

## ANÁLISE MICROESTRUTURAL DE FÁCIES GRANÍTICAS SIN- E TARDI-D<sub>3</sub> DO SECTOR OESTE DO BATÓLITO VILA REAL-CARVIÇAIS

A. Mateus<sup>1</sup>

1: Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Ed. C2, Piso 5, Campo Grande, 1700 Lisboa, Portugal

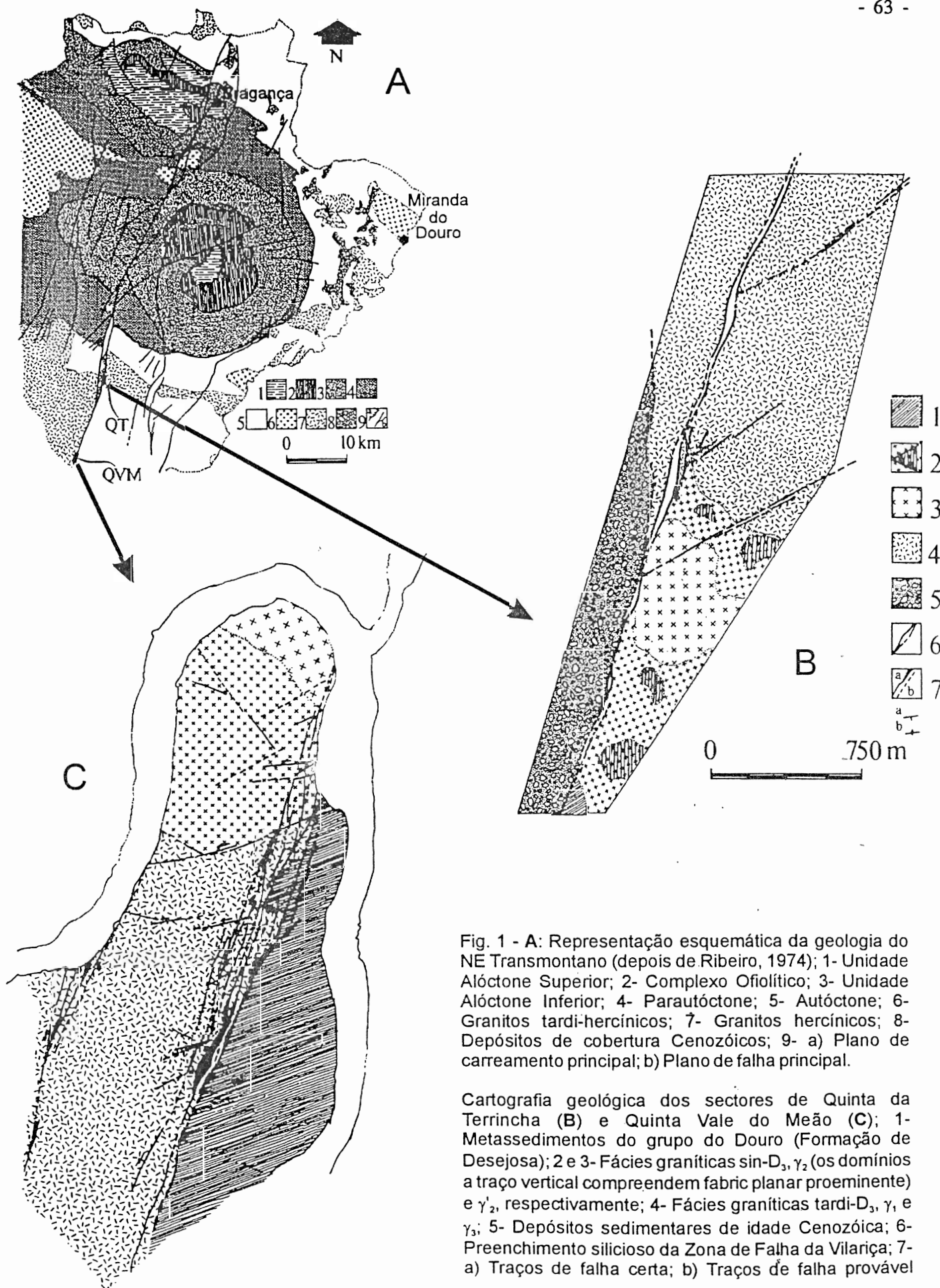
### Abstract

The examined synorogenic granite facies belong to the western domain of the Vila Real-Carviçais batholith. The observed strain heterogeneity is mainly due to continuous-discontinuous yielding mechanisms at the grain scale, which are usually coupled with hydrothermal alteration of some primary minerals; the chemical and mechanical behaviour of feldspars s.l. and quartz did play an important role during the bulk (ductile) deformation experienced by the granitic rocks. Deformation took place shortly after granite solidification and can be shown to be syn-D<sub>3</sub>; it occurred under P-T conditions of 3-5 kbar and 400-500°C. Taking the average size of quartz subgrains and recrystallized quartz grains, the most probable yielding rate can be estimated; it ranges from 10<sup>-14</sup> to 10<sup>-12</sup> s<sup>-1</sup>.

As rochas graníticas alvo do presente estudo representam quatro das fácies constituintes do bloco oriental do antiforma D<sub>3</sub> Vila Real-Carviçais aflorantes nos sectores de Quinta Vale do Meão e Quinta da Terrincha (N de Vila Nova de Foz Côa - Silva *et al.*, 1989; Mateus, 1995). Muito embora estas fácies compreendam paragénese mineralis similares, o reconhecimento de texturas próprias, atribuíveis a constrangimentos estruturais contemporâneos ou posteriores à sua instalação, concorre para a sua distinção e estabelecimento de critérios de cronologia relativa. As fácies  $\gamma_2$  e  $\gamma'_2$  são assim classificadas como sintectónicas relativamente a D<sub>3</sub>, enquanto que os granitos  $\gamma_1$  e  $\gamma_3$  representam termos tardi-D<sub>3</sub> (fig. 1).

Macroscopicamente, a fácies  $\gamma_2$  (granito de Zedes - Cabeça Boa - Especiarias) caracteriza-se pelo seu carácter porfiróide e matriz média a grosseira localmente rica em biotite. O desenvolvimento, ainda que extremamente heterogéneo, de *fabrics* plano-lineares de direcção global N50-70W e a presença de cisalhamentos semi-dúcteis precoces e incipientes segundo N20W e, por vezes, N60W, atestam cabalmente a influência dos esforços regionais D<sub>3</sub>, sugerindo que durante esta fase de deformação a consolidação do granito estaria incompleta. O contacto entre as fácies  $\gamma_2$  e  $\gamma'_2$  (granito de Castedo - Cabanas de Cima) processa-se gradualmente e, nas zonas de transição, é comum observarem-se alinhamentos grosseiros de núcleos biotíticos de rumo médio variável entre N65W a N80W. Não obstante a paragénese mineral característica de  $\gamma'_2$  ser análoga à de  $\gamma_2$ , a vincada heterogeneidade da primeira, aliada à presença de frequentes xenólitos e esparsos megacristais que se destacam de uma matriz fina a média relativamente rica em biotite ( $\pm$  moscovite), possibilitam o seu reconhecimento macroscópico. Acresce mencionar que as fácies graníticas sin-D<sub>3</sub> exibem geralmente uma importante rede de veios (incluindo estruturas de natureza pegmatítica) e filonetes cujo desenvolvimento polifásico é, na sua essência, condicionado por eventos de deformação atribuíveis ao regime de tensões de transição D<sub>3</sub>/D<sub>4</sub> e D<sub>4</sub> (e.g. Mateus *et al.*, 1995).

O estudo petrográfico das fácies sin-D<sub>3</sub> permite colocar em evidência a presença de quantidades idênticas de feldspato alcalino e plagioclase ( $\approx$  40 a 60% da rocha total), quartzo (25-35%), moscovite (10-30%) e alguma biotite. Apatite, clorite, rútilo, esfena, zircão, turmalina, raro epídoto e, talvez, ilmenite, ocorrem em quantidades acessórias. As plagioclases são essencialmente do tipo albite/oligoclase ( $10.2 \leq An \leq 3.6$  mole%) e albite



( $0.1 \leq An \leq 10.2$  mole %), enquanto os feldspatos alcalinos exibem uma amplitude de distribuição da molécula Ab tendencialmente maior, se bem que variável entre 2.3 e 4.5 mole%, nos cristais matriciais incipientemente deformados de ortoclase, e compreendida entre 2.3 e 7.5 mole % em cristais congêneres alvo de deformação plástica acentuada, tal como na microclina.

A fácies  $\gamma_1$  (granito de Estevais - Cabanas de Baixo), apenas presente no sector de Quinta da Terrincha, apresenta textura hipidiomórfica de granularidade média, evidenciando, por vezes, um fabric plano-linear grosseiro segundo a direcção média N60W. A mineralogia essencial compreende feldspato alcalino e plagioclase (cerca de 50-60% da rocha total), quartzo (30-35%), moscovite (3-10%) e biotite ( $\leq 10\%$ ). Como fases acessórias regista-se a presença de turmalina, apatite, zircão, clorite (pseudomorfa de biotite), leucoxena e quantidades menores de esfena e epidoto. A fácies  $\gamma_3$  (granito da Quinta Vale do Meão) aflora, por seu turno, no sector de Quinta Vale do Meão e constitui um caso particular no conjunto dos granitos tardi-D<sub>3</sub> de duas micas. Apresenta granularidade média e, regra geral, textura grosseiramente orientada, contactando a Norte com a fácies  $\gamma_2$  segundo acidentes esquerdos de direcção média N60-70E. A alteração hidrotermal pronunciada, escassez de megacristais de feldspato, predominância relativa de moscovite e desenvolvimento de texturas cataclásticas (na dependência directa da zona de falha da Vilarica), possibilitam, regra geral, a sua delimitação cartográfica. A associação mineralógica principal comporta essencialmente microclina e plagioclase (40-60%), quartzo (25-45%) e moscovite ( $\approx 10\%$ ); a turmalina, clorite (pseudomorfa dos raros cristais de biotite), apatite e óxidos de ferro ocorrem como acessórios. Acresce mencionar que as plagioclases constituintes das fácies graníticas tardi-D<sub>3</sub> se distribuem privilegiadamente pelas famílias de composição  $An_{4.2}$ - $An_{12.2}$  e  $An_{1.6}$ - $An_{4.3}$ , para as quais as concentrações em  $KAlSi_3O_8$  são, regra geral, negligenciáveis; cristais de albite com conteúdos em molécula An e Or inferiores a 0.9 e 2.4 mole %, respectivamente, abundam na matriz de algumas amostras representativas do granito  $\gamma_3$ . Os feldspatos alcalinos característicos destas fácies evidenciam composição homogénea, sublinhada por conteúdos em  $NaAlSi_3O_8$  e  $CaAl_2Si_2O_8$  tendentes para o intervalo de maior probabilidade [1.0, 2.5] mole% e para um leque de valores abaixo de 0.1 mole %, respectivamente.

A deformação sin-D<sub>3</sub> traduz-se sobretudo pela presença de micro-estruturas devidas a fenómenos de endurecimento/recuperação frequentemente seguidos por recristalização, denotando cedência em regime dúctil e/ou de transição para o domínio semi-frágil assistida por fluxos de fluido de natureza tardi-magmática predominante. Tal estilo de deformação revela-se, à escala da lâmina delgada, por: (1) extinção ondulante pronunciada e indentação moderada a extrema dos grãos de quartzo que, por vezes, exibem bandas de deformação incipientes; (2) faixas intergranulares de subgrãos de quartzo com dimensões médias compreendidas entre 20-150  $\mu m$  e 50-100  $\mu m$ , consoante se desenvolvam nas fácies graníticas sin-D<sub>3</sub> e tardi-D<sub>3</sub>, respectivamente; (3) grãos alongados de quartzo recristalizado no seio das faixas de subgrãos mais importantes, invariavelmente isentos de marcadores ópticos de deformação intracristalina, apresentando dimensões médias entre 20 e 60  $\mu m$ ; (4) extinção ondulante incipiente a forte da ortoclase; (5) bandas de segregação (geralmente colmatadas por FK I ( $\pm$  Alb I)) em continuidade estrutural ou apresentando limites difusos, no seio dos cristais de oligoclase e, mais raramente, albite/oligoclase e microclina; (6) maclagem mecânica das plagioclases; (7) mantos de recristalização mal preservados em torno de secções irregulares deformadas de ortoclase e

oligoclase constituídos, respectivamente, por agregados de pequenos cristais (15-40  $\mu\text{m}$ ) não deformados de Alb II + FK II  $\pm$  quartzo  $\pm$  sericite e de Alb II + sericite  $\pm$  quartzo; (8) fracturação intragranular intensa e recristalização dinâmica da biotite, permitindo o desenvolvimento de agregados filitosos alvo de alteração tardia, mas onde ainda é possível reconhecer a presença de intercrescimentos de cristais micrométricos (20-50  $\mu\text{m}$ ) de Chl I  $\pm$  Ser I  $\pm$  Biot I  $\pm$  óxidos de ferro e titânio; (9) *bend gliding*, *kinking* e recristalização dinâmica da moscovite, dando lugar a mantos periféricos de sericite quimicamente análoga ao cristal deformado; e (10) fracturação intragranular notória da maioria dos minerais ígneos.

Tendo em conta (1) os constrangimentos químico-mecânicos impostos ao desenvolvimento das microestruturas referidas, (2) os domínios P-T de estabilidade das paragéneses minerais em jogo (deduzidos com base na análise da variabilidade composicional admitida pelas várias espécies minerais), bem como (3) as equações empiricamente deduzidas por Hansen & Carter (1982) para o granito de Westerly deformado em ambiente húmido, é possível afirmar que a deformação D<sub>3</sub> registada pelas fácies graníticas examinadas comporta um estilo misto, induzido pela intervenção de fluxos de fluido hidrotermal e acção de mecanismos de cedência contínua-descontínua à escala microscópica sob temperaturas relativamente elevadas (400-500°C), pressões compreendidas no intervalo mais provável de 3-5 kbar, e taxas de fluência variáveis no intervalo mais provável [ $10^{-14}$ ,  $10^{-12}$ ] s<sup>-1</sup>.

Os dados disponíveis, suportam ainda a relação de contemporaneidade entre a acomodação da deformação e o percurso terminal da instalação/arrefecimento das fácies graníticas sin-D<sub>3</sub> estudadas. As tensões regionais correlativas da terceira fase de deformação hercínica terão assim contribuído para o desenvolvimento heterogéneo de corredores estruturais intra-graníticos (por vezes, verdadeiras zonas de cisalhamento incipientes) em nível estrutural consistente com o obtido para cisalhamentos dúcteis sin-D<sub>3</sub> em outras áreas do orógeno varisco (e.g. Burg & Laurent, 1978; Berthé *et al.*, 1979; Iglesias & Choukroune, 1980).

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Berthé, D.; Choukroune, P.; Jegouzo, P., 1979. Ortogneiss, gneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1(1): 31-42.
- Burg, J.P.; Laurent, P., 1978. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, 47: 15-42.
- Hansen, F.D.; Carter, N.L., 1982. Creep of selected crustal rocks at 1000 MPa. *Trans. Am. Geophys. Un.* (EOS), 63: 437.
- Iglesias, M.; Choukroune, P., 1980. Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2(1/2): 63-68
- Mateus, A., 1995. Evolução tectono-térmica e potencial metalogenético do troço transmontano da Zona de Falha Manteigas-Vilariça-Bragança. Dissertação de candidatura ao grau de Doutor, Fac. Ciências da Univ. Lisboa: 195 p. (TOMO I); 994 p. (TOMO II).
- Mateus, A.; Ribeiro, A.; Barriga, F.J.A.S., 1995. Pore fluid and seismogenic characteristics of fault rocks within the Vilariça Fault Zone (NE Portugal): evidences for deep fluid circulation during the uplift of the variscan continental crust. In: *IV Congresso Nacional de Geologia, Memória nº4*, Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade do Porto: 281-285.
- Silva, A.F.; Rebelo, J.A.; Ribeiro, M.L., 1989. Notícia Explicativa da Folha 11-C: Torre de Moncorvo. *Serviços Geológicos de Portugal*: 65 pg.