



**U. PORTO**

**FC** FACULDADE DE CIÊNCIAS  
UNIVERSIDADE DO PORTO



**Universidade de Aveiro**

## **Estudo dos granitos do sector de Gondomar-Ermesinde: uma abordagem multidisciplinar**

**Mariana Correia Alves**

2008 - Dissertação de Mestrado

**Geomateriais e Recursos Geológicos**

Leif-ack <sup>em</sup>

10/12/09

Helena mt'aria

Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

Departamento de Geologia

Universidade de Aveiro

Departamento de Geociências

Dissertação de 2º Ciclo  
Mestrado em Geomateriais e Recursos Geológicos

Trabalho efectuado sob a orientação da  
Professora Doutora Armanda Dória  
e co-orientação da  
Professora Doutora Helena Sant'Ovaia

Faculdade de Ciências Departamento de Geologia	
BIBLIOTECA	
Sala:	305.0 de mestrado
N.º:	2609
Cota:	552.321(043.2)/ALVU/B
Universidade do Porto	

Mariana Correia Alves

Porto, 2008

# Índice

Índice.....	i
Agradecimentos.....	iii
Resumo.....	iv
Abstract.....	vi
<b>1. Introdução.....</b>	<b>1</b>
<b>2. Enquadramento Geográfico e Geológico.....</b>	<b>3</b>
2.1 Localização.....	4
2.2 Enquadramento Geológico.....	5
2.2.1 Litologia.....	6
2.2.2 Tectónica.....	9
<b>3. Objectos e Métodos.....</b>	<b>10</b>
<b>4. Estudo Petrográfico.....</b>	<b>16</b>
<b>5. Anisotropia da Susceptibilidade Magnética.....</b>	<b>30</b>
5.1 Introdução.....	31
5.2 Os diferentes estados magnéticos.....	32
5.3 Mineralogia e “fabric” magnético.....	34
5.4 Metodologia.....	35
5.5 Dados obtidos.....	36
5.5.1 Dados escalares.....	36
5.5.2 Dados direccionais.....	47
5.6 Discussão dos resultados e comparação com resultados anteriores.....	52
<b>6. Estudo da circulação dos fluidos.....</b>	<b>55</b>
6.1 Introdução.....	56
6.2 Planos de inclusões fluidas.....	56
6.2.1 Materiais e métodos.....	59

6.2.2 Geometria da microfracturação.....	60
6.3 Estudo microtermométrico.....	66
6.3.1 Tipologia das inclusões fluidas.....	68
6.3.2 Descrição e classificação das inclusões fluidas.....	68
6.3.3 Diagramas de fases: sistemas H <sub>2</sub> O e H <sub>2</sub> O-NaCl.....	72
6.3.4 Metodologia.....	76
6.3.5 Resultados obtidos.....	77
6.3.6 Discussão dos resultados obtidos.....	86
<b>7. Considerações finais.....</b>	<b>90</b>
<b>8. Referências bibliográficas.....</b>	<b>94</b>
<b>Anexos.....</b>	<b>100</b>

## **Agradecimentos**

Foi com grande alegria que agarrei a oportunidade de continuar o trabalho realizado no estágio. Agradeço desde já este voto de confiança.

Agradeço às Professoras Doutora Armanda Dória e Doutora Helena Sant'Ovaia pelos conhecimentos transmitidos e por todos os momentos agradáveis de trabalho.

À Professora Doutora Maria dos Anjos pela ajuda no estudo petrográfico.

A todos os funcionários do Departamento de Geologia, pois sem eles seria impossível a realização de várias tarefas.

Aos meus colegas de mestrado e amigos: Heloísa, Zenaida e Isaac.

Agradeço ainda aos meus pais, irmãos e ao Vasco pelo apoio e carinho nesta etapa importante.

## Resumo

Os granitos estudados localizam-se na Zona Centro Ibérica (ZCI), na região do Grande Porto, e são denominados por granitos de Matosinhos, Arrábida, Afurada, Crasto e Vilar. Os objectivos deste trabalho foram a caracterização dos granitos do sector Gondomar-Ermesinde e comparação com outros granitos da mesma região, utilizando uma metodologia multidisciplinar: estudos petrográficos, estudos de Anisotropia da Susceptibilidade Magnética (ASM), estudo da geometria dos Planos de Inclusões Fluidas (PIF) e caracterização microtermométrica dos fluidos.

A caracterização petrográfica permitiu distinguir dentro dos granitos estudados um monzogranito (Arrábida) e um granodiorito (Afurada).

Utilizando uma classificação petrofísica, os granitos estudados apresentam valores de susceptibilidade magnética que variam entre 29,1 e  $52,4 \times 10^{-6}$  SI, o que permite incluí-los nos granitos leucocratas.

As foliações magnéticas estão organizadas em dois grandes grupos: NE-SW para os granitos de Crasto, Matosinhos e Vilar e WNW-ESSE para os granitos da Afurada e Arrábida, sendo sempre fortemente inclinadas. As lineações magnéticas organizam-se essencialmente num grupo com direcção SE e com inclinações variáveis: na Afurada e Arrábida são horizontais; em Matosinhos, Vilar e Crasto apresentam valores intermédios de inclinação.

Os PIF observados nos granitos estudados são maioritariamente microfracturas que terminam no limite do grão (PIF intragranulares), com excepção no de Crasto em que foram também observados alguns PIF transgranulares. Os PIF organizam-se em três famílias principais: N-S a NNW-SSE; NE-SW e NW-SE.

No granito de Matosinhos as lineações magnéticas evidenciam um fluxo magmático no sentido NW-SE como indicam as direcções das lineações, o que está de acordo com a estruturação regional. Isto sugere que este granito aproveitou fracturas NW-SE para se instalar. Estas fracturas terão continuado a actuar numa fase mais frágil do granito como atestam os PIF NW-SE presentes no granito de Matosinhos. A estas lineações sub-verticais (inclinações superiores a 50°) estão associadas foliações igualmente muito inclinadas, o que sugere uma estruturação em falhas profundas.

Nos granitos da Arrábida e Afurada ocorrem foliações magnéticas muito verticalizadas às quais se associam lineações magnéticas sub-horizontais. Este aspecto pode indicar uma instalação em regime cisalhante o que é visível na deformação macro e microscópica que estes granitos apresentam, e que está de acordo com os valores da anisotropia encontrados (11 e 13% respectivamente). No que diz respeito à deformação frágil além das microfracturas (PIF) NW-SE são também patentes microfracturas (PIF) NE-SW, o que está de acordo com as macrofracturas regionais.

No que diz respeito aos granitos de Crasto e Vilar, a instalação ter-se-á desenrolado numa fase cronológica distinta dos anteriores. O granito de Crasto, embora não se observe no campo nem no estudo microscópico, tem uma anisotropia incipiente. A ASM indica a existência de uma foliação magnética que se relaciona com a foliação magmática (resultado do fluxo magmático durante a instalação). O valor baixo da anisotropia (inferior a 4%) indica que o "fabric" magnético tem origem magmática. O granito gnáissico de Vilar tem notoriamente uma anisotropia (foliação gnaissica) que é bem visível no campo sendo também visível ao microscópio. Esta foliação é igualmente obtida através dos dados de ASM. Os

dados de ASM permitiram a definição de uma atitude para a foliação magnética que se verificou ser concordante com a foliação gnaissica. Esta foliação gnaissica parece resultar da re-orientação duma foliação magmática já existente e está de acordo com a elevada anisotropia magnética deste granito (13%). Nos granitos Crasto e Vilar as foliações magnéticas têm direcção NE-SW e inclinam para SE. No granito de Crasto os planos de inclusões fluidas (PIF) mais representativos com direcção NNE-SSW são concordantes com a foliação magnética. Pelo contrário nos granitos de Vilar os PIF são aproximadamente perpendiculares à foliação magnética

Os fluidos estudados nos diferentes PIF são aquosos pertencendo aos sistemas  $H_2O-NaCl$  e  $H_2O-NaCl-CaCl_2$ , estes últimos em PIF transgranulares com direcção NNE-SSW pertencentes ao granito de Crasto.

Os fluidos que circulam nos diferentes PIF dos granitos de Matosinhos, Arrábida, Afurada e Vilar são de um modo geral fluidos pouco salinos não ultrapassando 9 mass% eq.NaCl. No granito de Crasto os fluidos mais salinos pertencem ao sistema  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  e pertencem aos PIF transgranulares.

No granitos do maciço do Porto (Matosinhos, Arrábida e Afurada) há uma tendência genérica para os PIF E-W e N120°E apresentarem temperaturas mínimas de aprisionamento mais elevadas (300-350°C). Os fluidos dos PIF NE-SW apresentam temperaturas mínimas de aprisionamento intermédias. Nos PIF N-S e NNE-SSW os fluidos apresentam temperaturas de homogeneização global, que correspondem a temperaturas mínimas de aprisionamento, não superiores a 250°C. Esta cronologia dos PIF e admitindo que estes são paralelos a  $\sigma_1$  estão de acordo com uma rotação de  $\sigma_1$  NE para N-S compatível com as fases tardi Variscas na Península Ibérica.

No granito de Vilar e Crasto não foi possível estabelecer uma cronologia entre as diferentes famílias de PIF intragranulares. No entanto, no granito de Crasto verificou-se que os fluidos mais representativos NNE-SSW são transgranulares e apresentam temperaturas mínimas de aprisionamento mais baixas (< 120°C).

A baixa salinidade dos fluidos aquosos está de acordo com o sugerido por outros autores para a microfracturação do quartzo que ocorre durante o arrefecimento devido ao *uplift* dos granitos durante as fases tardi Variscas.

Os fluidos mais tardios em PIF transgranulares com salinidades moderadas e composições complexas de  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  já foram descritos por diferentes autores, observados em filões de quartzo tardi a pós Variscos.

## Abstract

The studied granites *Matosinhos*, *Arrábida*, *Afurada*, *Crasto* and *Vilar* are located in the Central-Iberian Zone (CIZ), in “Grande Porto” region. The major objective of this work consisted of the characterization of the granites from the Gondomar-Ermesinde sector and its comparison with other granites from the same region through a multidisciplinary methodology: petrographic studies, Anisotropic Magnetic Susceptibility (AMS) studies, geometry study of the Fluid Inclusion Planes (FIP) and microtermometric characterization of the fluids.

The petrographic characterization permitted the distinction of a monzogranite (*Arrábida*) and a granodiorite (*Afurada*) among the other granites.

Using a petrophysical classification, the granites present magnetic susceptibility values which vary within  $29.1$  and  $52.4 \times 10^{-6}$  SI, that allow us to include them within the leucocrate granites.

Magnetic foliations are organized in two groups: NE-SW for the *Crasto*, *Matosinhos* and *Vilar* granites, and WNW-ESSE for the *Afurada* and *Arrábida* granites, both with strong dips. Magnetic lineations are organized in a main group with SE direction and with variable dips: horizontal in *Afurada* and *Arrábida* and with intermediate dip values in *Matosinhos*, *Vilar* and *Crasto*.

The FIP observed in the granites are mostly microfractures extending until the grain edge (intragranular FIP), except for the one in *Crasto* in which could also be observed some that cut across grain boundaries (transgranular FIP). The FIP are composed of three main sets: N-S and NNW-SSE; NE-SW and NW-SE.

In *Matosinhos* granites magnetic lineations represent a magmatic flow in the NW-SE direction as is indicated by the lineation trend, in accordance with the regional structures. This suggests that the granite emplaced in NW-SE fractures. These fractures were still active during the brittle phases of the granite, as is attested by the NW-SE PIF. The sub-vertical lineations (dips > 50°) associated with strong dip foliations, suggest an emplacement within a deep structure.

In *Arrábida* and *Afurada* granites the magnetic foliations are vertical and associated with sub-horizontal magnetic lineations. This may suggest an emplacement controlled by a shear regime, which is visible in the macro and microscopic structures and which is confirmed by the magnetic anisotropy values (11 and 13% respectively). The two sets of FIP (NW-SE and NE-SW) can be related to the regional macrofractures.

Concerning the *Crasto* and *Vilar* granites, emplacement may have occurred in a different chronologic phase. *Crasto* granite has an incipient anisotropy, which is not visible in the field or under the microscope. AMS indicates the existence of a magnetic foliation which is due to the magmatic flow during emplacement. Low values of anisotropy (< 4%) show that the magnetic fabric has a magmatic origin. The gneissic granite of *Vilar* has a notable anisotropy (gneissic foliation) clearly visible in the field and under the microscope. AMS data allowed to define a magnetic foliation parallel to the gneissic foliation one and this is in agreement with the high magnetic anisotropy of this granite (13%). In *Crasto* and *Vilar* granites the magnetic foliation has a NE-SW direction dipping to SE. In *Crasto* granite the most representative FIP with NNE-SSW direction agree with the magnetic foliation. On the other hand in *Vilar* granites FIP are approximately perpendicular to the magnetic foliation.

The fluid inclusions within healed different FIP are aqueous, belonging to the H<sub>2</sub>O-NaCl e H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub> systems, the latest in transgranular FIP (NNE-SSW direction) in the *Crasto* granite.

The fluids that circulated in the different FIP of *Matosinhos*, *Arrábida*, *Afurada* and *Vilar* granites generally have low salinity (<9 mass% eq.NaCl). In *Crasto* granite the most saline fluids (H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>) are in the transgranular FIP. In Porto massif (*Matosinhos*, *Arrábida* and *Afurada*) generally the FIP E-W and N120°E show higher minimal temperatures of trapping (300-350°C). The fluids of the NE-SW FIP present intermediate minimal temperatures of trapping. In the N-S to NNE-SSW FIP, the fluids present global homogenization temperatures, which correspond to minimal trapping temperatures, not higher than 250°C. This FIP chronology, assuming that they are parallels to  $\sigma_1$ , corresponds to a rotation of  $\sigma_1$  NE to N-S, compatible with the late Variscan phases in the Iberian Peninsula.

In *Vilar* and *Crasto* granites it was not possible to establish the chronology among the different intragranular FIP families. However, in *Crasto* granite it was observed that the most representative fluids NNE-SSW are transgranular and present lower minimal temperatures of trapping (<120°C).

The low salinity of the aqueous fluids is in agreement with other authors that concluded that microcracking in quartz occurred during late-Variscan cooling of granites during the uplift.

Later fluids in transgranular FIP with moderate salinity and complex compositions of H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub> were already described by different authors, in late to post-Variscan quartz veins.

# **1. Introdução**

# 1. Introdução

O presente trabalho pretende contribuir para a caracterização da estrutura, petrografia e da geometria da microfracturação patente em granitos, assim como caracterizar os paleofluidos que cicatrizam nessas microfracturas. Neste trabalho foram aplicadas metodologias multidisciplinares que contemplam estudos petrográficos, petrofísicos, nomeadamente os de Anisotropia da Susceptibilidade Magnética (ASM) e estudos de inclusões fluidas. Para tal foram escolhidos vários granitos distintos aflorantes na região do Grande Porto.

Os objectivos essenciais deste trabalho foram os seguintes:

- Estudo petrográfico das diferentes fácies graníticas.
- Caracterização de ASM das fácies graníticas e comparação entre elas.
- Estudo da geometria dos planos de inclusões fluidas (PIF).
- Caracterização dos paleofluidos que circulam nos PIF.
- Estabelecimento da relação espacial entre PIF, elipsóide de ASM e anisotropias regionais.

## **2. Enquadramento Geográfico e Geológico**

## 2. Enquadramento Geográfico e Geológico

### 2.1 Localização

A área em estudo está inserida na região Norte na sub-região do Grande Porto, Distrito do Porto (Fig. 2.1). O Grande Porto corresponde, aproximadamente, à cidade metrópole que se foi desenvolvendo em redor da cidade do Porto. É constituído por nove concelhos: Espinho, Gondomar, Maia, Matosinhos, Porto, Póvoa de Varzim, Santo Tirso, Trofa, Valongo, Vila do Conde e Vila Nova de Gaia.

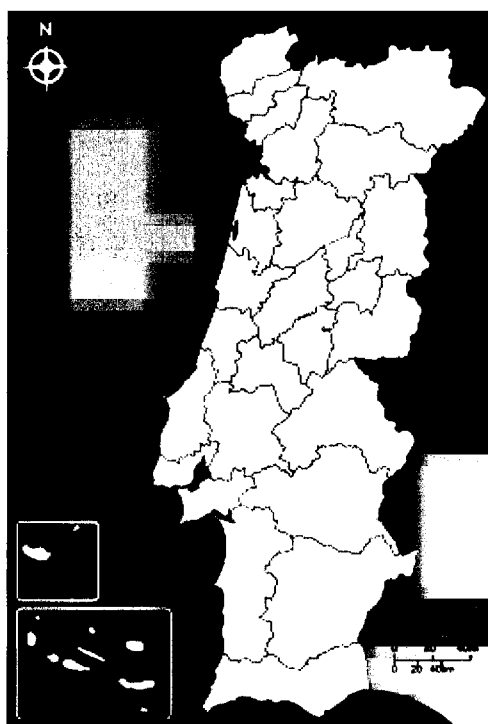


Fig. 2.1 - Mapa da localização do Grande Porto.

O Grande Porto é limitado a norte pela sub-região do Cávado, a leste pelo Ave e o Tâmega, a sul pelo Entre Douro e Vouga e o Baixo Vouga e a oeste pelo Oceano Atlântico. Os principais rios e afluentes são: Ave, Este, Douro, Febros, Sousa, Ferreira, Tinto, Torto, Uíma, Leça e Soutelo.

## 2.2 Enquadramento Geológico

A área estudada é abrangida pela folha 1 da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000 e encontra-se também representada na folha 9-C (Porto) à escala 1:50000 da Carta Geológica de Portugal. Em termos geotectónicos está inserida na Zona Centro-Ibérica (ZCI) (Fig. 2.2).

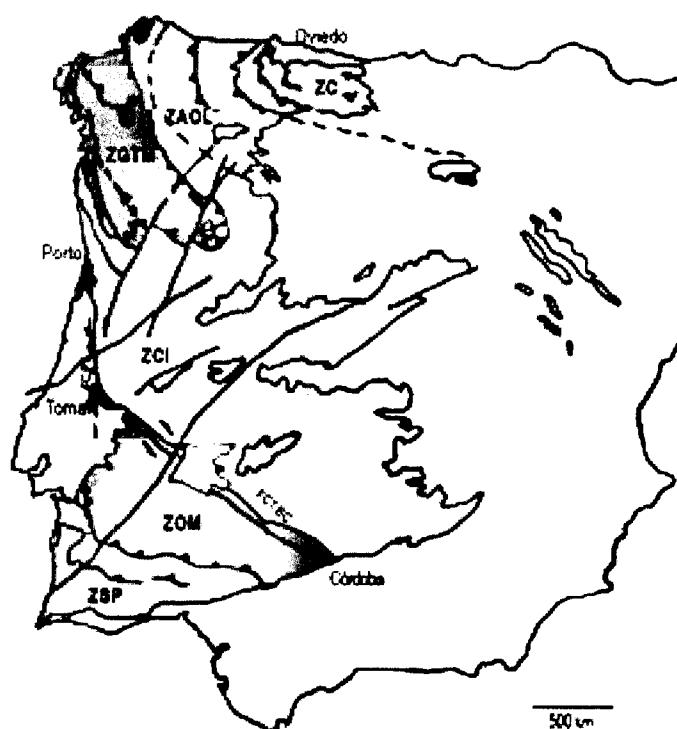


Fig. 2.2 - Zonamento geotectónico do Maciço Ibérico (modificado de Julivert et al. 1974). ZC: Zona Cantábrica, ZAOL: Zona Astúrica-Occidental Leonesa, ZGTM: Zona Galiza-Trás-os-Montes, ZCI: Zona Centro-Ibérica, ZOM: Zona Ossa-Morena, ZSP: Zona Sul Portuguesa.

A Zona Centro-Ibérica encontra-se separada da Zona de Ossa Morena (ZOM) pelo desligamento de Tomar-Badajoz-Córdoba, que terá continuidade a NW do Porto. Devido ao cisalhamento de Porto-Tomar que, localmente, corta as estruturas da ZCI e expõe a W, as sequências características da ZOM considera-se que a cidade do Porto se situa no limite entre estas duas zonas geotectónicas (Noronha e Leterrier 2000).

A cidade do Porto, do ponto de vista geotectónico, encontra-se no limite entre a ZCI e a ZOM. Este limite é materializado pelo desligamento Porto-Tomar.

### **2.2.1 Litologia**

#### **Rochas sedimentares**

O conjunto das rochas sedimentares é constituído principalmente por rochas sedimentares detríticas que constituem os diferentes tipos de depósitos pós-pleiocénicos e que são, no essencial, compostas por material herdado e resultante da erosão das rochas ígneas e metamórficas mais antigas. Na área da cidade do Porto os depósitos são agrupados em quatro unidades: duas atribuídas ao Actual e Holocénico, uma ao Quaternário antigo e outra ao Quaternário antigo e Pliocénico recente.

- *Aterros recentes (at)*: encontram-se principalmente entre a Circunvalação e a foz do rio Douro (Costa e Teixeira 1957).

- *Aluviões (a)*: que correspondem a depósitos fluviais que ocupam os vales de pequenos rios e ribeiros e essencialmente constituídos por sedimentos argilosos e areias que constituem o leito de inundação. Estes últimos são mais evidentes na zona oriental da cidade do Porto nomeadamente nos vales dos rios Tinto e Torto (Costa e Teixeira 1957).

- *Quaternário antigo (Q)*: é a unidade onde se incluem os depósitos de origem marinha da faixa litoral existente na Foz do Douro e Nevogilde. São depósitos essencialmente arenosos mas com muitos seixos rolados que correspondem a praias antigas (terraços marinhos) e que comprovam processos ligados a regressão.

- *Quaternário antigo e Pliocénico recente (PQ)*: inclui todos os depósitos constituídos por areias grosseiras e cascalhos (Costa e Teixeira 1957).

#### **Rochas metamórficas**

Na zona ocidental da cidade do Porto, na estreita orla litoral entre a foz do rio Douro e o Castelo do Queijo, encontram-se afloramentos de variadas rochas metassedimentares, com metamorfismo de alto grau, especialmente associadas a rochas ortognáissicas de diferentes tipos e anfibolitos, que no seu conjunto foram cortadas por granitos de idade hercínica. Estes afloramentos contrastam com os da zona oriental onde os

ortognaisses e anfibolitos estão ausentes e em que micaxistos e metagrauvaques, constituindo uma sequência relativamente monótona e menos metamorfizada, são também recortados por granitos hercínicos. Com estes factos e com o conhecimento da geologia regional considera-se as rochas metamórficas distribuídas em dois conjuntos distintos: “Complexo Metamórfico da Foz do Douro” (CMFD) e “Complexo Xisto-Grauváquico” (CXG) (Noronha e Leterrier 2000).

- *Complexo Metamórfico da Foz do Douro (CMFD)*: este complexo, pode, no seu conjunto, considerar-se no essencial, e face ao estado actual dos conhecimentos, constituído por duas unidades tectono-estratigráficas distintas: a “Unidade dos gnaisses da Foz do Douro” (UGFD) e uma unidade essencialmente constituída por metassedimentos a “Unidade de Lordelo do Ouro” (ULO). Os ortognaisses da UGFD contactam a NE e SW com formações metassedimentares muito dobradas (ULO) sendo nítida a discordância entre as foliações presentes nos gnaisses e nos metassedimentos. As sequências metassedimentares são essencialmente constituídas por micaxistos a que se associam, por vezes, anfibolitos e rochas calcossilicatadas. Como os metassedimentos da ULO exibem uma xistosidade anterior às foliações presentes nos ortognaisses assume-se que o CGFD e o CMFD correspondem à faixa pré-câmbrica da Zona Ossa Morena. A zona de cisalhamento Porto-Tomar (ZCPT) passa próximo do Castelo do Queijo e separa os terrenos da Zona Centro Ibérica, nomeadamente o “Complexo Xisto-Grauváquico” (CXG), que ocorre na zona oriental da cidade do Porto, dos terrenos da Zona de Ossa Morena. Na carta geológica do Porto à escala 1:50000 (Costa e Teixeira, 1957) as formações da Foz do Douro foram incluídas na mancha do “granito do Porto” considerado como posterior ao Complexo Xisto-Grauváquico (in Noronha e Leterrier 2000).

- *Complexo Xisto-Grauváquico (CXG)*: as rochas que pertencem ao CXG ocorrem principalmente na zona oriental da cidade do Porto e representam vestígios do que foi o encaixante metamórfico dos granitos hercínicos, razão pela qual se apresentam frequentemente cortados por material de composição granítica. As formações são essencialmente constituídas por micaxistos e metagrauvaques finos e revelam-se muito deformadas. A atitude da xistosidade principal, apesar da proximidade dos granitos, revela-se constante, N20°W a N40°W, 50°E a subvertical e mantém-se mesmo quando os micaxistos ocorrem em pequenos retalhos no seu interior (Noronha e Leterrier 2000).

## **Rochas ígneas**

A petrografia e a geologia permitem o agrupamento dos diferentes tipos de granitos em função da sua mineralogia e idade relativa.

(3) Granitos biotíticos com plagioclase cálcica (tardi a pós-tectónicos):

*Granitos porfiróides de grão médio a grosseiro* – este tipo de granito está representado nomeadamente no afloramento sobre o qual assenta o Castelo do Queijo, assim como em pequenos afloramentos que ocorrem, por exemplo, junto ao rio Douro na zona da Cantareira bem como na praia da Luz. Apresentam características idênticas às de granitos que ocorrem a sul do rio Douro (Noronha e Leterrier 2000).

(1) Granitos biotíticos com plagioclase cálcica (ante a sintectónicos):

*Granito de grão médio a fino* – este granito aflora em pequenas manchas que ocorrem na zona oriental do Porto, nomeadamente em Azevedo-Campanhã, onde intruem metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico ao longo de alinhamentos de orientação NS a N20°W (Noronha e Leterrier 2000).

(2) Granitos de duas micas (sintectónicos):

*Granito de grão médio (Granito do Porto)* – em várias zonas do maciço, há caulínização primária, dos feldpatos ligada a fluidos hidrotermais, isto para a distinguir de outra que se lhe sobrepôs no espaço e no tempo mas associada a processos meteóricos. A caulínização além de diminuir a resistência prejudica outras qualidades do granito nomeadamente como material de construção (Noronha e Leterrier 2000).

## 2.2.2 Tectónica

A Orogenia Varisca desempenhou um papel fundamental na geologia do NW Peninsular. A estruturação da Península Ibérica é caracterizada pela existência de várias Zonas Geotectónicas, com características paleogeográficas, tectónicas, metamórficas e plutónicas distintas, que se dispõem paralelamente às linhas estruturais da cadeia Varisca. Como já se referiu a zona do Grande Porto, situa-se essencialmente na Zona Centro-Ibérica. Contudo, a designada por ZCPT, que marca o limite entre a Zona Centro-Ibérica (ZCI) e a Zona de Ossa Morena (ZOM), e passa pela zona da Foz do Douro, considerando-se por isso que a cidade do Porto se situa no limite entre aquelas duas zonas (Noronha e Leterrier 2000).

Os terrenos pertencentes à ZCI e os pertencentes à ZOM estão então separados pela zona (ZCPT), activa desde a primeira fase de deformação varisca (F1) e que durante a terceira fase (F3) deu lugar a um desligamento direito. Na área correspondente à cidade do Porto os metassedimentos da ULO registam as deformações da ZOM e os metassedimentos do CXG as da ZCI (Noronha e Leterrier 2000).

Nos terrenos da ZOM que são representados pelo “Complexo Metamórfico da Foz do Douro” é possível reconhecer os efeitos de deformações ante-variscas quer nos metassedimentos quer nos ortognaisses, além dos efeitos devidos às acções de F1 e F3, estas últimas responsáveis, respectivamente, pela foliação N120°E subvertical que corresponde a uma clivagem de plano axial de dobras cujo eixo tem uma orientação WNW, com pendor variável, e por cisalhamentos N120°E a N130°E, mais marcado nos gnaisses leucocratas ocelados (Noronha e Leterrier 2000).

A fase F3 correspondeu a tensões compressivas máximas orientadas NE-SW, dobramentos e cisalhamentos NW-SE e ENE-WSW e implicou também fendas de tracção NE-SW e NNE-SSW registadas nomeadamente nos maciços graníticos de duas miccas sintectónicas relativamente a F3 (Noronha e Leterrier 2000).

### **3. Objectos e Métodos**

### 3. Objectos e Métodos

A escolha dos locais da amostragem foi definida em função da existência de afloramentos com rocha fresca e “*in situ*”. A recolha de testemunhos foi feita utilizando uma sonda portátil cujo amostrador é constituído por um tubo não magnético, que termina numa coroa diamantada. O amostrador é arrefecido por água pressurizada recorrendo-se para tal a uma bomba externa manual (Figs. 3.1, 3.2 e 3.3).



Fig. 3.1 - Recolha de testemunhos através de uma sonda portátil no granito da Arrábida.



Fig. 3.2 - Localização dos furos realizados no granito de Crasto.



Fig. 3.3 - Recolha de amostras no granito de Crasto.

Os cilindros obtidos no campo apresentam um diâmetro de cerca de 25 mm e um comprimento de cerca de 50 mm. Foram efectuadas 5 estações de amostragem (Matosinhos, Arrábida, Afurada, Crasto e Vilar) (Fig. 3.4) No granito de Crasto foram recolhidos 9 cilindros, no granito gnáissico de Vilar foram recolhidos 7, e no granito de Matosinhos foram recolhidos 5 cilindros. Nos granitos de Arrábida e Afurada foram recolhidos, em ambos, 4 cilindros. A orientação dos testemunhos foi feita no local antes de estes serem removidos do ponto de perfuração com ajuda de uma bússola e um orientador próprio. Efectuou-se a anotação dos valores da direcção do plano vertical que contém o furo e do seu mergulho, o que constitui o referencial geográfico da amostra. A direcção e o mergulho são materializados na amostra através de setas desenhadas nas mesmas (Fig. 3.5).

Posteriormente as amostras foram cortadas, no laboratório, perpendicularmente ao eixo, em cilindros de 22 mm de altura. A partir de quase todos os cilindros obtiveram-se duas amostras, o restante do cilindro foi utilizado para a execução de lâminas delgadas e espessas para os estudos subsequentes. No caso do granito de Crasto foram obtidas 9 amostras, no granito gnáissico de Vilar 12 amostras, no granito de Matosinhos 10 amostras, no granito de Arrábida 7 amostras e no granito de Afurada 9 amostras. Para cada amostra foram medidas as dimensões (diâmetro e altura) (Fig. 3.6) para posteriormente ser calculado o volume de cada amostra.
























Fig. 3.4 - Mapa geológico da zona estudada com a localização dos locais da amostragem. Mapa adaptado a partir da folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1/200000 (1992).

Amostra	Coordenadas UTM, Datum Europeu	
	Meridiano	Paralelo
MT	525,678	4562,285
ARR	530,400	4555,500
AF	529,950	4555,100
CR	539,050	4554,750
VL	539,250	4556,050
AG	539,225	4552,500
PT1	533,900	4554,750
PT2	533,650	4554,875
PT3	533,625	4554,800

**Legenda do mapa:**

MT →	Matosinhos
ARR →	Arrábida
AF →	Afurada
CR →	Crasto
VL →	Vilar
AG →	Aguiar
PT1 →	Porto 1
PT2 →	Porto 2
PT3 →	Porto 3

\* As amostras dos granitos de Vilar (VL) e Porto (PT1, PT2 e PT3) foram estudadas anteriormente por Morais (2008), mas os resultados destas estações serão apresentados neste trabalho para comparação.

	Restos de depósitos indiferenciados associados ou não a depósitos de solifluxão periglacial.
	Depósitos de dunas fósseis e de dunas actuais e de praias actuais, ou de areia ou de cascalho.
	Depósitos fluviais da zona vestibular dos rios e depósitos marinhos da faixa litoral, cobertos ou não por depósitos de solifluxão periglacial.
	Depósitos fluviais e lacustres cobertos ou não por depósitos de solifluxão periglacial.
	Argilitos negros e argilitos gresosos. Argilitos, perantracites, arenitos e conglomerados. Arcoses, siltitos e arenitos. Fanglomerados.
	Alternância de psamitos e pelitos, às vezes negros.
	Pelitos e psamitos. Arenitos impuros, carbonosos. "Pelitos com fragmentos".
	Xistos carbonosos, ardosíferos. Xistos carbonosos e siltíticos. Siltitos e xistos com níveis de óxido de ferro.
	Quartzitos e xistos cinzentos intercalados. Quartzitos maciços. Conglomerado de matriz quartzítica.
	Granito de grão grosseiro, moscovítico-turmalínico (Granito de Gondomar ou de Crasto).
	Granito de grão médio, às vezes fino de duas micas (Granito do Porto, Granito de Afurada e Arrábida e Matosinhos).
	Granito gnáissico, granatífero (Granito de Fânzeres ou de Vilar).
	Granito gnáissico, às vezes com blastese de albite (Gnaisse ocelado de Foz do Douro, Granito de Leça da Palmeira, Granito da Praia do Mareco).
	Ortognaisses da Foz do Douro.
	
	Alternância centimétrica de filitos carbonosos e siltíticos (xistos listrados).
	Micaxistos, gnaisses e migmatitos.
	Granito porfiróide, de grão grosseiro a médio, biotítico (Granito de Lavadores e Madalena)
	Granito porfiróide, de grão grosseiro, essencialmente biotítico (Granito de Guimarães e Granito de Marco de Canaveses).
	Granitos e granodioritos, de grão médio, porfiróide, com duas micas (Granito de Ermesinde).
	Granito de grão fino a médio, de duas micas (Granito de Aguiar).

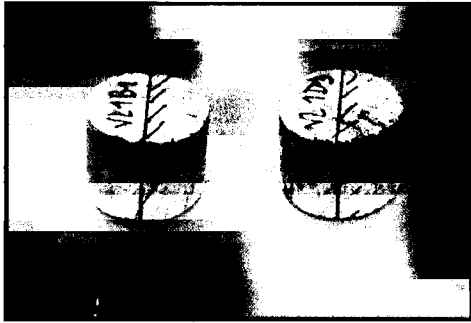


Fig. 3.5 - Cilindros cortados com a direcção e o mergulho materializados através de setas.

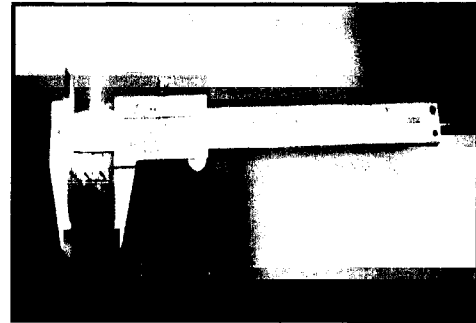


Fig. 3.6 - Medição do diâmetro e altura de cada cilindro.

As partes restantes dos cilindros orientados foram utilizadas para a elaboração de lâminas delgadas para o estudo petrográfico. Para a realização do estudo das diferentes direcções dos planos de inclusões fluidas (PIF) assim como, para a caracterização microtermométrica das inclusões fluidas utilizaram-se lâminas espessas orientadas (espessura de cerca de 200 $\mu$ m) polidas de ambos os lados cortadas a partir dos cilindros recolhidos no campo. Cada cilindro foi cortado na direcção perpendicular ao seu eixo, marcando-se nas lâminas a direcção relativamente ao norte do próprio cilindro (Fig.3.7).

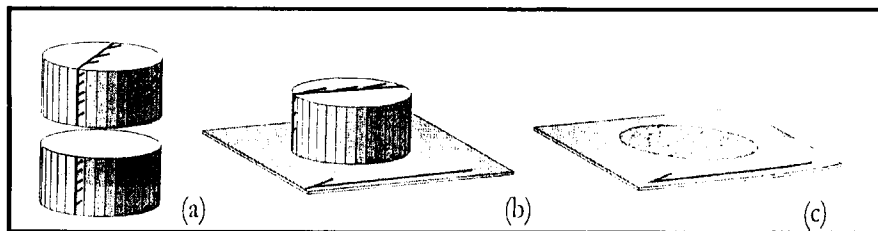


Fig. 3.7 - (a) Corte do cilindro, (b) colagem da lâmina e marcação da direcção de campo, (c) lâmina orientada (in Sant'Ovaia, 2000).

## **4. Estudio Petrográfico**

## 4. Estudo Petrográfico

### Arrábida

O “granito” da Arrábida é um granito de duas micas com textura granular fina e uma orientação definida principalmente pela biotite (Fig. 4.1). Como minerais principais apresenta cristais de quartzo, moscovite, plagioclase, feldspato potássico, biotite e clorite (Figs. 4.2, 4.3, 4.4, 4.5 e 4.6). Os minerais acessórios visíveis são a apatite, o rútilo (em forma de palhetas no seio da biotite (Fig. 4.7)), leucoxena, zircão e opacos. A moscovite ocorre em duas gerações, uma primária e outra secundária hidrotermal com texturas simplectíticas (Fig. 4.4). A biotite contém inclusões de zircão com halos pleocróicos e palhetas de rútilo, por vezes apresenta-se cloritizada (Fig. 4.6). Associados à biotite cloritizada ocorrem casualmente cristais de leucoxena, como resultado da alteração da esfena. O quartzo apresenta alguma deformação (Figs. 4.8 e 4.9).

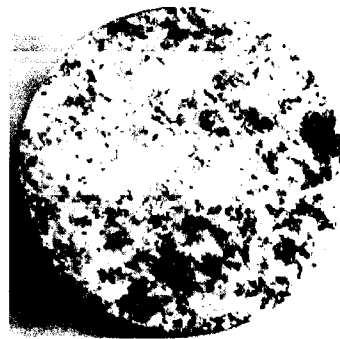


Fig. 4.1 - Aspecto macroscópico do granito da Arrábida.

A composição percentual (obtida a partir de ábacos) desta amostra é: 40% quartzo + 35% plagioclase + 15% feldspato potássico + 5,5% moscovite + 4% biotite + 0,5% minerais acessórios. A plagioclase do tipo albite (An 7%) e a composição percentual permite classificar esta rocha como um monzogranito.



Fig. 4.2 - Plagioclase com macla de Carlsbad e albite com moscovite secundária (LPX).



Fig. 4.3 - Plagioclase alterada com bordo de composição mais sódica (LPX)



Fig. 4.4 - Moscovite com orla de reacção (textura simplectítica) (LPX).



Fig.4.5 - Cristal de moscovite dobrado e com "kinkbands" (LPX).



Fig. 4.6 - Cristal de biotite dobrado apresentando cloritização (LPP).



Fig. 4.7 - Agulhas de rútilo na biotite cloritizada (LPP).



Fig. 4.8 - Aspecto da deformação do quartzo (LPP).



Fig. 4.9 - Aspecto do quartzo manifestando extinção ondulante (LPP).

## Afurada

O “granito” da Afurada é um granito de duas micas e apresenta grão fino e é orientado (Fig. 4.10). A orientação é definida pela existência de bandas quartzosas alternadas com bandas feldspáticas. A orientação é mais visível do que no “granito” da Arrábida. Apresenta cristais de quartzo, moscovite, biotite, clorite, plagioclase e feldspato potássico (Figs. 4.11, 4.12, 4.13, 4.14, 4.15, 4.16, 4.17, 4.18, 4.19 e 4.20). Os minerais acessórios presentes são a apatite, rútilo, zircão, leucoxena, damourite e opacos. O quartzo apresenta extinção ondulante, bordos “serrilhados” e subgranulação (Fig. 4.11). A subgranulação do quartzo apresenta-se paralela à orientação da moscovite. Existem duas gerações de moscovite, uma primária e outra secundária hidrotermal que apresenta, casualmente, uma textura simplectítica. Alguns cristais de moscovite estão dobrados e com “kinkbands” (Fig. 4.19). A biotite apresenta halos pleocróicos preenchidos por zircão e apresenta-se casualmente cloritizada (Fig. 4.20).



Fig. 4.10 - Aspecto macroscópico do granito da Afurada (lâmina espessa polida).

A composição percentual desta amostra é: 38% quartzo + 35% plagioclase + 12% feldspato potássico + 10% moscovite + 4% biotite + 1% minerais acessórios. A composição da plagioclase é do tipo oligoclase-andesina. Uma vez que a percentagem de plagioclase é superior à de feldspato potássico, esta rocha é considerada como um granodiorito.



Fig. 4.11 - Aspectos da deformação do quartzo (LPX).



Fig. 4.12 - Aspecto do quartzo de uma geração mais tardia associado à moscovite (LPX).



Fig. 4.13 - Plagioclase com macla de albite e periclina interpenetrada pelo Fx (LPX).

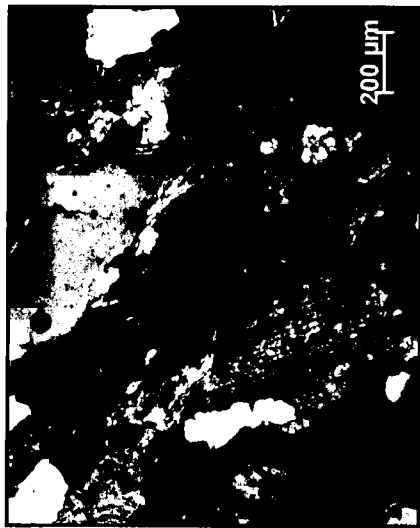


Fig. 4.14 - Plagioclase com macla de Carlsbad e albite (LPX).



Fig. 4.15 - Moscovite tardia na plagioclase (LPX).



Fig. 4.16 - Moscovite tardia na plagioclase (LPX).



Fig. 4.17 - Aspecto da moscovitização da biotite com orlas de reacção (LPX).



Fig. 4.18 - Secção basal da moscovite evidenciando a extinção ondulante (LPX).

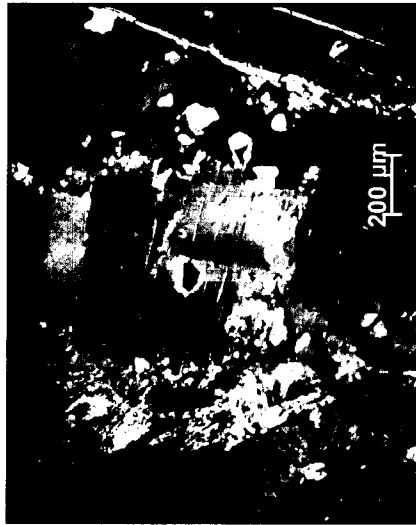


Fig. 4.19 - Cristal de moscovite com "kinkbands" e orlas de reacção com texturas simplectíticas (LPX).



Fig. 4.20 - Aspecto da biotite cloritzada com halos pleocróicos (LPP).

## Matosinhos

O granito de Matosinhos (Fig. 4.21) é um granito de duas micas de grão grosseiro e textura heterogranular com tendência porfiróide (Fig. 4.22). Apresenta cristais de quartzo, feldspato potássico, biotite, moscovite e plagioclase (Figs. 4.22, 4.23, 4.24, 4.25, 4.26 e 4.27). Como minerais acessórios contém apatite, zircão, rútilo, leucoxena e opacos (Figs. 4.28, 4.29, 4.30 e 4.31). O quartzo apresenta geralmente extinção ondulante revelando já uma deformação incipiente. Há duas gerações de moscovite, uma primária e uma secundária hidrotermal. O feldspato potássico é perítico e as plagioclases são essencialmente euédricas. A biotite está cloritizada e ostenta halos pleocróicos com zircão (Fig. 4.27) e frequentemente inclusões de agulhas de rútilo. O rútilo está associado à leucoxena, que ocorre como da alteração da esfena.

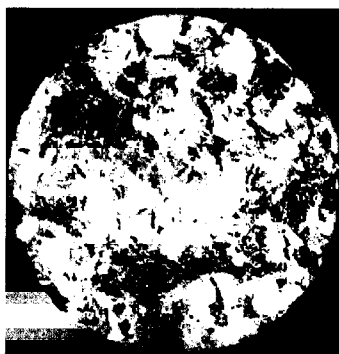


Fig. 4.21 - Aspecto macroscópico do granito de Matosinhos.

A composição percentual desta amostra é: 49% quartzo + 15% plagioclase + 21% feldspato potássico + 6% moscovite + 8% biotite + 1% minerais acessórios. A composição da plagioclase é do tipo albite.



Fig. 4.22 - Aspecto do carácter porfiróide do granito de Matosinhos. Observação à lupa binocular (LPX).



Fig. 4.23 - Aspecto de um megacristal de plagioclase zonada (LPX).



Fig. 4.24 - Cristal de microclina com inclusão de plagioclase (LPX).



Fig. 4.25 - Plagioclase com macla de Carlsbad e albite (LPX).

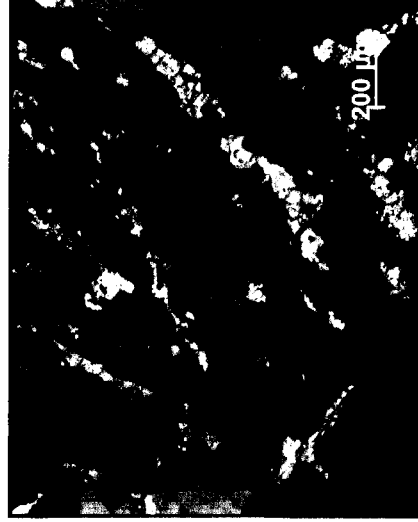


Fig. 4.26 - Albitização da microclina (LPX).



Fig. 4.27 - Biotite cloritizada com zircão e halos pleocróicos (LPP).



Fig. 4. 28 - Cristal de apatite associado à moscovite e biotite (LPP).

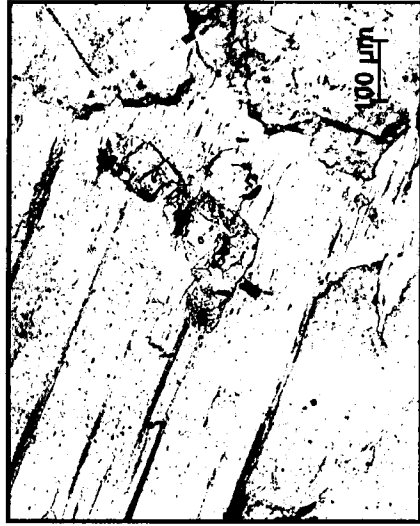


Fig. 4.29 - Cristal de apatite associado à moscovite (LPP).



Fig. 4.30 - Cristal de esfena e agulhas de rútilo (LPP).



Fig. 4.31 - Aspecto da alteração da esfena (leucoxena) (LPP).

## Crasto

O granito de Crasto é um granito de duas micas de grão geralmente grosseiro, e aparentemente não orientado (Fig. 4.32). A sua composição rica em feldspato potássico, plagioclase, moscovite e quartzo, confere-lhe um carácter leucocrata, em que o único mineral máfico visível a olho nu é a biotite e a turmalina (Alves 2007).



Fig. 4.32 - Aspecto macroscópico do granito de Crasto em afloramento (A) e num cilindro (B).

Este granito caracteriza-se por ter uma textura hipidiomórfica granular, e tem na sua constituição quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite e moscovite como minerais essenciais (Figs. 4.33, 4.34, 4.35 e 4.36). As fases acessórias estão representadas por turmalina e opacos (Fig. 4.33). A composição percentual desta amostra é: 42% quartzo + 18% plagioclase + 25% feldspato potássico + 10% moscovite + 4% biotite + 1% minerais acessórios. A composição da plagioclase é do tipo oligoclase-andesina.

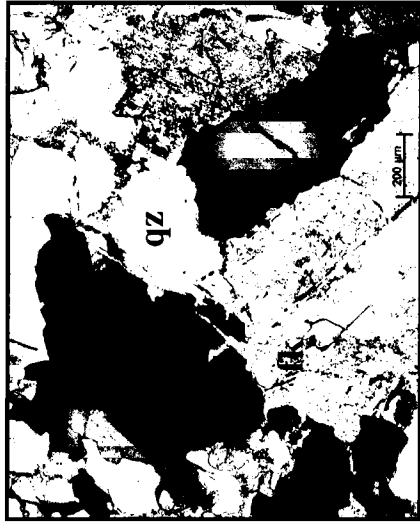


Fig. 4.33 - Microfotografia do granito de Crasto. qz: quartzo; fk: feldspato potássico; t: turmalina (LPP).



Fig. 4.34 - Aspecto microscópico do granito de Crasto. plg: plagioclase; msc: moscovite (LPX).



Fig. 4.35 - Aspecto do cristal de quartzo deformado (LPP).

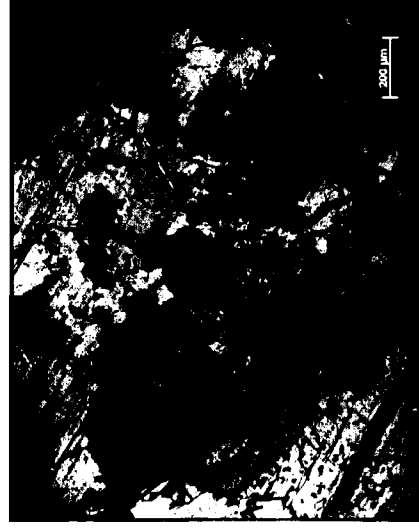


Fig. 4.36 - Aspecto do feldspato potássico e albite (LPX).

## Vilar

O granito gnáissico de Vilar é um granito de duas micas de grão fino orientado (Fig. 4.37), com foliação de atitude N30°E-65°E. A sua composição rica em feldspato potássico, plagioclase, moscovite e quartzo, confere-lhe um carácter leucocrata, em que o único mineral máfico visível a olho nu é a biotite. Este granito caracteriza-se por uma textura hipidiomórfica granular, e tem na sua constituição quartzo, feldspato potássico, plagioclase, biotite e moscovite como minerais essenciais (Figs. 4.38, 4.39, 4.40 e 4.41). As fases acessórias estão representadas por opacos (Alves 2007).



Fig. 4.37 - Aspecto macroscópico do granito de Vilar em afloramento (A) e em cilindro (B).

Exibe microestruturas de deformação: subgranulação nos cristais de quartzo, forte extinção ondulante do quartzo e a biotite e a moscovite definem uma orientação. Alguns cristais de moscovite apresentam uma orla simplectítica (Fig. 4.38). A composição percentual desta amostra é: 48% quartzo + 12% plagioclase + 20% feldspato potássico + 11% moscovite + 8% biotite + 1% minerais acessórios. A composição da plagioclase é do tipo oligoclase-andesina.



Fig. 4.38 - Aspecto da alteração da moscovite (msc) com orla simpléctica (LPX).



Fig. 4.39 - Cristal de moscovite com orla de reacção (LPX).



Fig. 4.40 - Aspecto da plagioclase (plg) com inclusões de quartzo (qz) (LPX).



Fig. 4.41 - Aspecto microscópico dos cristais de plagioclase, quartzo, moscovite e feldspato potássico (LPX).

## **5. Anisotropia da Susceptibilidade Magnética**

## 5. Anisotropia da Susceptibilidade Magnética

### 5.1 Introdução

A Anisotropia da Susceptibilidade Magnética (ASM) tem vindo, nas duas últimas décadas, a ser cada vez mais utilizada no estudo do “fabric” de granitóides. Esta técnica relativamente simples permite o estudo sistemático dum maciço granítico, facultando dados direccionais (foliação e lineação magnética) que se relacionam com a foliação e lineação magmática. Para além disso permite medir directamente a orientação preferencial de forma da biotite ou da magnetite (minerais que contêm ferro na sua composição). O conhecimento deste “fabric” é uma aproximação quantitativa da intensidade do regime de deformação do magma durante a sua instalação (*in Sant’Ovaia, 2000*).

Quando um material é exposto a um campo magnético  $H$ , obtém uma magnetização induzida,  $M$ . A magnetização induzida e o campo magnético estão relacionados através da susceptibilidade magnética,  $K$ :

$$M = KH$$

$K$  é um escalar se o corpo é isotrópico. Se o corpo é anisotrópico a susceptibilidade magnética  $K$  é caracterizada por um tensor simétrico de segunda ordem da forma:

$$M_i = K_{ij}H_j \quad (i, j = 1, 2, 3)$$

$M_i$  representa a magnetização na direcção  $i$ ,  $H_j$  representa o campo indutor efectivo na direcção  $j$ .

A superfície representativa daquele tensor é um elipsóide triaxial. Avaliando a magnetização induzida em três direcções ortogonais acede-se aos termos diagonais e simétricos do tensor. A diagonalização desta matriz permite obter três vectores  $K_{11}$ ,  $K_{22}$ ,  $K_{33}$ . A intensidade desses três vectores próprios e a sua orientação (direcção e inclinação) no referencial geográfico fornecem os semi-eixos do elipsóide da (ASM) tal que:  $K_{11} =$

$K_1$  ou  $K_{\max}$ ;  $K_{22} = K_2$  ou  $K_{\text{int}}$ ;  $K_{33} = K_3$  ou  $K_{\min}$  com  $K_{\max} \geq K_{\text{int}} \geq K_{\min}$  (in Sant'Ovaia, 2000).

As unidades do campo magnético e da magnetização induzida são as mesmas, A/m (ampere por metro, no Sistema Internacional, S.I.), o que transforma a susceptibilidade magnética numa grandeza adimensional.

## 5.2 Os diferentes estados magnéticos

O magnetismo da matéria é gerado pelo movimento dos electrões num átomo. Os electrões definem trajectórias, em torno do núcleo, que constituem orbitais bem definidas para cada átomo. Além deste movimento orbital os electrões também giram em torno do eixo que passa pelo seu centro, este movimento é designado por movimento "spin". Os movimentos orbitais e "spin" geram uma corrente eléctrica que por sua vez origina um momento magnético.

Em função da disposição dos momentos magnéticos, podem-se considerar vários estados magnéticos principais. (Fig. 5.1)

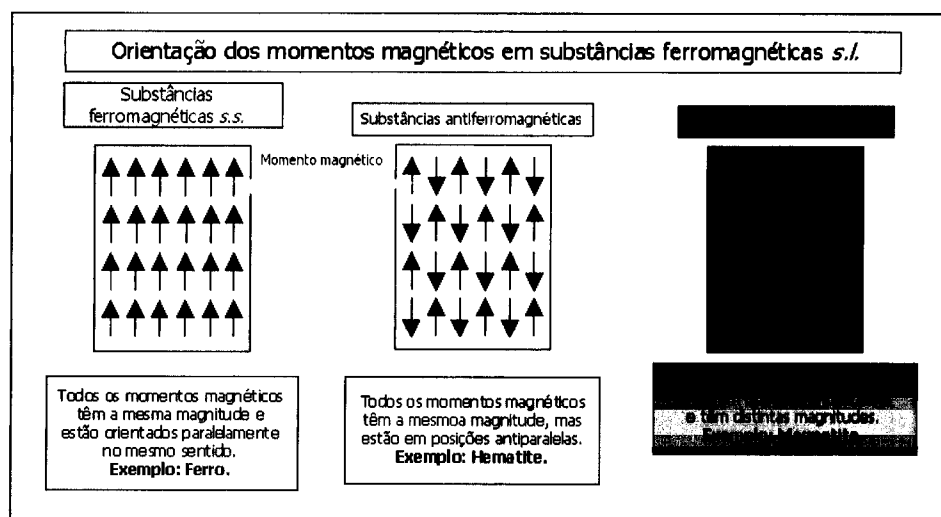


Fig. 5.1 - Representação da orientação dos momentos magnéticos em substâncias ferromagnéticas.

### ***Diamagnetismo***

Os materiais diamagnéticos apresentam susceptibilidades magnéticas negativas, o que significa que a magnetização induzida neles está orientada em sentido oposto com o respectivo campo externo aplicado. As susceptibilidades magnéticas da maioria dos materiais diamagnéticos não dependem da temperatura. Só as susceptibilidades magnéticas do antimónio e do bismuto variam a uma temperatura de  $-180^{\circ}\text{C}$ . O diamagnetismo baseia-se no movimento do electrão em redor do seu núcleo gerando uma corrente de pouca intensidade. O movimento periódico do electrão produz um momento magnético orientado em sentido oposto com o respectivo campo aplicado. O diamagnetismo puro só aparece se os momentos magnéticos dos átomos são nulos na ausência de um campo exterior como nos átomos ou iões que possuem camadas electrónicas completas. O quartzo, a calcite e os feldspatos são exemplos de minerais diamagnéticos. As susceptibilidades dos minerais diamagnéticos são negativas e da ordem de  $10^{-6}$  SI.

### ***Paramagnetismo***

Os materiais paramagnéticos são ligeiramente magnéticos, caracterizados por susceptibilidades magnéticas baixas e positivas. Os átomos ou as moléculas dos materiais paramagnéticos estão caracterizados por um momento magnético na ausência de um campo externo e por uma interacção magnética débil entre os momentos magnéticos. Normalmente os momentos magnéticos estão distribuídos aleatoriamente, mas aplicando um campo externo têm a tendência a alinhar-se paralelamente à direcção do campo aplicado. Os minerais paramagnéticos mais típicos são os silicatos que contêm iões  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  e  $\text{Mn}^{2+}$  na sua estrutura, como por exemplo, a biotite, a clorite, as anfíbulas, as piroxenas, as granadas, a cordierite e a turmalina. No caso do estudo dos granitos, as propriedades magnéticas da biotite são fundamentais. Os minerais paramagnéticos apresentam susceptibilidades positivas e da ordem de  $10^{-6}$  SI.

### ***Antiferromagnetismo***

A susceptibilidade antiferromagnética é próxima da susceptibilidade paramagnética. O momento magnético é nulo pois os momentos são antiparalelos e com a mesma intensidade, mas aplicando um campo magnético a susceptibilidade antiferromagnética é positiva embora também se anule quando o campo  $H$  é retirado. A magnetização diminui com o aumento da temperatura tornando-se nula para uma

temperatura crítica designada por Temperatura de Néel. Como exemplos de minerais com este tipo de comportamento temos a goethite e a pirrotite hexagonal (*in Sant'Ovaia, 2000*).

### ***Ferromagnetismo s.l.***

Os materiais ferromagnéticos *s.l.* são materiais que possuem momento magnético espontâneo (chamada magnetização espontânea) mesmo na inexistência de um campo magnético externo. Mesmo sem aplicar um campo magnético externo há uma interação dos momentos magnéticos provocando uma tendência para o alinhamento segundo uma direção criando uma ordem magnética. Os materiais ferromagnéticos têm susceptibilidades positivas e relativamente altas, da ordem dos  $10^{-3}$  SI.

É possível a distinção de três estados de ordem magnética de acordo com a intensidade do momento magnético resultante: ferromagnetismo *s.s.* (os momentos são paralelos e no mesmo sentido, ex: ferro), ferrimagnetismo (os momentos são antiparalelos e de intensidade diferente, ex: magnetite, pirrotite monoclinica) e antiferromagnetismo débil (os momentos magnéticos são subparalelos, ex: hematite) (Fig. 5.1).

## **5.3 Mineralogia e “fabric” magnético**

O “fabric” magnético de uma rocha é definido pela orientação dos minerais magnéticos. Os minerais podem ter comportamentos magnéticos diferentes, o que confere às rochas e aos minerais susceptibilidades magnéticas variáveis.

No estudo da ASM em granitos, a presença de biotite tem grande importância. Este mineral tem uma anisotropia magnética planar elevada. As micas têm uma forte anisotropia magnetocristalina em que a susceptibilidade mínima é perpendicular ao plano basal (001) com  $K_{\max}$  e  $K_{\text{int}}$  contidos nesse plano, sendo este plano designado por plano de fácil magnetização. A orientação dos planos basais constitui a foliação magnética, sendo o eixo  $K_{\min}$  o pólo dessa foliação, o que confere um “sub-fabric” magnético na rocha granítica.

Nas anfíbolas o eixo  $c$  é o eixo de fácil magnetização ( $K_{max}$ ), e a orientação de anfíbolas numa rocha produz um “sub-fabric” linear. A turmalina também é um bom marcador da lineação magmática, devido ao seu hábito prismático. Mas como  $K_{min}$  é paralelo ao eixo  $c$  do cristal designa-se por “fabric” magnético inverso.

É possível a distinção de três tipos de “fabrics” magnéticos de acordo com o tipo de minerais presentes na rocha:

- Planar: possui uma foliação magnética bem definida e uma lineação magnética mal definida;
- Plano-linear: tanto a foliação magnética como a lineação magnética são bem definidas;
- Linear: possui uma lineação magnética bem definida e uma foliação magnética mal definida.

Resumindo num granito em que o único mineral rico em ferro seja a biotite, teremos um comportamento paramagnético e o “fabric” magnético total da rocha é fortemente influenciado pelo “sub-fabric” da biotite. A orientação do “fabric” magnético será semelhante ao “petrofabric” da rocha, pois a foliação magnética é paralela à foliação magmática (que é devida ao fluxo do magma).

## 5.4 Metodologia

Com as amostras já cortadas e referenciadas (a preparação das amostras está descrita no capítulo 3), já se pode iniciar a medição da susceptibilidade magnética. Os valores da susceptibilidade magnética foram medidos utilizando a balança de susceptibilidade magnética, Modelo KLY4-S Kappabridge (Agico, República Checa), existente no Departamento/Centro de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (Fig. 5.2).

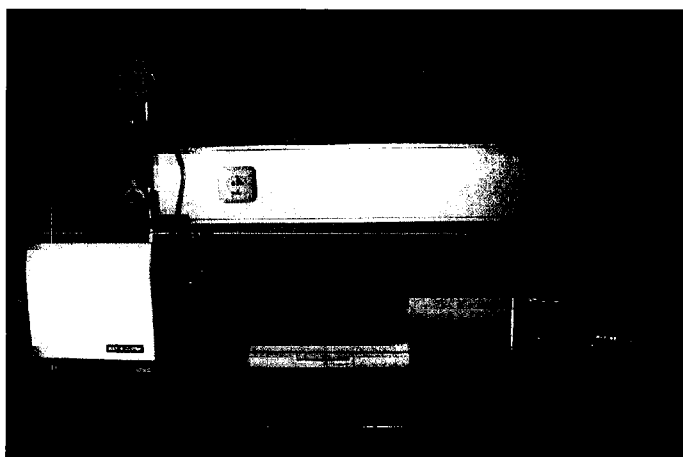


Fig. 5.2 - Balança de susceptibilidade magnética do Departamento/Centro de Geologia.

Esta balança gera um campo magnético, que induz uma magnetização na amostra, durante a medição. O cociente entre a magnetização induzida na amostra e o campo magnético aplicado corresponde à susceptibilidade magnética, esta grandeza é adimensional. O volume de cada amostra calculado anteriormente foi introduzido no “software” antes da medição da susceptibilidade magnética. O “software” (“Sufar”) específico da balança calcula os parâmetros específicos ( $K_{\text{médio}}$ , susceptibilidades normalizadas,  $P$  ( $P = K_{\text{max}}/K_{\text{min}}$ ),  $L$  ( $L = K_{\text{max}}/K_{\text{int}}$ ),  $F$  ( $F = K_{\text{int}}/K_{\text{min}}$ ),  $T$  ( $T = [2 \ln(K_{\text{int}}/K_{\text{min}}) / \ln(K_{\text{max}}/K_{\text{min}})] - 1$ ), erro associado a cada amostra (“standard error”) expresso em percentagem e a intensidade e orientação no referencial geográfico (após introdução da direcção e inclinação registados no campo) dos três eixos principais,  $k_{\text{max}}$ ,  $k_{\text{int}}$ ,  $k_{\text{min}}$ ) do elipsóide. Posteriormente, são calculadas as médias de cada estação de amostragem recorrendo a uma folha “Excel” (para os dados escalares) e ao programa “Stereonet” (para os valores vectoriais).

## 5.5 Dados obtidos

### 5.5.1 Dados escalares

- Susceptibilidade magnética

A susceptibilidade magnética é dada pela expressão:

$$K = (K_{\text{max}} + K_{\text{int}} + K_{\text{min}}) / 3$$

Kmax, Kint, Kmin, representam a intensidade dos três eixos principais.

Os valores da susceptibilidade magnética para o granito de Crasto estão compreendidos entre 13,1 e  $40,8 \times 10^{-6}$  SI. O valor médio da susceptibilidade magnética é de  $29,1 \times 10^{-6}$  SI. Estes valores relativamente baixos de susceptibilidade são característicos dos granitos que não contêm magnetite, e portanto com comportamento paramagnético. Este comportamento paramagnético é devido à biotite, que é o silicato presente portador de ferro.

Os valores da susceptibilidade magnética para o granito gnáissico de Vilar já são um pouco superiores aos do granito anterior mas mesmo assim são considerados dentro do intervalo do comportamento paramagnético. Estão compreendidos entre 26,8 e  $58,1 \times 10^{-6}$  SI, sendo o valor médio da susceptibilidade magnética de  $41 \times 10^{-6}$  SI.

Para o granito da Arrábida os valores da susceptibilidade magnética estão compreendidos entre 40,8 e  $58,3 \times 10^{-6}$  SI. O valor médio é de  $50 \times 10^{-6}$  SI.

Os valores da susceptibilidade magnética para o granito da Afurada estão compreendidos entre 38,8 e  $50,7 \times 10^{-6}$  SI, sendo o valor médio de  $44,3 \times 10^{-6}$  SI.

Para o granito de Matosinhos os valores da susceptibilidade magnética estão compreendidos entre 45,8 e  $63,4 \times 10^{-6}$  SI. O valor médio é de  $52,4 \times 10^{-6}$  SI. Este granito apresenta valores superiores aos dos granitos anteriores, mas ainda dentro do intervalo do comportamento paramagnético.

Na Figura 5.3 apresenta-se o mapa com os valores médios da susceptibilidade de cada estação de amostragem.

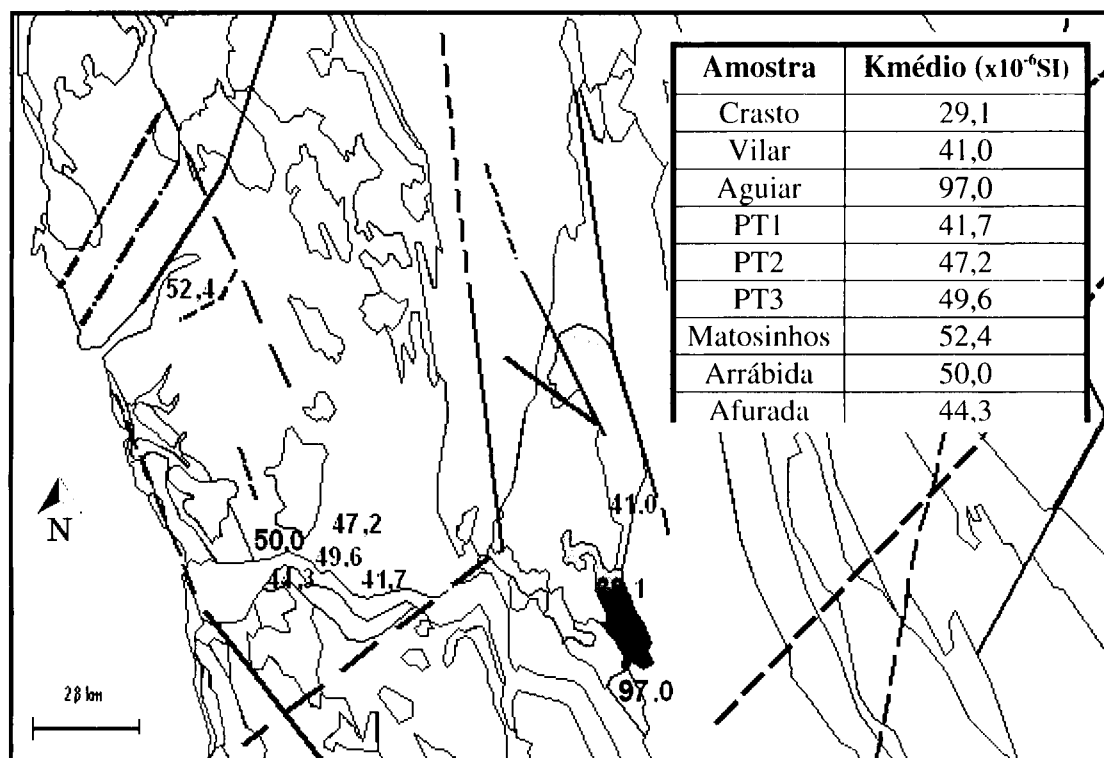


Fig. 5.3 - Mapa com os valores da Susceptibilidade Magnética (unidades  $\times 10^{-6}SI$ ) de cada estação de amostragem.

É possível relacionar os valores da susceptibilidade magnética com as diferentes fácies petrográficas. De acordo com a classificação proposta por Sant'Ovaia e Noronha (2005), granitos de duas micas apresentam susceptibilidades inferiores a  $70 \times 10^{-6} SI$ ; pelo contrário em que a biotite é maioritária, o valor da susceptibilidade é superior a  $70 \times 10^{-6} SI$ . De acordo com esta classificação os granitos estudados neste trabalho são leucocratas.

• Anisotropia total

Habitualmente a anisotropia total é calculada pela seguinte expressão:

$$P\% = 100x [(K_{max}/K_{min})-1]$$

No entanto, no caso dos granitos estudados a susceptibilidade é baixa pois não há contribuição ferromagnética. A fracção diamagnética devida essencialmente ao quartzo e

feldspatos, pode aumentar de uma forma artificial a anisotropia (Bouchez et al. 1987). Para evitar esta situação, utiliza-se o parâmetro  $P''\text{para}''\%$ , que é corrigido do diamagnetismo considerado como constante e isotrópico  $K_d = -14 \times 10^{-6}$  SI (Rochette 1987).

Assim sendo, temos como parâmetro de anisotropia:

$$P''\text{para}''\% = 100 \times [(K_{\max} + 14)/(K_{\min} + 14) - 1], \text{ com } K_{\max} \text{ e } K_{\min} \text{ em } \times 10^{-6} \text{ SI.}$$

Utiliza-se o parâmetro  $P''\text{para}''\%$  que caracteriza somente a anisotropia da fracção paramagnética.

O intervalo de variação de  $P''\text{para}''\%$ , possibilita certificar o carácter essencialmente magmático do “fabric” magnético, já que só para valores de  $P''\text{para}''\% > 4$  se considera que as rochas graníticas têm uma taxa de deformação no estado sólido elevada (deformação pós-magmática), capaz de modificar o “fabric” magmático original (Leblanc et al. 1994).

Os valores de  $P''\text{para}''\%$  para o granito de Crasto variam entre 1,4 e 4,9% e a média é de 3,3%. São valores relativamente baixos, o que seria de esperar já que este granito não apresenta deformação.

Já no granito gnáissico de Vilar os valores de  $P''\text{para}''\%$  variam entre 8,5 e 17%. O valor médio de  $P''\text{para}''\%$  é 13,2%, o que é indicativo da presença de uma deformação no estado sólido.

No granito de Matosinhos os valores de  $P''\text{para}''\%$  variam entre 1,3 e 3,3%, a média é de 2,3%. São valores baixos, o que seria de esperar pois este granito não apresenta deformação.

Os valores de  $P''\text{para}''\%$  para o granito da Afurada estão compreendidos entre 9,1 e 15,5%, sendo o valor médio de 13,1%.

No granito da Arrábida os valores de  $P''\text{para}''\%$  variam entre 10 e 12,9%. O valor médio é de 11,4%. Estes dois últimos granitos apresentam valores de  $P''\text{para}''\%$  superiores a 4%, indicando assim a existência de uma deformação no estado sólido.

Na Figura 5.4 está apresentado o mapa com os valores médios da Anisotropia Paramagnética ( $P\text{para}\%$ ).

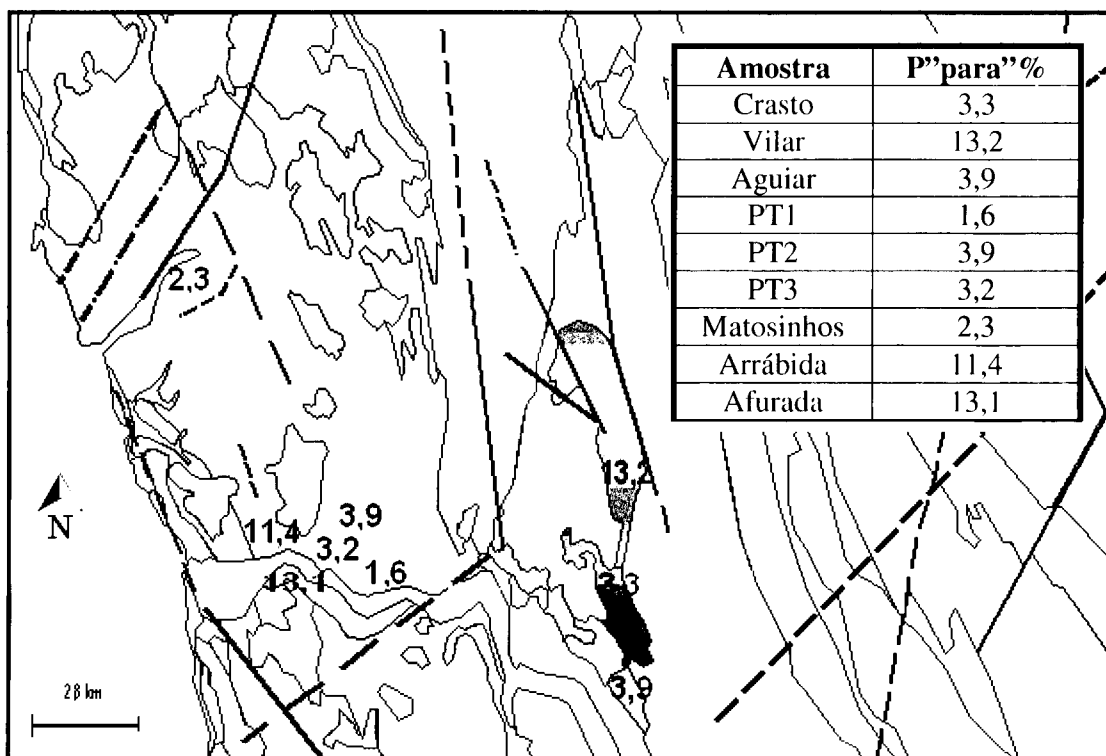


Fig.5.4 - Mapa com os valores da anisotropia paramagnética média de cada estação de amostragem (Ppara%).

Uma vez obtidos os dados de  $K_{médio}$  e  $P_{para}\%$ , tentou-se estabelecer uma eventual relação entre estes parâmetros, para isso, realizou-se um diagrama que representa a relação entre a susceptibilidade magnética ( $K$ ) e  $P_{para}\%$  para cada amostra estudada (Figs. 5.6, 5.7, 5.8, 5.9 e 5.10).

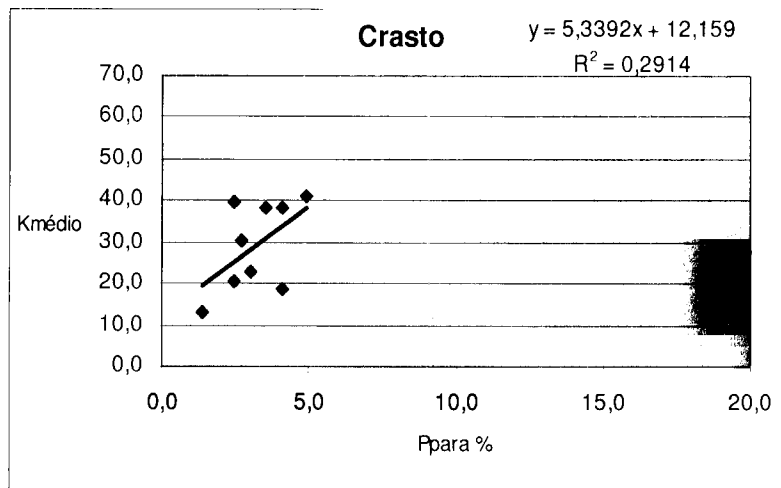


Fig. 5.5 - Diagrama da susceptibilidade magnética *versus* anisotropia, no granito de Crasto.

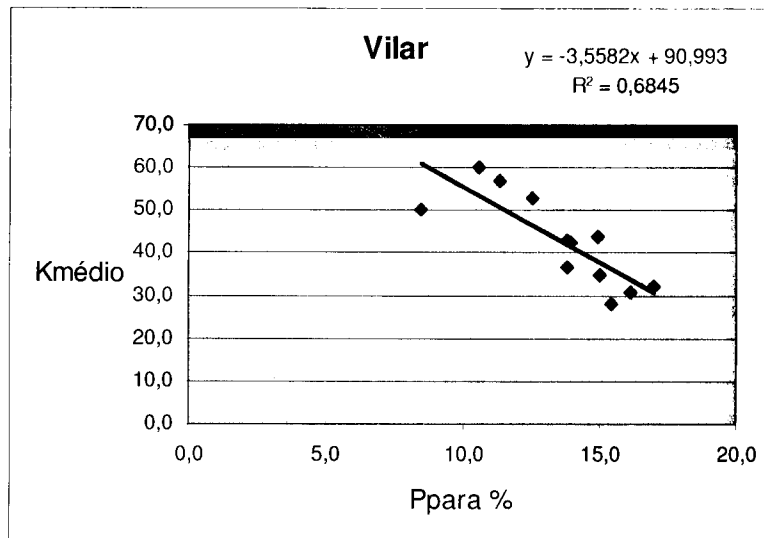


Fig. 5.6 - Diagrama da susceptibilidade magnética *versus* anisotropia, no granito gnáissico de Vilar.

No caso do granito de Crasto (Fig. 5.5) é evidente a tendência do aumento da anisotropia com o aumento da susceptibilidade. No granito gnáissico de Vilar (Fig. 5.6) pode-se dizer que há uma relação inversa entre a susceptibilidade magnética e a anisotropia. O valor da susceptibilidade diminui à medida que a anisotropia aumenta. A tendência é contrária, relativamente ao que acontece no granito de Crasto.



Tanto no granito da Afurada (Fig. 5.8) como no de Arrábida (Fig. 5.9) há uma relação inversa entre a susceptibilidade magnética e a anisotropia. O valor da susceptibilidade diminui à medida que a anisotropia aumenta. No granito de Matosinhos (Fig. 5.7) esta relação inversa existe, no entanto, não é tão evidente.

• Parâmetro de Forma

O Parâmetro de Forma caracteriza a forma do elipsóide de ASM e pode ser obtido através do Parâmetro T, (Jelinek 1981). Este é obtido pela expressão:

$$T = [2 \ln(K_{int}/K_{min}) / \ln(K_{max}/K_{min})] - 1$$

Os valores de T variam entre -1 e 1. O elipsóide de ASM é achatado se  $0 < T \leq 1$  e o elipsóide é constrito se  $-1 \leq T < 0$ .

A distribuição dos valores médios do Parâmetro de Forma (T) está representada na Figura 5.10.

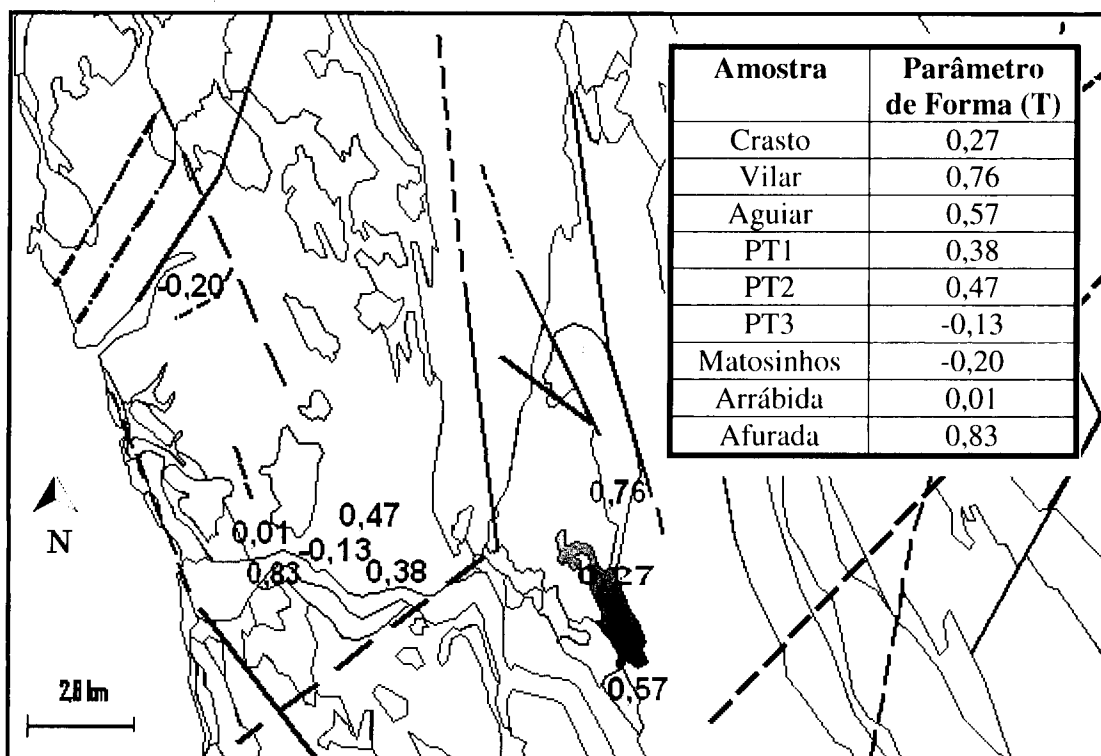


Fig. 5.10 - Mapa com os valores médios do Parâmetro T de cada estação de amostragem.

Realizou-se um gráfico representativo da variação de T com P'para"%" para cada amostra (Figs. 5.11, 5.12, 5.13, 5.14 e 5.15), com a finalidade de analisar a relação existente entre o aumento do grau de anisotropia e a variação na forma do elipsóide.

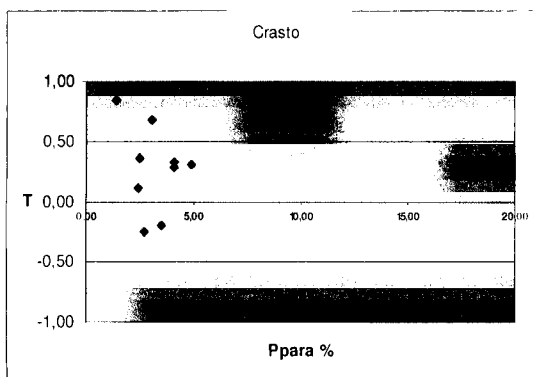


Fig. 5.11 - Diagrama do parâmetro T versus a anisotropia paramagnética no granito de Crasto.

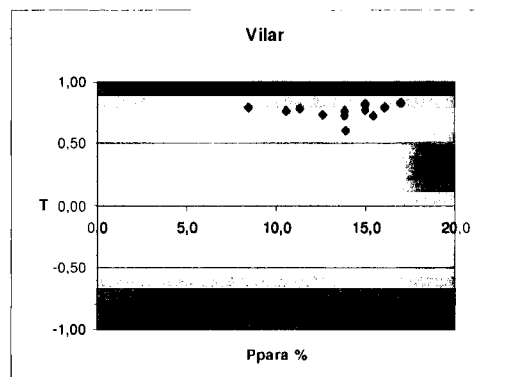


Fig. 5.12 - Diagrama do parâmetro T versus a anisotropia paramagnética no granito gnáissico de Vilar.

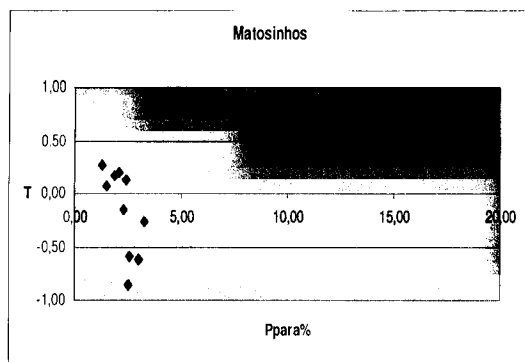


Fig. 5.13 - Diagrama do parâmetro T versus a anisotropia paramagnética no granito de Matosinhos.

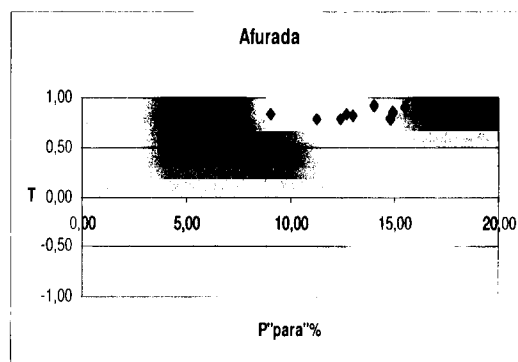


Fig. 5.14 - Diagrama do parâmetro T versus a anisotropia paramagnética no granito de Afurada.

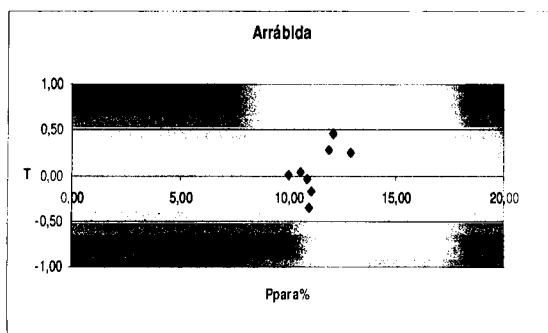


Fig. 5.15 - Diagrama do parâmetro T versus a anisotropia paramagnética no granito da Arrábida.

No granito gnáissico de Vilar (Fig. 5.12), o cálculo do parâmetro T mostrou que todos os elipsóides são achatados, com um valor médio de  $T= 0,76$ . Já no granito de Crasto (Fig. 5.11) apenas 22% dos elipsóides são constrictos e os restantes 78% são achatados, o valor médio é de  $T= 0,27$ . No granito da Afurada (Fig. 5.14) o valor médio do parâmetro T é de 0,83, mostrando que todos os elipsóides são achatados. No granito da Arrábida (Fig. 5.15) 43% dos elipsóides são constrictos e os restantes 57% são achatados, sendo o valor médio  $T= 0,01$ . O granito de Matosinhos (Fig. 5.13) 50% dos elipsóides são constrictos e 50% são achatados, sendo o valor médio  $T= -0,17$ .

- Anisotropia linear

A anisotropia linear é dada pela expressão:

$$L= K_{\max}/K_{\text{int}}$$

- Anisotropia planar

A anisotropia planar é dada pela expressão:

$$F= K_{\text{int}}/K_{\text{min}}$$

Estes parâmetros quantificam a tendência do "fabric" magnético ser mais ou menos planar.

Foi realizado para todos os granitos um gráfico comparando a anisotropia linear (L) com a anisotropia planar (F) (Figs. 5.16, 5.17, 5.18, 5.19 e 5.20).

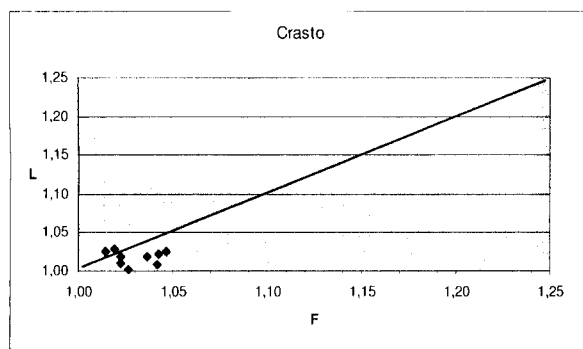


Fig. 5.16 - Diagrama da anisotropia linear (L) versus anisotropia planar (F) no granito de Crasto.

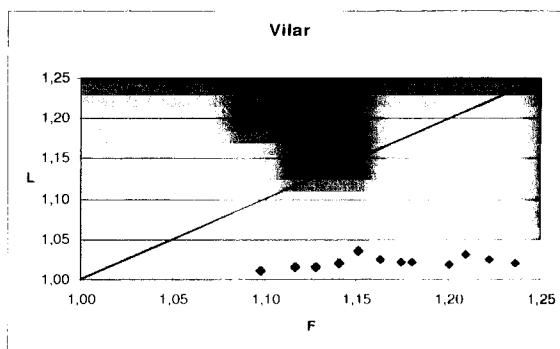


Fig. 5.17 - Diagrama da anisotropia linear (L) versus anisotropia planar (F) no granito gnáissico de Vilar.

A anisotropia linear é praticamente inexistente no granito de Crasto (Fig. 5.16). A anisotropia linear é inexistente no granito gnáissico de Vilar (Fig. 5.17). Em ambos os casos o "fabric" magnético é predominantemente planar.

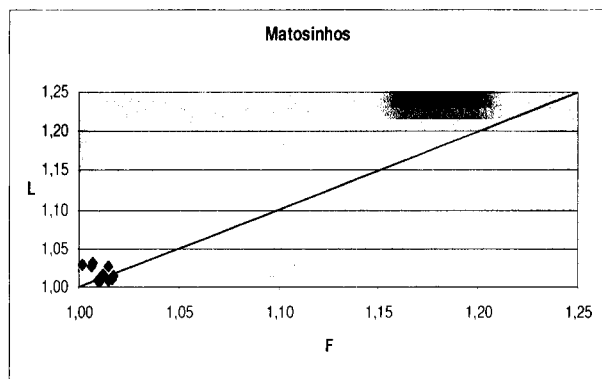


Fig. 5.18 - Diagrama da anisotropia linear (L) versus anisotropia planar (F) no granito de Matosinhos.

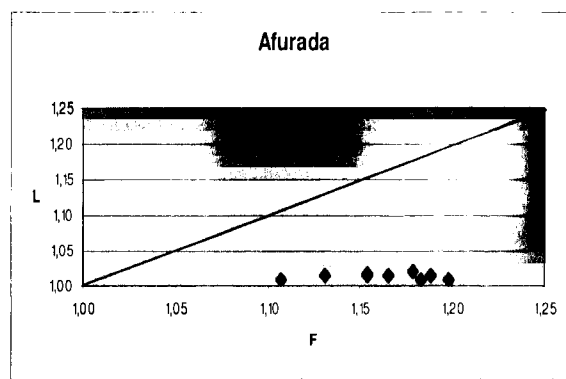


Fig. 5.19 - Diagrama da anisotropia linear (L) versus anisotropia planar (F) no granito de Afurada.

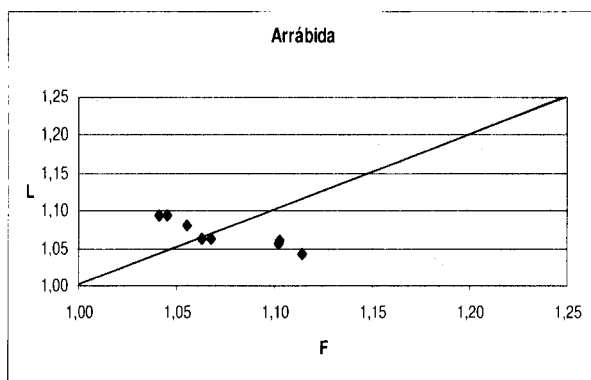


Fig. 5.20 - Diagrama da anisotropia linear (L) versus anisotropia planar (F) no granito da Arrábida.

Nos granitos de Matosinhos (Fig. 5.18) e de Afurada (Fig. 5.19) a anisotropia linear é praticamente inexistente, sendo o "fabric" magnético planar o mais dominante. No granito da Arrábida (Fig. 5.20) ocorre o oposto, o "fabric" magnético mais dominante é o linear.

### 5.5.2 Dados direccionais

Uma vez obtidos os eixos  $K_{max}$ ,  $K_{int}$  e  $K_{min}$  do elipsóide de ASM, foram calculadas as médias para cada local, recorrendo ao “Stereonet”. Habitualmente, designa-se por lineação magnética a orientação do  $K_{max}$  e por foliação magnética a orientação do plano  $K_{max}$  e  $K_{int}$  cujo pólo é  $K_{min}$ .

#### *Lineações e foliações magnéticas*

Nas Figuras 5.21, 5.22, 5.23, 5.24 e 5.25 estão apresentadas as projecções estereográficas em rede de Schmidt no hemisfério inferior com  $K_{max}$ ,  $K_{int}$  e  $K_{min}$ , das amostras Crasto, Vilar, Matosinhos, Arrábida e Afurada.

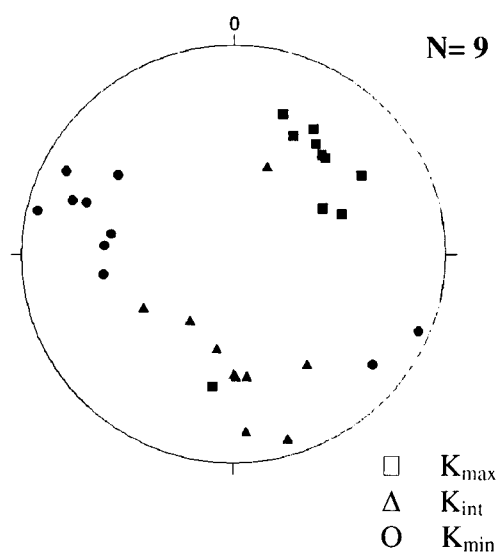


Fig.5.21 – Representação da projecção estereográfica com  $K_{max}$ ,  $K_{int}$  e  $K_{min}$  e respectivas médias (a vermelho) do granito de Crasto.

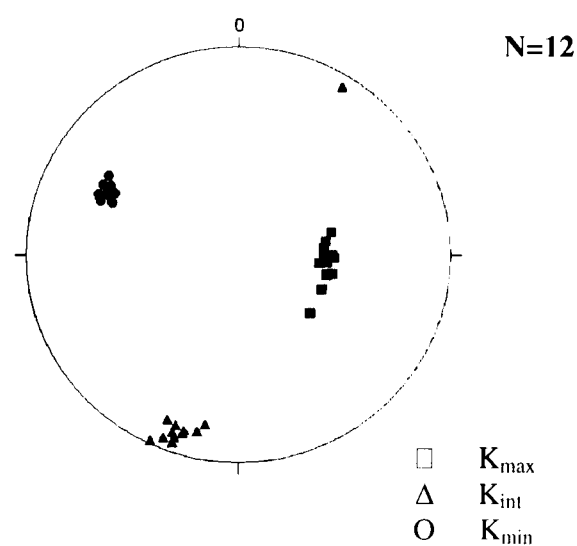


Fig. 5.22 - Representação da projecção estereográfica com  $K_{max}$ ,  $K_{int}$  e  $K_{min}$  e respectivas médias (a vermelho) do granito gnáissico de Vilar.

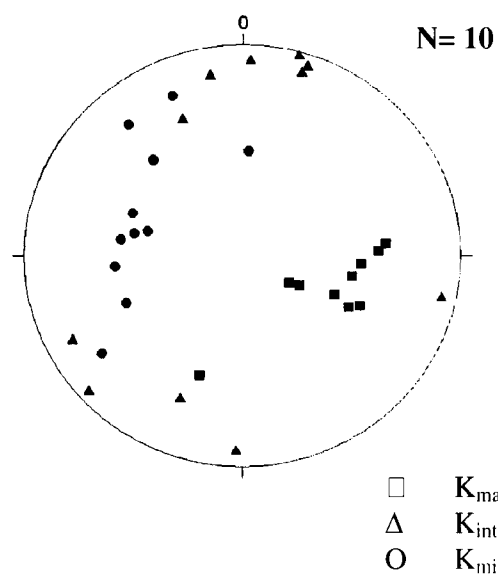


Fig. 5.23 - Representação da projecção com  $K_{max}$ ,  $K_{int}$  e  $K_{min}$  e respectivas médias (a vermelho) do granito de Matosinhos.

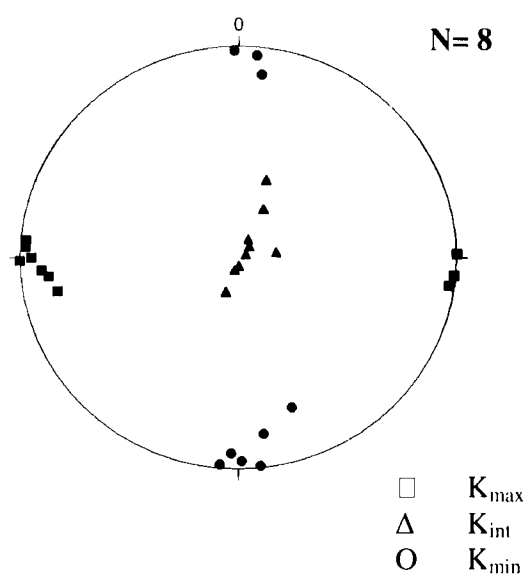


Fig. 5.24 - Representação da projecção com  $K_{max}$ ,  $K_{int}$  e  $K_{min}$  e respectivas médias (a vermelho) do granito da Arrábida.

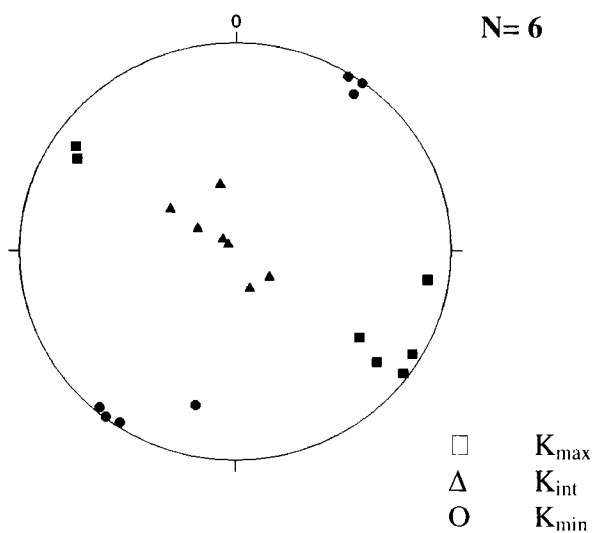


Fig. 5.25 - Representação da projecção com  $K_{max}$ ,  $K_{int}$  e  $K_{min}$  e respectivas médias (a vermelho) do granito da Afurada.

Na Tabela 5.1 estão apresentadas as lineações (definidas pela orientação do Kmax) e foliações magnéticas (definidas pelo plano perpendicular a Kmin) obtidas para os granitos estudados:

Tabela 5.1 – Lineações e Foliações Magnéticas.

<b>Amostra</b>	<b>Lineação magnética</b>	<b>Foliação magnética</b>	<b>N</b>
Crasto	37° → 51°	N 28°; 69°SE	9
Vilar	56° → 95°	N 26°; 58°SE	12
Matosinhos	50° → 104°	N 195°; 47°NW	10
Afurada	5° → 121°	N 123°; 87°NW	6
Arrábida	5° → 271°	N 90°; 88°N	8
Aguiar	33° → 165°	N 54°; 36°SE	14
PT1	85° → 157°	N 59°; 86°SE	10
PT2	82° → 180°	N 124°; 83°SW	8
PT3	58° → 147°	N 113°; 72°SW	11

O mapa estrutural das lineações (Fig. 5.26) mostra que estas se organizam essencialmente num grupo com direcção SE e com inclinações variáveis: PT1 e PT2 são verticais, Afurada e Arrábida são horizontais, Matosinhos, Vilar, PT3, Aguiar e Crasto apresentam valores intermédios de inclinação.

Na Figura 5.27 está apresentado o mapa estrutural com as foliações magnéticas. As direcções das foliações que se destacam mais são: NE-SW (Crasto, Vilar, Matosinhos e Aguiar) e WNW-ESE (PT1, PT2, PT3, Afurada e Arrábida). As foliações magnéticas são em geral fortemente inclinadas.

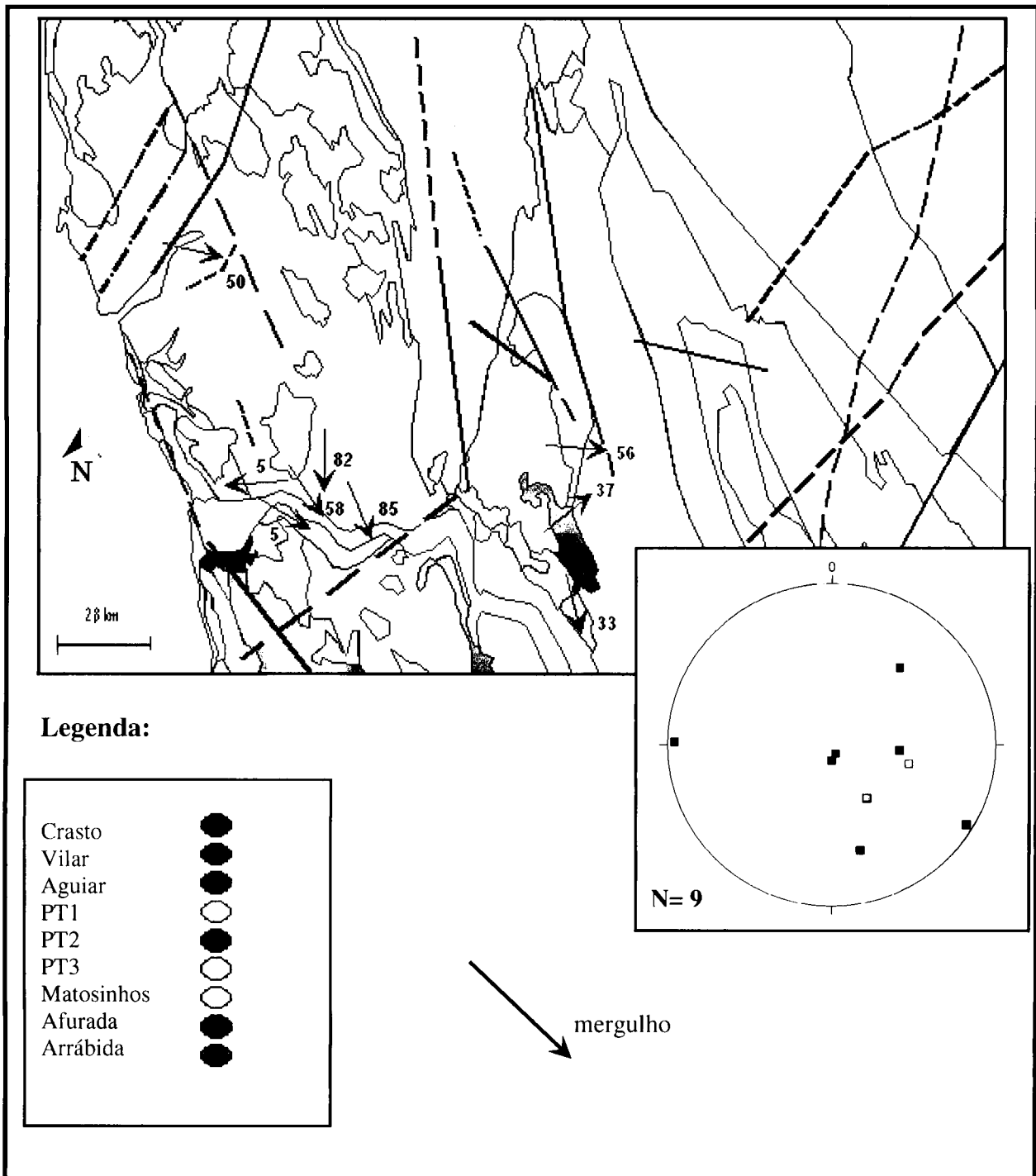


Fig. 5.26 - Mapa das lineações magnéticas e respectiva projecção estereográfica, na rede Schmidt no hemisfério inferior, das amostras estudadas.

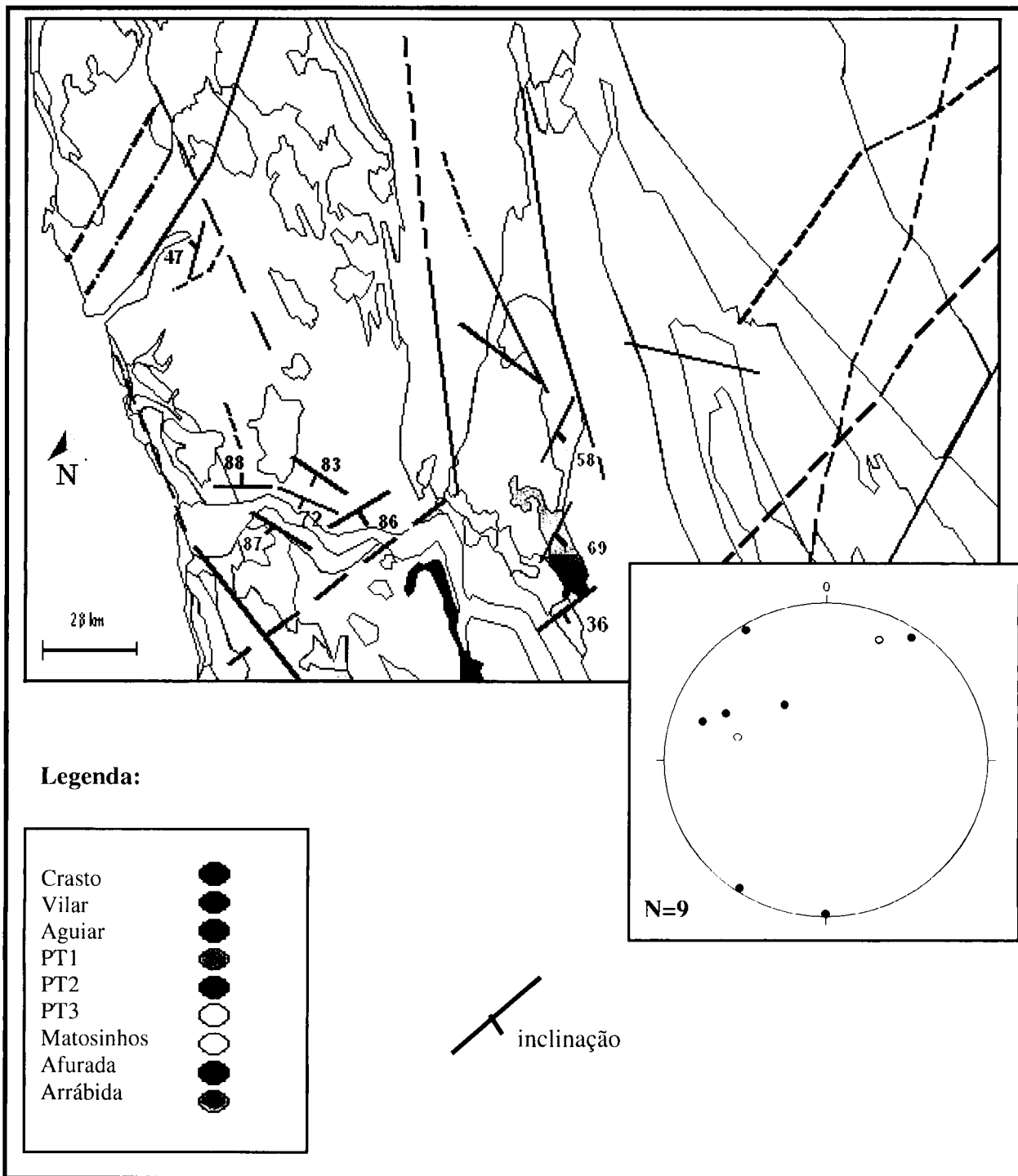


Fig. 5.27 - Mapa das foliações magnéticas e respectiva projecção estereográfica, na rede Schmidt no hemisfério inferior, das amostras estudadas.

## 5.6 - Discussão dos resultados e comparação com resultados anteriores

Os valores médios da susceptibilidade magnética obtidos nos granitos estudados estão compreendidos entre 29,1 e 52,4 x10<sup>-6</sup> SI. Estes valores relativamente baixos de susceptibilidade são característicos dos granitos com comportamento paramagnético. Este comportamento paramagnético é devido à biotite, que é o silicato presente portador de ferro. Numa rocha que contenha minerais paramagnéticos e susceptibilidade menor que 5x10<sup>-4</sup> (SI), a fracção paramagnética controla a susceptibilidade e a anisotropia da rocha (*in* Tarling & Hrouda, 1993).

De acordo com a classificação proposta por Sant'Ovaia e Noronha (2005) os granitos estudados são leucocratas, excepto o de Aguiar.

O valor médio da anisotropia total, dado pelo parâmetro P"para"% , no granito de Crasto é 3,3%, este valor baixo era esperado uma vez que este granito não apresenta deformação. O granito de Matosinhos também apresenta um valor baixo (2,3%). Já o granito gnáissico de Vilar apresenta um valor médio de 13,2%, indicando a presença de uma deformação num estado sólido (pós-magmático). O granito de Afurada e o de Arrábida apresentam respectivamente, 13,1% e 11,4%, indicando também a presença de uma deformação num estado sólido (pós-magmático).

A relação entre a susceptibilidade magnética e a anisotropia diz-nos que no granito de Crasto há uma tendência do aumento da anisotropia com o aumento da susceptibilidade. A susceptibilidade aumenta porque o teor de biotite aumenta, o que faz aumentar automaticamente a anisotropia total (P"para"%), há mais biotites orientadas pelo fluxo magmático. O "fabric" magnético é de origem magmática. No granito gnáissico de Vilar a tendência é contrária, relativamente ao que acontece no granito de Crasto. A anisotropia é função da existência de uma foliação bem marcada, através de processos metamórficos, definida por biotites e outros minerais que não têm sinal magnético importante como os feldspatos. Tanto no granito da Afurada como no de Arrábida há uma relação inversa entre a susceptibilidade magnética e a anisotropia. O valor da susceptibilidade diminui à medida que a anisotropia aumenta, a razão pode ser a mesma do que acontece em Vilar. No granito de Matosinhos esta relação inversa existe, no entanto, não é tão evidente.

No granito gnáissico de Vilar, o cálculo do parâmetro de Forma (T), que caracteriza a forma do elipsóide de ASM, mostrou que todos os elipsóides são achatados, com um valor médio de  $T= 0,76$ . Já no granito de Crasto apenas 22% dos elipsóides são constrictos e os restantes 78% são achatados, o valor médio é de  $T= 0,27$ . No granito da Afurada o valor médio do parâmetro T é de 0,83, sendo todos os elipsóides achatados. No granito da Arrábida 43% dos elipsóides são constrictos e os restantes 57% são achatados, sendo o valor médio  $T= 0,01$ . No granito de Matosinhos 50% dos elipsóides são constrictos e 50% são achatados, sendo o valor médio  $T= -0,17$ .

Há uma relação entre a anisotropia magnética e o parâmetro de forma, normalmente o aumento da anisotropia conduz a um maior achatamento do elipsóide de ASM. Esta tendência pode estar relacionada com o facto do mineral mais anisotrópico (do ponto de vista magnético) nestes granitos ser a biotite. Este mineral manifesta uma anisotropia magnetocristalina que condiciona um plano de fácil magnetização. Um aumento do grau de anisotropia pode traduzir-se numa maior organização planar dos planos de clivagem da biotite, conduzindo a uma forma mais achatada do elipsóide magnético.

Verificou-se que a anisotropia linear é praticamente inexistente no granito de Crasto e totalmente inexistente no granito gnáissico de Vilar. Portanto o "fabric" magnético em ambos os casos é predominantemente planar. Nos granitos de Matosinhos e de Afurada a anisotropia linear é praticamente inexistente, sendo o "fabric" magnético planar o mais dominante. No granito da Arrábida ocorre o oposto, o "fabric" magnético mais dominante é o linear.

A lineação magnética obtida para o granito de Crasto ( $37^{\circ} \rightarrow 41^{\circ}$ ) não é muito diferente da obtida para o granito gnáissico de Vilar ( $56^{\circ} \rightarrow 95^{\circ}$ ). Também na foliação magnética os valores não são muito distintos: granito de Crasto é  $N19^{\circ}; 69^{\circ} SE$  e no granito gnáissico de Vilar é  $N26^{\circ}; 58^{\circ} SE$ . Embora em Vilar esta foliação esteja melhor marcada como mostram os estereogramas. O granito de Matosinhos apresenta uma lineação magnética  $50^{\circ} \rightarrow 104^{\circ}$  e uma foliação magnética de  $N15^{\circ}; 47^{\circ} SE$ . A lineação magnética obtida para o granito de Afurada ( $5^{\circ} \rightarrow 121^{\circ}$ ) não é muito diferente da obtida para o granito da Arrábida ( $5^{\circ} \rightarrow 271^{\circ}$ ). Na foliação magnética estes dois granitos também obtiveram valores semelhantes:  $N123^{\circ}; 87^{\circ} NW$  e  $N90^{\circ}; 88^{\circ} N$ , para o granito de Afurada e Arrábida, respectivamente.

Pode dizer-se que o granito de Crasto, embora no campo não seja orientado apresenta uma foliação magnética devido ao estiramento magmático. Aparentemente no

granito gnáissico de Vilar a anisotropia de carácter magmático é sublinhada por uma foliação gnáissica. Os granitos da Arrábida e Afurada são granitos idênticos com uma deformação nítida, deformação por cisalhamento como indicam as lineações magnéticas horizontais associadas a foliações verticais. Já o granito de Matosinhos não evidencia deformação do ponto de vista magnético, embora uma deformação incipiente no quartzo seja visível ao microscópio, mas não aparece existir uma orientação para os minerais portadores de ferro.

## **6. Estudo da circulação dos fluidos**

## **6. Estudo da circulação dos fluidos**

### **6.1 Introdução**

A presença de microcavidades no seio dos minerais, derivadas de imperfeições na malha cristalina dos mesmos (lacuna de cristalização), pode levar ao aprisionamento de fluidos. Estes fluidos vão posteriormente constituir relíquias designadas por **inclusões fluidas** (Deicha, 1955 in Dória, 1999).

O aprisionamento de líquidos, sólidos e vapor nas microcavidades dos minerais fornecem dados valiosos para a compreensão de processos físicos e químicos através dos quais os cristais crescem na natureza (Shepherd et al., 1985).

Já em 1858, Henry Clifton Sorby argumentava que, as inclusões fluidas (IF) contidas nos minerais caracterizavam porções aprisionadas de líquidos, gases e “melt” a partir das quais o cristal crescia e desta forma, poderiam ser usadas para o estabelecimento do ambiente de formação dos minerais ou das rochas.

O principal objectivo do estudo das inclusões fluidas é a reconstituição das características físico – químicas da circulação de fluidos, permitindo a obtenção de informações directas da composição e das condições de pressão e temperatura de aprisionamento dos paleofluidos (in Dória, 1999).

Neste trabalho pretendemos determinar a geometria da microfracturação patente nos granitos e caracterizar os paleofluidos, aprisionados como inclusões fluidas, que cicatrizam as microfracturas.

### **6.2 Planos de inclusões fluidas**

Os planos de inclusões fluidas resultam da cicatrização de anteriores microfracturas abertas que se pensa que fossilizaram corredores de fluidos (Roedder, 1984) (Fig. 6.1).

Os melhores registos da circulação dos fluidos são os paleofluidos sob a forma de inclusões fluidas aprisionadas aquando a cicatrização das microfracturas (planos de inclusões fluidas, (PIF) (Lespinasse & Pecher, 1986; Lespinasse, 1999).

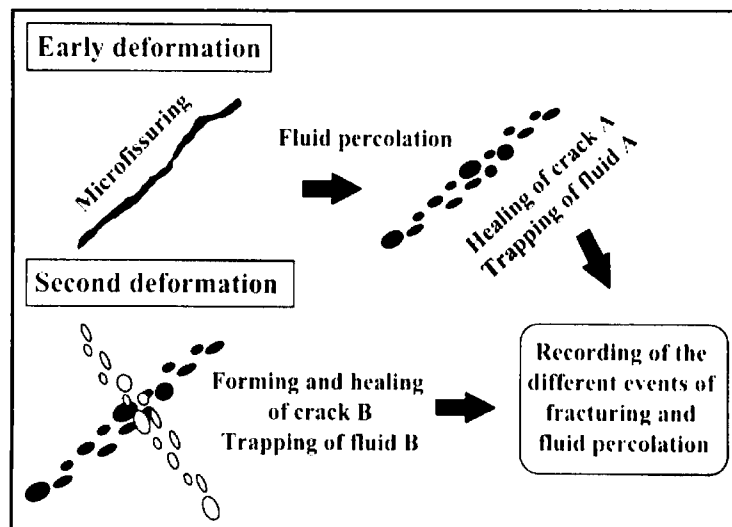


Fig. 6.1. - Esquema ilustrativo da sobreposição da sucessiva microfracturação e cicatrização dos minerais (in Lespinasse, 1999).

De acordo com o modo de abertura das fracturas podem considerar-se três modos diferentes consoante o carácter de crescimento desta: modo I, modo II e modo III. A Figura 6.2 ilustra a relação entre o crescimento da fractura e a sua “tip line” ou linha de crescimento da fractura.

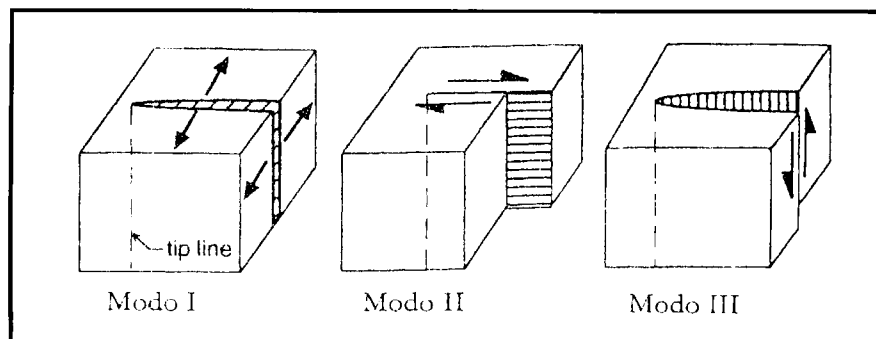


Fig. 6.2 - Esquema representativo do modo de abertura das fracturas (in Nogueira, 1998).

**Modo I:** o crescimento da fractura é paralelo à “tip line”, havendo assim deslocação relativa dos dois blocos separados na direcção perpendicular à direcção da fractura.

**Modo 2:** o crescimento faz-se segundo a direcção da fractura e perpendicularmente à “tip line”, havendo movimento relativo entre os blocos fracturados.

**Modo 3:** o crescimento da fractura faz-se por um desenvolvimento paralelo à “tip line” e com uma deslocação relativa dos blocos fracturados.

Os PIF são considerados microfracturas abertas em modo I (microfracturas de extensão), que se formam no plano  $\sigma_1 - \sigma_2$  e perpendiculares a  $\sigma_3$  (Lespinasse, 1991). As microfracturas não cortam a continuidade mecânica dos grãos minerais e não exibem evidência de cisalhamento como as fracturas do tipo II e III (Lespinasse, 1999).

Para se formarem microfracturas nos minerais é necessário a existência de um regime frágil. Para tal é necessário que o limite de plasticidade seja ultrapassado. Quando este limite é ultrapassado, a acomodação da deformação dá-se por rotura.

O processo de “selagem” de fracturas e microfracturas que se admite é o descrito como “crack and seal” (Ramsay, 1967). Após a abertura da microfractura a sua cicatrização é feita com o mesmo material do grão hospedeiro. É essencialmente no quartzo onde podemos encontrar estas estruturas pois a velocidade de cicatrização é rápida quando comparada com outros fenómenos geológicos. Em minerais como os carbonatos e os feldspatos, os fluidos não são sempre preservados devido a vários factores tais como, a alteração ou dissolução. Devido à presença de clivagens, limites de sub-grão ou planos de macla as microfracturas apresentam um padrão complexo.

A presença dos PIF consegue testemunhar a existência de uma microfracturação da rocha e também dos fluidos que coexistiram com a abertura dessas microfracturas. Os PIF marcam também a orientação do campo de tensões para um dado local e numa dada época. Sendo considerados como marcadores do campo de tensões, os PIF manifestam afinidades direccionais com a fracturação observável no campo (Lespinasse e Pecher, 1986).

A presença de PIF numa rocha permite-nos certificar a existência de processos de circulação de fluidos; nos casos em que existam diferentes tipos de fluidos estes são preservados em estruturas independentes, não havendo mistura de fluidos ao nível da microfractura. O estudo dos fluidos, que circulam nos PIF, permite determinar as suas propriedades físico-químicas. O conhecimento da orientação destes permite determinar a direcção do campo de tensões. A análise estatística da sua frequência permite-nos ter uma ideia da importância que a circulação de fluidos terá tido à microescala.

O padrão dos PIF pode ajudar na determinação da sua cronologia relativa (Fig. 6.1) Após a formação da primeira geração de PIF, a segunda geração de fracturas pode ser formada por diferentes fluidos. Esta segunda geração de PIF geralmente corta a primeira. Para cada PIF é possível determinar a direcção, inclinação, tamanho e espessura (Lespinasse 1999).

### 6.2.1 Materiais e métodos

Para realizar o estudo dos PIF, utilizaram-se lâminas espessas (cerca de 0,3 mm) orientadas, cortadas a partir dos cilindros recolhidos no campo e utilizados no estudo de ASM. Foram medidas em cada lâmina as direcções dos PIF recorrendo a um analisador de imagens (Fig. 6.3). O analisador consiste num computador equipado com uma placa de interface com incrustação de imagem, que recebe o sinal enviado por uma câmara de vídeo montada num microscópio polarizante. Através de um programa de computador – PLANIF (Nogueira & Noronha 1995; Nogueira 1997) – faz-se a análise de imagens a duas dimensões. Este programa permite o mapeamento de estruturas lineares, cálculos estatísticos e rosetas de orientação.

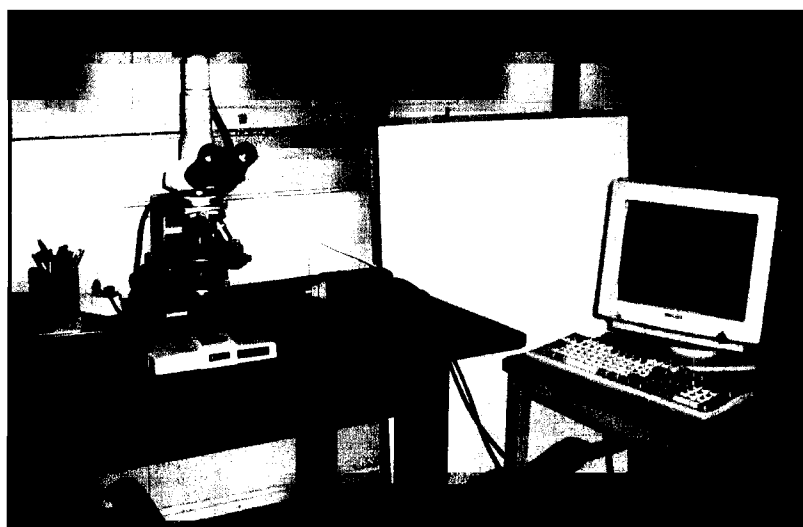


Fig. 6.3 - Analisador de imagens: computador tipo PC e microscópio polarizante.

A imagem da lâmina ao microscópio é observada também no monitor do computador, e com a ajuda do “rato” assinalaram-se as direcções observadas. O microscópio está equipado com uma platina de movimentos X-Y para o melhor varrimento da lâmina. O programa utilizado constrói um ficheiro de dados onde são armazenados parâmetros como a direcção, comprimento, abertura, tipo de fluido e frequência dos PIF, que serão utilizados posteriormente. No estudo efectuado, a direcção foi o único parâmetro utilizado.

## 6.2.2 Geometria da microfracturação

Para o reconhecimento dos principais tipos de PIF, foi realizado um estudo pormenorizado de cada amostra.

As inclusões fluidas contidas nas rochas podem ocorrer i) isoladas, ii) em grupos (*clusters*) e iii) em planos de inclusões fluidas (*trails*) que representam essencialmente microfracturas cicatrizadas. Os planos de inclusões fluidas podem ser classificados de acordo com a terminologia proposta por Simmons & Richer (1976) e Kranz (1983) (Fig. 6.4).

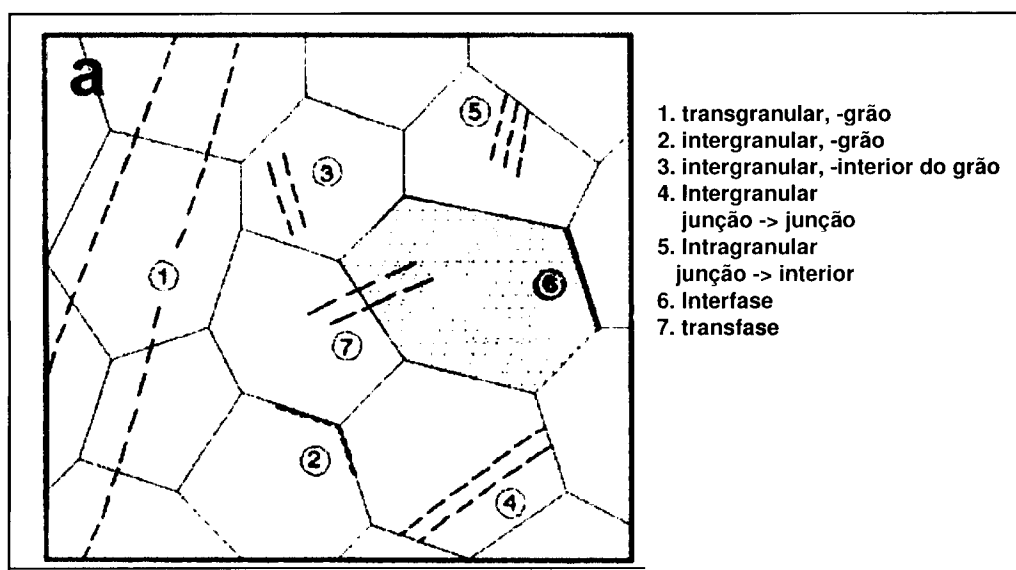
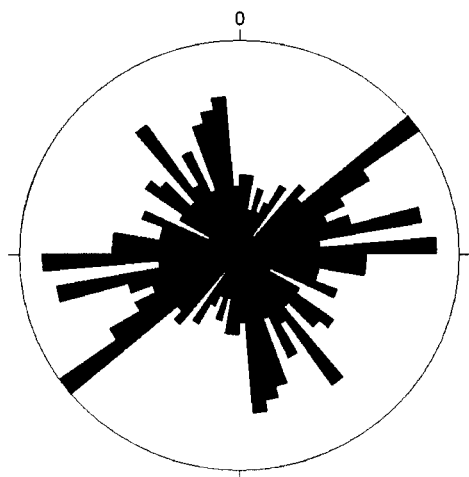


Fig. 6.4 - Terminologia de dos planos de inclusões fluidas (*trails*) estabelecida por Simmons & Richer (1976) e Kranz (1983, in Kerkhof & Hein, 2001). A principal distinção é feita entre inclusões transgranulares, intergranulares e intragranulares.

Estas inclusões fluidas, geradas em estados de deformação frágil, são geralmente estruturas quase planares. No entanto podem apresentar outras formas, tais como fracturas curvas, de formas bifurcadas ou formas irregulares.

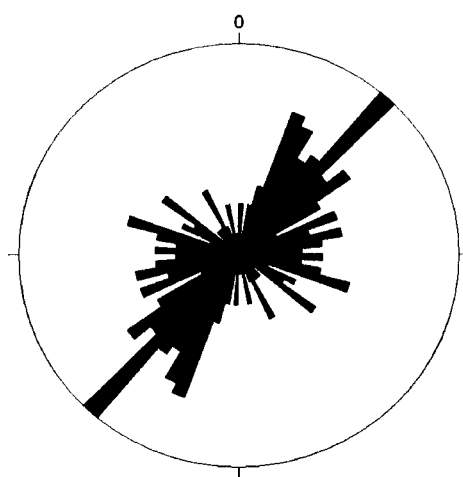
Os PIF podem atravessar todo o grão ou apenas parte dele, podem também atravessar mais do que um grão. Através desta observação é possível classifica-los como transgranulares, intragranulares ou plurigranulares, respectivamente, conforme a sua relação com os minerais da rocha.

As Figuras 6.5, 6.6, 6.7, 6.8 e 6.9 exibem as rosetas de orientação de todos os diferentes de PIF, medidos nos grãos de quartzo, das lâminas espessas dos granitos estudados.



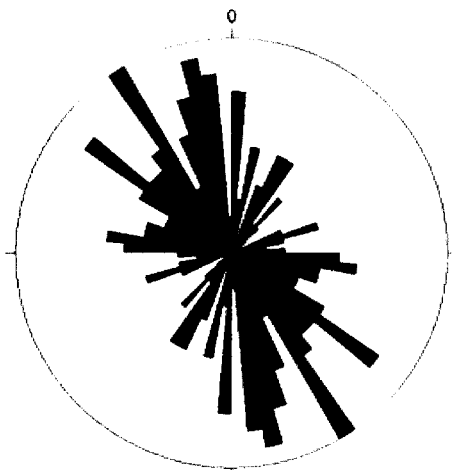
**N= 318**

Fig. 6.5 - Roseta dos PIF medidos na amostra Afurada.



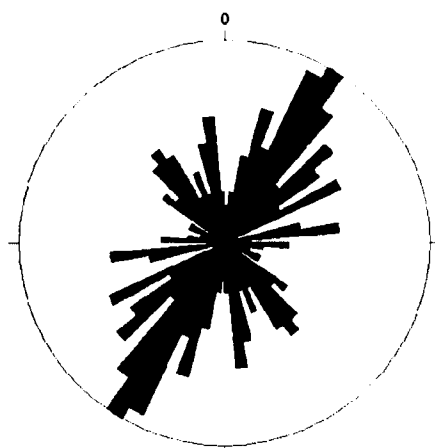
**N= 258**

Fig. 6.6 - Roseta dos PIF medidos na amostra Arrábida



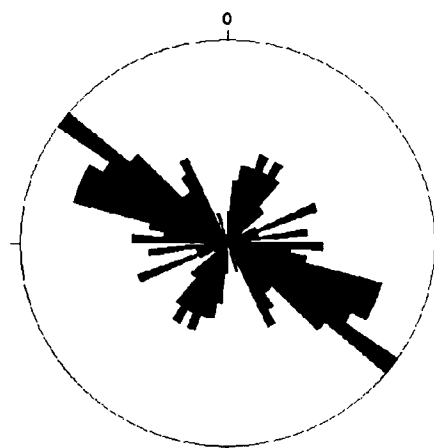
**N= 181**

Fig. 6.7 - Roseta dos PIF medidos na amostra Matosinhos.



**N= 226**

Fig. 6.8 - Roseta dos PIF medidos na amostra Crasto.



**N= 166**

Fig. 6.9 - Roseta dos PIF medidos na amostra Vilar.

No granito de Afurada pode-se dizer que existem duas famílias que se destacam: uma cuja direcção é N-S a NNW-SSE e outra com direcção NE-SW a E-W. No granito da Arrábida a família mais representativa tem direcção NE-SW. No granito de Matosinhos destaca-se a família NNW-SSE. No granito de Crasto a família mais representativa tem direcção NE-SW. No granito gnáissico de Vilar é de admitir a existência de uma família com direcção NW-SE.

A observação da tipologia dos PIF tendo em conta a classificação apresentada na figura 6.4, permitiu concluir que as famílias mais representativas são constituídas por PIF transgranulares. Segundo Lespinasse (1991) os PIF transgranulares, uma vez que não são influenciados pela orientação cristalográfica do quartzo, indicam que são microfracturas do Modo I, e que portanto correspondem a microfracturas extensivas próprias dum regime frágil.

Na Figura 6.10 apresenta-se o mapa com a macrofracturação regional e com as rosetas das direcções dos planos de inclusões fluidas (PIF) para cada amostra. A roseta apresenta as direcções de todos os tipos de PIF para cada amostra.

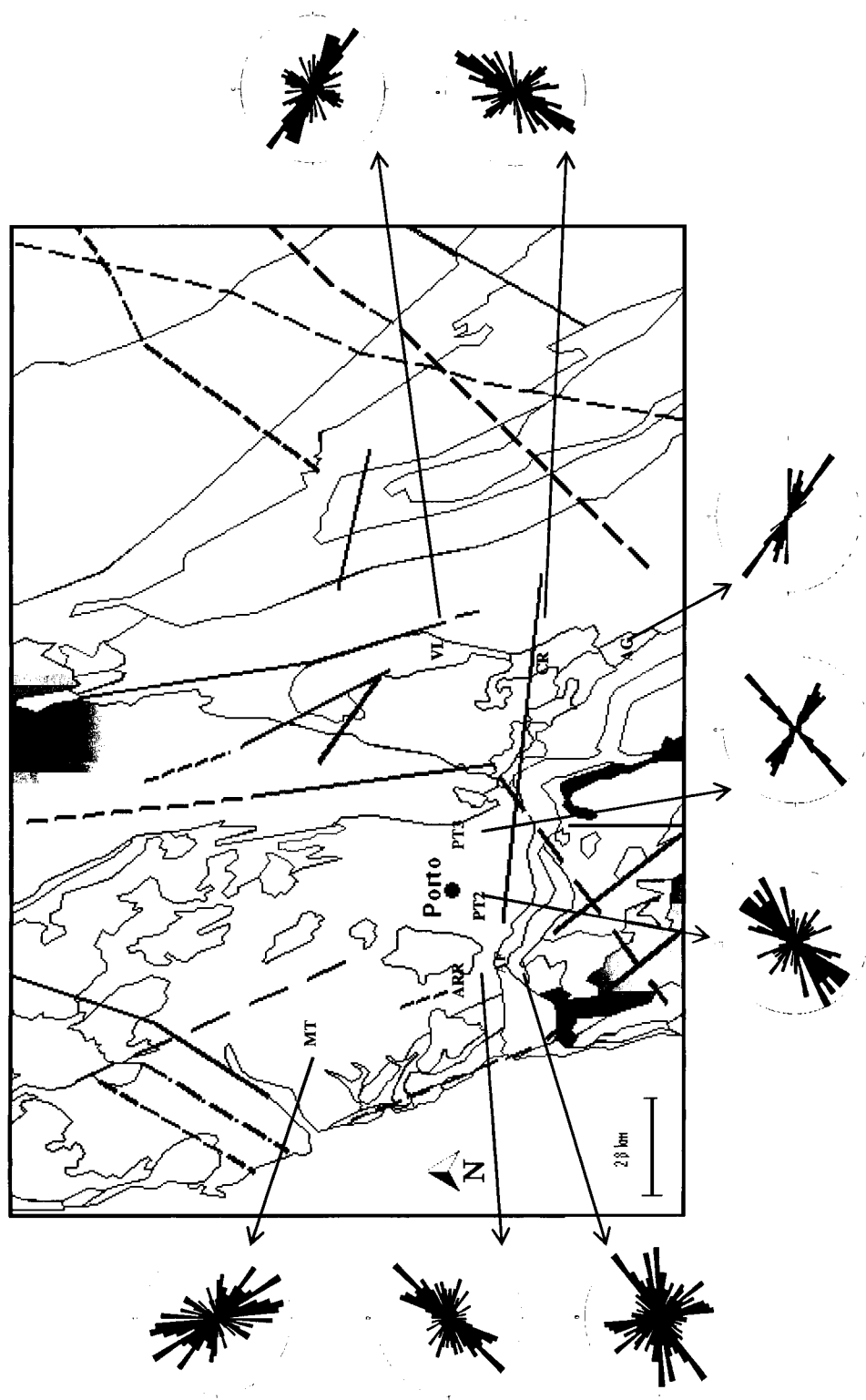


Fig. 6.10 - Localização das amostras estudadas e respectivas rosetas de orientação dos planos de inclusões fluidas (PIF). MT: Granito de Matosinhos; ARR: Granito de Arrábida; AF: Granito de Afurada; VL: Granito de Vilar; CR: Granito de Crasto. Estão também representadas rosetas dos locais PT2 e PT3 (Granito do Porto) e AG (Granito de Aguiar) obtidas em estudos anteriores (Morais 2008).

A análise da Figura 6.10, permite verificar a existência de três famílias principais: N-S a NNW-SSE, NE-SW e NW-SE.

### *Granito de Afurada*

No quartzo do granito de Afurada os PIF cicatrizados são essencialmente intragranulares (Fig. 6.11 a e b).

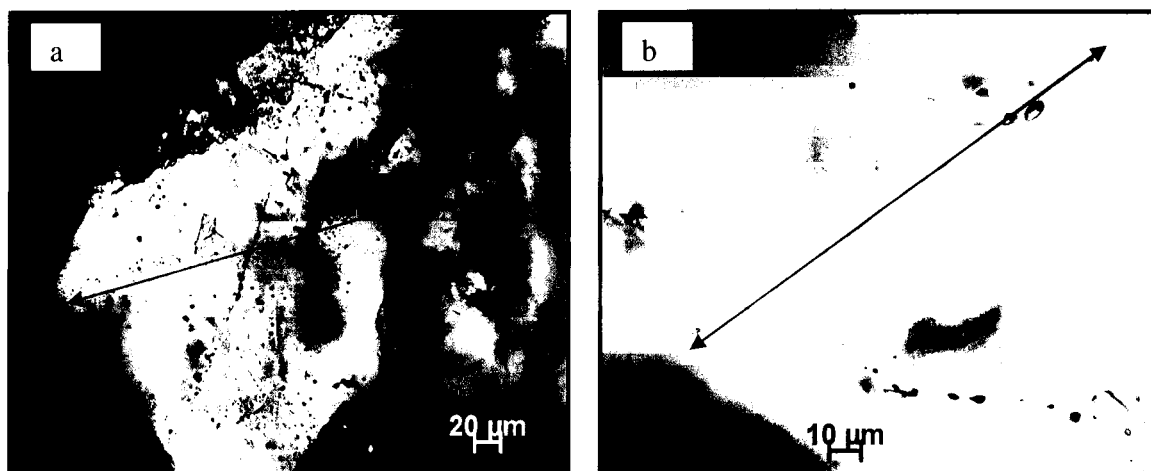


Fig. 6.11 - Exemplos de PIF intragranulares no granito de Afurada (a e b).

### *Granito de Arrábida*

No quartzo do granito de Arrábida os PIF são essencialmente intragranulares (Fig. 6.12 a e b).

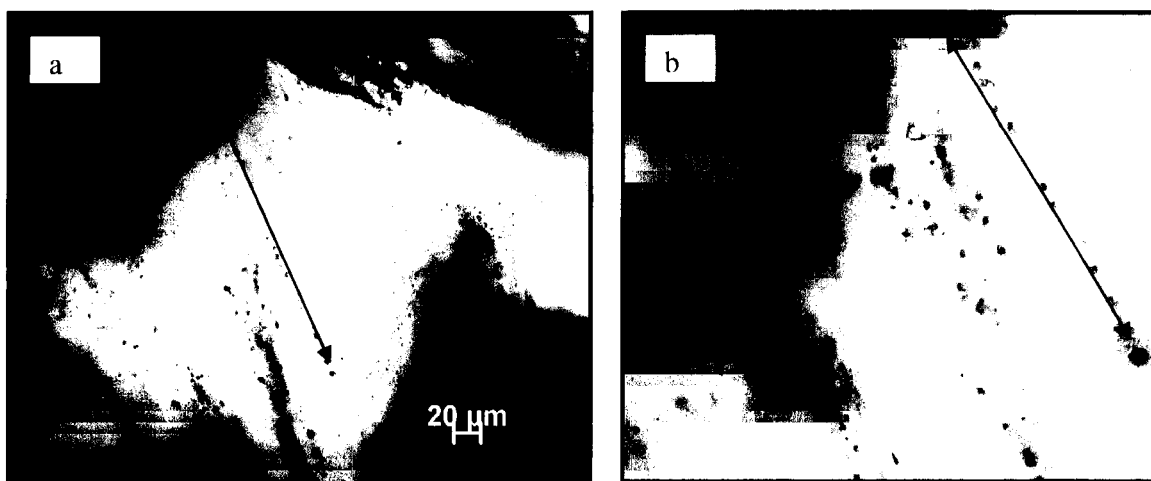


Fig. 6.12 - Exemplos de PIF intragranulares no granito de Arrábida (a e b).

### *Granito de Matosinhos*

No quartzo do granito de Matosinhos os PIF são principalmente intragranulares (Fig. 6.13 a e b).

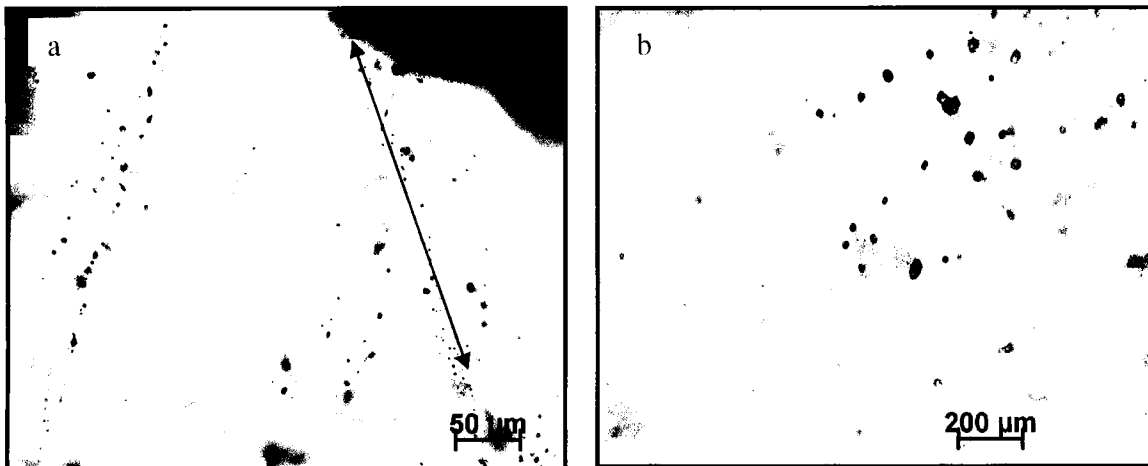


Fig. 6.13 - Exemplos de PIF intragranulares granito de Matosinhos (a e b).

### *Granito de Crasto e granito gnaissico de Vilar*

No quartzo do granito de Crasto (Fig. 6.14 a) e no do granito gnaissico de Vilar (Fig. 6.14 b) os PIF são essencialmente intragranulares.

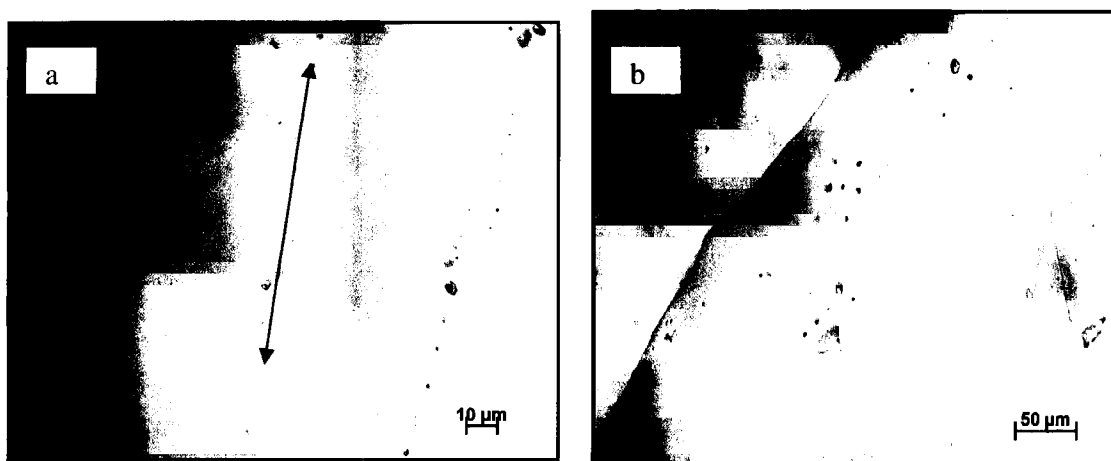


Fig. 6.14 - Exemplos de PIF intragranulares (a) granito de Crasto (b) granito gnaissico de Vilar.

### 6.3 Estudo microtermométrico

A microtermometria é uma técnica não destrutiva que abrange o aquecimento da inclusão até à sua homogeneização completa (Th), sendo também possível arrefecer a inclusão até ao congelamento completo das fases fluidas para se medir posteriormente a temperatura de fusão (Tf) do último cristal de gelo (H<sub>2</sub>O) ou do CO<sub>2</sub> sólido.

Após a petrografia é a mais importante técnica na caracterização das inclusões fluidas. Esta envolve medição das temperaturas nas quais são observadas as mudanças de fase que ocorrem nas inclusões fluidas quando sujeitas a mudanças de temperatura.

Da análise microtermométrica fazem parte: a Criometria (em que a leitura das temperaturas é feita entre -180°C e +30°C); a Termometria em que a leitura das temperaturas das mudanças de fase é feita a temperaturas superiores a 30°C. Para tal, podem ser utilizadas platinas acopladas ao microscópio de luz transmitida que permitem atingir temperaturas compreendidas entre -180 e 1500°C.

É necessário proceder à calibração da platina, utilizando-se para isso padrões. Nos ensaios de criometria são utilizados padrões que consistem em inclusões sintéticas de H<sub>2</sub>O-NaCl de salinidade conhecida e em que o ponto de fusão do gelo (TfG) ocorre aos -0,4°C, e inclusões naturais de CO<sub>2</sub> puro em que o ponto de fusão deste (TfCO<sub>2</sub>) ocorre aos -56,6°C. A precisão das medidas é de ± 0,1°C. Na termometria utilizaram-se como padrões produtos sólidos com pontos de fusão conhecidos fabricados pela Merck Co Schlenzkorper. A precisão das medidas é da ordem de 1°C.

As principais medidas de transição de fases observadas na gama de temperaturas -180 a 30°C são as seguintes:

**TfCO<sub>2</sub>** = -56,6°C, temperatura de fusão de CO<sub>2</sub>. Se forem registadas temperaturas inferiores a este valor tal é indicativo da presença de espécies voláteis tais como: CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub> e H<sub>2</sub>S;

**Tfi** = temperatura de fusão inicial de gelo (*first melting*). Corresponde ao ponto eutéctico (Te) da solução aquosa, permitindo determinar a natureza dos sais predominantes dissolvidos na fase aquosa (Crawford 1981, Roedder 1984 in Dória, 1999). Valores da Te em torno de -20,8°C; -10,6°C; -49,8°C; -33,6°C; 22,9°C; -52,0°C e -35,0°C, são diagnósticos da presença de, NaCl, KCl, CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>, NaCl-KCl, NaCl-CaCl<sub>2</sub> e NaCl-MgCl<sub>2</sub>, respectivamente;

**TfG** = 0,015°C, temperatura de fusão do gelo. Se forem verificadas temperaturas inferiores a este valor tal deve-se à presença de sais dissolvidos, em que o abaixamento de temperatura é em função da concentração dos sais e da sua natureza. Como os sais presentes nas inclusões são predominantemente de NaCl, exprime-se a salinidade em “% equivalente em peso de NaCl” (percentagem (%) eq. de NaCl) da fase aquosa, para o sistema H<sub>2</sub>O-NaCl (Bodnar 1993 in Dória 1999). Este cálculo é sobrestimado na presença de clatratos (hidratos de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, ...) (Collins in Dória 1999);

**TfCl** = temperatura de fusão dos clatratos. O seu registo permite calcular a salinidade da fase aquosa, sendo necessário que a fusão dos clatratos aconteça na presença de CO<sub>2</sub> líquido e CO<sub>2</sub> vapor (Larson 1955, Takenouchi Kennedy 1965, Chen 1972, Bozzo et al. 1975, Collins 1979 in Dória 1999). A TfCl também pode ser utilizada no cálculo da salinidade e da composição global.

**TfHid** = temperatura de fusão de hidratos de sal. Esta medida combinada com Tfs permite determinar a salinidade do fluido aquoso.

**ThCO<sub>2</sub>** = temperatura de homogeneização da fase carbónica (≤31,1°C se for CO puro). A homogeneização pode ocorrer, em fase líquida (L), vapor (V) ou crítica (C). A homogeneização em fase crítica caracteriza-se pelo esbatimento do menisco que separa a fase líquida do vapor. A sua determinação é importante para o cálculo da densidade da fase carbónica, como também para a determinação do volume molar da fase gasosa.

As principais temperaturas registadas em termometria (> 30°C) são as seguintes:

**Th** = temperatura de homogeneização global da inclusão, ou seja, corresponde à temperatura à qual as diversas fases da inclusão se homogeneízam numa única fase. Trata-se de um dado muito importante já que corresponde à temperatura mínima ou real de aprisionamento do fluido quando este tenha decorrido em presença de ebulição ou caso haja fenómenos de imiscibilidade, como por exemplo, entre H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub> (Shepherd et al. 1985 in Dória 1999);

**Tfs** = temperatura de fusão de um cubo de sal. A salinidade das inclusões fluidas aquosas que contêm cubos de sal não pode ser deduzida a partir da TfG mas sim a partir da Tfs.

**Td** = temperatura de decrepitação. É registada quando ocorre fracturação do mineral hospedeiro da inclusão. É um parâmetro dependente da densidade, forma e tamanho da inclusão (Leroy 1979, Hollester et. al. 1981 in Dória 1999).

### 6.3.1 Tipologia das inclusões fluidas

**Tipo L** – as mais simples; encontram-se preenchidas somente por fase líquida (monofásicas).

**Tipo V** – preenchidas somente por vapor de baixa densidade (normalmente misturas de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>O, N<sub>2</sub>) sem líquido visível.

**Tipo S** – quando contêm fase sólida.

**Tipo G** – aprisionadas a partir do melt de silicatos, formando-se inclusões cristalinas ou inclusões com vidro se o arrefecimento for rápido. As inclusões com vidro são mais comuns em fenocristais de rochas vulcânicas.

#### Índices:

**c** – CO<sub>2</sub> espécie dominante na fase volátil.

**m** – CH<sub>4</sub>, espécie dominante na fase volátil.

**w** – indicativo da presença de uma fase aquosa (H<sub>2</sub>O +/- sais).

**s** – presença de uma fase sólida.

**Inclusões aquosas** – Lw (H<sub>2</sub>O +/- NaCl)

**Inclusões carbónicas** – Lc

**Inclusões aquo-carbónicas** – Lc-w ou Vc-w com CO<sub>2</sub> dominante, ocorrendo também uma solução aquosa.

### 6.3.2 Descrição e classificação das inclusões fluidas

As inclusões fluidas podem ser descritas através de parâmetros visuais como tamanho, forma, cor, índice de refração e, particularmente pelas fases presentes num intervalo de temperaturas.

Num dado intervalo de temperaturas, normalmente estão presentes mais do que uma fase, líquida (L), gás ou vapor (V), eventualmente juntas com uma ou mais fases. Sólida (S), a qual pode ser acidentalmente aprisionada ou formada durante o arrefecimento. Em muitas inclusões fluidas podem-se encontrar fases sólidas posteriores, minerais-filhos (*daughter minerals*), estas sofrem nucleação quando as inclusões ficam sobressaturadas durante o arrefecimento.

O mineral hospedeiro fornece informações importantes sobre as condições de formação, não só porque os minerais podem cristalizar e aprisionar fluidos em diferentes episódios mas também porque as inclusões fluidas são melhor preservadas nuns minerais do que noutros. As inclusões podem ocorrer em vários minerais, no entanto, a maioria das inclusões fluidas estão contidas no quartzo. A ausência de clivagem, transparência e a capacidade de fácil recristalização tornam-no altamente capaz de preservar inclusões fluidas. As inclusões podem também ser estudadas noutros minerais transparentes tais como granada, turmalina, epídoto, topázio, olivina, piroxena, cordiérite, feldspatos, carbonatos, etc.

Do ponto de vista genéticos as inclusões fluidas podem ser classificadas geneticamente como primárias, secundárias e pseudo-secundárias (Figs. 6.15 e 6.16):

**Primárias (P)** – formadas durante o crescimento do mineral, aprisionadas numa única zona de crescimento do mineral hospedeiro.

**Secundárias (S)** – o fluido pode ser aprisionado em qualquer altura após a formação do mineral (ex: período de fracturação ou recristalização), podendo este sofrer fracturação permitindo a entrada do fluido nestas fracturas, sendo aprisionada como IF enquanto a fractura sela. O seu mecanismo de formação envolve o desenvolvimento de fracturas após a cristalização durante tensões mecânicas ou térmicas.

**Pseudo-secundárias (PS)** – inclusões em micro fracturas formadas durante o crescimento do cristal, isto é, têm um desenvolvimento similar às S, a única diferença é que a fracturação e o aquecimento tomam lugar antes do crescimento do mineral ter terminado.

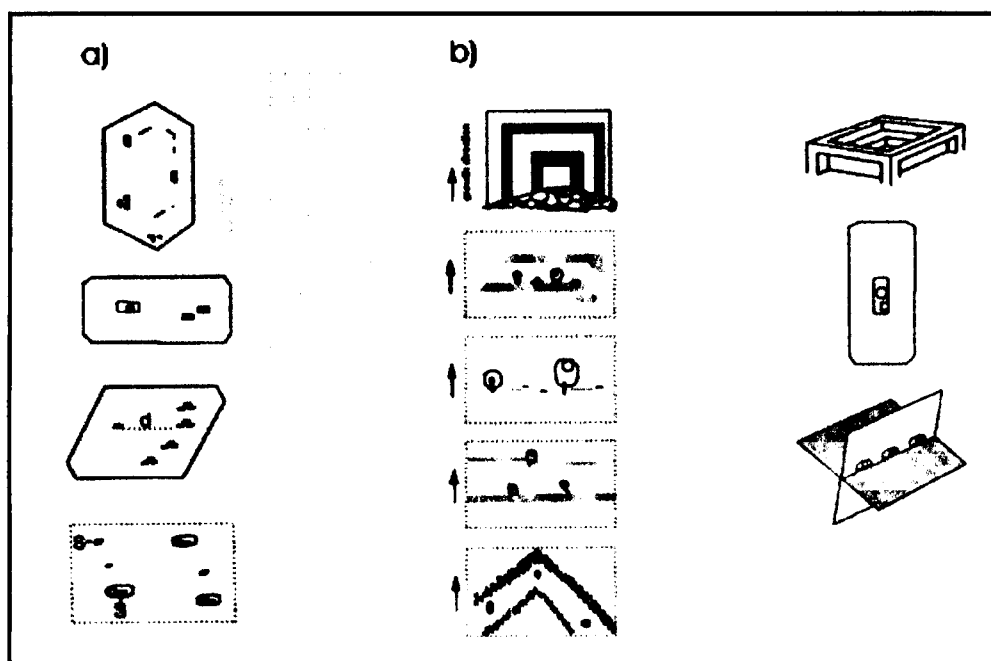


Fig.6.15 – a) Critério diagnóstico para classificação de IF primárias: 1) inclusões individuais, 2) inclusões grandes (em relação ao mineral hospedeiro); 3) posição isolada afastada das outras inclusões; 4) inclusão contendo fases sólidas, as quais também ocorrem como inclusões sólidas no cristal hospedeiro. b) Diferentes ocorrências de IF primárias relacionadas com a zona de crescimento: 5) ocorrência após inclusão sólida (ou fusão) ou intercrescimento; 6) IF causada por inclusão sólida (ou fusão) ou intercrescimento; 7) ocorrência após uma fenda curada de um antigo estágio de crescimento; 8) ocorrência em zonas de crescimento; 9) inclusões relacionadas com esqueleto ou espiral de crescimento; 10) ocorrência no centro de cristais prismáticos ou tabulares; 11) ocorrência ao longo de interações de crescimento de planos (in Kerkhof & Hein 2001).

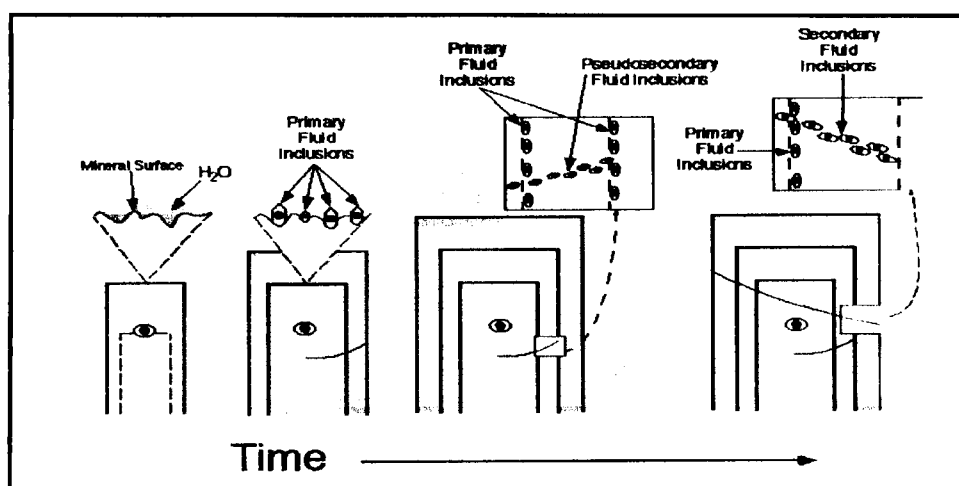


Fig.6.16 – Representação esquemática que mostra a formação de inclusões fluidas primárias, secundárias e pseudo-secundárias durante o crescimento do cristal.

Esta classificação quando aplicada a rochas maciças, os termos primário ou secundário pode estar deslocado pois, normalmente os minerais primários não são preservados. A caracterização cronológica de aprisionamento deve ser feita usando os termos *tardio versus precoce*.

A classificação temporal das IF pode ser difícil, podendo resultar numa história equívoca dos fluidos. Para minimizar a ênfase dada a primárias, secundárias e pseudo secundárias, Goldstein & Reynolds (1994) (in Samson et al., 2003) introduziram o conceito de **Associação de Inclusões Fluidas (AIF)** (*Fluid Inclusion Assemblage, FIA*), para descrever um grupo de IF que foram todas aprisionadas ao mesmo tempo. A AIF define o aprisionamento final, o que se encontra mais evidenciado e que pode ser identificado através de estudos petrográficos (Goldstein 2003 in Samson et. al 2003). Isto implica que as IF na AIF tenham sido aprisionadas a temperaturas e pressões semelhantes e que, todas tenham aprisionado fluidos com composição semelhante. As AIF, representam um evento de fluidos na história do sistema e os fluidos aprisionados representam o fluido que se encontrava presente durante o evento.

A Figura 6.17 representa a AIF baseada em análises petrográficas das amostras (Goldstein & Reynolds 1994):

- um grupo de inclusões ao longo de uma superfície de crescimento presente no mineral hospedeiro pode ser considerado como ter sido aprisionado ao mesmo tempo, representando assim uma AIF;

- inclusões ao longo de fracturas que cortam um grão mineral foram formadas contemporaneamente à medida que as fracturas cicatrizavam;

- as inclusões que se encontram aleatoriamente distribuídas a três dimensões no seio do mineral hospedeiro, são mais dificilmente reconhecidas como representantes de uma AIF.

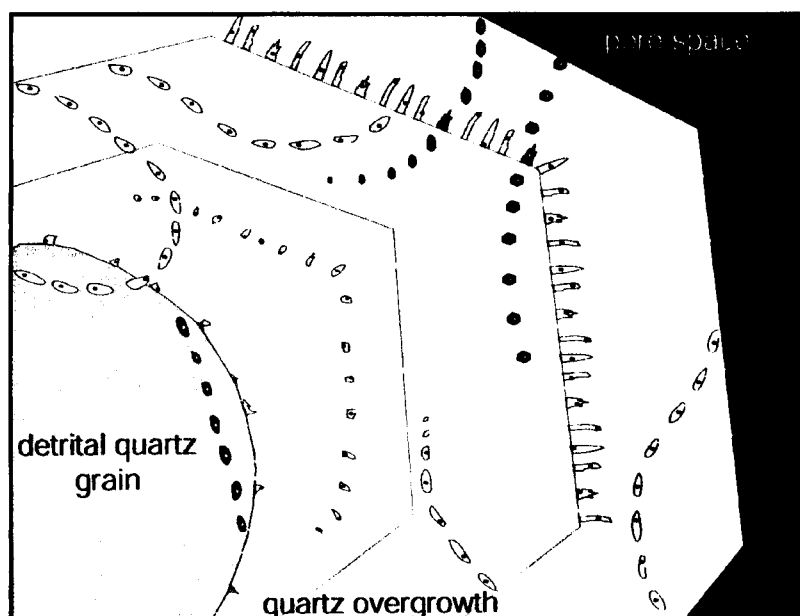


Fig. 6.17 - Diagrama representando várias Associações de Inclusões Fluidas (Goldstein 2003).

### 6.3.3 Diagramas de fases: sistemas $H_2O$ e $H_2O-NaCl$

A utilização e compreensão de diagramas de fase são fundamentais na interpretação dos dados microtermométricos obtidos. Deste modo apresentam-se os diagramas mais utilizados neste estudo:

#### *Um componente – Sistema $H_2O$*

O diagrama P-T (Fig. 6.18) mostra os domínios de estabilidade das fases: gelo, água e vapor de água do sistema de um componente –  $H_2O$ .

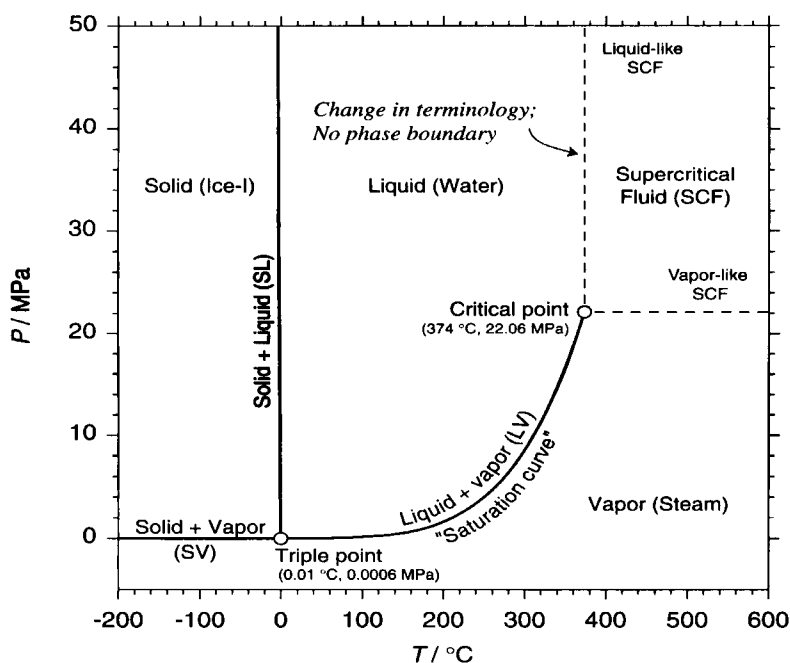


Fig. 6.18 – Estados de equilíbrio  $H_2O$  em projecções P-T. A distribuição das temperaturas corresponde à que se encontra normalmente nos instrumentos usuais de microtermometria (Diamond, in Samson et al, 2003).

O equilíbrio entre o estado sólido e o estado vapor está representado pela curva de sublimação; o equilíbrio entre o estado líquido e o estado sólido está representado pela curva de fusão e o equilíbrio entre o estado vapor e o estado líquido está representado pela curva de vaporização ou de ebulição que termina no ponto crítico ( $T_c=373,95^\circ\text{C}$  e  $P_c=22,064$  MPa ou 220,64 bar). O equilíbrio coexistente equivale a uma mútua saturação das fases por exemplo, ao longo da curva sólido – líquido indica que o gelo está saturado relativamente à água e vice – versa. Do mesmo modo a curva líquido-vapor é referida simplesmente como a “curva de saturação”. As três curvas intersectam-se num ponto – ponto triplo ( $T_{tr}=0,015^\circ\text{C}$  e  $P_{tr}=0,00061$  MPa ou 0,0061 bar). Neste ponto coexistem as três fases: água, gelo e vapor com diferenças acentuadas nas suas propriedades.

Com o aumento da temperatura ao longo da curva líquido + vapor (curva de ebulição) as propriedades dos dois fluidos tornam-se idênticas, assim a temperaturas acima do ponto crítico, a  $H_2O$  comporta-se como um fluido supercrítico <sup>(1)</sup> ou simplesmente um fluido. Em contraste o comportamento ao longo de toda a curva sólido + vapor é diferente. As diferenças

físicas mantêm-se bem acentuadas, não havendo um ponto crítico. O vapor solidifica completamente a  $T = -273,15^{\circ}\text{C}$  ( $0^{\circ}\text{K}$ ).

No diagrama da Figura 6.19 estão representadas as isócoras (linhas de densidade constante) da  $\text{H}_2\text{O}$ . Como se pode observar no diagrama a  $\text{H}_2\text{O}$  apresenta uma densidade máxima a temperaturas perto do ponto de congelação.

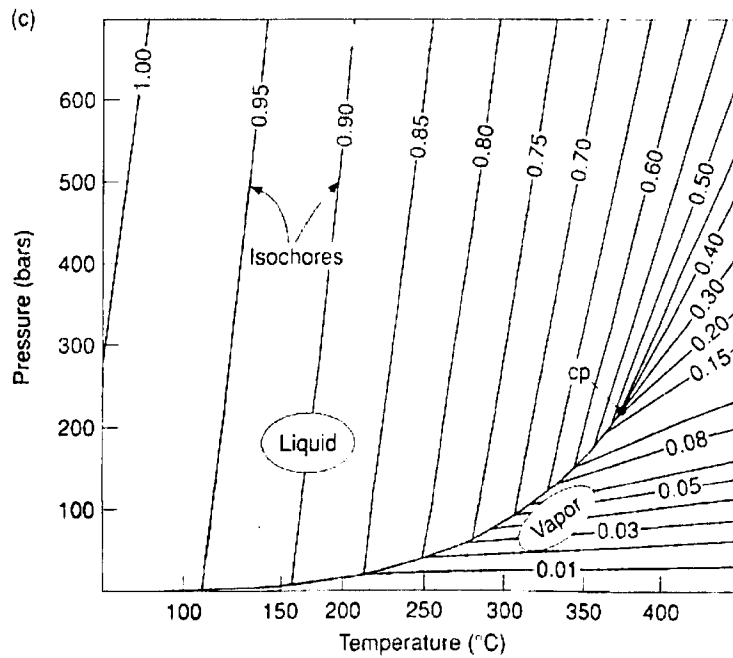


Fig. 6.19 - Diagrama de fases para a  $\text{H}_2\text{O}$  mostrando as variações na densidade do fluido em função da pressão e temperatura.

<sup>(1)</sup> O contraste da densidade entre vapor e líquido decresce até ao ponto crítico. Neste ponto vapor e líquido têm a mesma densidade não sendo possível distinguir entre água líquida e vapor de água.

Dois componentes – Sistema  $H_2O-NaCl$

A Figura 6.20 representa a projecção T-X do sistema  $H_2O-NaCl$  em que em todo o diagrama o vapor está presente e em equilíbrio.

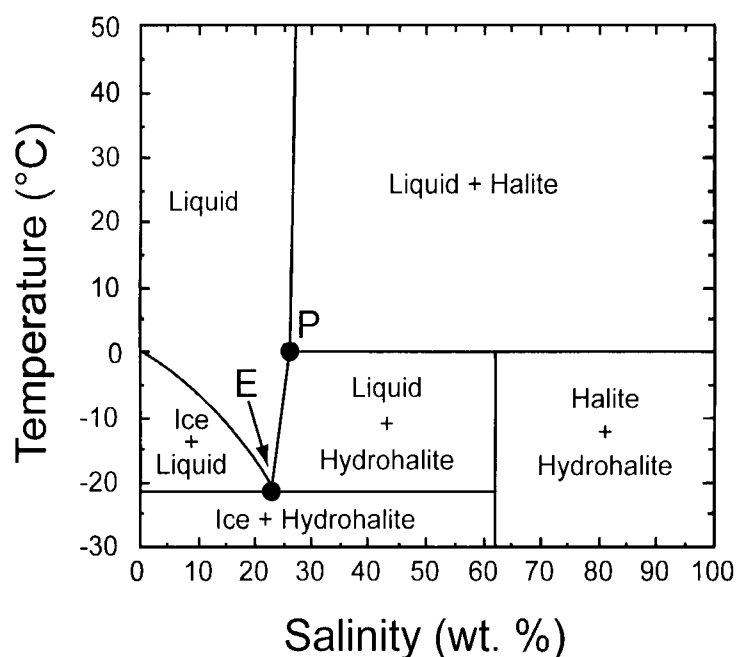


Fig. 6.20 -Projecção T-X (temperatura-composição) do sistema  $H_2O-NaCl$  mostrando os campos de estabilidade das diferentes fases, construído a partir de dados de Hall et al., 1988, Sterner et al., 1989 e Bodnar et al., 1989. E= eutético (-21,2°C, 23,2 p% mass.NaCl); P=peritético (0,1°C, 26,3 mass% eq. NaCl).

Para salinidades <23,2 mass% NaCl a salinidade é calculada a partir da temperatura de fusão do gelo (*Ice*). Quando um fluido contido numa inclusão fluida de salinidade compreendida entre 0 e 23,2 mass% NaCl é arrefecido a baixas temperaturas, a inclusão congelará formando uma mistura de gelo e hidrohalite (NaCl e  $H_2O$ ) em proporções consistentes com a salinidade global da inclusão. Quando aquecida a hidrohalite à  $T_e$  (-21,2°C) se decompor-se-á para produzir gelo e um líquido com a composição do eutético (23,2 mass%). Com o aumento da temperatura o gelo continua a fundir diluindo a salinidade da fase líquida. A salinidade da inclusão será calculada a partir da temperatura de fusão do último cristal de gelo.

### 6.3.4 Metodologia

Para os ensaios microtermométricos foram utilizadas as platinas de arrefecimento (Fig. 6.21) e aquecimento (Fig. 6.22), Chaixmeca (Poty et al., 1976) e Linkam (Shepherd et al. 1985). As platinas foram calibradas para  $T > 25^{\circ}\text{C}$  com o ponto de fusão de padrões sólidos e com inclusões naturais e sintéticas para  $T < 0^{\circ}\text{C}$ . A velocidade de aquecimento foi monitorizada de forma a obter uma precisão de  $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$  durante o arrefecimento e de  $\pm 1^{\circ}\text{C}$  durante o aquecimento (no intervalo 30 a  $400^{\circ}\text{C}$ ). A salinidade expressa em mass% eq. NaCl foi calculada a partir dos dados microtermométricos utilizando a equação de Bodnar (1993). O cálculo da fracção volumétrica da fase aquosa (Flw) foi estimado recorrendo aos quadros de referência de Roedder (1972) e Shepherd et al. (1985).

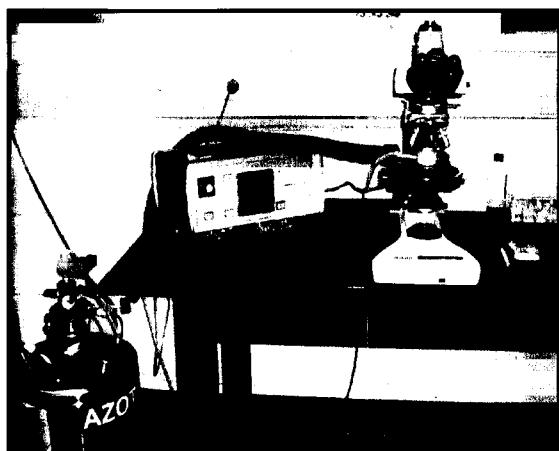


Fig. 6.21 - Platina de arrefecimento Chaixmeca (Poty et al., 1976).

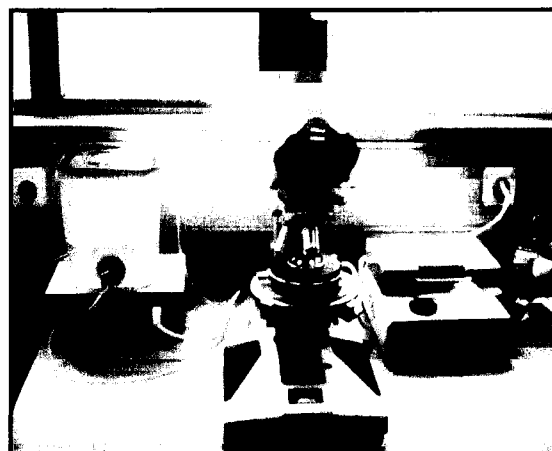


Fig. 6.22 - Platina de aquecimento Linkam (Shepherd et al. 1985).

O estudo microtermométrico das inclusões fluidas foi realizado nos PIF mais representativos e nas inclusões fluidas com dimensões superiores a  $5\ \mu\text{m}$ . Nalgumas microfracturas com representatividade significativa o estudo microtermométrico foi impossível de se realizar. Houve limitações no estudo microtermométrico devido às reduzidas dimensões das suas inclusões fluidas.

### 6.3.5 Resultados obtidos

Na tabela A4 (em anexo) apresentam-se os dados de todos os ensaios microtermométricos realizados neste estudo.

Nas tabelas 6.1 e 6.2 estão apresentados somente os dados das inclusões fluidas em que foi possível obter o par temperatura de fusão do gelo (TfG) e da temperatura da homogeneização global (Th).

Tabela 6.1 – Dados microtermométricos das inclusões fluidas estudadas neste trabalho.

Amostra	Mineralogia	Incl. N <sup>o</sup>	PIF	TfG (°C)	Th (°C)	mass%eq.NaCl
Granito de Matosinhos	Quartzo	1	NE-SW (N50-60°N)	-2,5	320	4,18
		2	NE-SW (N50-60°N)	-1,8	263	3,06
		3	NE-SW (N50-60°N)	-2,1	304	3,55
		4	NE-SW (N50-60°N)	-1,7	270	2,90
		5	NE-SW (N50-60°N)	-1,9	289	3,23
		6	NE-SW (N50-60°N)	-2,0	290	3,39
		7	NE-SW (N50-60°N)	-2,1	311	3,55
		8	NE-SW (N50-60°N)	-1,7	292	2,90
		9	NE-SW (N50-60°N)	-2,0	268	3,39
		10	NE-SW (N50-60°N)	-1,8	307	3,06
		11	E-W (N103°N)	-4,6	337	8,68
		12	E-W (N103°N)	-4,4	349	7,02
		13	E-W (N103°N)	-4,2	330	6,74
		14	N-S	-1,6	215	2,74
		15	N-S	-1,5	202	2,6
		16	N-S	-0,6	252	1,05
Granito de Arrábida	Quartzo	1	N15°E	-2	260	3,39
		2	N15°E	-1,7	254	2,9
		3	N20-40°E	-1,3	217	2,24
		4	N20-40°E	-1,5	208	2,57
		5	N20-40°E	-1,4	207	2,41
		6	N20-40°E	-1,4	270	2,41
		7	N20-40°E	-1,5	205	2,57
		8	N20-40°E	-1,4	213	2,41
		9	N20-40°E	-1,6	210	2,74
		10	N20-40°E	-1,4	253	2,41
		11	N20-40°E	-1,5	208	2,57
		12	N20-40°E	-1,4	195	2,41
		13	N20-40°E	-1,3	207	2,24
		14	N20-40°E	-1,5	219	2,57
		15	N20-40°E	-1,5	278	2,57
		16	N20-40°E	-1,4	219	2,41
		17	N20-40°E	-1,4	214	2,41
		18	N20-40°E	-1,3	212	2,24
		19	N50°E	-0,1	232	0,18
		20	N50°E	-0,1	274	0,18
		21	N50°E	-0,2	231	0,35

Granito de Afurada	Quartzo	22	N50°E	-0,2	252	0,35
		1	N15°W	-1,8	262	3,06
		2	N15°W	-1,9	263	3,23
		3	N15°W	-1,8	260	3,06
		4	N15°W	-2	265	3,39
		5	N15°W	-2	261	3,39
		6	N15°W	-1,9	285	3,23
		7	N15°W	-2,3	267	3,87
		8	N15°W	-2,2	276	3,71
		9	N15°W	-2,0	268	3,4
		10	NNE-SSW	-1,3	235	2,24
		11	NNE-SSW	-1,6	225	2,74
		12	NNE-SSW	-1,8	239	3,06
		13	NE-SW (N30°E)	-1,9	261	3,23
		14	NE-SW (N30°E)	-1,7	286	2,9
		15	NE-SW (N30°E)	-1,5	251	2,57
		16	NE-SW (N30°E)	-1,5	259	2,57
		17	NE-SW (N30°E)	-1,7	292	2,9
		18	NE-SW (N30°E)	-1,9	265	3,23
		19	NE-SW (N30°E)	-2,1	291	3,55
		20	NE-SW (N30°E)	-1,9	263	3,23
		22	NE-SW (N30°E)	-1,8	300	3,06
		23	NE-SW (N30°E)	-2	258	3,39
		24	NE-SW (N30°E)	-1,9	256	3,23
		25	NE-SW (N45°E)	-1,9	284	3,23
		26	NE-SW (N45°E)	-1,8	288	3,06
		27	NE-SW (N45°E)	-2,1	286	3,55
		28	N120°E	-1,4	313	2,41
		29	N120°E	-1,7	302	2,9
		30	N120°E	-1,9	298	3,23

PIF: planos de inclusões fluidas; TfG: temperatura de fusão do gelo; Th: temperatura de homogeneização global.

Tabela 6.2 – Dados microtermométricos das inclusões fluidas estudadas em trabalhos anteriores.

Amostra	Mineralogia	Incl. Nº	PIF	TfG (°C)	Th (°C)	mass%eq.NaCl
Granito de Crasto	Quartzo	1	Intra	-4,9	295	7,7
		3	Intra	-3,4	262	5,6
		4	Intra	-4,7	258	7,5
		5	Intra	-4,6	249	7,3
		6	Intra	-3,1	252	5,1
		7	Intra	-2,5	278	4,2
		8	Intra	-3,3	265	5,4
		9	Intra	-2,4	270	4
		10	Intra	-3,0	309	5
		11	Intra	-1,3	350	2,2
		12	Intra	-2,0	262	3,4
		13	E-W	-1,1	197	1,9
		14	E-W	-1,0	226	1,7
		15	E-W	-1,0	165	1,7
		16	N20°E	-18,9	120	19,9
		17	N20°E	-22,8	123	21,9
		18	N20°E	-34,8	91	26,4

Granito gnaissico de Vilar	Quartzo	1	Intra	-1,6	217	2,7
		2	Intra	-1,9	210	3,2
		3	Intra	-1,8	247	3,1
		4	Intra	-1,9	272	3,2
		5	Intra	-2	270	3,4
		6	N20°W	-0,7	220	1,2
		7	N20°W	-0,5	200	0,9
		8	N20°W	-0,1	169	0,2
		9	N20°W	-0,3	130	0,5
		10	E-W	-2,2	212	3,7
		11	E-W	-1,9	222	3,2
		12	E-W	-2,6	232	4,3

PIF: planos de inclusões fluidas; TfG: temperatura de fusão do gelo; Th: temperatura de homogeneização global.

Os dados obtidos no estudo microtermométrico das inclusões fluidas foram posteriormente sujeitos a uma análise estatística recorrendo a uma folha de cálculo “Excel”.

### Granito de Matosinhos

As inclusões fluidas estudadas pertencem ao sistema H<sub>2</sub>O-NaCl (tipo Lw) e ocorrem essencialmente em fracturas intragranulares (Figs. 6.23 e 6.24). São essencialmente bifásicas à temperatura ambiente e o seu volume aquoso (Flw) varia entre 0,50 e 0,90. Apresentam formas predominantemente regulares e dimensões variadas (entre 5 e 28 µm). Nos PIF E-W (N103°E) as inclusões fluidas apresentam dimensões compreendidas entre 6 e 10 µm e o Flw varia entre 0,65 e 0,70 (Fig. 6.24). As temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -4,6 e -3,3°C, correspondendo a uma salinidade compreendida entre 5,4 e 8,7 mass% eq. NaCl. As temperaturas de homogeneização global (Th) variam entre 330 e 349°C, em fase líquida (Fig. 6.29). Nos PIF com direcção aproximadamente N80°E foram observadas algumas inclusões monofásicas com temperaturas de fusão do gelo que variam entre -14,0 e -10,0°C correspondendo a salinidades que variam entre 13,9 a 17,8 mass%eq.NaCl (Fig. 6.29). Nos PIF NE-SW (N50-60°E) as inclusões fluidas estudadas apresentam dimensões compreendidas entre 6,5 e 25 µm e o Flw varia entre 0,70 e 0,80. As temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -2,5 e -1,7°C, correspondendo a uma salinidade compreendida entre 2,9 e 4,2 mass% eq. NaCl. As temperaturas de homogeneização global (Th) variam entre 263 e 320°C, em fase líquida (Fig.6.29). Nos PIF N-S as temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -1,6 e -0,1°C,

correspondendo a uma salinidade compreendida entre 0,2 e 2,7 mass% eq. NaCl. As temperaturas de homogeneização global (Th) variam entre 202 e 252°C, em fase líquida (Fig. 6.29).

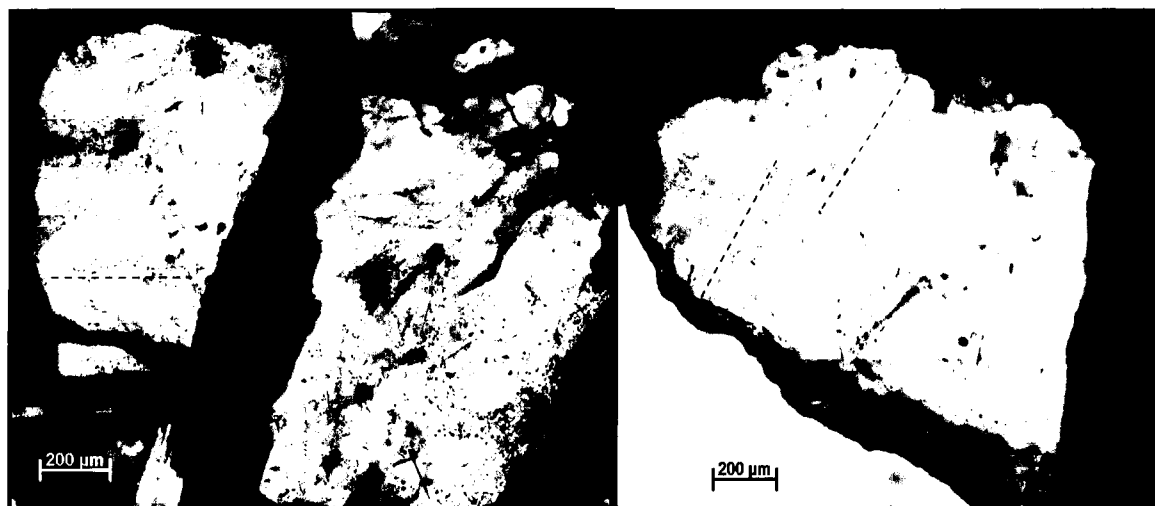


Fig. 6.23 – Aspecto da microfracturação no quartzo cicatrizada por inclusões fluidas no granito de Matosinhos. O tracejado evidencia os PIF intragranulares.

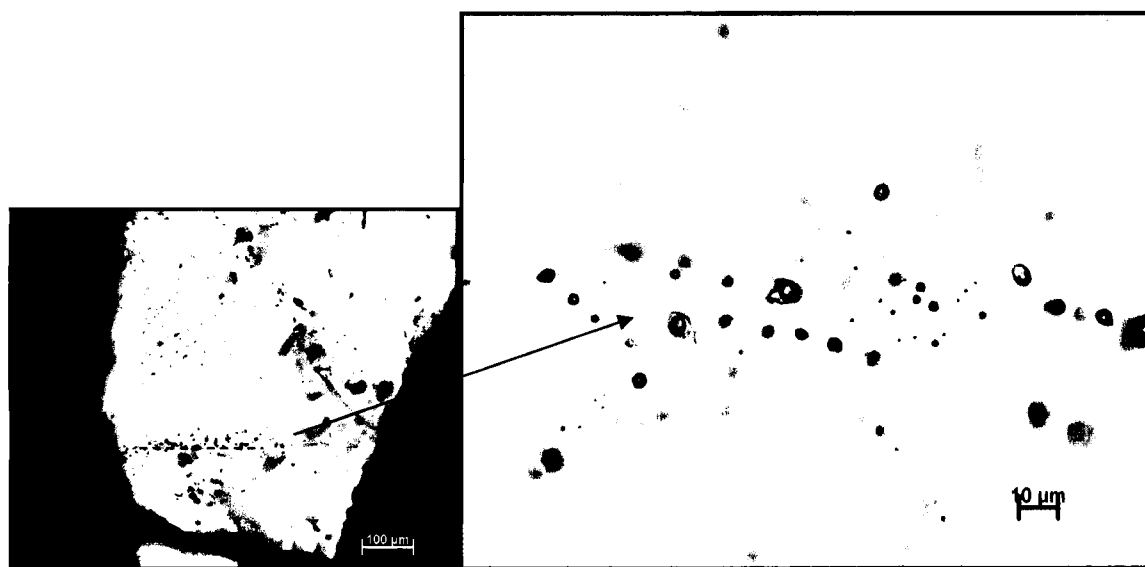


Fig. 6.24 – Aspecto das inclusões fluidas contidas nos PIF intragranulares E-W no granito de Matosinhos.

## Granito da Arrábida

As inclusões fluidas estudadas ocorrem essencialmente em fracturas intragranulares (Figs. 6.25 e 6.26). As inclusões fluidas pertencem ao sistema  $H_2O-NaCl$  (tipo Lw). São essencialmente bifásicas à temperatura ambiente e o seu volume aquoso (Flw) varia entre 0,70 e 0,95. Apresentam formas predominantemente regulares e dimensões reduzidas (entre 4 e 15  $\mu m$ ). Nos PIF N-S (N15°E) as inclusões fluidas apresentam dimensões de cerca 5  $\mu m$  e o Flw é de 0,70. As temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -2,2 e -1,8°C, correspondendo a uma salinidade compreendida entre 2,9 e 3,9 mass% eq. NaCl. As temperaturas de homogeneização global (Th) variam entre 254 e 260°C, em fase líquida (Fig. 6.30). Nos PIF NE-SW (N20-40°E) as inclusões fluidas apresentam dimensões compreendidas entre 5 e 15  $\mu m$  e o Flw varia entre 0,70 e 0,95. As temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -1,6 e -1,3°C, correspondendo a uma salinidade compreendida entre 2,2 e 2,7 mass% eq. NaCl. As temperaturas de homogeneização global (Th) variam entre 195 e 278°C, em fase líquida (Fig. 6.30). Nos PIF NE-SW (N50°E) as temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -1,4 e -0,1°C, correspondendo a uma salinidade compreendida entre 0,4 e 2,4 mass% eq. NaCl. As temperaturas de homogeneização global (Th) variam entre 231 e 274°C, em fase líquida (Fig. 6.30).

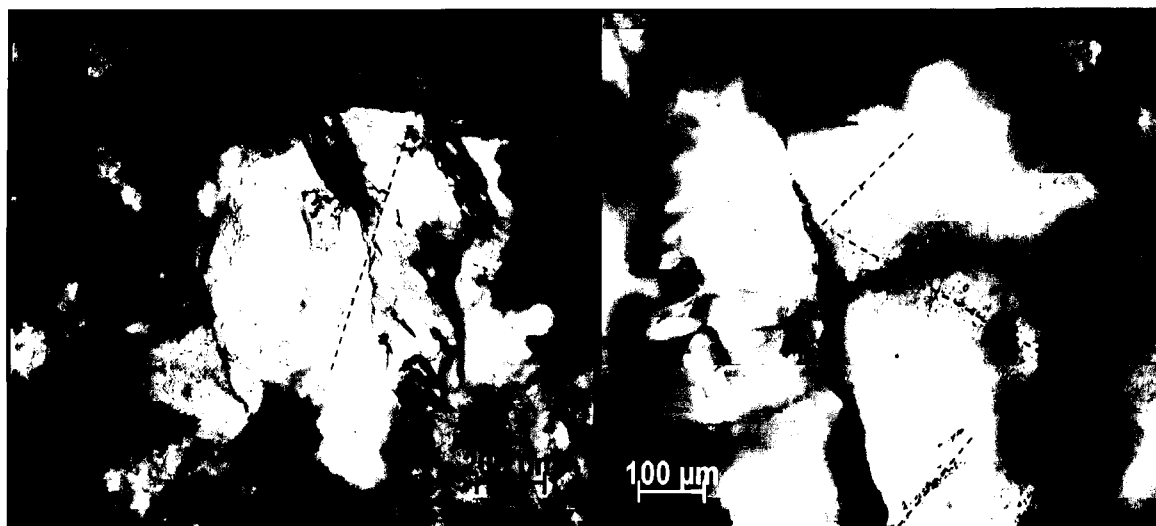


Fig. 6.25 – Aspecto da microfracturação no quartzo do granito da Arrábida, cicatrizada pelas inclusões fluidas.



Fig. 6.26 – Aspecto das inclusões fluidas contidas nos PIF intragranulares N-S no granito da Arrábida.

### Granito da Afurada

As inclusões fluidas estudadas pertencem ao sistema  $H_2O-NaCl$  (tipo Lw) e ocorrem em fracturas intragranulares (Figs. 6.27 e 6.28). São essencialmente bifásicas à temperatura ambiente e o seu volume aquoso (Flw) varia entre 0,70 e 0,95. Apresentam formas predominantemente regulares e dimensões reduzidas (entre 4 e 11,4  $\mu m$ ). Nos PIF N-S as temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -1,8 e -1,3°C, correspondendo a uma salinidade compreendida entre 2,2 e 3,1 mass% eq. NaCl. As temperaturas de homogeneização global (Th) variam entre 190 e 239°C, em fase líquida (Fig. 6.31). Nos PIF NNW-SSE as inclusões fluidas apresentam um Flw que varia entre 0,70 e 0,95. As temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -2,3 e -1,5°C, correspondendo a uma salinidade compreendida entre 2,6 e 3,9 mass% eq. NaCl. As temperaturas de homogeneização global (Th) variam entre 220 e 288°C, em fase líquida (Fig. 6.31). Nos PIF NW-SE (N120°E) as inclusões fluidas apresentam dimensões compreendidas entre 4 e 11,4  $\mu m$  e o Flw varia entre 0,70 e 0,90. As temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -1,9 e -1,4°C, correspondendo a uma salinidade compreendida entre 2,4 e 3,2 mass% eq. NaCl. As temperaturas de homogeneização global (Th) variam entre 298 e 313°C, em fase líquida (Fig. 6.31). Nos PIF E-W temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -0,6 e -0,4°C, correspondendo a uma salinidade compreendida entre 0,7 e 1,1 mass% eq. NaCl. Devido às dimensões reduzidas das inclusões fluidas não foi possível determinar as temperaturas de homogeneização global (Th) (Fig. 6.31).

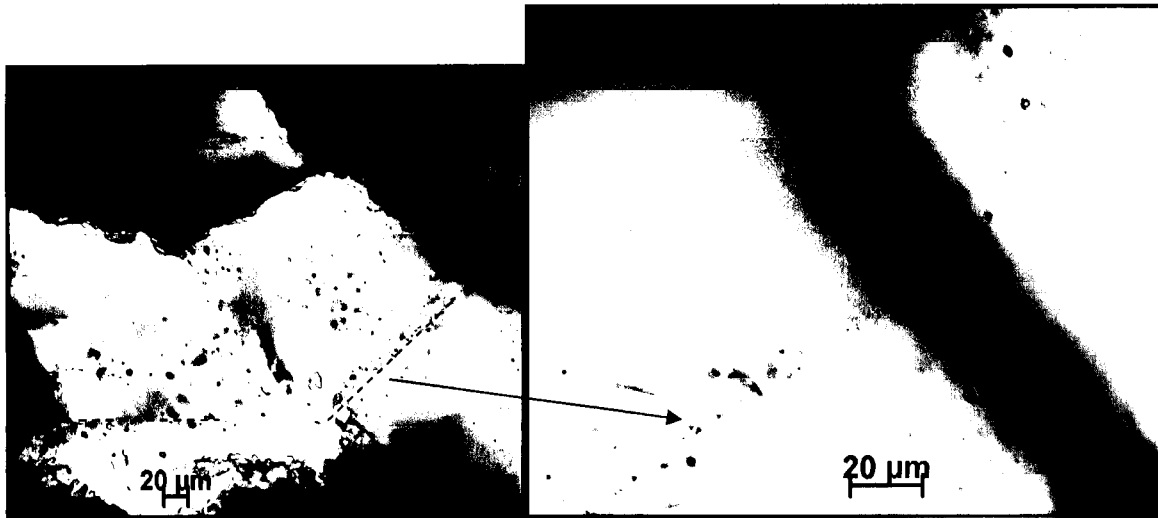


Fig. 6.27 – Aspecto das inclusões fluidas contidas nos PIF intragranulares N45°E no granito da Afurada.

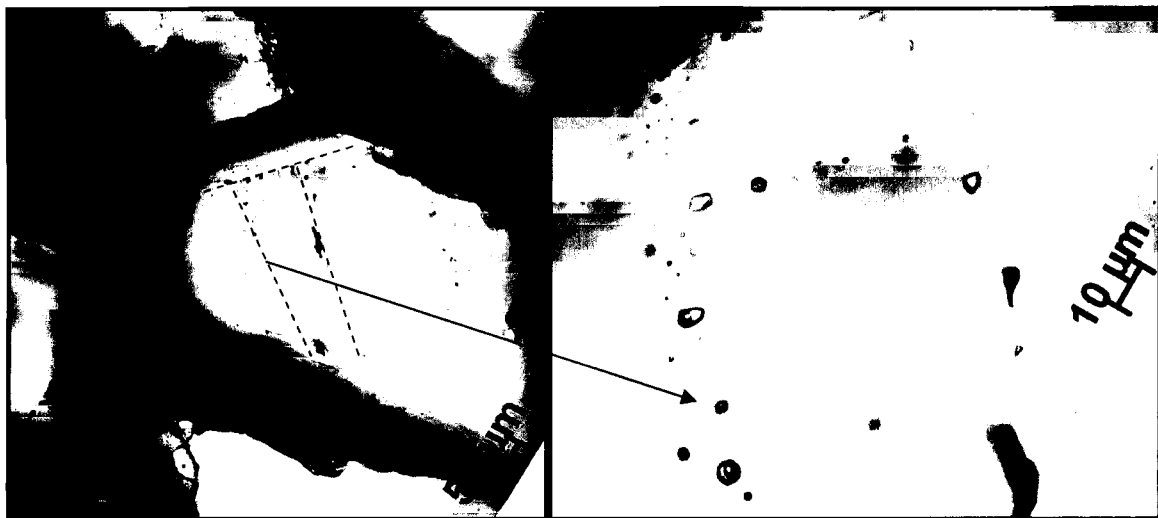


Fig. 6.28 – Aspecto das inclusões fluidas contidas nos PIF intragranulares N15°W.

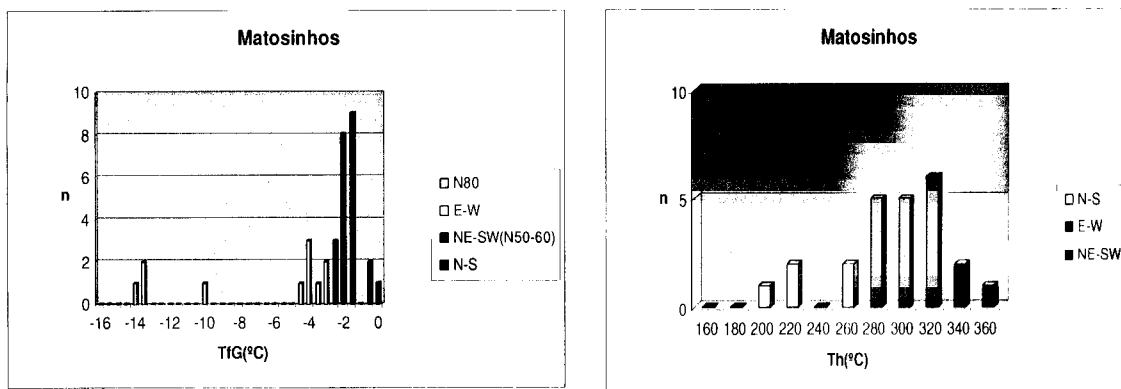


Fig. 6.29 - Histogramas obtidos a partir da temperatura de fusão de gelo (TfG) e da temperatura de homogeneização global (Th) das inclusões fluidas contidas nos PIF do quartzo do granito de Matosinhos.

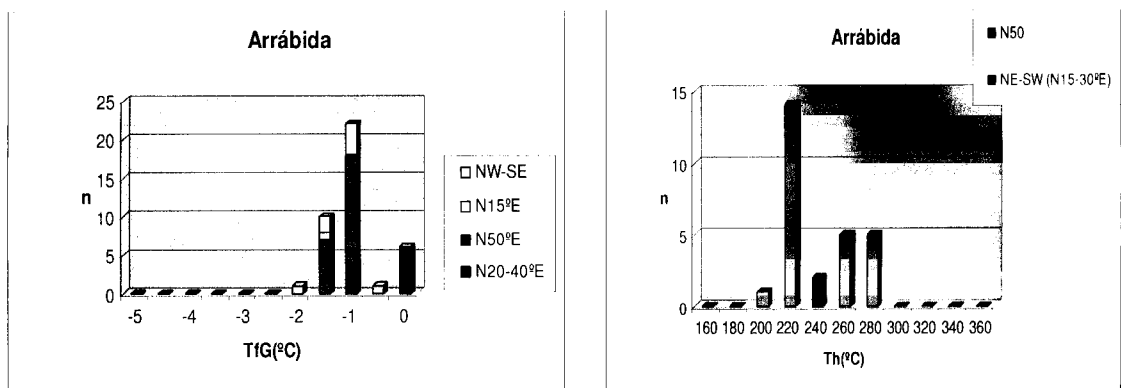


Fig. 6.30 - Histogramas obtidos a partir da temperatura de fusão de gelo (TfG) e da temperatura de homogeneização global (Th) das inclusões fluidas contidas nos PIF do quartzo do granito da Afurada.

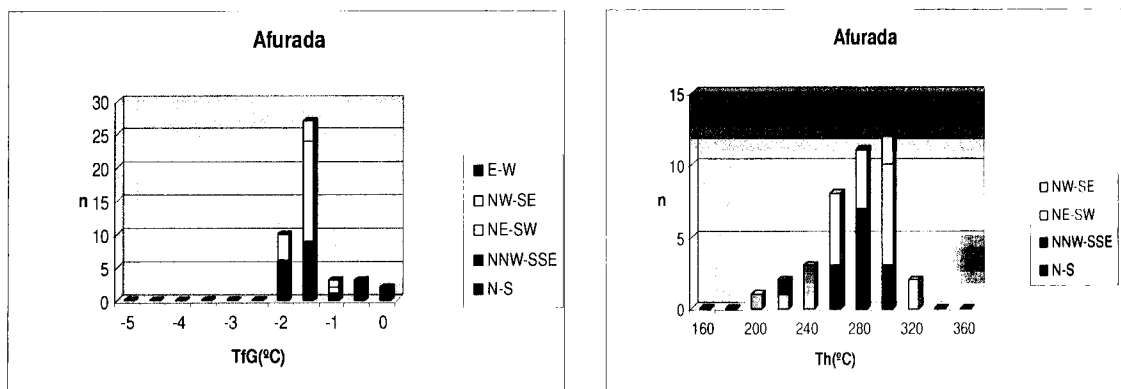


Fig. 6.31 - Histogramas obtidos a partir da temperatura de fusão de gelo (TfG) e da temperatura de homogeneização global (Th) das inclusões fluidas contidas nos PIF do quartzo do granito da Afurada.

Nos granitos de Crasto e Vilar (Alves, 2007) para além do estudo microtermométrico das inclusões fluidas que ocorrem em PIF foram também feitos estudos em inclusões fluidas que ocorrem em *clusters*. Neste trabalho faz-se somente referência às IF contidas nos planos de inclusões fluidas.

#### Granito de Crasto

As inclusões fluidas estudadas pertencem ao sistema NaCl-H<sub>2</sub>O (tipo Lw1) e ao sistema NaCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (tipo Lw2). São bifásicas à temperatura ambiente e o seu volume aquoso (Flw) varia entre 0,70 e 0,95. Apresentam formas predominantemente regulares e dimensões reduzidas (entre 4 e 20 µm). As inclusões fluidas (Lw1) ocorrem alinhadas em PIF E-W apresentam formas regulares e dimensões compreendidas entre 6 e 13 µm com um Flw que varia entre 0,70 e 0,95. As temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -1,1 e -1,0°C, correspondendo a uma salinidade compreendida entre 1,7 e 1,9 mass% eq. NaCl. As temperaturas de homogeneização global (Th) variam entre 165 e 226°C, ocorrendo sempre em fase líquida. As inclusões fluidas do tipo Lw2 ocorrem em planos transgranulares N32°E. Caracterizam-se por apresentarem salinidades mais elevadas com temperaturas do eutético inferiores a -52°C, indicando a presença de sais bivalentes como por exemplo CaCl<sub>2</sub>. Apresentam dimensões compreendidas entre 8 e 19µm e normalmente formas irregulares. As temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -18,9 e -34,8°C, correspondendo a uma salinidade compreendida entre 19,9 e 26,4 mass%. As temperaturas de homogeneização global (Th) variam entre 91 e 123°C, ocorrendo sempre em fase líquida.

#### Granito gnáissico de Vilar

As inclusões fluidas estudadas pertencem ao sistema H<sub>2</sub>O-NaCl (tipo Lw). São bifásicas à temperatura ambiente e o seu volume aquoso (Flw) varia entre 0,70 e 0,95. Apresentam formas predominantemente regulares e dimensões reduzidas (entre 5 e 12,5 µm). As inclusões fluidas em PIF E-W apresentam formas regulares e dimensões compreendidas entre 5 e 9 µm com um Flw que varia entre 0,75 e 0,85. As temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -2,6 e -1,9°C, correspondendo a uma salinidade compreendida entre 3,2 e 4,3 mass% eq. NaCl. As temperaturas de homogeneização global (Th) variam entre 212 e 232°C, ocorrendo sempre em fase líquida. As inclusões fluidas dos

PIF transgranulares NW-SE apresentam formas mais irregulares que as anteriores e dimensões compreendidas entre 5 e 12  $\mu\text{m}$  com um Flw de 0,95. As temperaturas de fusão do gelo (TfG) estão compreendidas entre -0,1 e -0,7°C, correspondendo a salinidades que variam entre 0,2 e 1,2 mass% eq. NaCl. As temperaturas de homogeneização global (Th) observadas variam entre 130 e 220°C, em fase líquida.

Os dados obtidos a partir do estudo microtermométrico foram posteriormente sujeitos a uma análise estatística. Elaboraram-se diagramas binários de temperatura de fusão do gelo (TfG) *versus* temperatura de homogeneização global (Th) para cada amostra estudada.

### 6.3.6 Discussão dos resultados obtidos

Todas as inclusões fluidas estudadas neste trabalho pertencem ao sistema  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl, não foram observadas inclusões com outro tipo de composição como por exemplo inclusões aquocarbónicas.

A partir da análise destes diagramas verifica-se que as salinidades não são muito elevadas (máx 9,0 mass% eq.NaCl) à excepção do granito de Matosinhos em que foram observadas algumas inclusões fluidas em PIF N80°E com salinidades entre 14,0 e 18,0 mass% eq.NaCl. Nos granitos de Crasto e Vilar (Alves, 2007) as inclusões estudadas pertencem ao sistema  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl mas no granito de Crasto foram também encontradas inclusões pertencentes ao sistema  $\text{H}_2\text{O}$ -NaCl- $\text{CaCl}_2$ .

Pela observação do diagrama TfG vs Th (Fig. 6.32) verifica-se que no granito de Matosinhos se destacam três populações de inclusões fluidas contidas em três diferentes orientações de PIF: N-S, NE-SW (N50-60°E) e E-W. Os PIF N-S caracterizam-se por apresentarem inclusões menos salinas e temperaturas de homogeneização mais baixas, os NE-SW inclusões de salinidade intermédia e temperaturas de homogeneização intermédias e os E-W salinidades mais elevadas (5,4 a 8,7 mass% eq.NaCl) e temperaturas de homogeneização mais elevadas (Th máx 350°C). Pela observação do diagrama verifica-se um decréscimo da salinidade com a diminuição da temperatura de homogeneização.

No granito da Arrábida (Fig. 6.33) destacam-se essencialmente duas populações: uma que abrange os PIF N-S e N20-40°E e outra cujos PIF tem direcção NE-SW (N50°E). As inclusões contidas no PIF N50°E são as menos salinas e a outra população apresenta uma

salinidade que varia entre 2,0 e 4,0 mass% eq.NaCl. A temperatura de homogeneização máxima para as duas populações é semelhante havendo uma variação maior na população NE-SW.

No granito da Afurada as inclusões pertencentes a diferentes direcções de PIF apresentam salinidades com uma gama de variação muito semelhante (2,0 a 4,0 mass% eq.NaCl) (Fig. 6.34). As inclusões fluidas que apresentam temperaturas de homogeneização mais elevadas (Th máx. 313°C) pertencem ao PIF com direcção NW-SE (N120°E). As que apresentam salinidades mais baixas são as que pertencem ao PIF N-S.

No granito de Crasto (Fig. 6.35) os PIF E-W contêm inclusões do tipo NaCl com salinidades muito baixas (máx 2 mass%eq.NaCl) ao passo que os PIF transgranulares NE-SW (N32°E) apresentam inclusões fluidas pertencentes ao sistema H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub>, com salinidades elevadas e temperaturas de homogeneização baixas não ultrapassando os 130°C.

No granito gnáissico de Vilar (Fig. 6.36) nos PIF E-W as salinidades são ligeiramente superiores às do granito de Crasto (máx 4 mass% eq.NaCl). Os PIF NW-SE (N126°) apresentam salinidades e temperaturas de homogeneização mais elevadas que o PIF E-W indicando um decréscimo da salinidade com a diminuição da temperatura de homogeneização.

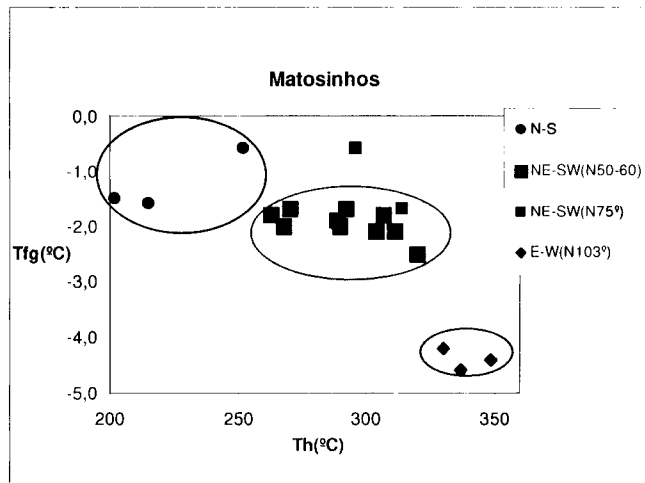


Fig. 6.32 - Diagrama de correlação temperatura de fusão do gelo (TfG) *versus* temperatura de homogeneização (Th) referente às inclusões fluidas contidas nos PIF do granito de Matosinhos.

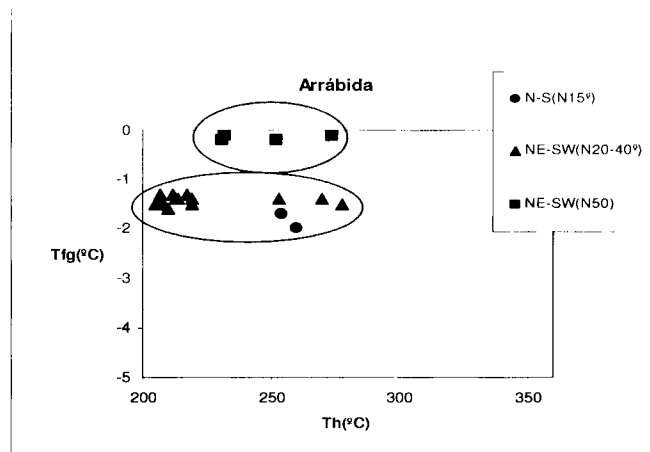


Fig. 6.33 - Diagrama de correlação temperatura de fusão do gelo (TfG) *versus* temperatura de homogeneização (Th) referente às inclusões fluidas contidas nos PIF do granito da Arrábida.

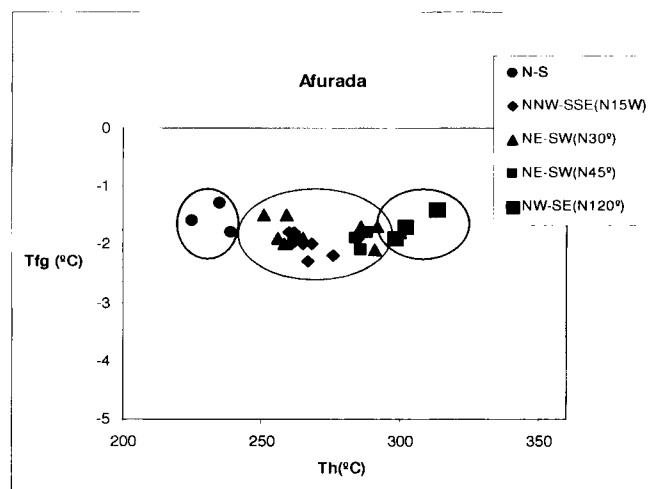


Fig. 6.34 - Diagrama de correlação temperatura de fusão do gelo (TfG) *versus* temperatura de homogeneização (Th) referente às inclusões fluidas contidas nos PIF do granito da Afurada.

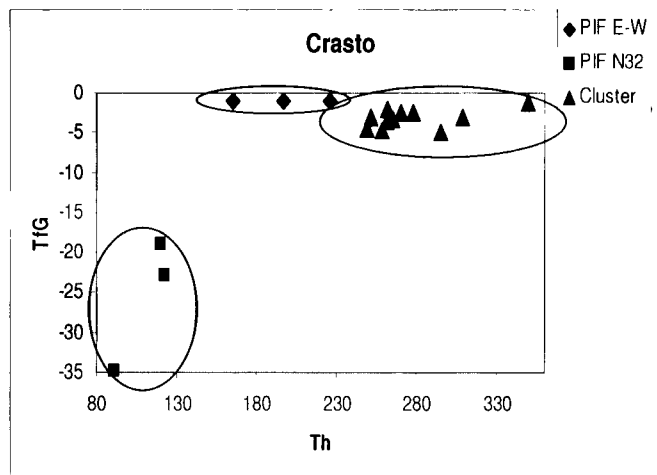


Fig. 6.35 - Diagrama de correlação temperatura de fusão do gelo (Tfg) versus temperatura de homogeneização (Th) referente às inclusões fluidas contidas nos PIF do granito de Crasto.

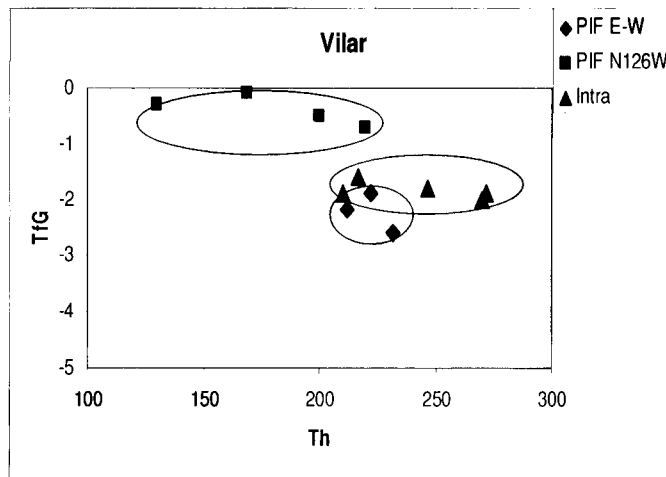


Fig. 6.36 - Diagrama de correlação temperatura de fusão do gelo (Tfg) versus temperatura de homogeneização (Th) referente às inclusões fluidas contidas nos PIF do granito de Vilar.

## **7. Considerações finais**

## 7. Considerações finais

Analisando os resultados obtidos nos diferentes estudos realizados, é possível apontar as seguintes considerações:

- A observação petrográfica permitiu classificar os “granitos” da Arrábida e Afurada como monzogranito e granodiorito, respectivamente.

- Os granitos estudados neste trabalho apresentam valores de susceptibilidade magnética que variam entre 29,1 e  $52,4 \times 10^{-6}$  SI, o que permite incluí-los nos granitos leucocratas segundo Sant’Ovaia & Noronha (2005). Quando comparados com resultados obtidos anteriormente, os valores de K estão próximos dos encontrados para o granito de Vilar e Crasto (Alves, 2007) e do Porto (Morais, 2008). Somente o granito de Aguiar, que se localiza próximo de Crasto e Vilar, apresenta valores de susceptibilidade superiores a  $70 \times 10^{-6}$  SI o que permite incluí-lo nos granitos mesocratas (biotite > moscovite) de acordo com a mesma classificação (Fig. 7.1).

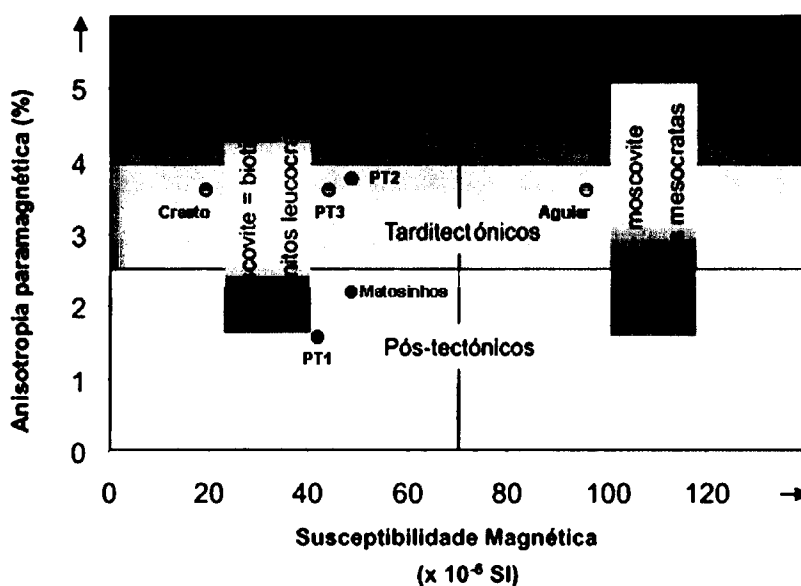


Fig. 7.1 Classificação proposta para granitos do grupo “ilmenite-type” (in Sant’Ovaia e Noronha, 2005).

- As foliações magnéticas estão organizadas em dois grandes grupos: NE-SW para os granitos de Crasto, Matosinhos, Vilar e Aguiar e WNW-ESSE para os granitos do Porto (PT1, PT2 e PT3), Afurada e Arrábida, sendo sempre fortemente inclinadas. As lineações magnéticas organizam-se essencialmente num grupo com direcção SE e com inclinações

variáveis: em PT1 e PT2 são verticais; Afurada e Arrábida são horizontais; em Matosinhos, Vilar, PT3, Aguiar e Crasto apresentam valores intermédios de inclinação.

- Os PIF observados nos granitos estudados são maioritariamente microfracturas que terminam no limite do grão (PIF intragranulares), com excepção no de Crasto em que foram também observados alguns PIF transgranulares. A observação do mapa da localização dos PIF permite verificar a existência de três famílias principais: N-S a NNW-SSE; NE-SW e NW-SE.

- Nos granitos de Matosinhos e do Porto as lineações magnéticas evidenciam um fluxo magmático no sentido NW-SE como indicam as direcções das lineações, o que está de acordo com a estruturação regional. Isto sugere que o granito do Porto aproveitou fracturas NW-SE para se instalar. Estas fracturas terão continuado a actuar numa fase mais frágil do granito como atestam os PIF NW-SE presentes no granito de Matosinhos. A estas lineações sub-verticais (inclinações superiores a 50°) estão associadas foliações igualmente muito inclinadas, o que sugere uma estruturação em falhas profundas.

- Nos granitos da Arrábida e Afurada o “fabric” evidenciado pela ASM é diferente. Temos foliações magnéticas muito verticalizadas às quais se associam lineações magnéticas sub-horizontais. Este aspecto pode indicar uma instalação em regime cisalhante o que é visível na deformação macro e microscópica que estes granitos apresentam, e que está de acordo com os valores da anisotropia encontrados (11 e 13% respectivamente). No que diz respeito à deformação frágil além das microfracturas (PIF) NW-SE são também patentes microfracturas (PIF) NE-SW, o que está de acordo com as macrofracturas regionais.

- No que diz respeito aos granitos de Crasto, Vilar e Aguiar, a instalação destes três granitos ter-se-á desenvolvido numa fase cronológica distinta dos anteriores. O granito de Crasto, embora não se observe no campo nem no estudo microscópico, tem uma anisotropia incipiente. A ASM indica a existência de uma foliação magnética que se relaciona com a foliação magmática (resultado do fluxo magmático durante a instalação). O valor baixo da anisotropia (inferior a 4%) indica que o “fabric” magnético tem origem magmática. O granito gnáissico de Vilar tem notoriamente uma anisotropia (foliação gnaissica) que é bem visível no campo sendo também visível ao microscópio. Esta foliação é igualmente obtida através dos dados de ASM. Os dados de ASM permitiram a definição de uma atitude para a foliação magnética que se verificou ser concordante com a foliação gnaissica. Esta foliação gnaissica parece resultar da re-orientação duma foliação magmática já existente e está de acordo com a elevada anisotropia magnética deste granito (13%). O granito de Aguiar é um granito mais

biotítico que os anteriores apresentando portanto maior susceptibilidade mas o “fabric” magnético que apresenta é de origem magmática como atesta o valor da anisotropia (3,9%). Nos granitos Crasto, Vilar e Aguiar as foliações magnéticas têm direcção NE-SW e inclinam para SE. No granito de Crasto os planos de inclusões fluidas (PIF) mais representativos com direcção NNE-SSW são concordantes com a foliação magnética. Pelo contrário nos granitos de Vilar e Aguiar os PIF são aproximadamente perpendiculares à foliação magnética

- Os fluidos estudados nos diferentes PIF são aquosos pertencendo aos sistemas  $H_2O-NaCl$  e  $H_2O-NaCl-CaCl_2$ , estes últimos em PIF transgranulares com direcção NNE-SSW pertencentes ao granito de Crasto.

Os fluidos que circulam nos diferentes PIF dos granitos de Matosinhos, Arrábida, Afurada e Vilar são de um modo geral fluidos pouco salinos não ultrapassando 9 mass% eq.NaCl. No granito de Crasto os fluidos mais salinos pertencem ao sistema  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  e pertencem aos PIF transgranulares.

Nos granitos do maciço do Porto (Matosinhos, Arrábida e Afurada<sup>1</sup>) há uma tendência genérica para os PIF E-W e N120°E apresentam temperaturas médias de aprisionamento mais elevadas (300-350°C). Os fluidos dos PIF NE-SW apresentam temperaturas de aprisionamento intermédias. Nos PIF N-S a NNE-SSW os fluidos apresentam temperaturas de homogeneização global, que correspondem a temperaturas mínimas de aprisionamento, não superiores a 250°C. Esta cronologia dos PIF e admitindo que estes são paralelos a  $\sigma_1$  estão de acordo com uma rotação de  $\sigma_1$  NE para N-S compatível com as fases tardi Variscas na Península Ibérica.

No granito de Vilar e Crasto não foi possível estabelecer uma cronologia entre as diferentes famílias de PIF intragranulares. No entanto, no granito de Crasto verificou-se que os fluidos mais representativos NNE-SSW são transgranulares e apresentam temperaturas mínimas de aprisionamento mais baixas (< 120°C).

- A baixa salinidade dos fluidos aquosos está de acordo com o sugerido por outros autores (Sibylle et al. 2007) para a microfracturação do quartzo que ocorre durante o arrefecimento devido ao *uplift* dos granitos durante as fases tardi Variscas.

Os fluidos mais tardios em PIF transgranulares com salinidades moderadas e composições complexas de  $H_2O-NaCl-CaCl_2$  já foram descritos por diferentes autores, nomeadamente Guedes & Noronha (2002) observados em filões de quartzo tardi a pós Variscos.

<sup>1</sup> Para os granitos dos locais PT1, PT2 e PT3 não foram efectuados estudos microtermométricos.

## **8. Referências Bibliográficas**

## 8.1 Referências bibliográficas:

- Alves, M., 2007. Estudo dos Granitos na Zona de Fânzeres-Gondomar – Uma abordagem multidisciplinar. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Porto. 76 pp. (Relatório de Estágio)
- Bodnar, R. J., 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H<sub>2</sub>O-NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 683-684.
- Boiron, M. C., Barakat, A., Cathelineau, M., Banks, D. A., Durisová, J. & Morávek, P., 2001. Geometry and P-V-T-X conditions of microfissural ore fluid migration: the Mokrsko gold deposit (Bohemia).
- Carta Geológica de Portugal, 1957, escala de 1:50000, Folha 9-C – Porto, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- Carta Geológica de Portugal, 1992, escala de 1:200000, Folha 1, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- Costa, J.S, 1938. O Porto: Geografia, Geologia, Companhia Portuguesa Editora.
- Costa, J.C. e Teixeira, C., 1957. Carta geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 9C-Porto. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Dória, A., 1999. Evolução dos fluidos associados a processos mineralizantes: aplicação à região aurífera de Vila Pouca de Aguiar. Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Porto. 345pp. (Tese de Doutoramento)
- Dória, A., 2005. Apontamentos de apoio às aulas de Recursos Geológicos. Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. 17 pp..

- Ishihara, S., 1977. The Magnetite-series and the Ilmenite-series Granitic rocks. *Mining Geology*, 27: 292-305.
- Fernandes, J. P., Chaminé, H. I. & Borges, F. S., 1998. Considerações sobre o possível significado de marcadores cinemáticos na unidade dos xistos de Fânzeres (Porto, Portugal), *GEOlogos* 2: 153-156.
- Gleizes, G., 1992. Structures des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta, Université Paul Sebatier de Toulouse. 259 pp. (Tese de Doutoramento).
- Lespinasse, M., 1991. Les trainées d'inclusion fluides: marqueurs microstructuraux des paléocontraintes et des migrations fluides., *Mém. Géol. Géochim. Uranium*. 19. 251pp.
- Lespinasse, M., 1999. Are fluid inclusion planes useful in structural geology? *Journal of Structural Geology* 21: 1237-1243.
- Lespinasse, M., Désindes, L., Fratzak, P. & Petrov, V., 2005. Microfissural mapping of natural cracks in rocks: Implications for fluid transfers quantification in the crust. *Chemical Geology* 223: 170-178.
- Lespinasse, M. & Pecher, A., 1986. Microfracturing and regional stress field: a study of preferred orientations of fluid inclusion planes in a granite from the Massif Central, France. *Journal of Structural Geology*. 8: 169-180.
- Nogueira, P., 1997. Estudo de paleofluidos mineralizantes (Au, Ag, As) e sua migração. Aplicação a regiões auríferas do Norte de Portugal, 220 pp. Universidade do Porto. (Tese de Doutoramento).
- Nogueira, P., 1998. Os planos de inclusões fluidas (PIF) no estudo da evolução de sistemas hidrotermais. *GEOlogos*, Porto, 3: 26-37.

- Nogueira, P. & Noronha, F., 1995. PLANIF: Um programa de análise de imagens para o estudo de microestruturas das rochas. In: F. Sodr e Borges & M.M. Marques, Coords, IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, Resumos Alargados. *Mem. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 4: 379-382.
- Noronha, F., 2000. Enquadramento geológico da região do Porto. In: XX Curso de Actualiza o de Professores de Geociências, Porto 2000. Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto/ Associa o portuguesa de Geólogos, Porto, 1-4 pp.
- Noronha, F. & Letenier, J., 2000. Complexo Metamórfico da Foz do Douro (Porto). Geoquímica e Geocronologia. *Revista Real Academia Galega de Ciências*, Vol. XIV: 21-42.
- Noronha, F., Carta Geotécnica do Porto – Geologia, Sismicidade e Geomorfologia, Workshop Maio 2005, Câmara Municipal do Porto.
- Morais, I., 2008. Rela o entre Planos de Inclusões Fluidas (PIF) e Anisotropia da Susceptibilidade Magnética (ASM): aplica o aos granitos do Porto. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. (Relatório de Estágio)
- Pinto, M. S., 1984. O granito gnássico de Fânzeres Porto, Portugal – Idade e caracteriza o geoquímica geral, *Memórias e Notícias*, Publ. Mus. Lab. Mineral Geol., Universidade de Coimbra, 98: 231-242.
- Prieto, A.C., Guedes, A., Dória, A., Noronha, F., Lopez, J.A. & Jiménez, J. 2003. Determinacion cuantitativa de fases gaseosas en inclusiones fluidas mediante espectroscopia micro-Raman. In: A.M.R. NEIVA, L.J.P.F. NEVES, M.M.V.G. SILVA & E.M.C. GOMES (Editores) – IV Congresso Ibérico de Geoquímica e XIII Semana de Geoquímica, Coimbra, 14 a 18 de Julho de 2003, Resumos/Abstracts, p. 417-419. Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra.

- Ribeiro, M. A., Dória, A. & Sant'Ovaia, H., 2008. Relações entre deformação, magmatismo e metamorfismo na região oriental do maciço do Porto, 8ª Conferência Anual do GGET, Porto, 25 e 25 de Julho 2008, Resumos alargados, p. 39-43, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.
- Samson I., Anderson A. & Marshall D., 2003. Fluid Inclusions – Analysis and Interpretation, Mineral Association of Canada, Canada.
- Sant'Ovaia, H., 2000. O maciço granítico pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar – Estudo petro-estrutural e mecanismo de instalação, Universidade do Porto, Université Paul Sabatier (Toulouse III) 314 pp. (Tese de Doutoramento).
- Sant'Ovaia, H. & Noronha, F., 2005. Classificação de granitos hercínicos portugueses com base nas suas características petrofísicas, Cadernos Lab. Xeolóxico de Laxe, Coruña, Vol. 30: 75-86.
- Sheperd, T. J., Rankin, A. H. & Alderton, D. H. M., 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies, Blackie et Sun, LTD.
- Tarling, D. H., Hrouda, F., 1993. The Magnetic Anisotropy of Rocks, Chapman & Hall, 217 pp.
- Teixeira, C., 1970. Aspectos geológicos da orla litoral do Porto e de Vila Nova de Gaia, Naturalia, 13-29.
- Van den Kerkhof, A.M., Hein, U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. Lithos 55: 27-47.
- Xu, J., Zhao, X. & Liu, B., 2007. Digital image analysis of fluid inclusions. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences 44: 942-947.

## 8.2 Webgrafia:

[http://w3.ualg.pt/~jluis/files/folhas\\_cap2.pdf](http://w3.ualg.pt/~jluis/files/folhas_cap2.pdf) (09/09/2008, 12/09/2008)

[http://www.cgul.ul.pt/documents/geomag\\_03.pdf](http://www.cgul.ul.pt/documents/geomag_03.pdf) (09/09/2008)

[http://www.ub.es/paleomag/pdf\\_vigo/SantOvaia\\_1.pdf](http://www.ub.es/paleomag/pdf_vigo/SantOvaia_1.pdf) (07/08/2008)

## **Anexos**

Tabela A 1 – Dados das direcções e inclinações de campo e dimensões dos cilindros das amostras estudadas. CR: granito de Crasto; VL: granito de Vilar; MT: granito de Matosinhos; AF: granito de Afurada; ARR: granito de Arrábida.

Amostra	Direcção (°)	Inclinação (°)	Diâmetro (cm)	Altura (cm)	Raio (cm)	Volume (cm <sup>3</sup> )
CR1.1	277,9	46	2,47	2,19	1,24	10,49
CR1.2	277,9	46	2,46	2,17	1,23	10,31
CR2.1	280,9	46	2,47	2,17	1,24	10,40
CR2.2	280,9	46	2,48	2,21	1,24	10,68
CR3.1	275,9	42	2,48	2,11	1,24	10,19
CR4.1	275,9	32	2,47	2,16	1,24	10,35
CR4.2	275,9	32	2,49	2,21	1,25	10,76
CR7.1	255,9	31	2,46	2,14	1,23	10,17
CR7.2	255,9	31	2,47	2,18	1,24	10,45
VL1A1	81,9	65	2,45	2,2	1,23	10,37
VL1A2	81,9	65	2,46	2,17	1,23	10,31
VL1B1	77,9	65	2,47	2,22	1,24	10,64
VL1B2	77,9	65	2,47	2,24	1,24	10,73
VL1C1	75,9	61	2,51	2,17	1,26	10,74
VL1C2	75,9	61	2,48	2,17	1,24	10,48
VL1C3	75,9	61	2,48	2,2	1,24	10,63
VL1D1	75,9	68	2,47	2,12	1,24	10,16
VL1D2	75,9	68	2,48	2,16	1,24	10,43
VL1D3	75,9	68	2,47	2,15	1,24	10,30
VL1E1	75,9	70	2,5	2,17	1,25	10,65
VL1E2	75,9	70	2,49	2,21	1,25	10,76
MTA1	349	38	2,44	2,135	1,22	9,98
MTA2	349	38	2,5	2,24	1,25	11
MTB1	337	38	2,405	2,135	1,2025	9,7
MTB2	337	38	2,44	2,2	1,22	10,29
MTC1	297	50	2,4	2,1	1,2	9,5
MTC2	297	50	2,4	2,21	1,2	10
MTD1	335	28	2,435	2,1	1,2175	9,78
MTD2	335	28	2,415	2,215	1,2075	10,15
MTE1	337	36	2,405	2,1	1,2025	9,54
MTE2	337	36	2,415	2,1	1,2075	9,62
AFA1	25	64	2,46	2,07	1,23	9,84
AFA2	25	64	2,46	2,18	1,23	10,36
AFA3	25	64	2,49	2,16	1,245	10,52
AFB1	305	40	2,47	2,21	1,235	10,59
AFB2	305	40	2,49	2,15	1,245	10,47
AFC1	315	32	2,47	2,21	1,235	10,59
AFC2	315	32	2,54	2,16	1,27	10,94
AFD1	39	32	2,5	2,26	1,25	11,09
AFD2	39	32	2,46	2,18	1,23	10,36
ARRA2	17	24	2,42	2,11	1,21	9,71
ARRB1	9	24	2,49	1,9	1,245	9,25
ARRB2	9	24	2,46	2,15	1,23	10,22
ARRC1	23	28	2,48	2,15	1,24	10,39
ARRC2	23	28	2,51	2,04	1,255	10,09
ARRD1	7	29	2,46	2,17	1,23	10,31
ARRD2	7	29	2,48	2,18	1,24	10,53

Tabela A.2 – Resultados de ASM dos granitos estudados. Dados escalares e direccionais. CR: granito de Crasto; VL: granito de Vilar; MT: granito de Matosinhos; AF: granito de Afurada; ARR: granito de Arrábida.

Amostra	Km x 10 <sup>-6</sup>		Si	SiErr (%)	Pkmax	Pkint	Pkmin	Σ Pk	Kmax	Kint	Kmin	L	F	P	Ppara%	T	Kmax Dec	Kmax Inc	Kint Dec	Kint Inc	Kmin Dec	Kmin Inc
	Km	SI																				
CR11	39,74	1,0145	1,0038	0,9817	3,00	40,32	39,89	39,01	1,011	1,023	1,033	2,5	0,354	32	30	147	37	274	39			
CR12	40,75	1,0290	1,0062	0,9649	3,00	41,93	41,00	39,32	1,023	1,043	1,066	4,9	0,303	62	51	164	9	261	38			
CR21	37,95	1,0244	1,0057	0,9699	3,00	38,88	38,17	36,81	1,019	1,037	1,056	4,1	0,326	43	37	174	41	290	27			
CR22	38,39	1,0254	0,9966	0,9779	3,00	39,37	38,26	37,54	1,029	1,019	1,049	3,5	-0,203	69	45	176	16	280	41			
CR31	30,41	1,0213	0,9966	0,9821	3,00	31,06	30,31	29,87	1,025	1,015	1,040	2,7	-0,253	58	30	179	41	305	34			
CR41	22,42	1,0189	1,0109	0,9702	3,00	22,84	22,66	21,75	1,008	1,042	1,050	3,1	0,679	36	35	190	52	297	13			
CR42	13,14	1,0102	1,0079	0,9819	3,00	13,27	13,24	12,90	1,002	1,026	1,029	1,4	0,843	189	36	20	53	283	6			
CR71	18,39	1,0322	1,0063	0,9615	3,00	18,98	18,51	17,68	1,026	1,047	1,074	4,1	0,282	19	30	213	59	113	6			
CR72	20,39	1,0196	1,0014	0,9790	3,00	20,79	20,42	19,96	1,018	1,023	1,041	2,4	0,115	26	37	239	49	129	17			
Média	29,06	1,0217	1,0039	0,9743	-	29,72	29,16	28,32	1,019	1,030	1,049	3,3	0,272	41	37	180	42	288	21			
VL1A1	28,90	1,0810	1,0554	0,8637	3,00	31,24	30,50	24,96	1,024	1,222	1,252	16,1	0,786	113	55	205	2	297	35			
VL1A2	51,21	1,0567	1,0354	0,9079	3,00	54,11	53,02	46,49	1,021	1,140	1,164	12,6	0,732	103	55	202	6	295	34			
VL1B1	35,06	1,0671	1,0441	0,8889	3,00	37,41	36,61	31,16	1,022	1,175	1,200	13,8	0,762	130	54	31	7	297	35			
VL1B2	41,19	1,0697	1,0331	0,8973	3,00	44,06	42,55	36,96	1,035	1,151	1,192	13,9	0,604	102	53	199	5	293	36			
VL1C1	41,78	1,0687	1,0454	0,8859	3,00	44,65	43,68	37,01	1,022	1,180	1,206	15,0	0,765	96	59	199	8	293	30			
VL1C2	30,29	1,0819	1,0605	0,8575	3,00	32,77	32,12	25,97	1,020	1,237	1,262	17,0	0,828	88	57	200	14	298	29			
VL1C3	55,04	1,0496	1,0339	0,9165	3,00	57,77	56,91	50,44	1,015	1,128	1,145	11,4	0,777	85	57	197	13	294	29			
VL1D1	49,03	1,0383	1,0267	0,9350	3,00	50,91	50,34	45,84	1,011	1,098	1,110	8,5	0,785	90	56	203	15	302	29			
VL1D2	58,12	1,0463	1,0306	0,9231	3,00	60,81	59,90	53,65	1,015	1,116	1,133	10,6	0,760	90	54	200	14	299	32			
VL1D3	26,79	1,0825	1,0496	0,8679	3,00	29,00	28,12	23,25	1,031	1,209	1,247	15,4	0,721	92	53	197	11	295	34			
VL1E1	33,10	1,0714	1,0521	0,8765	3,00	35,46	34,82	29,01	1,018	1,200	1,222	15,0	0,819	76	53	191	18	292	31			
VL1E2	41,12	1,0654	1,0403	0,8943	3,00	43,81	42,78	36,77	1,024	1,163	1,191	13,9	0,728	81	56	193	14	292	31			
Média	40,97	1,0649	1,0423	0,8929	-	43,50	42,61	36,80	1,021	1,158	1,182	13,2	0,756	95	56	200	10	296	32			
MTA1	49,58	1,0149	1,0012	0,9840	3,00	50,32	49,64	48,79	1,014	1,017	1,031	2,4	0,120	94	45	350	14	247	42			
MTA2	54,17	1,0204	0,9909	0,9887	3,00	55,28	53,68	53,56	1,030	1,002	1,032	2,5	-0,859	88	38	203	28	318	39			
MTB1	51,30	1,0232	0,9920	0,9849	3,00	52,49	50,89	50,53	1,031	1,007	1,039	3,0	-0,622	122	70	228	6	320	20			
MTB2	52,55	1,0199	0,9934	0,9867	3,00	53,60	52,20	51,85	1,027	1,007	1,034	2,6	-0,588	119	66	243	14	337	19			

MTC1	45,82	0,161	1,0130	1,0017	0,9853	3,00	46,42	45,90	45,15	1,011	1,017	1,028	2,1	0,195	114	41	18	6	282	48
MTC2	51,22	0,970	1,0228	0,9961	0,9811	3,00	52,39	51,02	50,25	1,027	1,015	1,043	3,3	-0,269	199	40	102	8	3	49
MTD1	47,76	0,149	1,0155	0,9984	0,9861	3,00	48,50	47,68	47,10	1,017	1,012	1,030	2,3	-0,160	101	48	2	8	265	41
MTD2	63,45	0,510	1,0120	1,0014	0,9866	3,00	64,21	63,54	62,60	1,011	1,015	1,026	2,1	0,167	85	35	182	9	285	53
MTE1	53,43	0,187	1,0089	1,0004	0,9907	3,00	53,91	53,45	52,93	1,008	1,010	1,018	1,5	0,074	117	45	17	10	278	43
MTE2	54,59	0,188	1,0076	1,0015	0,9909	3,00	55,00	54,67	54,09	1,006	1,011	1,017	1,3	0,266	114	52	337	30	234	22
Média	52,39	0,46	1,02	1,00	0,99	-	53,21	52,27	51,68	1,02	1,01	1,03	2,33	-0,17	104	50	14	2	285	43
AFA1	42,77	0,240	1,0649	1,0508	0,8842	3,00	45,55	44,94	37,82	1,013	1,188	1,204	14,9	0,857	127	3	316	86	217	1
AFA2	38,80	0,231	1,0585	1,0401	0,9014	3,00	41,07	40,36	34,97	1,018	1,154	1,174	12,4	0,782	126	30	304	60	36	1
AFA3	41,57	0,345	1,0676	1,0456	0,8868	3,00	44,38	43,47	36,86	1,021	1,179	1,204	14,8	0,776	129	17	302	73	220	3
AFB1	49,17	0,880	1,0506	1,0346	0,9149	3,00	51,66	50,87	44,99	1,015	1,131	1,148	11,3	0,778	301	16	128	74	32	2
AFB2	50,73	0,148	1,0397	1,0300	0,9303	3,00	52,74	52,25	47,19	1,009	1,107	1,118	9,1	0,831	304	12	160	75	36	8
AFC1	45,46	0,319	1,0647	1,0550	0,8803	3,00	48,40	47,96	40,02	1,009	1,198	1,209	15,5	0,903	4	18	139	65	268	17
AFC2	50,28	0,389	1,0560	1,0414	0,9026	3,00	53,10	52,36	45,38	1,014	1,154	1,170	13,0	0,823	99	11	347	63	194	25
AFD1	36,71	0,084	1,0590	1,0445	0,8965	3,00	38,88	38,34	32,91	1,014	1,165	1,181	12,7	0,834	239	56	352	15	90	30
AFD2	42,82	0,311	1,0594	1,0516	0,8890	3,00	45,36	45,03	38,07	1,007	1,183	1,192	14,0	0,915	289	59	180	11	84	28
Média	44,26	0,33	1,06	1,04	0,90	-	46,79	46,18	39,80	1,01	1,16	1,18	13,08	0,83	121	5	315	83	213	3
ARRA2	53,93	0,373	1,0748	0,982	0,943	3,00	57,96	52,95	50,87	1,095	1,041	1,139	10,9	-0,386	259	17	19	58	161	26
ARRB1	48,34	0,200	1,0721	1,011	0,917	3,00	51,83	48,87	44,33	1,061	1,102	1,169	12,9	0,247	273	3	26	82	182	8
ARRB2	48,97	0,179	1,076	0,983	0,941	3,00	52,69	48,14	46,08	1,094	1,045	1,144	11,0	-0,346	95	1	197	85	5	5
ARRC1	52,48	0,135	1,0607	0,999	0,94	3,00	55,67	52,44	49,34	1,062	1,063	1,128	10,0	0,011	98	3	200	76	7	14
ARRC2	58,31	0,174	1,0699	0,991	0,939	3,00	62,39	57,79	54,75	1,080	1,056	1,140	11,1	-0,171	275	3	61	87	185	2
ARRD1	46,99	0,165	1,0631	1,021	0,916	3,00	49,96	47,97	43,05	1,041	1,114	1,160	12,1	0,454	89	0	180	87	359	3
ARRD2	40,84	0,222	1,0688	1,012	0,919	3,00	43,65	41,35	37,52	1,056	1,102	1,163	11,9	0,282	264	14	81	76	174	1
Média	49,98	0,21	1,07	1,00	0,93	-	53,45	49,93	46,56	1,07	1,07	1,15	11,41	0,01	271	5	55	86	180	2

Tabela A.3 – Resultados de ASM dos granitos estudados por Moraes, 2008. Dados escalares e direccionais. AG: granito de Aguiar; PT1, PT2 e PT3: granitos do Porto.

Amostra	Km x 10-6 Si	SErr (%)	Pkmax	Pkint	Pkmin	$\Sigma$ Pk	Kmax	Kint	Kmin	L	F	P	Ppara%	T	Kmax Dec	Kmax Inc	Kint Dec	Kint Inc	Kmin Dec	Kmin Inc
AG1	95,48	0,088	1,0126	1,0080	0,9794	3,00	96,68	96,24	93,51	1,005	1,029	1,034	2,9	0,724	99	30	206	27	330	48
AG3.1	74,27	0,456	1,0217	1,0022	0,9760	3,00	75,88	74,43	72,49	1,019	1,027	1,047	3,9	0,156	195	28	98	15	343	58
AG4.1	117,30	0,092	1,0176	1,0066	0,9757	3,00	119,36	118,07	114,45	1,011	1,032	1,043	3,8	0,484	165	26	66	18	305	57
AG7.1	104,50		1,0177	1,0071	0,9752	3,00	106,35	105,24	101,91	1,011	1,033	1,044	3,8	0,510	153	36	245	4	341	54
AG7.2	104,10	0,113	1,0151	1,0077	0,9772	3,00	105,67	104,90	101,73	1,007	1,031	1,039	3,4	0,617	146	33	247	17	360	52
AG8.2	87,54	0,128	1,0195	1,0035	0,9770	3,00	89,25	87,85	85,53	1,016	1,027	1,044	3,7	0,256	156	40	55	12	312	48
AG2.1	86,67	0,660	1,0168	1,0103	0,9728	3,00	88,13	87,56	84,31	1,006	1,039	1,045	3,9	0,711	183	25	75	34	302	46
AG2.2	93,86	0,390	1,0234	1,0089	0,9677	3,00	96,06	94,70	90,83	1,014	1,043	1,058	5,0	0,491	180	46	58	27	310	31
AG3.1	94,33	0,620	1,0145	1,0068	0,9787	3,00	95,70	94,97	92,32	1,008	1,029	1,037	3,2	0,577	130	33	223	5	320	56
AG4.2	103,30		1,0206	1,0061	0,9732	3,00	105,43	103,93	100,53	1,014	1,034	1,049	4,3	0,399	177	21	78	23	304	58
AG5.1	97,19	0,150	1,0171	1,0107	0,9723	3,00	98,85	98,23	94,50	1,006	1,039	1,046	4,0	0,718	225	4	133	30	321	60
AG5.2	105,30	0,240	1,0148	1,0140	0,9713	3,00	106,86	106,77	102,28	1,001	1,044	1,045	3,9	0,965	191	24	87	29	315	51
AG6.1	70,70	0,380	1,0144	1,0099	0,9757	3,00	71,72	71,40	68,98	1,004	1,035	1,040	3,3	0,768	138	32	236	12	344	56
AG6.2	122,80	0,150	1,0209	1,0103	0,9688	3,00	125,37	124,06	118,97	1,010	1,043	1,054	4,8	0,599	161	27	252	3	348	63
Média	96,95		1,02	1,01	0,97	-	98,66	97,74	94,45	1,01	1,03	1,04	3,86	0,57	165	33	68	9	324	54
PT1A1	40,39	0,690	1,0116	0,9976	0,9907	3,00	40,86	40,29	40,01	1,014	1,007	1,021	1,6	0,394	333	63	223	10	129	25
PT1A2	39,50	0,310	1,0061	1,0017	0,9922	3,00	39,74	39,57	39,19	1,004	1,010	1,014	1,0	0,370	226	78	39	12	129	1
PT1B1	46,88	0,580	1,0076	1,0046	0,9878	3,00	47,24	47,10	46,31	1,003	1,017	1,020	1,5	0,701	23	83	232	7	142	4
PT1B2	47,55	0,580	1,0178	1,0034	0,9788	3,00	48,40	47,71	46,54	1,014	1,025	1,040	3,1	0,273	137	78	240	3	331	12
PT1C1	44,46	0,460	1,0090	1,0029	0,9890	3,00	44,86	44,59	43,97	1,006	1,014	1,020	1,5	0,300	167	51	329	37	66	9
PT1C2	41,74		1,0085	1,0014	0,9901	3,00	42,09	41,80	41,33	1,007	1,011	1,019	1,4	0,234	1	63	180	27	270	0
PT1D1	41,35	0,930	1,0098	0,9974	0,9928	3,00	41,76	41,24	41,05	1,012	1,005	1,017	1,3	0,460	72	61	227	27	322	11
PT1D2	35,24	0,750	1,0141	1,0040	0,9818	3,00	35,74	35,38	34,60	1,010	1,023	1,033	2,3	0,381	261	46	53	41	156	15
PT1E1	39,10	0,430	1,0101	0,9976	0,9924	3,00	39,49	39,01	38,80	1,013	1,005	1,018	1,3	0,410	140	62	253	12	349	25
PT1E2	40,24	0,440	1,0075	1,0022	0,9903	3,00	40,54	40,33	39,85	1,005	1,012	1,017	1,3	0,381	169	66	69	14	337	23
Média	41,65		1,01	1,00	0,99	-	42,07	41,70	41,17	1,01	1,01	1,02	1,63	0,38	157	85	59	1	329	4
PT2B1	46,90	0,480	1,0242	1,0147	0,9611	3,00	48,03	47,59	45,08	1,009	1,056	1,066	5,0	0,707	292	58	135	30	39	10
PT2B2	45,98	0,058	1,0206	1,0099	0,9695	3,00	46,93	46,44	44,58	1,011	1,042	1,053	4,0	0,588	208	57	124	31	27	11
PT2C1	42,61	0,086	1,0160	1,0096	0,9744	3,00	43,29	43,02	41,52	1,006	1,036	1,043	3,2	0,697	174	78	293	6	24	11

PT2D1	47,70	0,200	1,0227	0,9979	0,9794	3,00	48,78	47,60	46,72	1,025	1,019	1,044	3,4	-0,135	219	83	318	1	48	7
PT2D2	47,22	0,570	1,0172	1,0041	0,9787	3,00	48,03	47,41	46,21	1,013	1,026	1,039	3,0	0,331	153	78	316	11	46	3
PT2E1	53,67	0,370	1,0239	1,0100	0,9662	3,00	54,95	54,21	51,86	1,014	1,045	1,060	4,7	0,529	262	75	137	9	46	12
PT2F1	49,59	0,480	1,0197	1,0130	0,9674	3,00	50,57	50,23	47,97	1,007	1,047	1,054	4,2	0,750	71	61	295	22	197	18
PT2G1	43,90	0,320	1,0193	1,0038	0,9764	3,00	44,75	44,07	42,86	1,015	1,028	1,044	3,3	0,277	123	45	278	43	20	13
Média	47,20	0,32	1,02	1,01	0,97	-	48,17	47,57	45,85	1,01	1,04	1,05	3,85	0,47	180	82	306	1	34	7
PT3A1	48,10	0,560	1,0222	0,9976	0,9802	3,00	49,17	47,98	47,15	1,025	1,018	1,043	3,3	-0,161	116	62	281	27	14	6
PT3A2	48,71	0,840	1,0233	0,9919	0,9848	3,00	49,84	48,32	47,97	1,032	1,007	1,039	3,0	-0,622	141	59	256	14	354	27
PT3B1	50,88	0,400	1,0255	0,9947	0,9787	3,00	52,23	50,61	49,80	1,032	1,016	1,049	3,8	-0,321	155	64	276	14	12	21
PT3B2	52,89	0,052	1,0200	0,9976	0,9824	3,00	53,95	52,76	51,96	1,022	1,015	1,038	3,0	-0,184	130	59	278	27	15	14
PT3C1	50,31	0,900	1,0193	1,0021	0,9786	3,00	51,28	50,42	49,23	1,017	1,024	1,042	3,2	0,162	151	58	297	28	35	16
PT3C2	50,65	0,270	1,0221	0,9974	0,9805	3,00	51,77	50,52	49,66	1,025	1,017	1,042	3,3	-0,179	145	55	309	34	44	7
PT3D1	51,47	0,450	1,0185	1,0050	0,9765	3,00	52,42	51,73	50,26	1,013	1,029	1,043	3,4	0,367	146	45	295	41	39	16
PT3D2	51,50	0,260	1,0162	1,0007	0,9831	3,00	52,33	51,54	50,63	1,015	1,018	1,034	2,6	0,072	145	63	295	24	30	12
PT3E1	43,44	0,063	1,0174	0,9948	0,9878	3,00	44,20	43,21	42,91	1,023	1,007	1,030	2,3	-0,521	113	42	246	37	357	26
PT3F1	46,35	0,990	1,0310	0,9959	0,9730	3,00	47,79	46,16	45,10	1,035	1,024	1,060	4,5	-0,197	184	56	83	8	348	33
PT3F2	51,65	0,05	1,0189	1,001	0,9798	3,00	52,63	51,72	50,61	1,018	1,022	1,040	3,1	0,107	156	48	296	35	41	21
Média	49,63	0,44	1,02	1,00	0,98	-	50,69	49,54	48,66	1,02	1,02	1,04	3,24	-0,13	147	58	284	25	23	18

Tabela A 4 – Dados microtermométricos das inclusões fluidas dos granitos estudados neste trabalho.

Amostra	Petrografia				Microtermometria						
	Mineralogia	Incl.n°	Tipo	Ocorrência	Dimensão (mm)	Morfologia	Flw	TfG (°C)	mass % eq.NaCl	Th (°C)	Modo
<b>Granito de Matosinhos</b>											
	Quartzz	Gr1-1	Lw	PIF E-W/N103	6		0.60	-3.3	5.41	n.o	
		2		N103	8		0.50	-4.2	6.74	n.o	
		3		N103	10		0.65	-4.6	8.68	337	L
		4		N103			0.70	-4.4	7.02	349	L
		5		N103			0.70	n.o		330	L
		6		N60				-2.3	3.87	n.o	
		7		N60	10		0.70	-2.7	4.49	n.o	
		8		N75	5		0.80	-1.6	2.74	n.o	
		9		N20	15		0.95	-0.1	0.18	n.o	
		10		N-S				-1.5	2.57	187	L
		11		N-S				-1.6	2.74	215	L
		12		N-S				-1.5	2.57	202	L
		Gr2-1		N120	10		0.80	-1.7	2.90	304	L
		2		N75				-2.0	3.39		L
		3		N75				-1.7	2.90	314	L
		4		E-W	6		0.70	-3.4	5.56	Td	L
		5		N75				-3.5	5.71		L
		6		N75				n.o		310	
		7		N75				-0.6	1.05	296	L
		8		N80			1	-14.0	17.79	n.o	L
		9		N80			1	-10.0	13.94	n.o	L
		10		N80			1	-13.5	17.34	n.o	L
		11		N80			1	-13.5	17.34	n.o	L
		Gr3-1		N50-60	11		0.80	-2.5	4.18	320	L
		2		N50-60	7.5		0.80	-1.8	3.06	263	L
		3		N50-60	10		0.80	-2.0	3.39	n.d.	L
		4		N50-60	14		0.80	-2.1	3.55	304	L
		5		N50-60	6.5			-1.7	2.90	270	L
		6		N50-60	9		0.70	-1.9	3.23	289	L
		7		N50-60	20	irreg		-2.0	3.39	290	L
		8		N50-60	13	irreg		-2.1	3.55	311	L
		9		N50-60	25	irreg	0.90	-1.8	3.06	n.o	L
		10		N50-60	11	reg	0.70	-2.8	4.65	n.o	L







	3	4	5	5	0	0	0	L
	E-W	NW-SE			0,8	-1,2	2,07	n.o
					0,9	-1,3	2,24	n.o
					0,8	-1,3	2,24	n.o
					0,8	-1,4	2,41	n.o
Gr2-1	N30		5		0,9	-1,2	2,07	n.o
2					0,8	-1,3	2,24	n.o

PIF: planos de inclusões fluidas; Flw: grau de preenchimento da fase aquosa; TfG: temperatura de fusão do gelo; Th: temperatura de homogeneização global; L: homogeneização em fase líquida; d: decrepitação; n.o: não observado.

Tabela A 5 – Dados microtermométricos das inclusões fluidas dos granitos estudados em trabalhos anteriores.

Amostra	Petrografia				Microtermometria				Modo	
	Mineralogia	Incl.nº	Tipo	Ocorrência	Dimensão ( m)	Flw	TfG (°C)	mass% eq.NaCl		Th (°C)
Granito de Crasto CR6	Quartzo	1	Lw1	Intra	6	0,70	-4,9	7,7	295	L
		2	Lw1		8	0,90	-5,1	8,0	n.o	d
		3	Lw1		12	0,90	-3,4	5,6	262	L
		4	Lw1		8	0,70	-4,7	7,5	258	L
		5	Lw1		6	0,90	-4,6	7,3	249	L
		6	Lw1		20	0,70	-3,1	5,1	252	L
		7	Lw1		9	0,90	-2,5	4,2	278	L
		8	Lw1		12	0,70	-3,3	5,4	265	L
		9	Lw1		9	0,70	-2,4	4,0	270	L
		10	Lw1		6	0,70	-3,0	5,0	309	L
		11	Lw1		4	0,70	-1,3	2,2	350	L
		12	Lw1		5	0,70	-2,0	3,4	262	L
		13	Lw1		13	0,90	-1,1	1,9	197	L
		14	Lw1		7	0,70	-1,0	1,7	226	L
		15	Lw1		6	0,95	-1,0	1,7	165	L
		16	Lw2	N32º	8	0,95	-18,9	19,9	120	L
		17	Lw2		11	0,95	-22,8	21,9	123	L
		18	Lw2		19	0,95	-34,8	26,4	91	L
		19	Lw2		17	0,90	-34,1	26,2	n.o	d

"Granito gnáissico" de  
Vilar

Quartzo

VLLIG

1	Lw1	Intragranular	8	0.70	-4.8	7.6	330	L
2	Lw1		7	0.80	-1.6	2.7	217	L
3	Lw1		9	0.80	-1.9	3.2	210	L
4	Lw1		8	0.90	-1.8	3.1	247	L
5	Lw1		8	0.70	-1.9	3.2	272	L
6	Lw1		7	0.70	-2	3.4	n.o	
7	Lw1	PIF E-W	9	0.85	-2.2	3.7	212	L
8	Lw1		5	0.75	-1.9	3.2	222	L
9	Lw1		6	0.75	-2.6	4.3	232	L
10	Lw1	PIF N126°	12	0.95	-0.7	1.2	n.o	L
11	Lw1		5	0.95	-0.5	0.9	200	L
12	Lw1		5	0.95	-0.7	1.2	n.o	d
13	Lw1		5	0.95	-0.1	0.2	169	L
14	Lw1		7	0.95	-0.3	0.5	130	L

PIF: planos de inclusões fluidas; Flw: grau de preenchimento da fase aquosa; TfG: temperatura de fusão do gelo; Th: temperatura de homogeneização global; L: homogeneização em fase líquida; d: decrepitação; n.o: não observado.

Tabela A 6 – Tabela utilizada para o cálculo das salinidades do sistema H<sub>2</sub>O – NaCl (Bodnar 1993).

FPD	.0	.1	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9
0.	0.0	0.2	0.4	0.5	0.7	0.9	1.1	1.2	1.4	1.6
1.	1.7	1.9	2.1	2.2	2.4	2.6	2.7	2.9	3.1	3.2
2.	3.4	3.6	3.7	3.9	4.0	4.2	4.3	4.5	4.7	4.8
3.	5.0	5.1	5.3	5.4	5.6	5.7	5.9	6.0	6.2	6.3
4.	6.5	6.6	6.7	6.9	7.0	7.2	7.3	7.5	7.6	7.7
5.	7.9	8.0	8.1	8.3	8.4	8.6	8.7	8.8	9.0	9.1
6.	9.2	9.3	9.5	9.6	9.7	9.9	10.0	10.1	10.2	10.4
7.	10.5	10.6	10.7	10.9	11.0	11.1	11.2	11.3	11.5	11.6
8.	11.7	11.8	11.9	12.0	12.2	12.3	12.4	12.5	12.6	12.7
9.	12.9	13.0	13.1	13.2	13.3	13.4	13.5	13.6	13.7	13.8
10.	13.9	14.0	14.2	14.3	14.4	14.5	14.6	14.7	14.8	14.9
11.	15.0	15.1	15.2	15.3	15.4	15.5	15.6	15.7	15.8	15.9
12.	16.0	16.1	16.2	16.2	16.3	16.4	16.5	16.6	16.7	16.8
13.	16.9	17.0	17.1	17.2	17.3	17.3	17.4	17.5	17.6	17.7
14.	17.8	17.9	18.0	18.0	18.1	18.2	18.3	18.4	18.5	18.6
15.	18.6	18.7	18.8	18.9	19.0	19.1	19.1	19.2	19.3	19.4
16.	19.5	19.5	19.6	19.7	19.8	19.8	19.9	20.0	20.1	20.2
17.	20.2	20.3	20.4	20.5	20.5	20.6	20.7	20.8	20.8	20.9
18.	21.0	21.0	21.1	21.2	21.3	21.3	21.4	21.5	21.5	21.6
19.	21.7	21.8	21.8	21.9	22.0	22.0	22.1	22.2	22.2	22.3
20.	22.4	22.4	22.5	22.6	22.7	22.7	22.8	22.9	22.9	23.0
21.	23.1	23.1	23.2							

FPD: valor absoluto da temperatura da fusão do gelo em °C.