

# ESTUDOS DE PALEOTENSÃO EM AGREGADOS QUARTZOSOS DEFORMADOS NATURALMENTE; METODOLOGIA E ENSAIO DE APLICAÇÃO A QUARTZITOS DO ARENIGIANO (PORTALEGRE)

A. Mateus<sup>1</sup> e H. Duarte<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Bloco C2, Piso 5, Campo Grande, 1700 Lisboa

## Abstract

Shear corridors that affect the quartzite rocks of Arenigian age outcropping at Serra da Penha (Portalegre) were developed under non-coaxial deformation conditions and most probable temperatures between 350 to 400°C, enabling the establishment of a regime 2 or transition between dislocation creep regimes 2 and 3 (Hirth & Tullis, 1992). The dimension showed by subgrains, recrystallized grains and relic grains outline log-normal distributions; the typical dimension of each grain type is well characterized by the weighed modal value of each distribution.  $\sigma$  values are extremely sensitive to the dimension values of subgrains and recrystallized grains. The uncertainty related to  $\dot{\epsilon}$  estimation reflects mainly the accuracy of experimental and/or theoretical equations in the quantification of natural deformed systems, although the obtained strain rates ( $10^{-13}$  -  $10^{-10}$  s<sup>-1</sup>) are geological credible.

## Resumo

Os corredores de cisalhamento que afectam as rochas quartzíticas do Arenigiano aflorantes na Serra da Penha (Portalegre) desenvolveram-se em condições de deformação não coaxial sob temperaturas mais prováveis entre os 350 e os 400°C, permitindo o estabelecimento de regimes de cedência intracristalina do tipo 2 ou de transição 2-3 (Hirth & Tullis, 1992). As distribuições de valores dimensionais admitidas por subgrãos, grãos recrystalizados e grãos relíquia são log-normais; a dimensão característica de cada tipologia de grão é cabalmente caracterizada pela moda ponderada de cada distribuição. As magnitudes de  $\sigma$  são extremamente sensíveis aos valores de dimensão apresentados pelos subgrãos e grãos recrystalizados. A incerteza relativa à estimativa de  $\dot{\epsilon}$  reflecte a maior ou menor aplicabilidade das equações experimentais e/ou teóricas na quantificação de sistemas deformados naturais, se bem que as taxas de deformação obtidas ( $10^{-13}$  -  $10^{-10}$  s<sup>-1</sup>) sejam plausíveis do ponto de vista geológico.

A determinação experimental de leis de fluxo, geralmente complementada pela caracterização de microestruturas geradas na dependência de diferentes mecanismos de deformação, tem sido frequentemente utilizada na avaliação do comportamento mecânico das rochas constituintes da litosfera em função de vários parâmetros físico-químicos, de entre os quais se destacam a temperatura (T), taxa de deformação ( $\dot{\epsilon} = d\epsilon/dt$ ), estado de tensão e abundância relativa de fluidos aquosos (e.g. Knipe, 1989). O desenvolvimento das diferentes micro e macroestruturas que, por norma, caracterizam as rochas presentes nos diversos níveis crustais depende, contudo, de numerosos outros parâmetros, para além dos já enunciados. Estes, inerentes à própria massa rochosa sujeita a deformação, compreendem: (i) a composição mineralógica da mesma, incluindo a dimensão, forma e eventual orientação preferencial dos cristais que a compõem; (ii) a actividade termodinâmica de certas impurezas (e.g. OH<sup>-</sup>) incorporadas na estrutura dos minerais constituintes da rocha e sua influência quer na nucleação e propagação de fracturas intragranulares, quer nas taxas de migração dos defeitos lineares e nos valores de tensão necessários ao escorregamento intracristalino, i.e., requeridos pela activação dos diferentes sistemas de deslizamento; (iii) a distribuição e geometria de microfracturas pré-existentes que determinam a permeabilidade do meio rochoso; (iv) a abundância e agressividade química dos fluidos intersticiais e sua relação com os mecanismos de corrosão sob tensão ao longo de microdescontinuidades diversas; e (v) os processos metassomáticos ocorridos na massa rochosa ante- ou sintectónicos, conducentes ao estabelecimento de paragénese secundárias constituídas por minerais cujo quimismo e estrutura permitem acomodar facilmente a energia de deformação associada a eventos de cedência subsequentes. Algumas das incertezas impostas por estes parâmetros podem ser substancialmente minimizadas recorrendo ao estudo experimental de rochas monominerálicas, como os quartzitos. O quartzo, relativamente inerte do ponto de vista químico, apresenta ainda características estruturais que lhe conferem grande utilidade como marcador de deformação. Mais, sendo este tectossilicato um constituinte fundamental da maioria das rochas que compõem a crosta continental, a análise dos mecanismos que regem o seu comportamento mecânico contribui de forma significativa para a compreensão da reologia litosférica e para a resolução de muitos dos problemas que se colocam em Geologia Estrutural. A utilização da dimensão dos subgrãos ou grãos recrystalizados de quartzo em estudos de paleotensão é disso um exemplo, não obstante a calibração das equações adquiridas via experimental e a representatividade dos valores de dimensão utilizados na estimativa da tensão diferencial ( $\sigma = (\sigma_1 - \sigma_3)$ ) levantarem com alguma frequência interrogações de índole diversa. O

presente trabalho tem, pois, como objectivo primordial a discussão sumária de algumas das questões que usualmente se colocam em estudos de paleotensão, utilizando como exemplo de aplicação os quartzitos do Arenigiano aflorantes na Serra da Penha (Portalegre). Pretende-se, como primeira aproximação ao problema: 1) testar a metodologia de amostragem dos valores de dimensão maior e menor dos subgrãos (inter e intragranulares, denominados Si e Se, respectivamente) e grãos recristalizados (Rc) com o auxílio de um microscópio óptico; 2) caracterizar as distribuições de valores de Si, Se e Rc, bem como as relativas à dimensão menor e maior dos grãos relíquia (Gr); 3) estimar as variações admitidas por  $\sigma$ , recorrendo às equações propostas por Ardell *et al.*, Twiss, Mercier *et al.* e White (Rannali, 1984 e referências citadas); e 4) analisar de forma geral a plausibilidade dos valores de  $\dot{\epsilon}$  determinados a partir de  $\sigma$ , assumindo quer a lei de fluxo para migração lenta de deslocações (*dislocation creep*) em quartzo (e.g. Rannali, 1984), quer as leis de fluxo experimentalmente determinadas para quartzitos em ambiente hidratado e anidro. Estas últimas, tomando geralmente a forma  $\dot{\epsilon} = A\sigma^n e^{(-H/RT)}$ , têm como constantes os parâmetros A, H e n que se encontram listados em numerosos trabalhos de investigação, como por exemplo o de Abalos *et al.* (1996); a este respeito importa notar que R e T representam, respectivamente, a constante dos gases perfeitos e a temperatura (°K). Procurar-se-á, por último, apurar os intervalos de valores mais prováveis de  $\sigma$  e de  $\dot{\epsilon}$ , sob os quais se processou a acomodação da deformação pelas rochas quartzíticas.

Os quartzitos arenigianos aflorantes na Serra da Penha localizam-se no Subdomínio de Portalegre-Esperança, onde extensos corredores de cisalhamento marcam a transição entre os domínios setentrionais e meridionais das Zonas de Ossa-Morena e Centro-Ibérica, respectivamente (e.g. Pereira *et al.*, 1997). Estes metassedimentos detríticos são bastante puros e predominantemente constituídos por grãos de quartzo de dimensão média a grosseira; filossilicatos intersticiais (de natureza moscovítica predominante), grãos rolados de dimensão micrométrica de zircão e turmalina (estes últimos bastante escassos), constituem as principais fases minerais acessórias que, em conjunto, raramente excedem 10% da rocha total. Nos domínios preservados da deformação cisalhante, os quartzitos apresentam *fabric* isótropo e os grãos de quartzo exibem geralmente endurecimento bastante heterogéneo. Na proximidade das zonas de cisalhamento, os quartzitos adquirem *fabric* anisótropo acentuado que, à escala microscópica, consiste em alinhamentos de grãos de quartzo achatados e indentados, cujas junções intergranulares se encontram invariavelmente sublinhadas por subgrãos e grãos recristalizados. Nestes casos, a frequente preservação de estruturas núcleo/manto constitui um excelente indicador do balanço efectivo entre os processos de recuperação e recristalização dinâmica do agregado cristalino. A passagem gradual deste tipo de texturas às que, por norma, descrevem rochas protomiloníticas, marca as faixas de cedência que macroscopicamente limitam os corredores de cisalhamento; os grãos primários de quartzo (fortemente endurecidos) adquirem morfologia fusiforme e, na maioria das situações, encontram-se rodeados por mantos de grãos recristalizados. Estádios de maior ductilidade do agregado cristalino possibilitam o desenvolvimento de autênticas fitas de quartzo, geralmente mal preservadas mercê da intensa recristalização dinâmica; a presença de uma matriz recristalizada é apenas reconhecida em domínios particulares das zonas de cisalhamento, permitindo delimitar faixas miloníticas s.s. no seio das mesmas. De acordo com os trabalhos experimentais desenvolvidos por Hirth & Tullis (1992), tais características microestruturais ilustram cabalmente o estabelecimento de condições propícias a *dislocation creep* do tipo 2 ou de transição entre os tipos 2 e 3 em rochas quartzíticas sujeitas a deformação não coaxial. Por outras palavras: a alternância entre domínios com textura protomilonítica ou milonítica s.s. traduz a intervenção de mecanismos de recuperação em que a trepa de deslocações se encontra activa e a recristalização é fundamentalmente induzida por rotação progressiva de subgrãos; taxas de cedência baixas sob condições de temperatura mais provável entre os 350 e os 400°C, poderão ainda ser deduzidas com base nos mapas de deformação empiricamente determinados para este tipo de rochas.

A utilização de microscópios ópticos correntes em estudos de carácter microestrutural conduz inevitavelmente a certas imprecisões, porquanto nem sempre possibilita a identificação fidedigna de subgrãos e grãos recristalizados (em particular os que apresentam dimensões próximas ou abaixo do limite de resolução óptica), limitando, conseqüentemente, a caracterização amostral de populações de pequena dimensão. Daqui se depreende a vantagem (necessi-

dade l) em caracterizar estatisticamente as distribuições de valores de dimensões maior e menor dos subgrãos (Si e Se), grãos recristalizados (Rc) e grãos relíquia (Gr). Mais se compreende que as magnitudes subseqüentemente determinadas para  $\sigma$  e  $\dot{\epsilon}$  não são mais do que estimativas grosseiras dos valores reais.

Por forma a satisfazer os objectivos acima explicitados, examinaram-se detalhadamente três lâminas delgadas representativas de amostras colhidas em um perfil transversal a um corredor de cisalhamento. A fixação de um carreto à platina graduada do microscópio permitiu amostrar de forma objectiva uma área de 1.7 cm  $\times$  2.7 cm de cada lâmina, seguindo uma rede quadrangular de 324 nós distanciados 1 mm entre si. A medição dos alongamentos maior (Lg) e menor (Lp) de grãos constituintes das tipologias previamente definidas realizou-se em dois pontos de amostragem por nó, seguindo sempre o mesmo critério (sentido retrógrado a partir da origem – nó, *i.e.*, cruzamento dos fios do retículo). Na impossibilidade de efectuar uma medição em determinado nó, este foi considerado como “vazio”, permitindo assim seleccionar os dados necessários à estimativa das percentagens relativas de cada tipologia de grãos por lâmina delgada. Apesar da influência dos “vazios” na amostragem não ter sido quantificada, pensamos que tal poderá ser negligenciado, pois a rede utilizada garante a aquisição de observações independentes entre si (já que compreende espaçamentos entre nós muito superiores às dimensões maiores dos grãos a medir).

As distribuições percentuais obtidas para as várias tipologias de grãos revelam que a intensidade da deformação se correlaciona directamente com a crescente preponderância de subgrãos e de grãos recristalizados em detrimento da abundância relativa das relíquias de grãos originais, o que se enquadra perfeitamente no conjunto das observações qualitativas inicialmente efectuadas. Os domínios mais deformados da rocha quartzítica são predominantemente constituídos por subgrãos (82.5%), correspondendo aos grãos recristalizados um valor percentual de 12.5%. Outro aspecto interessante prende-se com o comportamento das razões entre alongamentos maior e menor por tipologia: os valores modais ponderados para os grãos recristalizados aproximam-se bastante da unidade, diferindo significativamente de 1 no caso dos subgrãos; tal é consistente com a morfologia esperada para estes elementos cristalinos com base em estudos teóricos e experimentais, envolvendo estas últimas observações em microscopia electrónica de transmissão. Note-se ainda que a utilização dos valores modais ponderados se justifica pelo facto dos mesmos minimizarem substancialmente eventuais exotismos decorrentes de erros de observação ou, inclusivamente, de eventuais heterogeneidades da população real.

A análise das distribuições de dimensão envolveu a censura de dados de modo a obter histogramas discriminativos. Em casos extremos censuraram-se quatro observações, correspondentes a exotismos resultantes de heterogeneidades texturais, tais como grãos relíquia muito alongados existentes em corredores de subgranulação. *Não existem, pois, evidências objectivas para efeitos de mistura de populações.* De modo geral, as *distribuições obtidas apresentam comportamentos log-normais*, cuja análise teórica denota o efeito multiplicativo de causas independentes. Por outras palavras, na escala em que a amostragem decorreu, não existe qualquer correlação entre os parâmetros físico-químicos que determinam a dimensão das várias tipologias de grãos, pelo que os mesmos são independentes. Em termos geológicos, tal significa que existem numerosas causas (*e.g.* T,  $fH_2O$ , estado de tensão, *etc.*) que, de forma independente e multiplicativa, condicionam o desenvolvimento e, conseqüentemente, a dimensão e distribuição, dos subgrãos e grãos recristalizados. Neste contexto, acresce mencionar a ocorrência de algumas distribuições de “carácter” normal, que se podem dever à menor discriminação dos dados de dimensão inferior a 0.015 mm. Tal não exclui totalmente a possibilidade de existirem distribuições de valores de dimensão com tendência normal; estas representam, de facto, casos particulares dos modelos log-normais. A *moda* de cada distribuição de valores é, pois, em qualquer caso, o parâmetro que, do ponto de vista geológico, mais se adequa à *representação da dimensão característica de cada tipologia de grão*. Esta “dimensão mais frequente” será ainda a que melhor caracteriza os subgrãos desenvolvidos em cada um dos estádios intermédios do percurso de endurecimento/recuperação de uma população inicial de cristais, já que existe uma evolução gradual inequívoca das distribuições dimensionais em estádios de deformação progressivamente mais intensos, no sentido destas adquirirem valores sucessivamente menores e representativos de cada patamar evolutivo. No caso presente, o cálculo da

moda foi efectuado com base no método gráfico que envolve a determinação do valor ponderado através do histograma.

As estimativas de  $\sigma$  foram efectuadas com base nas equações acima mencionadas, recorrendo aos valores modais ponderados das distribuições de valores de dimensão maior e menor para cada tipologia de grão. Os resultados obtidos revelam que: 1) as diferenças entre os valores modais relativos aos alongamentos maiores e menores dos grãos pertencentes às tipologias consideradas influenciam de modo significativo a determinação de  $\sigma$ ; 2) as magnitudes de  $\sigma$  estimadas a partir da dimensão dos grãos recristalizados são tendencialmente mais elevadas (151 a 270 MPa para Lp e 103 a 162 MPa para Lg) quando as equações propostas por Ardell *et al.* são utilizadas; o recurso às equações teóricas de Twiss conduz a valores de  $\sigma$  significativamente mais baixos (86 a 109 MPa para Lp e 58 a 65 MPa para Lg); e 3) as estimativas de  $\sigma$  a partir da dimensão modal dos subgrãos, sejam eles intra ou intergranulares, são sempre inferiores aos acima mencionados, variando entre 30 a 61 MPa para Lp e entre 15 a 39 MPa para Lg.

A estimativa de  $\dot{\epsilon}$  usando as dimensões modais dos grãos recristalizados e a lei de fluxo para *dislocation creep* em quartzo, mostra que valores em torno de  $10^{-9}$  a  $10^{-12}$  s<sup>-1</sup> são obtidos no intervalo de temperatura considerado, *i.e.* 350 a 400°C; uma ordem de grandeza aceitável para  $\dot{\epsilon}$  situar-se-á na vizinhança de  $10^{-10}$  s<sup>-1</sup>, admitindo a tendência manifestada pelos intervalos de valores obtidos. A mesma lei de fluxo permite encontrar para  $\dot{\epsilon}$  valores que se distribuem nos intervalos  $[10^{-13}, 10^{-11}]$ s<sup>-1</sup> e  $[10^{-14}, 10^{-11}]$ s<sup>-1</sup>, utilizando as dimensões modais dos subgrãos (Lp e Lg, respectivamente) para o referido intervalo térmico. A utilização das leis de fluxo empiricamente determinadas para quartzitos, conduz a valores de  $\dot{\epsilon}$  variáveis entre  $[10^{-15}, 10^{-9}]$ s<sup>-1</sup> e  $[10^{-16}, 10^{-8}]$ s<sup>-1</sup>, consoante se considerem ambientes de deformação anidros ou hidratados, qualquer que seja o valor modal da dimensão (Lp ou Lg). Daqui se infere uma ordem de grandeza para  $\dot{\epsilon}$  globalmente compreendida entre  $10^{-13}$  e  $10^{-10}$  s<sup>-1</sup>.

O leque de valores obtido para  $\sigma$  e  $\dot{\epsilon}$ , reflectindo a variabilidade dimensional admitida em particular pelos subgrãos intra- e intergranulares, aparenta reflectir também a maior ou menor aplicabilidade das equações experimentais e/ou teóricas à análise de microestruturas geradas em condições naturais. São, de facto, conhecidas desde há muito as condicionantes impostas à extrapolação dos resultados experimentais para a realidade geológica; são também conhecidas as numerosas dificuldades técnicas na determinação dos estados de equilíbrio experimental e na obtenção de aparatos laboratoriais que reproduzam com fidelidade os meios dinâmicos e complexos naturais; conhecem-se ainda relações de dependência diferentes entre  $\sigma$  e os vários mecanismos de recristalização dinâmica conducentes a valores dimensionais análogos. Daí que, com muita probabilidade, as equações utilizadas na estimativa de  $\sigma$  e  $\dot{\epsilon}$  transcrevam diferentes relações de dependência entre estas variáveis e a dimensão dos subgrãos e grãos recristalizados, algumas das quais apenas verificáveis em determinados regimes de *dislocation creep* para agregados quartzosos; quiçá apenas aplicáveis em contextos microestruturais desenvolvidos em regimes de *dislocation creep* do tipo 3 (Hirth & Tullis, 1992). Estudos em curso, envolvendo as equações propostas por Pierce & Christie (1987) e por Hacker *et al.* (1992), permitirão discutir objectivamente a aceitação das estimativas efectuadas para  $\dot{\epsilon}$ .

## Agradecimentos

Os autores agradecem a colaboração de M.F. Pereira, bem como o financiamento da JNICT através do projecto de investigação REDIBER – PBICT/P/CTA/2113/95.

## Referências

- Abalos B., Azcarraga J., Gil Ibaguchi J.I., Mendia M.S., Zalduegui J.F.S. (1996) Flow stress, strain rate and effective viscosity evaluation in a high-pressure metamorphic nappe (Cabo Ortegal, Spain). *J. metamorphic Geol.*, 14, 227-248.
- Hacker B.R., Yin A., Christie J.M., Davies G.A. (1992) Stress magnitude, strain rate, and rheology of extended middle continental crust inferred from quartz grain sizes in the Whipple Mountains, California. *Tectonics*, 11: 36-46.
- Hirth G., Tullis J. (1992) Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, 14, 145-159.
- Knipe R.J. (1989) Deformation mechanisms – recognition from natural tectonites. *J. Struct. Geol.*, 11: 127-146.
- Pereira M.F., Silva J.B., Mateus A. (1997) Meso and microstructural study of the Armoricaian Quartzites and Urra Formations in the Portalegre-Esperança Subdomain: stratigraphic and kinematic implications to Paleozoic evolution. *XIV Reun. Geologia do Oeste Peninsular*: 181-188.
- Pierce M.L., Christie J.M. (1987) Kinetics of grain growth in quartz aggregates. *Eos Trans. AGU*, 68, 422.
- Rannali G. (1984) Grain size distribution and flow stress in tectonites. *J. Struct. Geol.*, 6: 443-447.