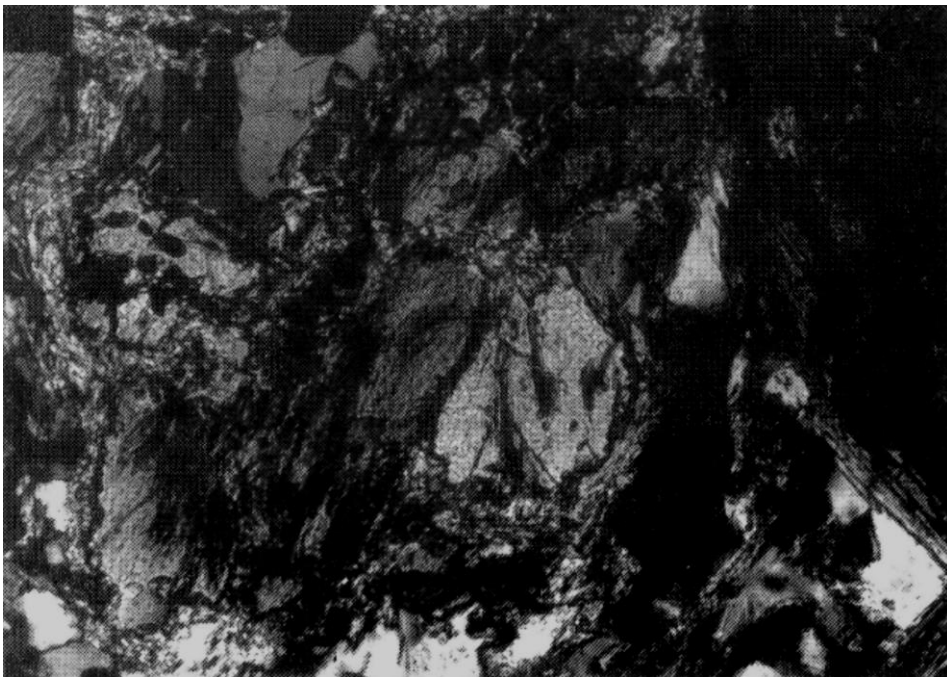


## CAPÍTULO IV – PETROGRAFIA



Carnicero, A., 1982.

*"Esta amostra de granito está mesmo a dizer: olhem para mim, estou aqui tão fresca!"*

*T. Bento dos Santos, 2013*

## 1. AMOSTRAGEM

Para a realização da caracterização petrográfica do Complexo Anatéctico de Figueira de Castelo Rodrigo-Lumbrales (CAFCR-L), procedeu-se à recolha de 62 amostras (Fig. 1), sendo que 45 amostras correspondem a litótipos relacionados com o CAFCR-L (granitos de duas micas, granodiorito sin-D<sub>3</sub>, diatexitos, metatexitos, encraves paleossomáticos, leucossomas e rochas calcossilicatadas intercaladas em alto grau metamórfico). As restantes 17 amostras correspondem a quartzitos e filitos do encaixante, colhidos para efeito de referência a nível da estrutura da Zona de Cisalhamento de Juzbado-Penalva do Castelo, bem como para controlo de isógrada de metamorfismo no encaixante do CAFCR-L. A descrição integral e detalhada de cada amostra recolhida encontra-se no Anexo III.

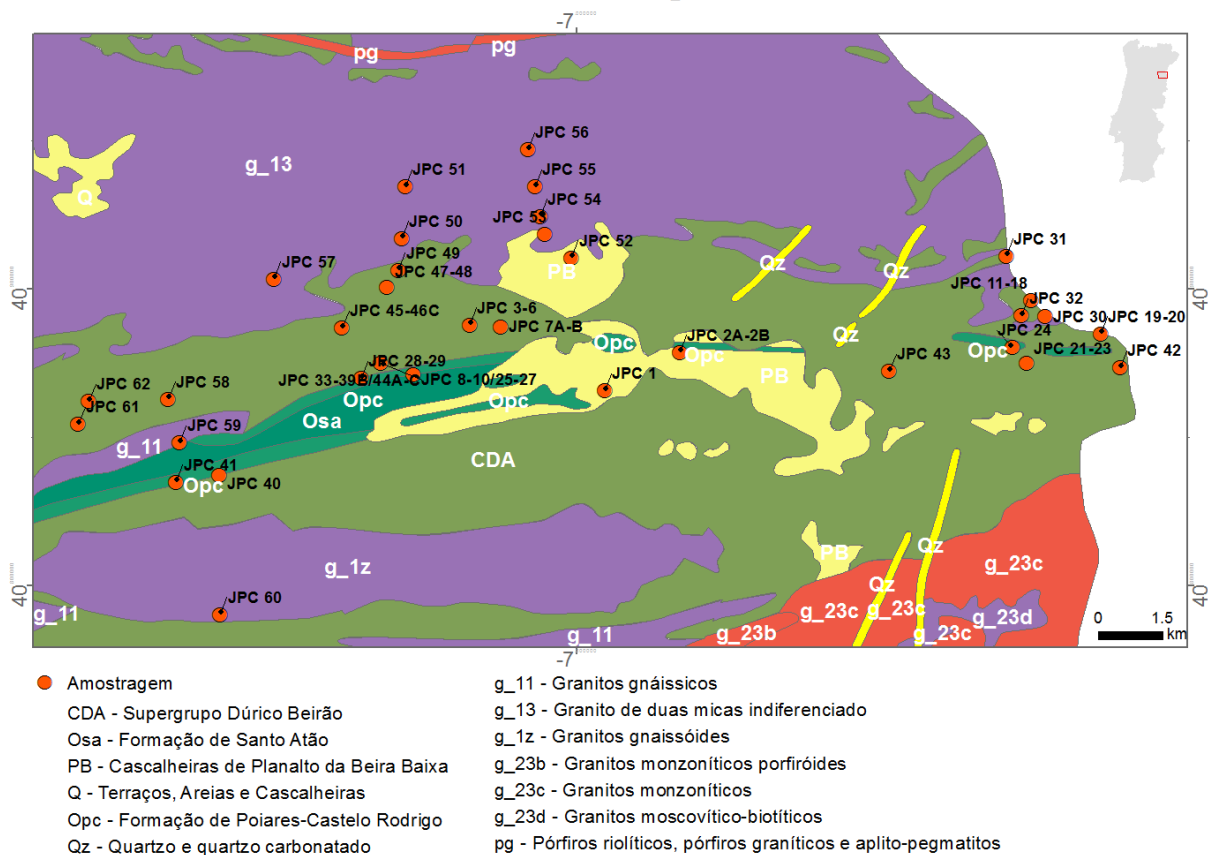


Figura 1. Mapa de localização da amostragem realizada no âmbito deste estudo, com base na Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000.

## 2. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

### 2.1 Migmatitos – série pelítica

As relações de campo observadas entre as diversas unidades migmatíticas, permitiu individualizar um domínio onde predominam os metatexitos, mais próximo à Zona de Cisalhamento de Juzbado-Penalva do Castelo (ZCJPC), e que evolui, para Norte, para diatexitos e posteriormente para os granitos, especialmente o granito  $\gamma$ III, como parece evidente no mapa litológico do CAFCR-L (Anexo

II). Os migmatitos apresentam, por vezes, algumas características texturais particulares, como a intercalação de leucossomas e paleossomas numa textura estromática (Fig. 2), por vezes nebulítica. Observa-se ainda o desenvolvimento de dobras ptigmáticas, no sentido do processo de migmatização (Fig. 3). Macroscopicamente, os resíduos mesossomáticos a paleossomáticos apresentam uma textura fibrosa, típica, podendo conter fibrolite (Fig. 4). A individualização de leucossomas aumenta progressivamente ao distanciar-se da zona de contacto com a ZCJPC, com extracção dos leucossomas para canais de alimentação (Fig. 5), que são intersectados por canais externos, posteriores (Fig. 6). Em casos extremos de elevado grau de fusão parcial, verifica-se a ocorrência de agmatitos, tipo de diatexito em que a estrutura original da rocha é rompida, ocorrendo a individualização de encraves restíticos (Fig. 7).

### 2.1.1 Metatexitos

De um modo geral, os metatexitos apresentam uma textura granolepidoblástica de grão médio a grosseiro (Fig. 8), frequentemente exibindo textura foliada (Fig. 9) ou mesmo, um bandado gnáissico. Frequentemente, observaram-se evidências de cataclase posterior a uma fase de recristalização dinâmica, sendo que essa cataclase frequentemente apresenta associação de clorite e moscovite, indicando condições de baixa temperatura e pressão, na zona da clorite.

Como associação mineral principal, observa-se quartzo + plagioclase + feldspato potássico + biotite, sendo que estes dois últimos podem ocorrer em diferentes proporções, + moscovite secundária, que forma cristais hipidiomórficos de grandes dimensões, sem evidências de deformação. Como mineralogia acessória é comum clorite, óxidos, apatite, zircão e, muito ocasionalmente, turmalina e rútilo. A biotite pode também encontrar-se intercrescida com moscovite, em agregados fibrosos (Fig. 10a e b). É frequente a cloritização da biotite e, ainda que a moscovite aparente ser secundária (Fig. 11), também é comum a sua sericitização (Fig. 12). Esta associação não permite fazer uma análise às condições de pico metamórfico.

### 2.1.2 Diatexitos

Estes litótipos surgem na progradação gradual dos metatexitos, sendo a fronteira entre ambos muito ténue. Em termos petrográficos, os diatexitos apresentam uma textura granolepidoblástica, de grão médio a grosseiro, com algumas evidências de recristalização do quartzo e até feldspato, mas aparentemente esta podendo ser estática. Em determinados casos verificou-se uma fase de deformação mais frágil, posterior à recristalização (Fig. 13).



Fig. 2



Fig. 3

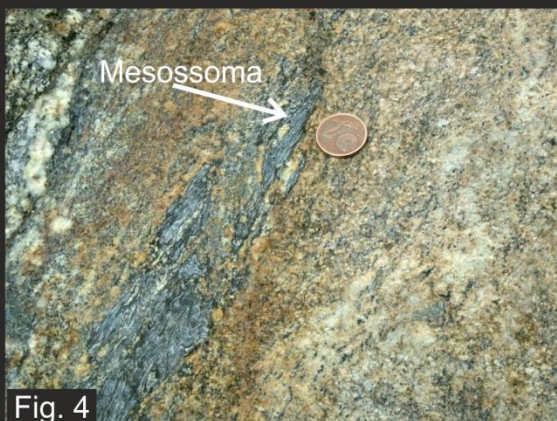


Fig. 4



Fig. 5



Fig. 6



Fig. 7  
10cm

Figura 2. Estromatito com intercalações de paleossoma e leucossoma centimétricas a milimétricas. Predomínio do componente leucossomático.

Figura 3. Diatexito com elevado grau de fusão parcial, evidenciando elevada fluidez, como seja o desenvolvimento de uma dobra ptigmática, em termos migmatíticos.

Figura 4. Resíduo mesossomático, herdando uma estrutura prévia; as intercalações de leucossoma apresentam um aspecto fibroso, podendo indiciar a presença de silimanite.

Figura 5. Metatexito - venito, exibindo a extracção dos leucossomas.

Figura 6. Venito que é intersectado por um canal de extracção e alimentação granítico externo e posterior.

Figura 7. Agmatito, com individualização de *schollens* por quebra da estrutura original da rocha devido ao increvamento de neossoma.

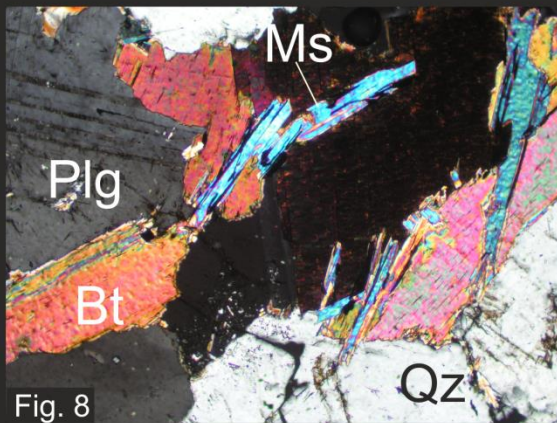


Fig. 8

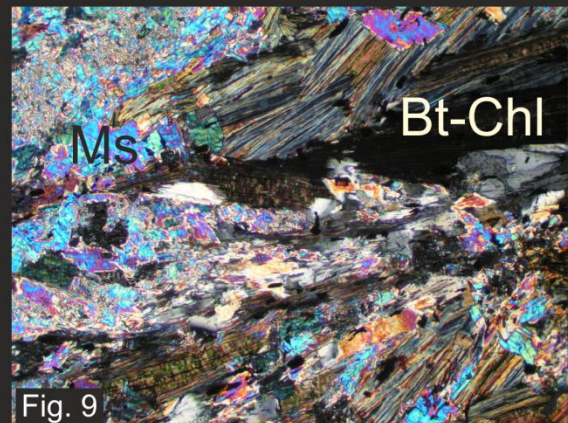


Fig. 9

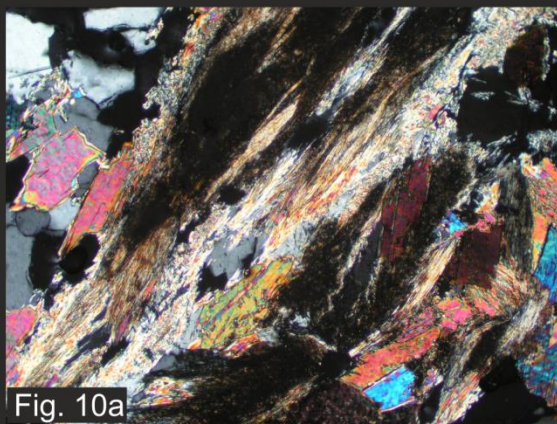


Fig. 10a

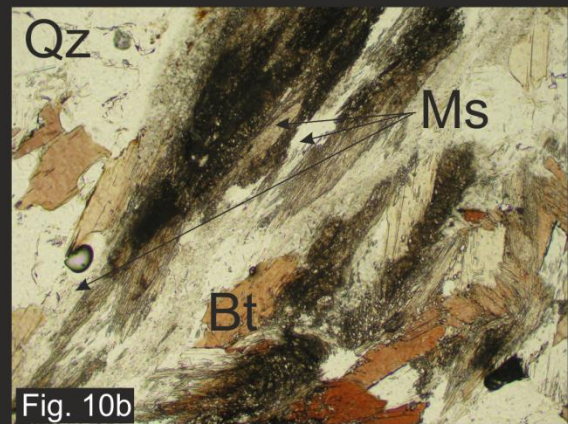


Fig. 10b

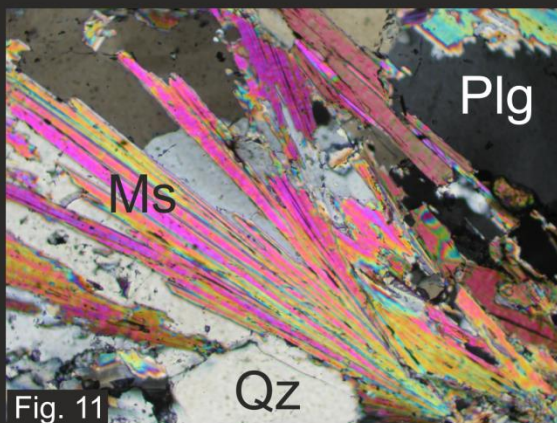


Fig. 11

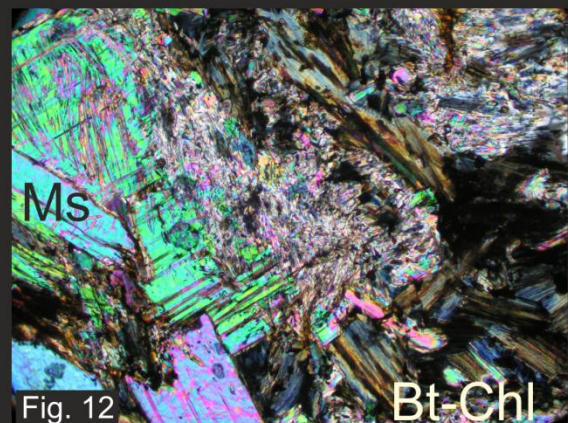


Fig. 12

0.5mm

Plg - plagioclase; Ms - moscovite; Qz - quartzo; Bt - biotite; Chl - clorite

Figura 8. Textura granolepidoblástica dos metatexitos, com a associação mineral mais predominante.

Figura 9. Textura foliada frequentemente identificada nos metatexitos, associada a forte cloritização da biotite.

Figura 10a. Textura fibrosa associada ao intercrescimento de biotite e moscovite. Possível substituição de fibrolite; b. em nicóis paralelos.

Figura 11. Crescimento secundário da moscovite.

Figura 12. Sericitização da moscovite e cloritização intensa da biotite.

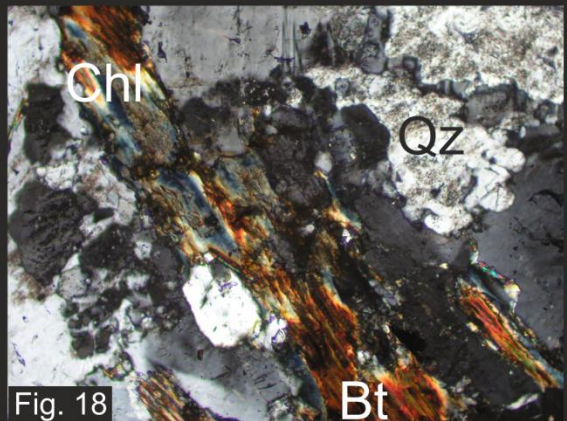
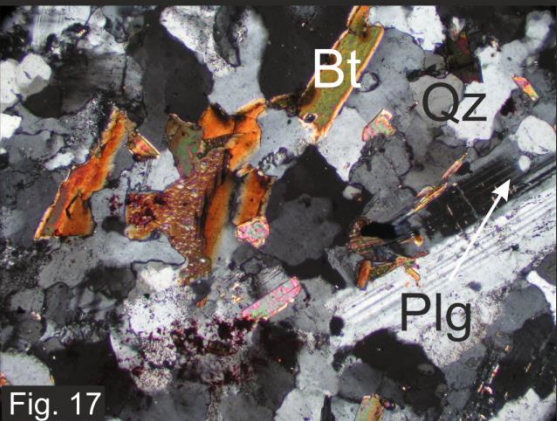
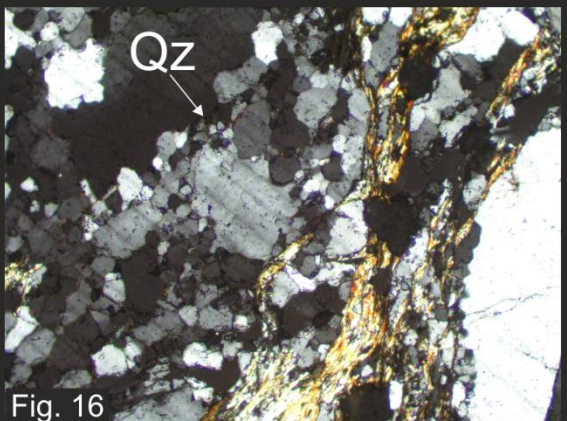
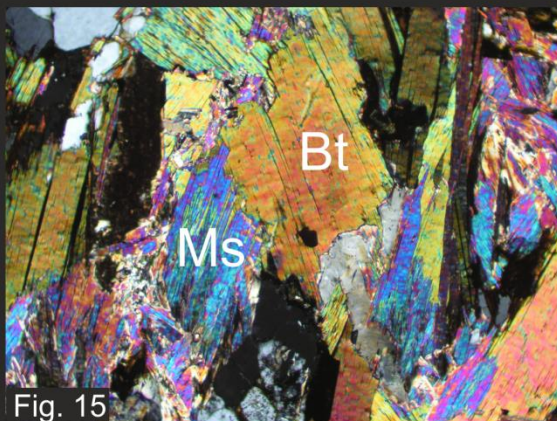
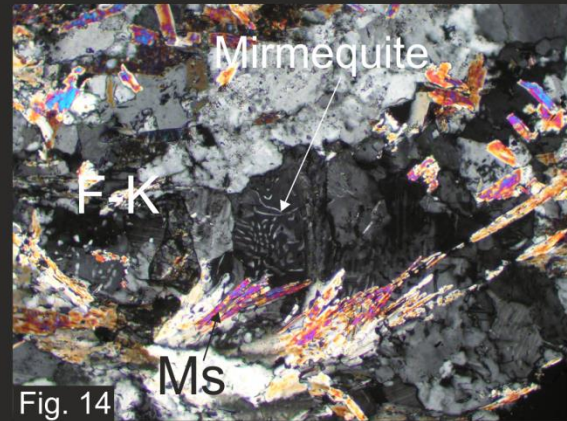
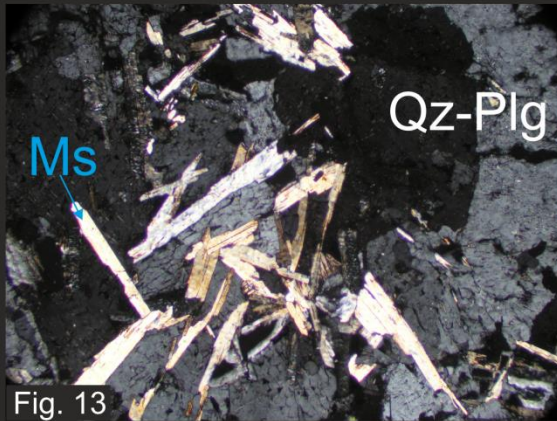
A associação mineral principal é constituída por quartzo + feldspato potássico  $\pm$  plagioclase + moscovite + biotite e como associação acessória óxidos + clorite e ocasionalmente turmalina, posterior ao *fabric* principal. Observa-se ainda o intercrescimento simplectítico de quartzo e albite em mirmequites (Fig. 14). Esta ocorrência é interpretada por vários autores como resultado de tensões diferenciais exercidas sobre a rocha, associado a zonas de cisalhamento (Menegon *et al.*, 2006), em condições retrogradadas isobáricas (Harlov e Wirth, 2000; Pennacchioni, 2005). No entanto Cesare *et al.* (2002) sugerem que as mirmequites podem resultar de metamorfismo de contacto.

### 2.1.3 Paleossomas

A fracção correspondente ao protólito, individualizada como restito, foi recolhida e analisada separadamente. Estes restitos paleossomáticos evidenciaram uma textura lepidogranoblástica de grão médio a fino, foliada (Fig. 15 e 16), a evidenciar, quando mais granular, um bandado gnáissico incipiente. A associação mineral principal nas unidades pelíticas é dada por biotite + moscovite + quartzo + plagioclase e minerais acessórios apatite + titanite.

### 2.1.4 Neossomas

Os neossomas de grandes dimensões que foram individualizados nos migmatitos em análise apresentam uma textura granoblástica a granolepidoblástica de grão grosseiro a médio (Fig. 17), sendo evidente uma associação mineral constituída por quartzo + plagioclase + biotite + microclina + moscovite  $\pm$  clorite e como minerais acessórios óxidos + apatite. Observa-se ainda a inclusão de plagioclase e moscovite em cristais de quartzo xenomórfico recristalizado, ainda que noutros domínios do neossoma, o quartzo não apresente tão grandes dimensões com evidente subgranulação, e tanto o quartzo como a plagioclase apresentando extinção ondulante (Fig. 17). Ocasionalmente verifica-se a cloritização de biotite (Fig. 18).



0.5mm Plg - plagioclase; Ms - moscovite; Qz - quartzo; Bt - biotite; Chl - clorite  
F-K - feldspato potássico

Figura 13. Textura granolepidoblástica dos diatexitos, com evidências de cataclase, presente nos agregados de quartzo-plagioclase, bem como na deformação das micas.

Figura 14. Intercrescimento simplectítico de quartzo-plagioclase.

Figura 15. Textura lepidolepidoblástica, com foliação dada pelo alinhamento de biotites e moscovites.

Figura 16. Subgranulação do quartzo, com recristalização por migração do bordo.

Figura 17. Textura granolepidoblástica de grão médio, com predomínio de biotite como mica principal. Deformação das maclas na plagioclase.

Figura 18. Cloritização associada à substituição de biotite, frequente nos neossomas.

## 2.2 Rochas calco-silicatadas

### 2.2.1 Encraves

As rochas calco-silicatadas ocorrem dispersas no CAFCR-L associadas aos migmatitos s.s., intercaladas tanto nas unidades diatexíticas como metatexíticas (Fig. 19). Frequentemente evidenciam um dobramento ptigmático que decorre do processo de anatexia (*i.e.* não associado a uma fase de dobramento regional).

A análise microscópica revelou a existência de uma textura granonematoblástica de grão médio, com as relações paragenéticas relativamente bem preservadas (Fig. 20). Deste modo, verificou-se a associação mineral constituída por quartzo + plagioclase + hornblenda + hedenbergite + granada e como mineralogia acessória zircão + óxidos + clorite. É possível observar que hornblenda, hedenbergite e granada encontram-se em equilíbrio, não se tendo verificado qualquer orla de reacção entre estes minerais (Fig. 21 a e b). Associado à hornblenda observa-se a concentração de titanite (Fig. 22).

O quartzo apresenta forte recristalização por migração do bordo e com evidências de *bulging*, observando-se cloritização localmente. Estas unidades não são totalmente homogêneas, podendo individualizar-se domínios de granularidade mais grosseira e outros mais fino, onde se identificam grãos de granada (Fig. 23). A associação paragenética permite inferir condições de metamorfismo na fácies anfibolítica, pela presença de hornblenda e plagioclase e acessoriamente, clinopiroxena. Devido à ausência de olivina, não se pode considerar condições de metamorfismo na fácies granulítica (Bucher e Frey, 1994).

### 2.2.2 Paleossomas

Como características texturais particulares, nos paleossomas de composição intermédia, observaram-se substituições retrometamórficas de anfíbola por biotite (Fig. 24). Estas unidades, apresentam uma textura granolepidonematoblástica de grão médio a fino, foliada, constituída por uma associação mineral de quartzo + biotite + plagioclase + actinolite ± clinopiroxena e como minerais acessórios titanite + apatite. Observou-se alguma deformação no quartzo e plagioclase (Fig. 25). Esta paragénese parece indicar um fenómeno de retrogradação para condições da fácies dos xistos-verdes, ainda que não se tenha observado clorite (Fig. 26 a e b).



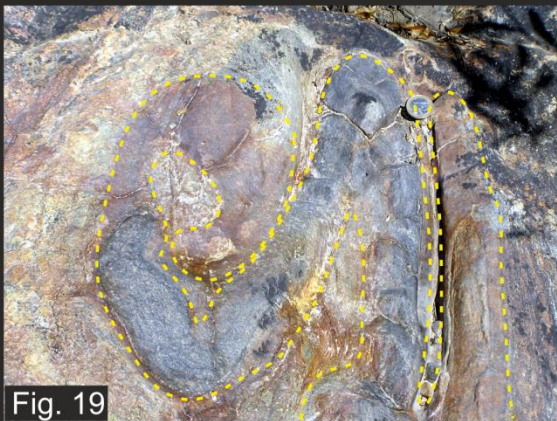


Fig. 19

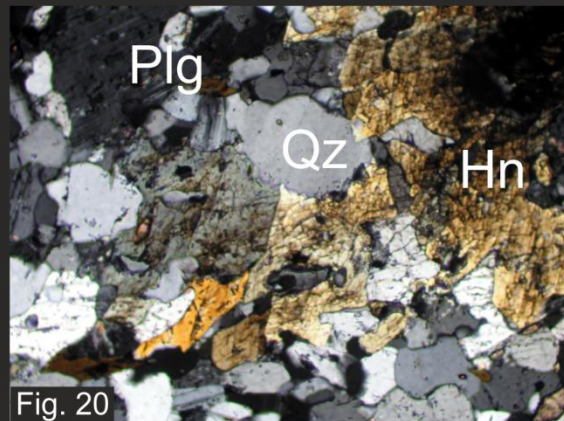


Fig. 20

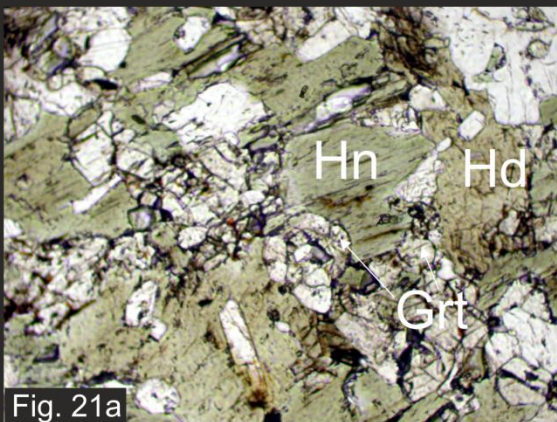


Fig. 21a

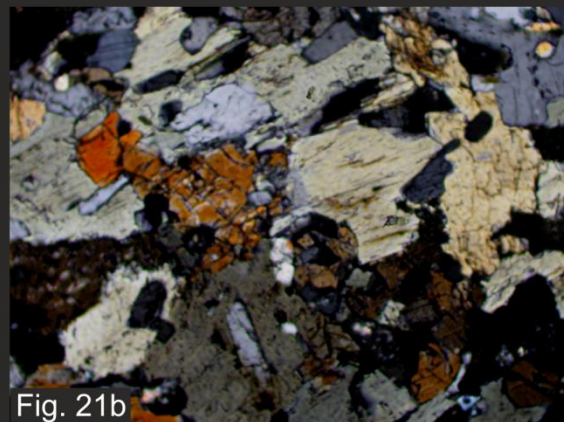


Fig. 21b

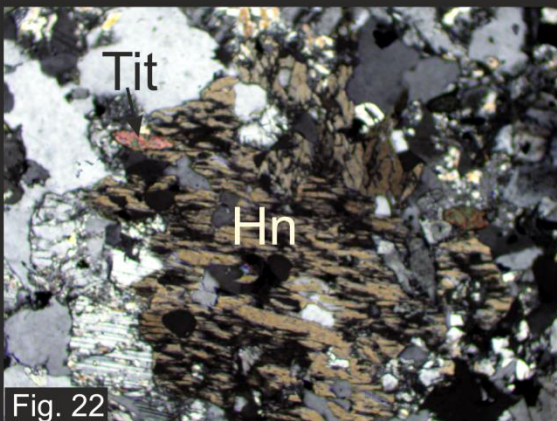


Fig. 22

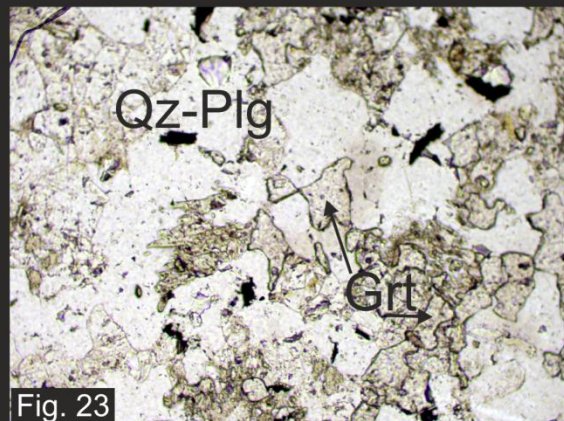


Fig. 23

0.5mm

Plg - plagioclase; Qz - quartz; Hn - Horneblenda; Hd - Hedenbergite; Grt - Granada; Tit - titanite

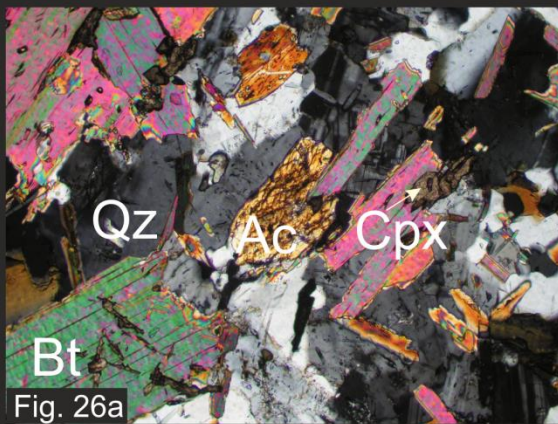
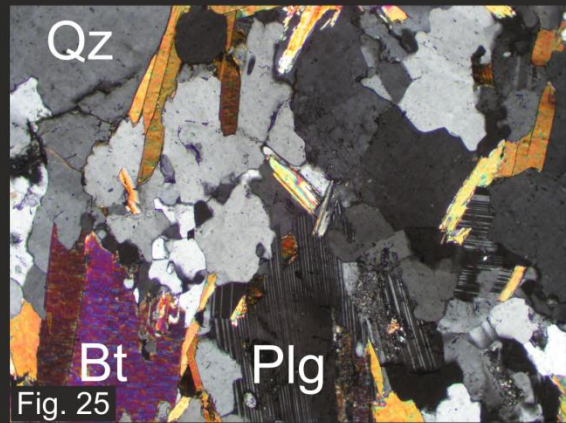
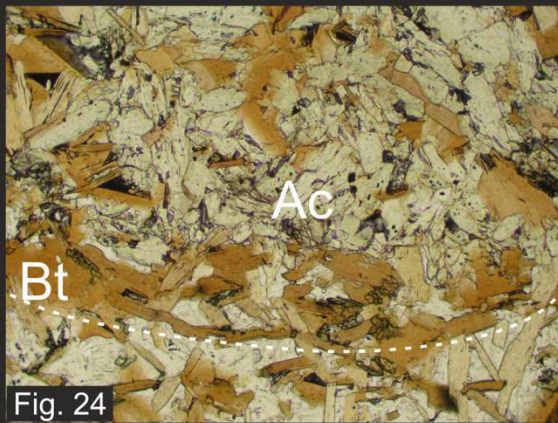
Figura 19. Unidade calcosilicatada anfibolítica, intercalada numa unidade diatexitica.

Figura 20. Ocorrência de horneblenda, em cristais de grande dimensão, em equilíbrio com a restante mineralogia.

Figura 21. a. Associação de Horneblenda-Hedenbergite-Granada em equilíbrio; b. em nicóis cruzados.

Figura 22. Titanite com grande desenvolvimento associado à horneblenda, que se apresenta em algum desequilíbrio.

Figura 23. Granada disseminada, sem zonamento e sem orla de reacção visível.



0.5mm Plg - plagioclase; Ms - moscovite; Qz - quartzo; Bt - biotite;  
Ac - Actinolite; Cpx - Clinopiroxena

Figura 24. Textura granolepidoblástica associada a «ocelos» ricos em biotite e em actinolite. Linha a tracejado a separar o domínio do «ocelo» da restante textura.

Figura 25. Deformação associada a plagioclases e recrystalização do quartzo.

Figura 26a. Associação de biotite, actinolite e clinopiroxena, com evidente desequilíbrio da clinopiroxena e da anfíbola; b. em nícóis paralelos.

## 2.3 Granitóides

### 2.3.1. Granitóides deformados

#### γII – Granito de São Pedro-Vieiro

Este granito apresenta uma fácies de mão médio, inequigranular, com predomínio de cristais xenomórficos. A associação mineral principal é constituída por quartzo + plagioclase e feldspato potássico + moscovite ± biotite ± zircão ± apatite. Observou-se evidências de recrystalização dinâmica associada ao quartzo, com cristais evidenciando forte extinção ondulante, bordos lobados e *bulging* (Fig. 27). Também a plagioclase apresenta maclas de deformação. Estas observações são compatíveis com recrystalização a elevada temperatura (Passchier e Trouw, 2005). A moscovite, ao contrário da restante associação, não apresenta grande deformação, com sobrecrescimento em

relação a esses, o que parece sugerir uma carácter secundário para a sua génese. Localmente é ainda possível uma foliação pouco penetrativa (Fig. 27).

#### γX – Granito de Santa Comba-Algodres

Este granito apresenta uma fácies de grão grosseiro, inequigranular, com uma associação mineral constituída por quartzo + plagioclase + feldspato potássico (microclina) + biotite + moscovite ± pertites ± clorite ± zircão ± apatite (Fig. 28). A plagioclase apresenta evidentes maclas de deformação, observando-se ainda a recristalização do quartzo, com bordos lobados, indicando recristalização por migração de fronteira de grãos (GBM). Observou-se ainda o intenso desenvolvimento de pertites e cloritização da biotite (Fig. 29).

### 2.3.2. Granitóides com deformação intermédia a incipiente

#### γIX – Granito de Mêda-Escalhão

Este granito é de fácies de grão médio, inequigranular seriada, com a associação de quartzo + feldspato potássico + plagioclase + biotite + moscovite ± zircão ± apatite ± pertites (Fig. 30). De um modo geral, este granito é bastante homogéneo, sem grande deformação, excepto alguma subgranulação incipiente.

#### γV – Granodiorito de Chãs-Amargo

Este granitóide está representado por uma fácies de grão médio a fino, inequigranular bimodal. Ocasionalmente desenvolve-se textura gráfica. A associação mineral é dada por quartzo + feldspato potássico (microclina) + biotite + moscovite ± clorite ± pertites ± zircão ± apatite ± minerais opacos. Observou-se a cloritização incipiente da biotite, rica em inclusões de zircão (Fig. 31), além de cristais de maior dimensão de moscovite, conferindo duas modas na granularidade da rocha, o que parece indicar o seu crescimento secundário. Observou-se também o desenvolvimento de mirmequites e pertites (Fig. 32). O quartzo, localmente, apresenta evidências de alguma recristalização, ainda que incipiente.

### 2.3.3. Granitóides sem deformação aparente

#### γIII – Granito de Ribeira de Massueime-Galegos

Este granito apresenta uma fácies textural de grão grosseiro a porfiróide, inequigranular seriada. Como características distintivas observa-se o desenvolvimento de fractura intragranular intensa (Fig. 33). A associação mineral principal é constituída por quartzo + feldspato potássico, em praticamente iguais proporções, + moscovite + biotite ± zircões ± apatite (Fig. 34).

#### γIV – Granito de Santa Eufémia-Bogalhal

Este granito é constituído por uma fácies inequigranular seriada de grão fino a grosseiro, com a associação quartzo + feldspato potássico + biotite + moscovite ± plagioclase ± zircão ± pertites ± apatite ± minerais opacos. Como característica mais específica, observa-se o desenvolvimento

pervasivo de halos de zircão na biotite, mirmequites, bem como o preenchimento por quartzo ± moscovite de fracturas intra e intergranulares (Fig. 35).

#### γVIII – Granito de Amêdo-Tomadias

A fácies mais comum é inequigranular, seriada, de grão fino, ocasionalmente médio a porfiróide. Como associação mais comum observa-se quartzo + feldspato potássico + moscovite + biotite ± zircão ± apatite ± minerais opacos. Os feldspatos potássicos podem atingir um grande desenvolvimento, dando lugar a megacristais (Fig. 36). A biotite ocorre em grãos de pequena dimensão e muito ocasionalmente, ainda que em quantidade suficiente para constituir a associação mineral principal. A moscovite apresenta um desenvolvimento muito superior, o que pode ser indício de uma cristalização tardia. Não se observaram evidências de deformação.

#### 2.4 Quartzitos e filitos

De um modo sistemático, a F. Poiares-Castelo Rodrigo surge associada a uma textura granoblástica, que, nos termos mais filíticos, pode dar lugar a uma textura granolepidoblástica (Fig. 37). De um modo geral, foi observado sempre algum grau de recristalização do quartzo, ainda que em alguns sectores (Penha de Águia e Azêvo essa recristalização seja mais evidente, e associada a critérios de recristalização dinâmica, como seja a recristalização por migração de fronteira de grãos (GBM; Passchier e Trouw, 2005) ou *bulging*, e menos pervasivo em sectores como Almofala (ver Anexo I para localização dos sectores). De um modo geral os quartzitos são essencialmente constituídos por quartzo (90%), sendo comum a ocorrência de moscovite. Mais raramente e como mineralogia acessória, turmalina, titanite e clorite e muito raramente biotite. A esfena poderá ser um mineral herdado do processo de sedimentação do protólito destes quartzitos. Em Penha de Águia (ver Capítulo VII para detalhe da estrutura), observou-se forte milonitização dos quartzitos, com o desenvolvimento de dobras sin-cisalhamento (Fig. 38) e evidências de *Grain boundary migration* (GBM; Fig. 39). Posteriormente à recristalização dinâmica, observa-se um episódio de deformação mais frágil, que é responsável por uma textura cataclástica observada com fracturação inter e intragranular (Fig. 40). A ocorrência de turmalina é claramente posterior à foliação S<sub>3</sub>, já que cresce sobre esta (Fig. 41 e 42).

Alguns autores (Henry e Dutrow, 1990; Moran *et al.*, 1992) consideram a formação de turmalina, em complexos anatéticos, como resultado de processos de desidratação de ilite e moscovite até à fácies anfibolítica, onde o boro é essencialmente acumulado, e por meio da formação dos migmatitos, o boro é extraído e recristaliza em veios. No presente caso, ainda que se possa considerar a entrada de alguns fluidos ricos em boro durante a deformação cisalhante, provindos da anatexia, funcionando a ZCJPC como conduta destes fluidos, também será legítimo considerar uma origem por metamorfismo de contacto (Nabelek *et al.*, 1990), por recristalização da ilite, ainda que as unidades do Opc não tenham chegado às condições de pressão e temperatura mínimas descritas para a extração de boro e incorporação na turmalina (Moran *et al.*, 1992).

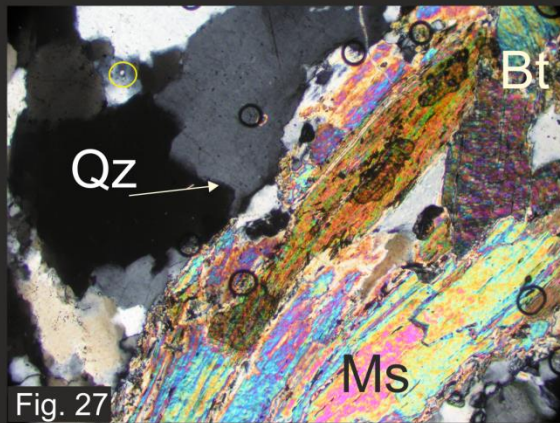


Fig. 27

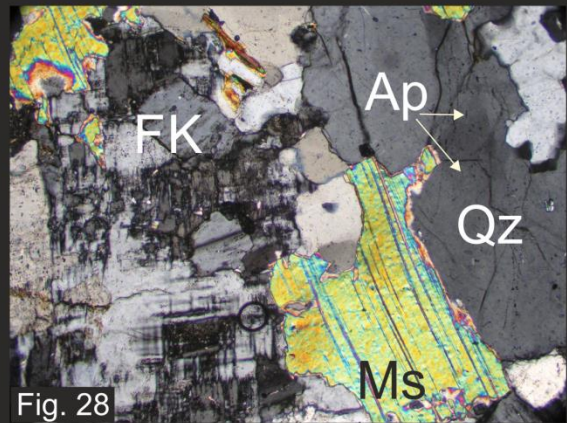


Fig. 28

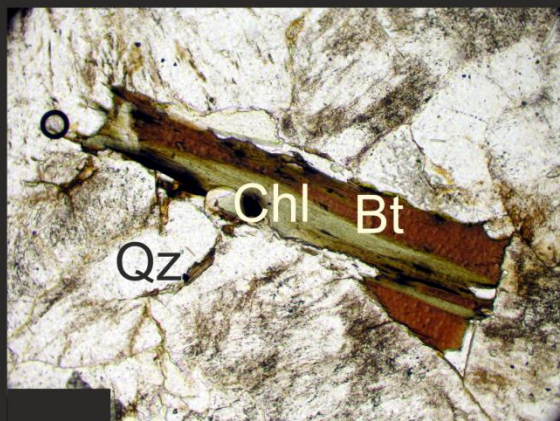


Fig. 31

0.5mm

Qz - quartzo; Ms - Moscovite; Bt - Biotite; Plg - Plagioclase; Ab- Albite; Zr - Zircão; Ap - Apatite; FK - feldspato potássico

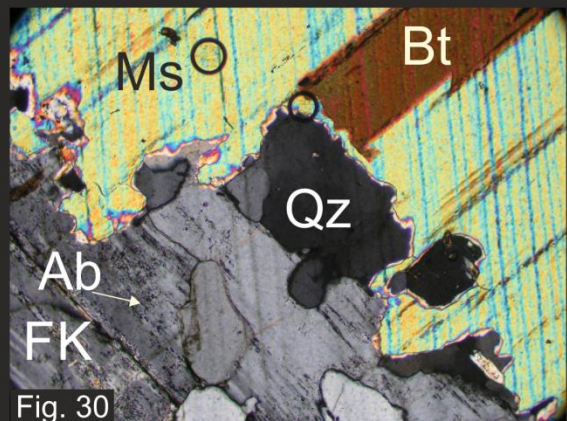


Fig. 30

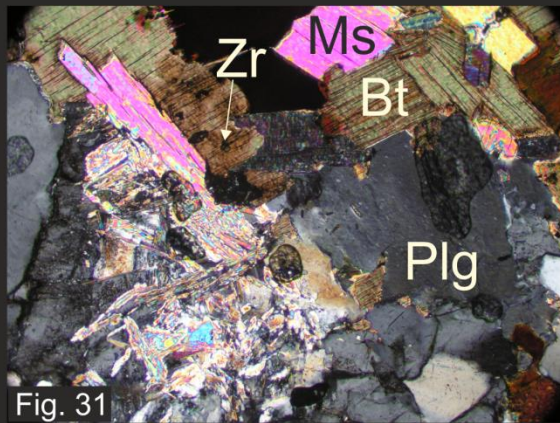


Fig. 32

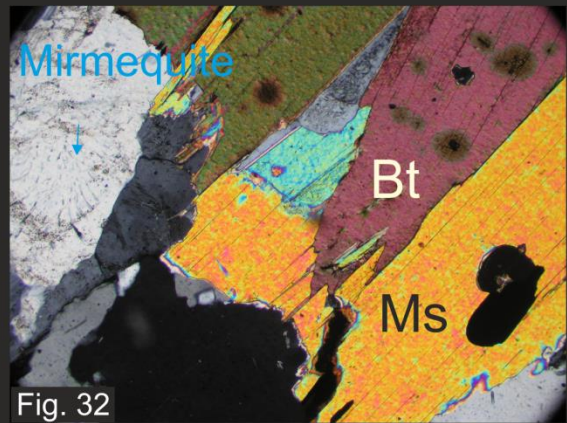


Fig. 32

Figura 27. Detalhe de recristalização do quartzo por GBM e *bulging* (o). Alinhamento de biotite e moscovite, mimetizando uma foliação pouco penetrativa com achatamento.

Figura 28. Presença de microclina nos granitos deformados, com crescimento de moscovite secundária.

Figura 29. Fenómeno de cloritização da biotite nos granitos deformados.

Figura 30. Ocorrência de pertites (exsolução de albite). Crescimento de megacristais de moscovite secundários. Granitos com deformação intermédia.

Figura 31. Ocorrência de elevado zircão a que se associam radio-halos.

Figura 32. Intercrescimento de quartzo e plagioclase (mirmekite).

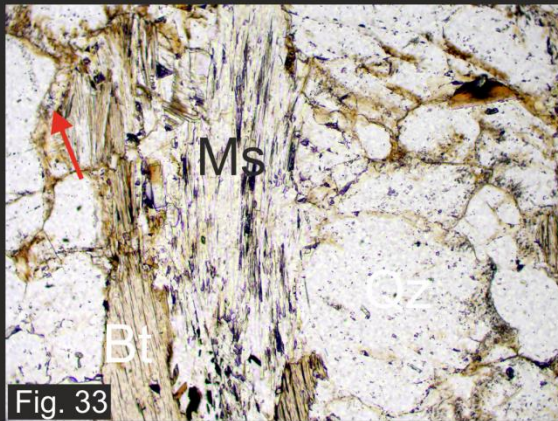


Fig. 33

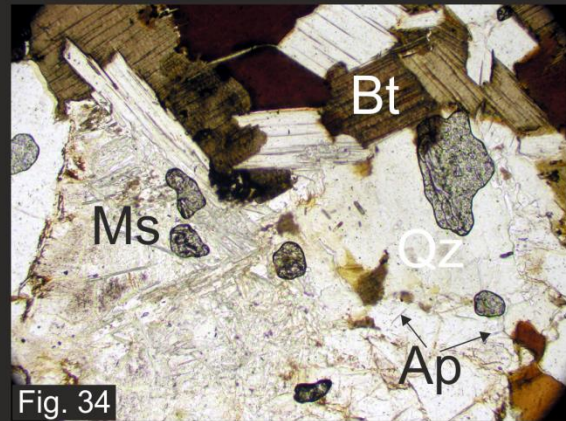


Fig. 34

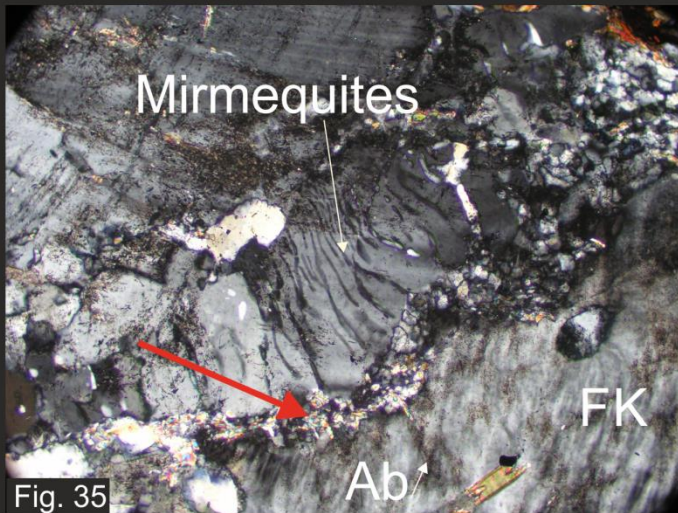


Fig. 35

Figura 33. Textura de grão grosseiro fortemente afectada por fracturação intragranular (seta a vermelho).

Figura 34. Textura não deformada associada a este tipo de granitos; Ocorrência de abundante apatite.

Figura 35. Desenvolvimento de mirmekites nas imediações de feldspato potássico; fracturação com preenchimento por quartzo e alguma moscovite (seta a verm.).

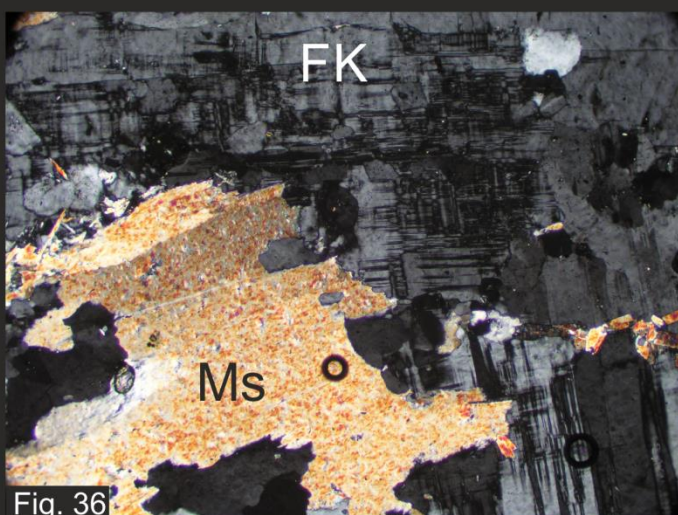


Fig. 36

0.5mm

Qz - quartzo; Ms - Moscovite; Bt - Biotite; Ab- Albite; Ap - Apatite; FK - feldspato potássico

Figura 36. Granito essencialmente moscovítico de tendência porfíroide. Desenvolvimento de microclina (FK) em megacristais.

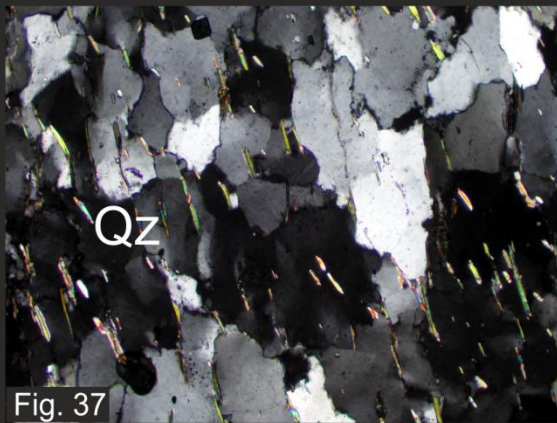


Fig. 37

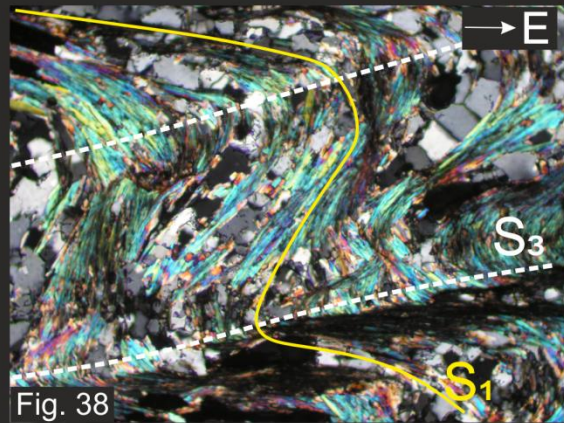


Fig. 38

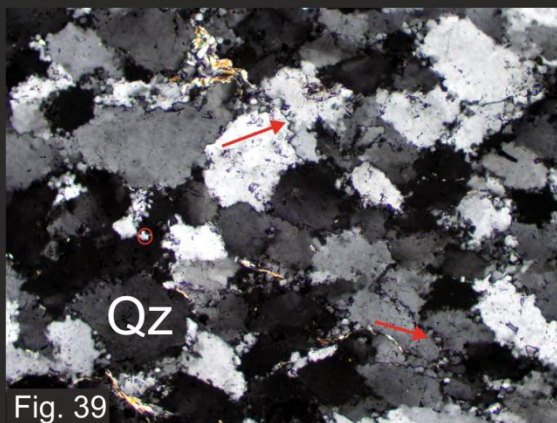


Fig. 39

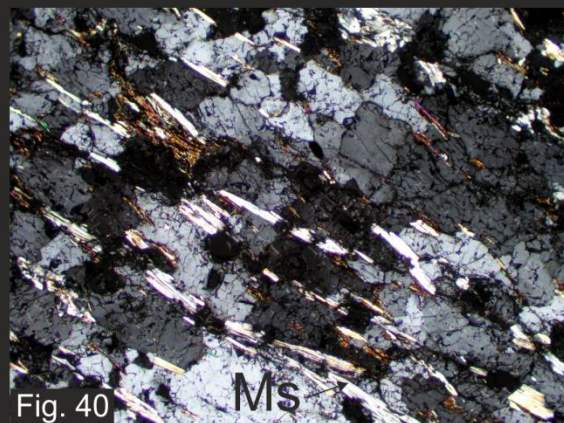


Fig. 40

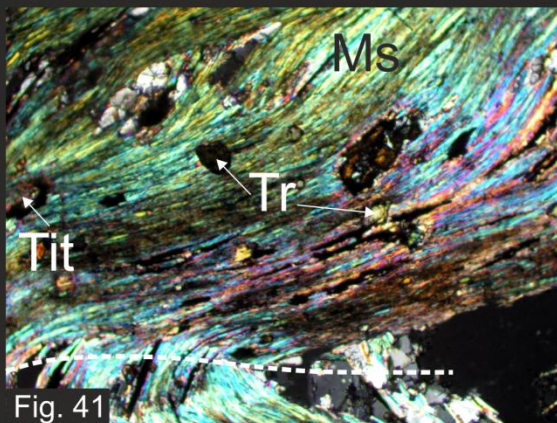


Fig. 41

0.5mm

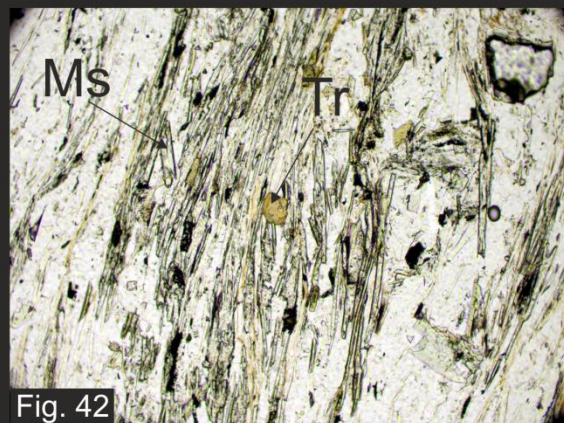


Fig. 42

Qz - quartzo; Ms - Moscovite; Tit - titanite; Tr - Turmalina

Figura 37. Textura granoblástica da unidade OPC, que pode, nos termos mais filíticos, dar lugar a uma textura granolepidoblástica. Evidente achatamento do quartzo.

Figura 38. Desenvolvimento de dobramento sin-D<sub>3</sub>, associado à foliação milonítica.

Figura 39. Quartzo com grãos lobados, evidenciando migração por fronteira de grãos e localmente *bulging*, interpretado como resultado de recristalização dinâmica.

Figura 40. Cataclase associada a um episódio tardio relativamente à recristalização.

Figura 41. Foliação S<sub>1</sub> afectada por uma crenulação, sendo que a titanite encontra-se concordante com essa foliação e já a turmalina ocorre como mineral pós-tectónico.

Figura 42. Crescimento pós-tectónico da turmalina, com nicóis paralelos.

### 3. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise petrográfica realizada às unidades associadas ao CAFCR-L revelou por um lado a inexistência de granada, ou ocorrências muito esporádicas (Rubén Diéz-Fernández, 2014, *com. oral*), associada às unidades metapelíticas a metapsamíticas anatéticas, o que poderá ser interpretado por consumo total da granada nas reacções de retrogradação ou por uma composição química do protólito não favorável à sua formação, e por outro lado evidências da ocorrência de sillimanite fibrosa, retrogradada em moscovite secundária. No entanto, a ocorrência de uma associação paragenética constituída por granada-anfíbola-clinopiroxena nas unidades calcossilicatadas, permite inferir condições metamórficas da fácies anfibolítica na génese dos migmatitos do CAFCR-L.

A ausência ou raridade de granada em migmatitos em condições de fácies anfibolítica é largamente descrita (Larroverr *et al.*, 2011) inclusivamente na Zona Centro Ibérica (Valle Aguado *et al.*, 2010; Rodrigues *et al.*, 2013, que referindo a existência, consideram-na sempre esporádica), e que efectivamente poderá reflectir uma composição química do protólito pouco favorável.

Ainda que microscopicamente as unidades migmatíticas não tenham evidenciado a existência de cordierite ou andaluzite, urge referir que foi observado macroscopicamente o seu provável crescimento sin- e pós-tectónico, associado aos metatexitos (Fig. 43 e 44). Esta ocorrência permite pressupor que a retrogradação dos migmatitos poderá ter ocorrido em condições de baixa pressão, durante o processo de deformação associado à sua exumação (ver capítulo III) e perdurado até depois da D<sub>3</sub>.



Fig. 43



Fig. 44

Figura 43. Crescimento sin-tectónico (D<sub>3</sub>) de andaluzite/cordierite em metatexitos.  
Figura 44. Moscas de andaluzite/cordierite em metatexitos, pós-tectónicas (D<sub>3</sub>).

A análise petrográfica aos granitos, reforçou a maioria das observações já existentes (ver capítulo II) dos granitóides do CAFCR-L, ainda que através desta análise se propôs uma divisão preliminar (contando apenas com dados petrográficos e com uma amostragem pouco representativa) em: granitóides deformados ( $\nu$ II,  $\nu$ X), granitóides com deformação intermédia a incipiente ( $\nu$ IX,  $\nu$ V) e



granitóides sem deformação aparente ( $\gamma_{III}$ ,  $\gamma_{IV}$ ,  $\gamma_{VIII}$ ). Em relação aos granitos  $\gamma_{III}$ , Ribeiro (2001) descreveu evidências de deformação, mas não homogênea. Possivelmente, as amostras colhidas não serão representativas das fácies de bordadura, mais susceptíveis à acomodação da deformação. A abundante exsolução peritética observada na maioria dos granitóides é indicativa de condições de alto grau metamórfico, seguidas de arrefecimento lento, acompanhado pela difusão de albite (Deer *et al.*, 1992).

A ausência de biotite associada aos quartzitos e filitos das Formações de Poiães-Castelo Rodrigo e Santo Antão analisadas, revelam condições de pressão e temperatura baixas, indiciando condições de metamorfismo na zona da clorite. Todavia, estas unidades sofreram, na generalidade, um processo de recristalização, mais pervasivo em determinados sectores (como Penha de Águia e Azêvo), mas indiciando para todo o sinclinal um processo de recristalização dinâmica, com evidente *Grain boundary migration* (GBM) e *bulging*, indicativo de elevadas temperaturas (400-500 °C) durante este processo (Passchier e Trouw, 2005). Atendendo ao enquadramento do sinclinal, esta recristalização poderá resultar da deformação associada à ZCJPC, combinada com a ascensão dos granitos tardi-pós-D<sub>3</sub>, especialmente nos sub-sectoriais mais ocidentais.

#### REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bucher, K., Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Springer-Verlag, 318p.
- Cesare, B., Marchesi, C., Connolly, J.A.D., 2002. Growth of myrmekite coronas by contact metamorphism of granitic mylonites in the aureole of Cima di Vila, Eastern Alps, Italy. *Journal of Metamorphic Geology*, 20: 203-213.
- Deer, W., Howie, R., Zussman, J., 1992. *Minerais constituintes das rochas. Uma introdução*. Fundação Calouste Gulbenkian, 727p.
- Harlov, D.E., Wirth, R., 2000. K-feldspar-quartz and k-feldspar-plagioclase phase boundary interaction in garnet-orthopyroxene gneiss's from the Val Strona di Omegna, IvreaVerbano Zone, Northern Italy, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 148-162.
- Henry, D.J., Dutrow, B.L., 1990. Evolution of tourmaline in metapelitic rocks: diagenesis to melting. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 22: 125.
- Larroverr, M.A., de los Hoyos, C.R., Toselli, A.J., Rossi, J.N., Baei, M.A.S., Belmar, M.E., 2011. *Journal of South American Earth Sciences*, 31: 279-297.
- Menegon, L., Pennacchioni, G., Stünitz, H., 2006. Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites. *Journal of Metamorphic Geology*, 24: 553-568.
- Moran, A.E., Sisson, V.B., Leeman, W.P., 1992. Boron depletion during progressive metamorphism: implications for subducting processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113: 331-349.

- Nabelek, P.I., Denison, J.R., Glanscock, M.D., 1990. Behavior of boron during contact metamorphism of calc-silicate rocks at Notch Peak, Utah. *American mineralogist*, 75: 874-880.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*, 2<sup>nd</sup> ed., Springer, 382p.
- Pennacchione, G., 2005. Control of the Geometry of precursor brittle structures on the type of ductile shear zones in the Adamello tonalities, Southern Alps (Italy), *Journal of Structural Geology*, 27: 627-644.
- Ribeiro, M.L., 2001. *Notícia explicativa: Carta Geológica Simplificada do Parque Arqueológico do Vale do Côa*. Instituto Geológico e Mineiro, Ed. Parque Arqueológico do Vale do Côa. Vila Nova de Foz Côa, 71p.
- Rodrigues, J.F., Bento dos Santos, T., Castro, P., Meireles, C., Ferreira, P., Ribeiro, A., Pereira, E., Ferreira, N., 2013. *Deformação não-coaxial na Faixa Metamórfica Porto-Viseu: Détachment extensional ou par thrust/underthrust contraccional?* Livro de Actas da 9ª Conferência Anual do GGET-SGP, 131-134.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Santos, J.F., Nolan, J., 2010. *O complexo migmatítico de Mundão (Viseu, norte de Portugal)*. VIII Congresso Nacional de Geologia, e-terra, 16(9): 4p.