                                                                                             | Reatividade            |
| Rocha               | 3a, 3b       | Maryland                 | Metadacito             | Cristais com subgranulação e bordos suturados.                                                                             | Potencialmente reativo |
| Rocha               | 8a, 8b       | Dakota do Sul            | Quartzito              | Quartzo microcristalino e criptocristalino, subgranulação, cristais estirados e com bordos suturados.                      | Potencialmente reativo |
| Rocha               | 12a, 12b     | Minnesota                | Quartzito              | Calcedónia, quartzo com extinção ondulante e subgranulação, sílica criptocristalina.                                       | Potencialmente reativo |
| Rocha               | SP3          | Espanha                  | Quartzito              | Quartzo microcristalino e criptocristalino, subgranulação, cristais estirados e com bordos suturados.                      | Potencialmente reativo |
| Betão               | It2          | Itália (Projeto Partner) | Quartzito              | Quartzo microcristalino e criptocristalino, extinção ondulante e subgranulação, cristais estirados e com bordos suturados. | Potencialmente reativo |
| Rocha               | 33a, 33b     | Argentina (Córdoba)      | Pseudotaquilito        | Quartzo com extinção ondulante e subgranulação, sílica criptocristalina.                                                   | Potencialmente reativo |
| Rocha               | 34a, 34b     | Argentina (Córdoba)      | Pseudotaquilito        | Quartzo com extinção ondulante e subgranulação, sílica criptocristalina.                                                   | Potencialmente reativo |
| Rocha               | SP1          | Espanha                  | Rocha calcossilicatada | Quartzo monocristalino com extinção ondulante e sílica criptocristalina.                                                   | Potencialmente reativo |
| Rocha               | SP2          | Espanha                  | Filito                 | Quartzo com extinção ondulante e subgranulação, sílica microcristalina e criptocristalina.                                 | Potencialmente reativo |
| Rocha               | SP4          | Espanha                  | Filito                 | Quartzo com extinção ondulante e sílica microcristalina.                                                                   | Potencialmente reativo |
| Rocha               | PN           | Noruega                  | Filito                 | Quartzo com extinção ondulante, quartzo microcristalino e criptocristalino.                                                | Potencialmente reativo |
| Rocha               | MC           | China                    | Milonito               | Quartzo microcristalino e criptocristalino, extinção ondulante e subgranulação, cristais estirados e com bordos suturados. | Potencialmente reativo |
| Betão               | N1a          | Noruega                  | Cataclasito            | Quartzo microcristalino e                                                                                                  | Potencialmente reativo |

|       |         |                           |             |                                                                                                                            |                        |
|-------|---------|---------------------------|-------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------|
|       |         |                           |             | criptocristalino, extinção ondulante e subgranulação, cristais estirados e com bordos suturados.                           |                        |
| Betão | N1b     | Noruega                   | Cataclasito | Quartzo microcristalino e criptocristalino, extinção ondulante e subgranulação, cristais estirados e com bordos suturados. | Potencialmente reativo |
| Betão | N1C_N3F | Noruega (Projeto Partner) | Cataclasito | Quartzo microcristalino e criptocristalino, extinção ondulante e subgranulação, cristais estirados e com bordos suturados. | Potencialmente reativo |
| Betão | N4      | Noruega (Projeto Partner) | Cataclasito | Quartzo microcristalino e criptocristalino, extinção ondulante e subgranulação, cristais estirados e com bordos suturados. | Potencialmente reativo |

Após a sistematização de toda a informação foi possível agrupar as principais características de reatividade potencial consoante cada litologia, apesar de ser uma tarefa difícil porque como já foi dito anteriormente, cada caso é um caso, e cada tipo de rocha tem características diversas, quer no que diz respeito aos minerais presentes, às formas de sílica potencialmente reativas, bem como texturas e microestruturas que interferem nestas reações.

Os os grauvaques são rochas sedimentares de origem detrítica e a principal característica de reatividade presente é a existência de sílica criptocristalina dispersa na matriz ou constituindo parte do cimento, sendo frequente encontrar associada a esta quartzo microcristalino. Pode-se no entanto observar clastos de quartzo com extinção ondulante nos clastos que formam as rochas.

Os argilitos são rochas de grão muito fino e com elevada percentagem de matriz, sendo por vezes difícil a identificação de formas de sílica potencialmente reativas, mas nas duas amostras estudadas foi identificada sílica criptocristalina dispersa na matriz argilosa.

Os calcários siliciosos são rochas de elevada reatividade. Para além da sílica criptocristalina presente na matriz, por vezes são visíveis formas de sílica amorfa, como a calcedónia, e ainda componentes diagenéticos como quartzo microcristalino que substitui por vezes a calcite, em poros ou nos componentes aloquímicos.

O cherte é composto por sílica microcristalina e criptocristalina, sendo uma rocha de elevada reatividade, que ainda conter calcedónia.

No que respeita às rochas metamórficas a deformação e recristalização têm um papel preponderante na sua reatividade potencial, pois provoca mudanças estruturais importantes, tais como a redução do grão (quartzo microcristalino e criptocristalino), deformação dos cristais (estiramento e bordos suturados).

Os quartzitos embora por norma não sejam rochas reativas, mas se possuírem elevadas quantidades de componentes reativos, podem ser considerados potencialmente reativos. Nos casos estudados são reativos, pois os seus clastos exibem na sua maioria extinção ondulante e subgranulação, estiramento dos cristais e, frequentemente, ocorre quartzo microcristalino e criptocristalino.

Os filitos são rochas de estrutura foliada e a principal característica de reatividade é o facto de, por vezes, haver uma redução significativa do grão, originando quartzo microcristalino e criptocristalino.

Os milonitos formam-se por deformação dúctil e como consequência há estiramento dos cristais de quartzo, que, juntamente com a existência de quartzo microcristalino e criptocristalino presente na matriz, conferem reatividade potencial.

Quanto aos cataclasitos, contrariamente às rochas anteriores formam-se por deformação frágil quase sem recristalização, sendo a matriz o principal componente de reatividade pois é constituída por quartzo microcristalino e criptocristalino.

Nos pseudotaquilitos as características de reatividade potencial são a existência de sílica criptocristalina, quartzo com extinção ondulante e subgranulação.

Os metadacitos são rochas metavulcânicas onde é evidente o estiramento dos cristais de quartzo e a subgranulação, sendo rochas potencialmente reativas.

As rochas calcossilicatadas são potencialmente reativas tendo como característica principal a presença de sílica criptocristalina e quartzo com extinção ondulante.

Assim depois da observação das lâminas e organização dos resultados nas tabelas 5 e 6 pode-se assumir que as litologias que apresentem formas de sílica criptocristalina e microcristalina, são por norma consideradas as mais reativas, assim como o quartzo intensamente deformado.

**Considerações**  
**Finais**

Face ao atrás exposto, espera-se que este trabalho de investigação possa contribuir para o desenvolvimento do tema, em especial na captação do interesse de outros geólogos relativamente à petrografia aplicada aos materiais de construção. Esta técnica é uma daquelas em que a intervenção de um geólogo mais se justifica, seja porque domina os métodos e equipamentos da petrografia, ou porque os seus conhecimentos lhe permitem, à partida, prever as possíveis limitações de um agregado, com base na sua natureza e história geológica.

As reações álcalis-sílica são as mais estudadas em termos de reações internas do betão e mais frequentemente referidas na literatura, razão pela qual será dado particular destaque em parágrafo que se segue. Trata-se de uma reação química entre os hidróxidos alcalinos, libertados durante a hidratação do cimento Portland, e formas de sílica reativa presentes nos agregados.

Este fenómeno é atribuído à maior solubilidade das formas de sílica amorfa, desordenada ou fracamente cristalina em soluções de elevado pH, formando-se um gel que absorve água e expande, podendo gerar tensões suficientemente elevadas para originar fissuração das partículas de agregado e do betão e causar danos à estrutura.

O crescente número de ocorrências de estruturas afetadas pelas reações expansivas internas, nomeadamente em pontes e obras hidráulicas, torna pertinente o incentivo à busca de soluções que impeçam o seu surgimento, pois embora não se tenha ainda uma solução corretiva que o faça, pode evitar-se que novas estruturas manifestem essa anomalia utilizando métodos eficientes na prevenção, eliminando maiores gastos com manutenção e, em última instância evitando, a perda de capacidade operacional da estrutura.

Atualmente o exame petrográfico dos agregados é o método mais seguro para despistagem da reatividade potencial aos álcalis. Trata-se de um método, de aplicação relativamente rápida e económica, que permite avaliar a reatividade potencial de agregados contendo quartzo, particularmente os que provocam reação lenta/retardada. Apresenta como limitação, a dependência da sensibilidade e experiência do petrógrafo.

Embora tenha havido tentativas para uma sistematização por grupos dos agregados, como por exemplo a que consta da BS 812: Part 1, 1975, as classificações atuais em petrografia do betão baseiam-se na divisão tradicional quanto à origem em rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, apresentando uma listagem de termos petrográficos simples, aplicáveis à maior parte dos tipos de rocha usados como agregados.

Destacam-se as normas internacionais e nacionais ASTM C 294-98, 2002; BS 812: Part 102, 1989; NP EN 932-3, 2010, e Especificação LNEC E 415, 1993. A recomendação comum é que a classificação do agregado contenha três elementos essenciais: a descrição do tipo de agregado; a descrição das características físicas; a classificação petrológica, mas efetivamente é necessário alargar e melhorar estas classificações a nível petrográfico, contemplando a textura, microestrutura e minerais de sílica presentes na rocha, pois como se comprovou ao longo desta dissertação estas características das rochas condicionam a reatividade.

Tal como sucede noutros países, seria desejável que fosse desenvolvida uma cultura de prevenção que conduzisse à classificação sistemática das rochas portuguesas com vista à sua utilização como agregados, envolvendo especialistas das diferentes áreas de conhecimento. A atual legislação (EN 206-1, 2007), para além dos ensaios físicos e químicos necessários à certificação de um agregado, contempla a análise petrográfica como método de determinação da presença de espécies potencialmente reativas aos álcalis do cimento.

Assim se constata a relevância do estudo feito na presente dissertação. A análise das amostras de diversos países a nível mundial, teve como objetivo final compreender as características da reatividade dos diferentes tipos de rocha e integrar essa informação num documento de divulgação.

Com o estudo dos principais tipos de rochas aplicados mundialmente como agregados para betão pretende-se contribuir para o estabelecimento de critérios a utilizar na análise petrográfica e, em particular, para a definição e implementação de novas normas internacionais para caracterização de agregados.



## **Referências bibliográficas**

ACI, 1998, "State-of-the-art report on alkali-aggregate reactivity", Reported by ACI Committee 221, American Concrete Institute, Michigan, 31 p.

Adams, A.E., MacKenzie, W.S., Guilford, C. (1984) – "Atlas of sedimentary rocks under the microscope". Longmans, Harlow.

Appleton, J., Costa, A., 2001, "Caso de estudo: Viaduto Duarte Pacheco em Lisboa", Seminário sobre Degradação de Estruturas por Reacções Expansivas de Origem Interna, LNEC, Lisboa.

ASTM C 294-98, 2002, "Standard descriptive nomenclature for constituents of natural mineral aggregates", The American Society for Testing and Materials, Philadelphia, 7 p.

ASTM C 295-98, 2002, "Standard guide for petrographic examination of aggregates for concrete", The American Society for Testing and Materials, Philadelphia, 8 p.

ASTM C114, 2000. "Standard Test Methods for Chemical Analysis of Hydraulic Cement". The American Society for Testing and Materials, Philadelphia.

Barrow, G. 1893. On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the southeastern Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism. Quarterly Journal of the Geological Society of London, 49:330-358.

BCA, 1992, "The diagnosis of alkali-silica reaction. Report of a working party", British Cement Association Publication 45.042, 44 p.

Ben Haha, M., 2006. "Mechanical effects of alkali silica reaction in concrete studied by sem-image analysis", Thèse pour l'obtention du grade de Docteur ès sciences, Faculté Sciences et Techniques de L'Ingénieur, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, Lausanne, Tunisie, 176 p.

Berra, M., Bertacchi, P., 1991, "Alkali-aggregate reaction in concrete dams", Water Power and Dam Construction, Vol. 43 (4): 12-16.

Bérubé, M.A., Duchesne, J., Dorion, J.F., Rivet, M., 2002, "Laboratory assessment of alkali contribution by aggregates to concrete and application to concrete structures affected by alkali-silica reactivity", Cement and Concrete Research, Vol. 32 (8): 1215-1227.

Bérubé, M. A.; Dorion, J. F.; Duchesne, J.; Fournier, B.; Vezina, D., 2003. "Laboratory and field investigations of the influence of sodium chloride on alkali silica reactivity", Cement and Concrete Research, n.º33, pp. 77-84.

Bérubé, M. A.; Duchesne, J.; Dorion, J. F.; Rivest, M., 2004a. "Reply to the discussion by C. Shi of the paper: Laboratory assessment of alkali contribution by aggregates to concrete and application

to concrete structures affected by alkali-silica reactivity”, *Cement and Concrete Research*, Vol. 34 (5), pp. 897-899.

Bérubé, M. A.; Duchesne, J.; Dorion, J. F.; Rivest, M., 2004b. “A Reply to the discussion by Mingshu Tang of the paper: Laboratory assessment of alkali contribution by aggregates to concrete and application to concrete structures affected by alkali-silica reactivity”, *Cement and Concrete Research*, Vol. 34 (5), pp. 903-904.

Besem, P.H., Demars, P., 1989, “Reactions alkalis-granulats dans le beton”, *Annales des Travaux Publics de Belgique*, Vol. 4, Ministère des Travaux Publics, Belgique: 345-359.

Boggs, Jr., 2009. “Petrology of Sedimentary Rocks”. 2<sup>nd</sup> edition. Cambridge University Press.

BRE Digest 330, 1991, “Alkali aggregate reactions in concrete”, Building Research Establishment, U.K, 7 p.

Broekmans, M.A.T.M., 2002, “The alkali-silica reaction: mineralogical and geochemical aspects of some Dutch concretes and Norwegian mylonites”, PhD. Thesis, University of Utrecht, 144 p.

Brown, E.T., Richards, L.R., Barr, M.V., 1977, “Shear strength characteristics of Delabole slates”, *Proceedings of Conference on Rock Engineering*, Newcastle upon Tyne: 33-51.

BS 7943, 1999, “Guide to the interpretation of petrographical examinations for alkali-silica reactivity”, British Standards Institution, London, 15 p.

BS 812: Part 102, 1989, “Testing aggregates. Part 102: Methods for sampling”, British Standards Institution, London, 9 p.

BS 812: Part 104, 1994, “Testing aggregates. Part 104: Methods for qualitative and quantitative petrographic examination of aggregates”, British Standards Institution, London, 19 p.

BS EN 196-21, “Methods of testing cement; determination of the chloride, carbon dioxide and alkali content of cement”, British Standard, 1992.

Bucher, K & Frey, M., 1994. “Petrogenesis of Metamorphic Rocks”. 6<sup>a</sup> th Edition Complete Revision of Winhler’s Textbook. Springer-Verlag, 318pp.

Capra, B.; Bournazel, J. P.; Bourdarot, E., 1995. “Modelling of alkali-aggregate reaction effects in concrete dams”, In: *Proceedings of the Second International Conference on Alkali-Aggregate Reaction in Hydroelectric Plants and Dams*, USCOLD, Tennessee, EUA, pp. 441-455.

Carvalho, A. M. G., 1997. “Geologia - petrogénese e orogénese”.. Universidade Aberta. Lisboa, p: 97-104.

- Carvalho, A. M. G., 2006. "Geologia Sedimentar – Rochas Sedimentares". Volume III. Âncora editora.
- Concrete Society, 1987, "Alkali-silica reaction: minimising the risk of damage to concrete. Guidance notes and model specification clauses", Technical Report nº 30, 3rd Edition, Concrete Society, London, 34 p.
- Constantiner, D., Diamond, S., 2003, "Alkali release from feldspars into pore solutions", Cement and Concrete Research, Vol. 33 (4): 549-554.
- Costa, A.J.S. 1997. "Durabilidade de estruturas de betão armado em ambiente marítimo". Tese para a obtenção do grau de Doutor em engenharia civil. Lisboa: Instituto Superior Técnico, 1997. pp. 9-127.
- Coutinho, J. S. 1998. "Durabilidade". Tese para a obtenção do grau de doutor. Porto: Faculdade Engenharia Universidade do Porto.
- De La Roche, H.; Leterrier, J.; Grandclaude, P. & Marchai, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R I R<sub>2</sub>-diagram and major-element analyscs - Its relationships with current nomenclatura. Chemical Geology, 29:183-210.
- Diamond, S., 1976, "A review of alkali-silica reaction and expansion mechanisms. 2. Reactive aggregates", Cement and Concrete Research, Vol 6 (4): 549-560.
- Dolar-Mantuani, L.M.M., 1981, – "Undulatory extinction in quartz used for identifying potentially alkali-reactive rocks", Proceedings of the 5th International Conference on Alkali-aggregate Reaction in Concrete, Cape Town. National Building Research Institute Pretoria, paper S252/36.
- Dunham, R.J. (1962). "Classification of carbonate rocks according to depositional texture". In Ham, W.E. Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir. 1. pp. 108-121.
- EN 206-1, 2007, "Concrete - Part 1: Specification, performance, production and conformity", Comité Europeu de Normalização, Brussels, 72 p.
- Especificação LNEC E 388, 1993, "Betões. Análise macro e micro-estrutural. Exame petrográfico", Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa, 18 p.
- Especificação LNEC E 415, 1993, "Inertes para argamassas e betões – Determinação da reactividade potencial com os álcalis. Análise petrográfica", Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa, 6 p.

Fernandes, M. I. G., 2005. "Caracterização petrográfica, química e física de agregados graníticos em betões. Estudo de casos de obra", Tese de Doutoramento em Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Porto.

Folk, R.L.1974. "The petrology of sedimentary rocks". Hemphill Publishing Co., Austin, Texas, USA, 182 p.

Fookes, P. G., 1980. "An introduction to the influence of natural aggregates on the performance and durability of concrete", Quarterly Journal of Engineering and Geology, L3, pp. 207-229.

Foradaba, J. S., 2005. "Envejecimiento de presas por reacciones expansivas en el hormigón", Tese, Departamento de Construção, Escola Superior Técnica de Caminhos, Canais e Portos de Barcelona, Universidade Politécnica da Catalunha, Barcelona, 124 p.

Fournier, B.; Bérubé, M. A., 1993. "General notions on alkali-aggregate reactions", in: Petrography and Alkali-Aggregate Reactivity, CANMET, Ottawa, Canada, pp. 7-69,.

Fournier, B.; Bérubé, M. A.,1980. "General notions on alkali-aggregate reactions", in: Petrography and Alkali-Aggregate Reactivity, CANMET, Ottawa, Canada, pp. 7-69, 1993 FRENCH, W. J., "Reactions between aggregates and cement paste - an interpretation of the pessimum", Quarterly Journal of Engineering Geology, Vol. 13, pp. 231-247.

French, W. J., 1991, "Concrete petrography: a review", Quarterly Journal of Engineering Geology, Vol. 24: 17-48.

Gillott, J.E., 1975, "Alkali-aggregate reactions in concrete", Engineering Geology, Vol. 9: 303-326.

Gillott, J.E., 1980, "Properties of aggregates affecting concrete in North America", Quarterly Journal of Engineering Geology, London, Vol. 13: 289-303.

Gogte, B.S., 1973, "An evaluation of some common Indian rocks with special reference to alkali-aggregate reactions", Engineering Geology, Vol. 7: 135-153.

Goldsmith, J. R. and Graf, D. L.1958. "Structural and compositional variations in some natural dolomites". Journal of Geology, 66,678-693.

Grattan-Bellew, P.E., 1992, "Microcrystalline quartz, undulatory extinction & the alkali-silica reaction", Proceedings of the 9th International Conference on Alkali-Aggregate Reaction in Concrete, London: 383-394.

Grattan-Bellew, P.E., 2001, "Petrographic and technological methods for evaluation of concrete aggregates", In: Ramachandran, V.S. e Beaudoin, J.J. (editors), Handbook of analytical techniques

in concrete science and technology. Principles, techniques, and applications, Noyes Publications, EUA : 63-230.

Hibbard, M. J. 1995. "Petrography to petrogenesis". Pub. Prentice-Hall Inc, New Jersey.

Hobbs, D. W. (Editor), 1988, "Alkali-silica reaction in concrete", Thomas Telford Ltd. London, 183 p.

Hobbs, D. W., 1984, "Expansion of concrete due to alkali-silica reaction", Structural Engineer, Cement and Concrete Association, Slough, 9 p.

ICOLD, 1991, "Alkali-aggregate reaction in concrete dams", International Commission on Large Dams, Committee on Materials for Concrete Dams, Bulletin 79. Paris, 157 p.

Kennerley, T., 1980. "Corrosion resistance of concrete in a geothermal environment with special reference to the cooling tower proposed for Ohaaki", Chemistry Division Report, New Zealand Department of Scientific and Industrial Research.

Kurtis, K. E.; Collins, C. L.; Monteiro, P. J. M., 2002. "The surface chemistry of the alkali-silica reaction: a critical evaluation and x-ray microscopy", Concrete Science and Engineering, Vol. 4, Março.

KYHARA, Y., 1997. "The influence of carbonation of the alkali-aggregate reaction mechanism", International congress on the chemistry of cement 10 proceedings, Vol. 4.

Larive, C., 1998, "Apports combinés de l'expérimentation et de la modélisation à la compréhension de l'alcali-réaction et de ses effets mécaniques", Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Paris, 395 p.

Le Roux, A., 2001, "Les mécanismes mis en jeu dans les dégradations dues à l'alcali-réaction", Seminário Degradação de Estruturas por Reacções Expansivas de Origem Interna, LNEC, Lisboa.

Levy, S. M., 2001. "Contribuição ao estudo da durabilidade de concretos, produzidos com resíduos de concreto e alvenaria", Tese de Doutoramento em Engenharia Civil, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo.

Lopes, L. Ericeira, 2004. "Modelagem mecânica e numérica da reacção álcalis – agregado com aplicação a barragens de concreto", Tese de Doutoramento, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Lorenzi, G, Jensen, J, Wigum, B, Sibbick, R, Haugen, M, Guédon, S, Åkesson, U (2006). "Petrographic atlas of the potentially alkali-reactive rocks in Europe". FP5 – Partner-project-GRD1-CT-2001-40103. Geological Survey of Belgium Professional Paper 2006/1-Nº302, 63 pp.

- Mayfield, B., 1990, "The quantitative evaluation of the water/cement ratio using fluorescence microscopy", Magazine of Concrete Research, Vol. 42 (150): 45-49.
- Mehta, P.K., 1992, "Sulfate attack on concrete – a critical review", In: J. Skalny (Editor), Materials Science of Concrete III, American Ceramic Society, Westerville, OH: 105-130.
- Metha, P. K., 1986. "Concrete. Structure, properties and materials", Englewood Cliffs, NJ Prentice-Hall.
- Michel, B., Thiébaud, J., Wackenheim, C., 2003, "Intérêt de la minéralogie des granulats dans la connaissance des risques de l'alcali-réaction, Bulletin of Engineering Geology and the Environment, Vol. 62 (2): 145-153.
- Mielenz, R.C., 1946, "Petrographic examination of concrete aggregates", Geological Society of America Bulletin, Vol. 57 : 309-318.
- Miyashiro, 1994. "Metamorphic petrology". Oxford University Press.
- Moore, I.C., Gribble, C.D., 1980, "The suitability of aggregates from weathered Peterhead granites", The Quarterly Journal of Engineering Geology, N° 13: 305-314.
- Neiva, J.M.C., Lima, C., Plasencia, N., Ferreira, F., 1995, "Concrete deterioration of the Pracana dam: microscopy and rehabilitation", Proceedings of the 5th Euroseminar on Microscopy Applied to Building Materials, Leuven: 151-161.
- Neiva, J.M.C., Neiva, A.M.R., Godinho, M.M., 1965, "Meteorização do Granito em Clima Temperado Quente – Alteração do Granito de Pisões (Montalegre), Memória e Notícias nº 60, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra e Centro de Estudos Geológicos: 33-53.
- Neves, J.C.M.B., Lobo, L.M., Nunes, J.M.O., 1964, "Considerations sur les etudes du beton de quelques grands barrages portugais", Huitième Congrès International des Grands Barrages, Q.30 R.23, Edinburgh : 369-392.
- Neville, A.M., 1999, "Properties of concrete", 4th edn. Pearson Education Limited, Essex, 844pp.
- Nixon, P.J., Collins, R.J., Rayment, P.L., 1979, "The concentration of alkalies by moisture migration in concrete – a factor influencing alkali aggregate reaction", Cement and Concrete Research, Vol 9 (4): 417-423.
- NP EN 12620, 2010, "Agregados para betão", Norma Portuguesa, Instituto Português da Qualidade, 56 p.

NP EN 12620:2002+A1, 2010, "Agregados para betão", Norma Portuguesa, Instituto Português da Qualidade, 56 p.

NP EN 197-1, 2001, "Cimento. Parte 1: Composição, especificações e critérios de conformidade para cimentos correntes.", Norma Portuguesa, Instituto Português da Qualidade, 35 p.

NP EN 932-3, 2010, "Ensaio para determinação das propriedades gerais dos agregados. Parte 3: Procedimento e terminologia para a descrição petrográfica simplificada", Norma Portuguesa, Instituto Português da Qualidade, 14 p.

Olafsson, H., 1986. "The effect of relative humidity and temperature on alkali expansion of mortar bar", Proceedings of the 7th International Conference on Alkali-Aggregate Reaction in Concrete, Ottawa, Canada, pp. 461-465.

Olafsson, H., 1987. "The effect of relative humidity and temperature on alkali expansion of mortar bar", In: P. E. Grattan - Bellew (Editor), International conference (on) concrete alkali-aggregate reactions, Park Ridge, N.J. Noyes Publications, pp. 461-465.

Owsiak, Z., 2004, "Alkali-aggregate reaction in concrete containing high-alkali cement and granite aggregate". Cement and Concrete Research, Vol. 34 (1): 7-11.

Peterson, M. G.; Ulm, F.J, 2000. "Chemoplasticity of the alkali-silica reaction in concrete: modelling of stress-induced anisotropy", Report, Department of Civil & Environmental Engineering - School of Engineering, Massachusetts, EUA.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., and Siever. R. 1987. "Sand and Sandstone". 2<sup>nd</sup> edition. Springer-Verlag Publishers, New York.

Poole, A.B., 1992, "Introduction to alkali-aggregate reaction in concrete", In: Swamy, R.N. (Editor), The alkali-silica reaction in concrete, Blackie and Son Ltd., London, pp. 1-29.

Portugal F., M., 1972. "Rochas Metamórficas". Livraria Almedina, Coimbra. 203pp.

Powers, T.C., Steinour, H.H., 1955, "An interpretation of some published researches on the alkali-aggregate reaction. Part 2 – A hypothesis concerning safe and unsafe reactions with reactive silica in concrete", Journal of American Concrete Institute, Title nº 51-40: 758-811.

Prince, W., Perami, R., 1993, "Mise em evidence du role essentiel des ions OH- dans les reactions alcali-silice", Cement and Concrete Research, Vol 23 (5) : 1121-1129.

Proença, A.M., 1995, "Adjuvantes e adições – Influência na durabilidade", 1<sup>a</sup> Jornadas de Estruturas de Betão, Porto: 31-46.

Reis, M.O.B., Silva, H.S., Silva, A.S., 1996, "Ocorrência de reacções álcalis-inerte em Portugal. Estudos de Casos", Betão Estrutural 1996 – 6º Encontro Nacional sobre Estruturas Pré-esforçadas, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, Lisboa, 1996: 2.37-2.48.

Rendell, F., Jauberthie, R., Grantham, M., 2002, "Deteriorated concrete. Inspection and physicochemical analysis", Thomas Telford, London, 194 p.

Rhoades, R., Mielenz, R.C., 1946, "Petrography of concrete aggregate", Journal of the American Concrete Institute, Vol. 17 (6): 581-600.

Ribeiro, M., A., 2005. "Petrologia Metamórfica". Textos de apoio às aulas. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

RILEM AAR-0, 2003, "Detection of alkali-reactivity potential in concrete – Outline guide to the use of RILEM methods in assessments of aggregates for potential alkali-reactivity", TC 191-ARP: Alkali-reactivity and prevention – Assessment, specification and diagnosis of alkali-reactivity, prepared by I. Sims and P. Nixon, Materials and Constructions, Vol. 36: 472-479.

Rogers, C. A., "Testing Canadian aggregates for alkali reactivity", In: P. E. Grattan-Bellew (Editor), International conference (on) concrete alkali-aggregate reactions, Park Ridge, N.J. Noyes Publications, pp. 259-263, 1987.

Santos S. A., 2006. "Degradação do betão por reacções álcalis-sílica – Utilização de cinzas volantes e metacaulino para a sua prevenção", Tese de Doutoramento em Engenharia Civil pela Escola de Engenharia da Universidade do Minho, Teses e Programas de Investigação, Laboratório Nacional de Engenharia Civil, 339 p., Lisboa.

Shayan, A., 1992, "The "pessimum" effect in an accelerated mortar bar test using 1M NaOH solution at 80° C", Cement and Concrete Composites, Vol. 14 (4): 249-255.

Silva, H.S., Rodrigues, J.D., 1993, "Importância, ocorrência em Portugal e métodos de diagnóstico das reacções álcali-agregado em betões. Contribuição dos conhecimentos geológicos", Geotecnica, Nº 67: 65-76.

Sims, I., Brown, B., 1998, "Concrete aggregates", In Peter C. Hewlett (Editor), Lea's Chemistry of Cement and Concrete, 4th Edition, Arnold. London: 903-1011.

Smith, M.R., Collis, L. (Editores), 2001, "Aggregates. Sand, gravel and crushed rock aggregates for construction purposes", 3rd edition, Revised by Fookes, P.G., Lay, J., Sims, I., Smith, M.R., West, G., Geological Society Engineering Geology Special Publication Nº 17, London, 339 p.

- Soares, D. C. M., Silva, A. M. S. 2008. "Estudo da influência de adições minerais na inibição da formação de estringite retardada no betão" - Resultados preliminares. Trabalho efectuado no âmbito do estudo PIP 2005-2008 "Reacções expansivas internas no betão. Prevenção e mitigação dos seus efeitos" e do Projecto FCT PTDC/CTM/65243/2006 EXREACT- Mitigação de reacções deletérias expansivas internas em estruturas de betão. Lisboa: Laboratório Nacional de Engenharia Civil, 2008. pp. 1-25.
- Spry, A. 1969. "Metamorphic Textures". Pergamon, New York, 352 pp.
- St John, D.A., Poole, A.B., Sims, I., 1998, "Concrete petrography – A handbook of investigative techniques", Arnold, U.K, 474 p.
- Stievenard-Gireaud, D., 1987, "Etude de la réaction alcalis-silice dans des bétons" Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Rapport de recherche LPC N° 144, Paris, 104 p.
- Struble, L., Skalny, J., Mindess, S., 1980, "A review of the cement-aggregate bond", Cement and Concrete Research, Vol 10 (2): 277-286.
- Swamy, R.N. (Editor), 1992, "The alkali-silica reaction in concrete", Blackie and Son Ltd., London, 336 p.
- Taylor, H.F.W., 1997, "Cement chemistry", 2nd edition, Thomas Telford Publishing, London, 459 p.
- Tucker, M.E., 2001. "Sedimentary Petrology. An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks", Blackwell Sciences.
- Wentworth, C.K., 1922. "A scale of grade and class terms for clastic sediments". Journal of Geology. USA, v. 30.
- West, G., 1996, "Alkali-aggregate reaction in concrete roads and bridges", Thomas Telford Publications, London, 167 p.
- Wigum, B. J., 1995, "Alkali-aggregate reactions in concrete – properties, classification and testing of Norwegian cataclastic rocks", PhD. Thesis, University of Trondheim, The Norwegian Institute of Technology, Norway, 227 p.
- Winter, J. D. 2001. "An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology". Prentice Hall. 697pp.
- Wirgot, S., 1992, "La mesure du rapport eau/ciment du béton durci au microscope optique", Infrastructuur in Het Leefmilieu 2/92: 127-133.
- Yardley, B.W.D., Mackenzie, W.S. & Guilford, C., 1990. "Atlas of the metamorphic rocks and their textures". Longman, Harlow.

Yardley, B.W.D.,1989. "An Introduction to Metamorphic Petrology". Longman Earth Science Series; Prentice Hall, Harlow, 248pp.

#### **Documentos da internet:**

Subcommission the systematics of metamorphic rocks (SCMR) in international union of geological Sciences (IUGS): <http://www.bgs.ac.uk/scmr/> (consultado a 16/03/2012).

#### **Pesquisa da internet:**

[http://e-Geo.ineti.pt/geociencias/edicoes\\_online/diversos/guiao\\_litoteca/indice.htm](http://e-Geo.ineti.pt/geociencias/edicoes_online/diversos/guiao_litoteca/indice.htm) (consultado a 22/05/2012 ).

[http://e-geo.ineti.pt/bds/lexico\\_geologico/fotos.aspx?termo=Fácies](http://e-geo.ineti.pt/bds/lexico_geologico/fotos.aspx?termo=Fácies) (consultado a 22/02/2012).

<http://www.whitman.edu/geology/winter/Petrology/Ch%2023a%20Met%20Textures%201.ppt> (consultado a 15/04/2012).

[http://www.visionlearning.com/library/module\\_viewer.php?mid=140](http://www.visionlearning.com/library/module_viewer.php?mid=140) (consultado a 21/03/2012).

[http://www.visionlearning.com/library/module\\_viewer.php?mid=140](http://www.visionlearning.com/library/module_viewer.php?mid=140) (consultado a 21/03/2012).

<http://vefur.honnun.is/farin/petroatlas/webindex.htm> (consultado a 25/11/2011).