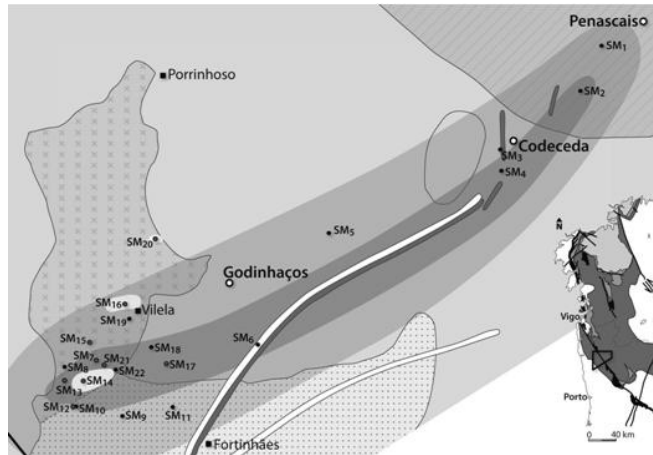




Propriedades Magnéticas relacionadas com as alterações hidrotermais associadas a mineralizações de Au intragraníticas

Ana Marta Vasques Gonçalves

Geologia

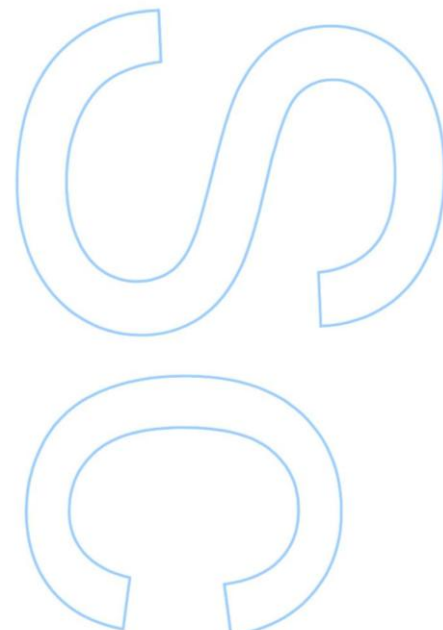
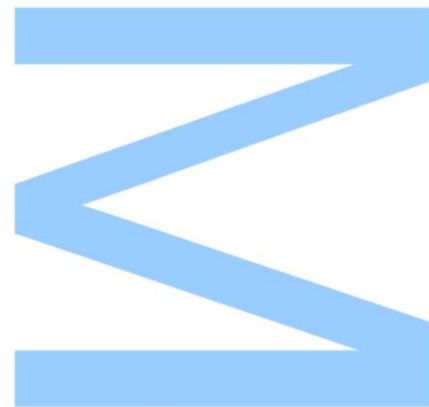
Departamento Geociências, Ambiente e Ordenamento de Território
2015

Orientador

Fernando Noronha, Professor Catedrático, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto

Coorientador

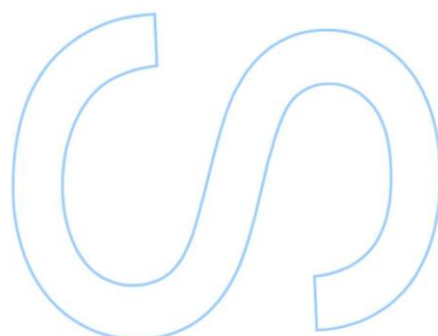
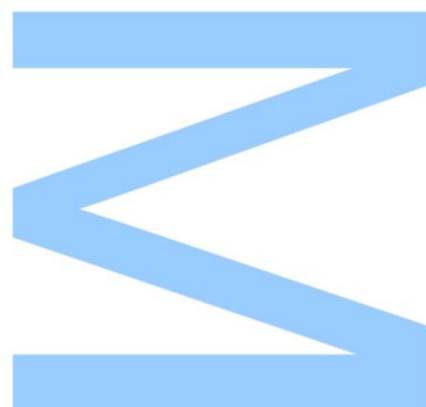
Helena Sant'Ovaia, Professor Associado, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto





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

Porto, ____/____/____



“Tudo vale a pena quando a alma não é pequena.”

Fernando Pessoa

Agradecimentos

A realização do presente trabalho não resultou do esforço de uma só pessoa, mas sim da vontade e esforço de várias pessoas que se disponibilizaram para me ajudar nesta etapa tão decisiva da minha vida académica e, a elas, quero prestar aqui o meu sincero agradecimento e amizade.

Ao Professor Doutor Fernando Noronha quero agradecer a sua disponibilidade e vontade para me orientar, quero agradecer os conselhos e ensinamentos transmitidos, não só na realização desta dissertação mas também em todo o meu percurso académico. A si, a minha gratidão, amizade e sincero reconhecimento por aquilo que fez por mim.

À Professora Helena Sant'Ovaia, o meu profundo agradecimento pela ajuda e apoio prestados durante todo o ano. Obrigado por ter aceitado orientar a minha dissertação, obrigado pela confiança e reconhecimento, e acima de tudo obrigado pelos ensinamentos e amizade.

Obrigado a todos os Professores que estiveram de forma direta e indireta relacionados com o meu percurso académico, sem a vossa ajuda não seria possível adquirir o conhecimento necessário para a realização desta dissertação.

Obrigado Hugo Rodrigues por toda a ajuda e paciência. Obrigado pelos conselhos e amizade. Obrigado pela confiança e apoio.

Obrigado a todos os colegas que me ajudaram na realização deste trabalho, a eles o meu sincero agradecimento e amizade, Sara Leal, Cláudia Cruz, Rui Frutuoso e Luís Lima.

É inevitável não expressar o meu mais sincero agradecimento à minha família, sem eles não seria possível. Obrigado pelo reconhecimento, acompanhamento, apoio, confiança e dedicação. Obrigado Alícia e Patrícia por me apoiarem e confiarem nas minhas capacidades para a realização deste curso. Obrigado Pedro por acreditares em mim e por me motivares. Obrigado Mãe e Pai, por me ajudarem a concretizar esta etapa que para mim foi tão importante e que sem vocês não seria de todo possível. Obrigado pelo esforço, amor, confiança, apoio e dedicação.

Por último, queria agradecer-te Duarte, meu namorado, os momentos em que me apoiaste e auxiliaste sem nunca duvidar das minhas capacidades para a realização deste trabalho, que culmina uma das etapas mais importantes na minha vida. Obrigado por estares sempre do meu lado quer nos momentos bons ou menos bons. Obrigado por tudo.

Peço desculpa se, por lapso me esqueço de mencionar alguém, mas o importante é que as pessoas que me ajudaram tenham o conhecimento que foram importantes para mim, quer de um ponto de vista académico, quer do ponto de vista pessoal.

Resumo

O presente trabalho teve como objetivo principal a identificação e caracterização das zonas de alteração hidrotermal dos granitos que envolvem filões de quartzo mineralizados em ouro, da zona de Godinhaços, no Norte de Portugal. Para esse efeito utilizaram-se diferentes metodologias de trabalho: (i) a medição da suscetibilidade magnética (K) dos granitos complementado por estudos petrográficos em lâminas delgadas, que se revelou como um bom método para o estudo da alteração hidrotermal, podendo vir a ser usado como um método indireto de identificação do grau de alteração de granitos em áreas com potencial metalogénico; (ii) estudos de anisotropia da suscetibilidade magnética (ASM) que permitiram caracterizar o *fabric* magnético dos granitos da zona e deduzir condições de instalação e geometria dos maciços graníticos.

Os valores de K foram medidos *in situ* com auxílio de um suscetibilímetro portátil nas três fácies graníticas, S. Mamede, Vila Verde e Braga, que afloram na zona em estudo. Os valores registados são semelhantes para os três granitos evidenciando um comportamento paramagnético ($K \approx 10^{-6}$ SI), o que permite incluí-los nos granitos do tipo *ilmenite-type*. O mapa da suscetibilidade magnética permitiu definir um zonamento orientado aproximadamente NE-SO, subparalelo a um possante filão de quartzo. Este zonamento da suscetibilidade está relacionado com o grau de alteração hidrotermal, nomeadamente com fenómenos de moscovitização que fazem diminuir o sinal magnético. Os fenómenos de moscovitização foram também observados nos estudos petrográficos realizados em lâminas delgadas.

Para os estudos de ASM foram recolhidas amostras cilíndricas representativas das três fácies graníticas, o que permitiu caracterizar as foliações e lineações magnéticas. As foliações magnéticas apresentam atitudes diferentes nas três fácies graníticas, o que reforça a ideia de que tiveram períodos de instalação diferentes, o que confirma os dados de campo. As inclinações das foliações magnéticas permitem avançar com hipóteses para a geometria dos maciços graníticos: os maciços de S. Mamede e de Vila Verde serão do tipo lamelar, mas em contrapartida o maciço de Braga será um corpo enraizado. O azimute das lineações magnéticas e a direção da maioria das foliações, sugerem que o maciço de S. Mamede teve como zona de alimentação fraturas N-S. Quanto ao maciço de Vila Verde, a atitude das foliações e lineações, assim como a orientação preferencial dos megacristais de feldspato potássico, sugerem uma instalação e cristalização controlada pela zona de cisalhamento Malpica-Lamego.

A forma do elipsóide de ASM, é idêntico em todas as fácies graníticas e revelam elipsoides do tipo achatado, o que se deve ao facto de os minerais responsáveis pelo sinal magnético apresentaram hábito lamelar, como é o caso da biotite. A anisotropia magnética obtida para as três fácies está de acordo com os valores encontrados noutros granitos varicos tardi- a pós-tectónicos.

O estudo do diaclasamento permitiu verificar que as famílias de diaclases mais abundantes têm orientação geral N040°E-N060°E, coincidente com as orientações preferenciais dos filões mineralizados.

Abstract

The aim of this study is to contribute to the identification and characterization of hydrothermal alteration zones in the granites that host gold-bearing quartz veins, in Godinhaços zone, northern Portugal. In order to achieve this goal, we utilize several methods of study: (i) the magnetic susceptibility (K) of granites was measured and complemented by petrographic studies in thin sections revealing a good methodology for the study of hydrothermal alteration that can be useful as indirect method for evaluation of the degree of hydrothermal alteration in areas with metallogenic potencial. (ii) study of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) to characterize the magnetic fabric of the granites, allowing the deduction of the emplacement conditions and geometry of the granite massifs.

The K values were measured *in situ* using a portable susceptibility meter in the three granite facies, S. Mamede, Vila Verde and Braga, which occur in the studied area. The magnetic susceptibility values are similar in the three facies indicating a paramagnetic behaviour ($K \approx 10^{-6}$ SI), which is typical of *ilmenite type* granites. However, the values of the granites magnetic susceptibility defined a zonation NE-SW-trending sub parallel to an important quartz vein. This susceptibility zoning is related to the hydrothermal alteration degree, mainly with moscovitization phenomena, that decrease the magnetic signal. The moscovitization process was also observed in petrographic studies.

For the AMS studies, oriented cores were collected, with a portable drill machine, in the three granite facies present in the area. The magnetic foliations have different attitudes in the three granitic facies, which reinforces the idea that the granites had different emplacement times, which was also observed in the field. The dip of the magnetic foliation suggests different geometry for the three granite plutons: S. Mamede and Vila Verde with a sill shape, in contrast to Braga with a rooted shape. The trend of the magnetic lineations and of most of the foliation suggests that the S. Mamede pluton was fed along N-S fractures. In Vila Verde pluton, the foliation and lineation trends, and the preferred orientation of potassium feldspar megacrystals points out to an emplacement and crystallization controlled by the Malpica-Lamego shear zone.

The AMS ellipsoid in all the granite facies is oblate, reflecting the lamellar habit of the biotite, which is the main mineral responsible for the magnetic signal. The magnetic anisotropy obtained for the three facies agrees with the values found in other late to post tectonic variscan granites.

The study of the joints has shown that the main family is N040°E-N060°E trending, coinciding with the preferred orientations of the mineralized veins.

Índice

<i>Agradecimentos</i>	iv
Resumo	vii
<i>Abstract</i>	ix
Índice	xi
Índice de figuras	xiv
Índice de Tabelas	xxi
INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	1
I.1. Introdução	2
I.2. Objetivos	3
GEOLOGIA.....	4
II.1. Introdução	5
II.2. Orogenia Varisca.....	8
II.2.1. Primeira fase de deformação (F_1)	10
II.2.2. Segunda fase de deformação (F_2)	11
II.2.3. Terceira fase de deformação (F_3).....	12
II.2.4. Fases tardias (F_n).....	14
FT_a	14
FT_b	15
FT_c	15
II.3. Rochas graníticas.....	17
II.3.1. Mineralogia, petrologia e geoquímica das rochas graníticas	17
II.3.2. Enquadramento geodinâmico dos granitóides portugueses	20
II.3.3. Geocronologia das rochas graníticas	22
II.3.4. Classificação das rochas graníticas	24
MINERALIZAÇÕES FILONIANAS NO NORTE DE PORTUGAL	26
III.1. Introdução	27
III.2. Génese das mineralizações filonianas	30

III.3. Paragénese mineral presente nas estruturas filonianas mineralizadas em ouro	32
ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE GODINHAÇOS	36
IV.1. Enquadramento geográfico e geomorfológico	37
IV.2. Enquadramento geotectónico	41
IV.3. Geologia regional e local	42
IV.3.1. Geologia Regional	43
IV.3.1.1. Estratigrafia	43
IV.3.1.2. Rochas graníticas	46
IV.3.1.3. Filões e massas	47
IV.3.2. Geologia Local	48
IV.3.2.1. Moderno	48
IV.3.2.2. Rochas graníticas	48
IV.3.2.3. Rochas filonianas	50
ESTUDO DA ÁREA DE GODINHAÇOS	52
V.1. Introdução	53
V.2. Levantamento geológico	53
V.2.1. Metodologia	53
V.2.2. Resultados	55
V.3. Estudo petrofísico	58
Introdução	58
Conceitos teóricos	58
Aplicações	62
V.3.1. Amostragem	63
V.3.2. Preparação das amostras	68
V.3.2.1. Metodologia	68
V.3.3. Anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM)	71
V.3.3.1. Metodologia	72
V.3.3.2. Resultados	82

V.3.4. Suscetibilidade magnética	91
V.3.4.1. Metodologia	91
V.3.4.2. Resultados	95
V.4. Estudo petrográfico	99
V.4.1. Metodologia	99
V.4.1.1. Petrografia	99
V.4.2. Resultados	100
V.4.2.1. Granito de S. Mamede (γ'_{3d})	101
V.4.2.2. Granito de “Duas Igrejas” (γ'_{3d})	107
V.4.2.3. Granito de Vila Verde (γ'_3)	110
DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	115
VI.1. Discussão dos resultados obtidos	116
VI.1.1. Estudo estatístico do diaclasamento	116
VI.1.2. Anisotropia da Suscetibilidade Magnética	116
VI.1.2.1. Lineações e foliações Magnéticas	116
VI.1.2.2. Forma do elipsóide e Anisotropia Magnética	118
VI.1.3. Suscetibilidade Magnética	121
VI.2. Conclusões	122
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	124
WEBGRAFIA	133
ANEXOS	134

Índice de figuras

CAPÍTULO II – Geologia

II.2. Orogenia Varisca

Figura II.2. 1. Modelo de <i>flack tectonics model</i> . Adapt. Pereira et al., 1993.	9
Figura II.2. 2. Mapa simplificado dos terrenos tectonoestratigráficos do NO da Península Ibérica. Os terrenos alóctones representados pelos domínios Bragança e Morais e pelo domínio Centro transmontano, os terrenos parautoctones representados pelo domínio Peritransmontano e os terrenos autóctones representados pelo domínio do Douro Inferior (Ribeiro, 1974). Adapt. Llana-Funez & Marcos (2000).....	10
Figura II.2. 3. A: Mapa geotectónico simplificado com a localização das Serras do Marão, Valongo e Buçaco; ZCTBC- Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova. Adapt. Ribeiro et al., 1980. B: Esquema simplificado de uma estrutura em flor (" <i>flower structure</i> "). Adapt. Basto dos Santos et al. (2009).....	11
Figura II.2. 4. Esquema simplificado das dobras típicas da segunda fase de deformação Varisca (F_2). Adapt. Ribeiro et al. (1983).	12
Figura II.2. 5. Virgação das estruturas Variscas no NO Peninsular. LA- Laurentia; GW- Gondwana; BA- Báltica. Adapt. Ribeiro et al., 1980.	13
Figura II.2. 6. Esquema representativo das fases de deformação Varisca no setor NE de Portugal. Adapt. Dias (1994).	13
Figura II.2. 7. Esquema simplificado da compressão N-S geradora de sistemas de falhas conjugados na fase de deformação tardi-Varisca (FTa).	14
Figura II.2. 8. Esquema simplificado da compressão NW-SE geradora de sistemas de falhas conjugados na fase de deformação tardi-Varisca (FTb).	15
Figura II.2. 9. Principais desligamentos tardi-variscos com as respetivas direções de movimentação. Adapt. Arthaud & Matte (1975).	16

II.3. Rochas graníticas

Figura II.3. 1. Representação dos campos limitantes das principais rochas plutónicas em diagrama triangular baseado na mineralogia determinada a partir de análise modal (retirado de https://oyadevblog.files.wordpress.com/2011/04/720px-streckeisen_for_intrusive_quartz_igneous_rocks-svg.png , consultado a 20.07.2015 às 17:14h). Os vértices representam: Q- quartzo; A- Alcalis (feldspatos alcalinos e albite); P- série das plagioclases desde oligoclase à anortite.	18
--	----

Figura II.3. 2. Classificação dos granitóides com base no seu contexto geotectónico; evidenciado com um quadrado azul apresenta-se o tipo de granitos presentes na ZCI (s.l.) designado por <i>Hercynotype</i> . Adapt. Pitcher (1987).....	21
Figura II.3. 3. Classificação dos granitóides tendo em conta o seu contexto geotectónico; neste quadro os granitóides do tipo <i>Hercynotype</i> estão representados como os granitóides do tipo <i>Continental Collision</i> . Adapt. Pitcher (1997).	21
Figura II.3. 4. Relação entre as fases de deformação e a idade das rochas graníticas da ZCI. Adapt. Pinto et al. (1987).....	23
Figura II.3. 5. Distribuição dos granitóides sin- a pós-tectónicos na Zona Centro Ibérica relativamente à fase F ₃ da orogenia Varisca. Adapt. Ferreira (1987).....	25

CAPÍTULO III – Mineralizações filonianas no Norte de Portugal

III.1. Introdução

Figura III.1. 1. Distribuição das principais ocorrências de ouro (Au), estanho (Sn) e tungsténio (W) no NO da Península Ibérica. Adapt. Sant'Ovaia et al. (2013).....	28
Figura III.1. 2. Diagrama de frequências das orientações das estruturas mineralizadas no NO de Portugal. A família N100°E-N130°E não se encontra representada no diagrama. Adapt. Noronha & Ramos (1993).	29

III.2. Génese das mineralizações filonianas

Figura III.2. 1. (A) Distribuição dos sistemas mineralizantes na ZCI (s.l.) e a sua relação espacial com os granitóides e zonas de cisalhamento sin-D ₃ (A) e relação espacial com os granitóides tardi- a pós-D ₃ e zonas de cisalhamento tardi-variscos (B). Adapt. Mateus & Noronha (2010).....	30
--	----

CAPÍTULO IV – Enquadramento da área de Godinhaços

IV.1. Enquadramento geográfico e geomorfológico

Figura IV.1. 1. Mapa da esquerda: Localização geográfica da área estudada. Adapt. GoogleMaps. Mapa da direita: distribuição dos concelhos do Norte de Portugal. Adapt. Consórcio Minho (http://www.minho.com/gca/?id=134; http://geoportal.lneg.pt/geoportal/mapas/index.html).....	37
Figura IV.1. 2. Local onde se realizou o estudo das mineralizações. Adapt. Geomapas, LNEG (2015) (http://geoportal.lneg.pt/geoportal/mapas/index.html).	38
Figura IV.1. 3. Perfis longitudinais dos rios Lima, Vez, Cávado e Homem. Adapt. Girão (1960).	39

Figura IV.1. 4. Bacias hidrográficas, principais rios e seus afluentes, no NO de Portugal (<i>nucleoap.blogspot.com</i>).....	40
---	----

IV.2. Enquadramento geotectónico

Figura IV.2. 1. Zonamento geotectónico do Maciço Hespérico. (1) Zona Cantábrica (ZC); (2) Zona Astúrico-Leonesa (ZAL); (3) Zona Galiza Trás-os-Montes (ZGTM); (4) Zona Centro Ibérica (ZCI); (5) Zona de Ossa Morena (ZOM); (6) Zona Sul Portuguesa (ZSP); ZCPT: Zona de cisalhamento Porto-Tomar; ZCTBC: Zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba; ZCTFA: Zona de Cisalhamento Tomar-Ferreira do Alentejo. <i>Adapt. Ribeiro et al., 2009</i>	41
--	----

IV.3. Geologia regional e local

Figura IV.3. 1. Localização da área em estudo nos mapas cartográficos existentes. a) Divisão cartográfica de Portugal, na escala 1/500.000 (<i>www.lneg.pt/servicos/215</i>); b) Divisão cartográfica de Portugal na escala 1/200.000 (<i>www.lneg.pt/servicos/142</i>); c) Divisão cartográfica de Portugal na escala 1/50.000 (<i>www.lneg.pt/servicos/139</i>).	42
Figura IV.3. 2. Mapa geológico da área de Godinhaços.....	51

CAPÍTULO V – Estudo da área de Godinhaços

V.2. Levantamento geológico

Figura V.2. 1. Estereograma representativo da distribuição das zonas de isodensidades de pólos.	55
Figura V.2. 2. Projeção dos pólos representativos das discontinuidades.	56
Figura V.2. 3. Representação das duas famílias de diaclases com maior expressividade na área de Godinhaços.	56
Figura V.2. 4. Diagrama de rosetas das discontinuidades da área de Godinhaços. Canto inferior direito: diagrama das orientações das estruturas mineralizadas no NW de Portugal. <i>Adapt. Noronha & Ramos (1993)</i>	57
Figura V.2. 5. Ficheiro de extensão . <i>ran</i> representativo de todos os dados obtidos pelo Kappabridge KLY-4S e traduzidos pelo <i>Sufar</i> , no caso em análise encontrava-se o cilindro GD37A.....	80

V.3. Estudo petrofísico

Figura V.3. 1. Orientação dos filões de quartzo mineralizados em ouro (Au) no Norte de Portugal. <i>Adapt. Cottard (1982)</i>	58
Figura V.3. 2. A: tensor simétrico de 2ª ordem representativo da suscetibilidade magnética, K; B: elipsóide triaxial representativo do tensor simétrico de 2ª ordem.	59

Figura V.3. 3. Modelos de elipsóides de anisotropia de suscetibilidade magnética. <i>Adapt.</i> Gomes & Sant'Ovaia (2015).	59
Figura V.3. 4. Suscetibilidade magnética (K); magnetização (M) em função do campo magnético externo induzido (H); Ms: magnetização de saturação, Mr: magnetização remanescente. <i>Adapt.</i> Bouchez (1997).	60
Figura V.3. 5. Relação entre a suscetibilidade magnética (K, SI) e a percentagem de ferro expresso em percentagem em peso (wt%). <i>Adapt.</i> Parés (2015).	61
Figura V.3. 6. Relação entre a suscetibilidade magnética média (Km) e as séries graníticas propostas por Ishihara (1977).	62
Figura V.3. 7. Material utilizado para a amostragem elaborada na área em estudo; A: Bomba de água para refrigeração da sonda mecânica; B: Sonda mecânica com broca de ponta diamantada; C: Ferramentas utilizadas para a manutenção da sonda; D: Combustível; E: Água para refrigerar a sonda mecânica.	63
Figura V.3. 8. Carote cortado pela sonda mecânica com a marcação do plano vertical e da superfície voltada para o exterior.	64
Figura V.3. 9. Medição da atitude do furo no local de amostragem.	64
Figura V.3. 10. Mapa geológico com a localização dos locais amostrados para o estudo de ASM e de suscetibilidade magnética na área de Godinhaços (legenda adaptada da Folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1/500.000).	67
Figura V.3. 11. A: Aparelho de corte das amostras (<i>Baldor.Reliancer industrial motor</i> VL3501-50); B: Fixador do carote para posterior corte, com dimensões <i>standard</i> (2,5 cm de diâmetro e 2 cm de comprimento); C: Serra elétrica instalada no interior do aparelho de corte. Equipamento disponibilizado no Laboratório de Geologia do DGAOT (FCUP).	69
Figura V.3. 12. Paquímetro (Mitutoyo) usada para a medição do comprimento e diâmetro de cada cilindro (DGAOT, FCUP).	73
Figura V.3. 13. Material necessário para a marcação das linhas indicadoras.	76
Figura V.3. 14. Equipamento de medição da ASM. A: local onde a amostra é sujeita a um campo magnético (H); B: amostrador (vista de cima); C: fonte de alimentação do aparelho de medição de ASM, Kappabridge KLY-4S do Departamento de Geologia, FCUP.	77
Figura V.3. 15. Inserção do volume do cilindro em estudo na base de dados do programa <i>Sufar</i>	78
Figura V.3. 16. Esquema representativo das 15 posições de medição. <i>Adapt.</i> Pamplona (2001).	78
Figura V.3. 17. Posições do cilindro em estudo. A: posição 1; B: posição 2; C: posição 3.	79

Figura V.3. 18. Relação entre o campo magnético induzido (H) e a posição do cilindro no amostrador.....	79
Figura V.3. 19. Comandos necessários para a realização das medições de ASM, nas três posições obrigatórias.	80
Figura V.3. 20. Inserção de dados na base de dados do <i>Sufar</i> , no caso relativas ao cilindro GD37A.....	80
Figura V.3. 21. Ficheiro com extensão <i>.ran</i> com o reporting dos dados obtidos nos estudos de ASM.	81
Figura V.3. 22. Representação dos dados no programa Anisoft42 no caso da amostra recolhida em SM15 (rede estereográfica de igual área).	82
Figura V.3. 23. Mapa geológico com a representação dos estereogramas pertencentes a cada ponto amostrado na área de Godinhaços.....	83
Figura V.3. 24. Mapa das lineações magnéticas obtidas a partir de estudos de ASM. 85	
Figura V.3. 25. Mapa das foliações magnéticas obtidas a partir de estudos de ASM.. 86	
Figura V.3. 26. Parâmetro T, forma do elipsóide. A: Elipsóide achatado (<i>oblate</i>); B: Elipsóide constrito (<i>prolate</i>) (www.pballew.net/arithme9.html).	87
Figura V.3. 27. Distribuição do parâmetro T na área de Godinhaços.	88
Figura V.3. 28. Distribuição do parâmetro P na área de Godinhaços.	90
Figura V.3. 29. Suscetibilímetro portátil (KT-10) pertencente ao DGAOT, FCUP.	91
Figura V.3. 30. Zonalidade da suscetibilidade magnética, K (10^{-6} SI) à escala regional.	95
Figura V.3. 31. Zonalidade da suscetibilidade magnética, K (10^{-6} SI) medidas no contato entre os granitos S. Mamede e Vila Verde.	97
Figura V.3. 32. Suscetibilidade magnética, K(10^{-6} SI) medida nas cortas (SM21).	98

V.4. Estudo petrográfico

Figura V.4. 2. Microscópio LEICA DMLSP utilizado para os estudos de petrografia elaborados no DGAOT (FCUP).	100
Figura V.4. 3. Granido de S. Mamede ilustrado a várias escalas. A: cilindro de granito do qual se obteve a lâmina delgada para o estudo petrográfico (B); C: imagem microscópica em nicóis cruzados (GD6, GD2, GD16).....	101
Figura V.4. 4. Deformação evidenciada nos grãos de quartzo (NX) do Granito de S. Mamede. A: Presença de bordos suturados (A), fraturas (B) e subgranulação (C); B: Evidência extinção ondulante.	104
Figura V.4. 5. Feldspatos com evidencia de alteração hidrotermal presentes nas lâminas pertencentes ao Granito de S. Mamede. A: Feldspato potássico, microclina, sericitizada (A); B: Plagioclase sericitizada (A).	104

Figura V.4. 6. Zircão evidenciado no Granito de S. Mamede (fotografia lado esquerdo e N//, fotografia lado direito NX).....	105
Figura V.4. 7. Modo de ocorrência das biotites no Granito de S. Mamede (N//). A: Biotite; B: Substituição da biotite pela clorite; C: Substituição da biotite pela moscovite secundária.....	105
Figura V.4. 8. Andaluzite (fotografia esquerda N//, fotografia direita NX), à mesma escala.....	106
Figura V.4. 9. Modo de ocorrência da sericite no granito de S. Mamede (NX).	106
Figura V.4. 10. Granito de S. Mamede (γ '3d), amostra "Duas Igrejas". A: Lâmina delgada para o estudo petrográfico; B: imagem em nicóis cruzados da lâmina "Duas Igrejas".....	107
Figura V.4. 11. Modo de ocorrência do quartzo na lâmina "Duas Igrejas" (NX). A: Extinção ondulante insipiente (retângulo A) e fraturação do quartzo (retângulo B) que, tal com a subgranulação dos grãos de quartzo (retângulo C, figura B).	108
Figura V.4. 12. Modo de ocorrência dos feldspatos na lâmina "Duas Igrejas" (NX). A: Plagioclase com macla polissintética evidente, rodeada por clorite; B: Microclina com macla em xadrez bem conservada.	108
Figura V.4. 13. Ocorrência da moscovite na lâmina de "Duas Igrejas" (NX).....	109
Figura V.4. 14. Modo de ocorrência da clorite na lâmina de "Duas Igrejas" (N// à esquerda e NX à direita).	109
Figura V.4. 15. Evidência da presença de mineralização, ocorrência de pirite (N//)..	110
Figura V.4. 16. Granito de Vila Verde (γ '3). A: Lâmina delgada para o estudo petrográfico; B: imagem em nicóis cruzados da lâmina.	110
Figura V.4. 17. Modo de ocorrência do quartzo no Granito de Vila Verde. A: Extinção ondulante; B: Subgranulação dos grãos de quartzo e bordos suturados (C).....	112
Figura V.4. 18. . Plagioclase com matriz polissintética (NX).....	112
Figura V.4. 19. Modo de ocorrência da moscovite na lâmina do Granito de Vila Verde (NX). A: Agregado inequigranular de moscovite instalado aleatoriamente, em torno do grão de quartzo; B, C: Cristalização de fiadas de moscovite segundo orientações preferenciais.	113
Figura V.4. 20. Moscovites deformadas, encurvamento/dobramento dos planos de clivagem (NX).	113

CAPÍTULO VI – Discussão dos Resultados

Figura VI.1. 1. Famílias de diaclases dominantes na área de Godinhaços. <i>Adapt. Cottard (1982)</i>	116
Figura VI.1. 2. Estrutura sigmóide evidenciada pelas foliações magnéticas.....	118

Figura VI.1. 3. Relação entre a forma do elipsóide (T) e a anisotropia magnética (P).	119
Figura VI.1. 4. Relação entre a anisotropia magnética (P) e a suscetibilidade magnética (K).	120
Figura VI.1. 5. Relação entre a suscetibilidade magnética e a anisotropia magnética. Classificação proposta para granitos do grupo <i>ilmenite-type</i> . <i>Adapt.</i> Sant’Ovaia & Noronha (2005).....	120

Índice de Tabelas

CAPÍTULO II – Geologia

II.2. Orogenia Varisca

Tabela II.2. 1. Posição das diferentes fases de deformação Varisca. <i>Adapt.</i> Noronha <i>et al.</i> , 1981.....	9
---	---

II.3. Rochas graníticas

Tabela II.3. 1. Percentagens de elementos maiores expressos em óxidos caraterísticos de rochas graníticas (Raguin, 1958).	19
Tabela II.3. 2. Classificação dos granitos da ZCI (s.l.). <i>Adapt.</i> Ferreira <i>et al.</i> (1987)..	24

CAPÍTULO III – Mineralizações filonianas do Norte de Portugal

III.3. Paragénese mineral presente nas estruturas filonianas mineralizadas em ouro

Tabela III.3. 1. Paragéneses minerais de algumas jazidas portuguesas. <i>Adapt.</i> Noronha & Ramos (1993). *V-vestigios; **X-pouco abundante; ***XX-abundante;****XXX-muito abundante.....	35
---	----

CAPÍTULO IV – Enquadramento da área de Godinhaços

IV.3. Geologia regional e local

Tabela IV.3. 1. Organização dos terrenos correspondentes ao setor entre Douro e Minho. <i>Adapt.</i> Cabral <i>et al.</i> (1992).	43
Tabela IV.3. 2. Esquematização dos granitóides presentes no setor entre Douro e Minho. <i>Adapt.</i> Cabral <i>et al.</i> (1992).	46

CAPÍTULO V – Estudo da área de Godinhaços

V.2. Levantamento geológico

Tabela V.2. 1. Atitude de alguns planos de diaclasamento presentes nas litologias instaladas na área de Godinhaços.....	54
Tabela V.2. 2. Atitudes das famílias de diaclasamento mais expressivas na área de Godinhaços.	57

V.3. Estudo petrofísico

Tabela V.3. 1. Orientação dos furos de amostragem onde foram retirados os carotes para o estudo de ASM; S.O.: amostras sem orientação.....	64
Tabela V.3. 2. Identificação das amostras após corte dos carotes no laboratório do DGAOT.....	70
Tabela V.3. 3. Volumes medidos em laboratório para cada cilindro (DGAOT, FCUP). 73	
Tabela V.3. 4. Valores de suscetibilidade magnética obtidos a partir dos estudos de ASM.....	82
Tabela V.3. 5. Atitudes das lineações e foliações magnéticas.	84
Tabela V.3. 6. Dados relativos ao parâmetro T, forma do elipsóide, para as amostras estudadas.	87
Tabela V.3. 7. Dados relativos ao parâmetro P, anisotropia magnética, para as amostras estudadas.....	89
Tabela V.3. 8. Dados de suscetibilidade magnética medidos em afloramento com auxílio de um suscetibilímetro portátil (KT-10). <i>n.a.</i> : não amostrado.	92
Tabela V.3. 9. Código de cores.....	94
Tabela V.3. 10. Suscetibilidade magnética, K (10^{-6} SI) medida no contacto entre o granito de S. Mamede e o granito de Vila Verde (<i>s.m.</i> pontos sem recolha de amostra para estudos de ASM).	96

V.4. Estudo petrográfico

Tabela V.4. 2. Dados relativos à mineralogia e alterações hidrotermais presentes nas lâminas delgadas estudadas.....	114
--	-----

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Capítulo I

I.1. Introdução

O presente trabalho surge pela necessidade de estudar uma área que, foi alvo de estudo da tese de doutoramento de Nogueira (1997), mas que na presente abordagem utiliza a anisotropia de suscetibilidade magnética como base dos estudos. Assim, a realização deste trabalho teve, como objetivos a identificação e caracterização de campo dos granitóides presentes na área em estudo (Godinhaços), com vista a tentar compreender o seu estado de alteração hidrotermal e de deformação varisca, o conhecimento das características magnéticas de cada granitóide (s.l.), analisando a suscetibilidade magnética e a anisotropia de suscetibilidade magnética relacionando estes aspetos com as características das mineralizações evidenciadas na área.

A seguir fazemos uma abordagem relativa ao modo de organização da dissertação e explicamos, sumariamente, os aspetos abordados em cada capítulo.

Os objetivos são abordados no ponto I.2. e, surgiram com o intuito de anunciar os pontos cruciais aos quais se pretende responder com os estudos elaborados nesta dissertação.

O capítulo II designado *Geologia* trata da contextualização da área de Godinhaços, abordando aspetos como: a orogenia Varisca na ZCI (s.l.) com as respetivas fases de deformação; as rochas graníticas instaladas no Noroeste português, numa perspetiva mineralógica, geoquímica, e de enquadramento geodinâmico dos granitóides (s.l.) na orogenia Varisca.

O capítulo III permite inserir um assunto crucial para a elaboração desta dissertação que são as *Mineralizações filonianas presentes no N de Portugal*, associadas a rochas graníticas, abordando a génese destas concentrações minerais.

No capítulo IV, *Enquadramento da área de Godinhaços* surge a descrição do contexto da área em estudo, abordando assuntos como: enquadramento geotectónico, geomorfológico e geotectónico e a geologia regional e local.

Numa tentativa de explicar da melhor forma possível, as metodologias, os materiais utilizados e os resultados obtidos neste trabalho surgiu o capítulo V o qual designamos por *Estudo da área de Godinhaços*.

No capítulo VI é apresentada a *discussão dos resultados obtidos*.

No capítulo VII encontram-se as referências bibliográficas usadas para a realização do trabalho.

I.2. Objetivos

Com base nos estudos da ASM associada a estudos petrográficos, pretendemos estudar os processos de alteração nos granitos instalados na área de Godinhaços, dando especial importância ao granito de S. Mamede.

Assim os principais objetivos a que nos propusemos encontram-se referidos seguidamente:

- i. Mapeamento da área em estudo usando um suscetibilímetro portátil, com o intuito de se investigar eventuais variações nos valores de suscetibilidade magnética ao longo da área estudada e, relacionar estes dados com a presença de alterações hidrotermais a escala macroscópica;
- ii. Caracterização do granito em estudo através das suas características magnéticas, recorrendo a estudos de ASM e, interpretação destes dados enquadrados pelas observações petrográficas;
- iii. Reconhecimento dos tipos de deformação registados pelos minerais, relacionando esta deformação com o momento de instalação do granito na orogenia Varisca;
- iv. Estudo petrográfico de lâminas delgadas dos granitos instalados na área em estudo, observando a paragénese mineral presente em cada lâmina;
- v. Identificar, se possível, as alterações hidrotermais provocadas pela circulação de fluidos mineralizados em ouro nas lâminas delgadas;.

GEOLOGIA

CAPÍTULO II

II.1. Introdução

Vários autores elaboraram estudos importantes, que de uma forma mais abrangente ou mais restrita foram cruciais para a realização do texto apresentado neste documento.

A **Orogenia Varisca** foi estudada por diversos autores, seguidamente apresentam-se alguns estudos importantes para a compreensão deste fenómeno:

Ribeiro (1974) baseado em critérios litoestratigráficos e tectónicos, definiu para a zona Galiza Média-Trás-os-Montes, dois domínios, que designou por Transmontano e Douro Inferior;

Matte & Ribeiro (1975) explicam como se desenvolve toda a estruturação do Maciço Hespérico relatando também como se desenvolve a colisão continental, que promove o desencadeamento das fases da Orogenia Varisca;

Arthaud & Matte (1975) apresentam trabalhos indicando os principais desligamentos tardi-variscos apontando o sentido de movimento de cada estrutura;

Julivert *et al.* (1975) subdividiu o Maciço Hespérico em seis zonas diferentes, tendo em conta os aspetos litológicos, metamórficos, estruturais e tectónicos; inserindo-se assim a área de Godinhaços na zona Galiza Média-Trás-os-Montes (ZGMTM);

Noronha *et al.* (1981) apresenta evidências da existência de três fases de deformação distintas para a Orogenia Varisca, que apresentam entre si uma continuidade à medida que percorremos os terrenos existentes na Península Ibérica; apresentam uma tentativa de correlação das diferentes fases de deformação dos diferentes autores para as diversas zonas paleogeográficas do Maciço Hespérico, tentando também posiciona-las na orogenia Varisca;

Ribeiro *et al.* (1983) apresentou um modelo adaptado do *flake tectonics model* para explicar as diferenças litológicas e estruturais existentes nas zonas Centro Ibérica (ZCI) e Galiza Média-Trás-os-Montes (ZGMTM);

Dias (1994) apresenta um esquema que resume os estilos tectónicos nas diferentes fases de deformação varisca.

As classificações das **rochas graníticas** implantadas durante a orogenia varisca baseiam-se nas classificações antigas propostas por Streckeisen (1976,1979).

Soen (1970) estudou a implantação dos granitos do Norte de Portugal relativamente às fases de deformação variscas, relacionando também, os sistemas de falhas e o metamorfismo associado a estes fenómenos intrusivos;

Schermerhorn (1956,1981) elaborou uma classificação para os granitos (*s.l.*) que consistia na divisão destas litologias em dois tipos principais: os *older granites* e

os *younger granites*, esta classificação foi uma das mais aceites para caraterizar os granitos instalados na ZCI (s.l.);

Pinto *et al.* (1987) apresentaram dados que relacionavam as fases de deformação varisca com as diferentes fases de cristalização de granitos;

Estudos efetuados por Pitcher (1987), permitiram classificar os granitos instalados no Noroeste Peninsular como *Hercynotype*.

Muitos outros têm sido realizados nos granitos do Noroeste da Península Ibérica, como exemplos disso podemos referir: Barrera *et al.* (1982), Almeida (1994), Almeida *et al.* (2002), Mendes & Dias (2003), Dias & Coke (2006), Dias *et al.* (2006), Martins *et al.* (2009), Martins *et al.* (2011), Sant'Ovaia *et al.* (2013), Martins & Abreu (2014), cujos estudos permitiram o avanço do conhecimento dos granitos do ponto de vista geoquímico, mineralógico, estrutural e em alguns casos petrofísico.

A **geocronologia** das rochas graníticas implementadas naquilo que se considera ser o soco varisco, tem sido um assunto muito debatido. De entre os métodos de datação absoluta que se conhecem, nos granitos do N de Portugal já foram datados segundo métodos de Rb-Sr, K-Ar e U-Pb, exemplos destes estudos são os trabalhos publicados por Fernández-Suárez *et al.* (2000), Ries (1979) e Priem (1984), respetivamente.

Noronha (1983) elaborou uma tese de doutoramento na qual apresentava tabelas de síntese das idades relativas de granitos instalados quer em Portugal quer na Espanha, usando a datação de U-Pb.

Ao longo dos tempos, têm sido feito esforços por vários autores para tentar classificar os granitos (s.l.) instalados na ZCI e relaciona-los com a orogenia Varisca.

Ferreira *et al.* (1987) propõem uma classificação para os granitos da ZCI (s.l.) que tem como base integrar os conhecimentos adquiridos até à data, esta classificação consistia em classificar os granitos quanto à fase de instalação na orogenia Varisca; Nogueira (1997) indica que o facto de um granito apresentar (ou não) *fabric* de deformação ou magmático determina a compatibilidade dessa rocha com uma determinada fase de deformação, este critério serviu de base para a classificação apresentada por estes autores;

Ishihara (1977) publicou um trabalho onde apresentava uma classificação para as rochas graníticas, dividindo este grupo de rochas em dois tipos: *magnetite-bearing magnetite-series* ou *magnetite-type* e os *magnetite-free ilmenite-series* ou *ilmenite-type*.

Relativamente, a estudos elaborados para a cartografia e geologia de Portugal e da região alvo de estudo podemos considerar:

Girão (1960) faz referência a estudos relacionados com a geomorfologia característica de Portugal, mais concretamente, neste caso em estudo, o N de Portugal;

Cândido de Medeiros *et al.* (1975), Cabral *et al.* (1992) e Oliveira *et al.* (1992) nas cartas geológicas de Portugal, Folha 5-B (Ponte da Barca) à escala 1/50.000, Folha 1 à escala 1/200.000 e Folha Norte à escala 1/500.000, respetivamente; efetuaram a cartografia geológica, estudos petrográficos, estudos geoquímicos e em alguns casos, fizeram referência a aspetos tectónicos;

J. Farinha (2002) elaborou um mapa de pormenor da área de Godinhaços à escala 1/2.500, onde apresentou resultados relativos a concentrações em Arsénio e Ouro em amostragem por “Roços em Canal” e por “Chip Samples”.

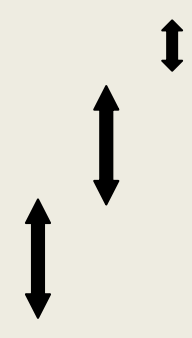
II.2. Orogenia Varisca

Desde há muito tempo, vários autores têm feito esforços numa tentativa de descrever nos vários setores do Noroeste Peninsular, a sucessão de fases de deformação que afeta estes terrenos presentes tentando estabelecer as relações de deformação e metamorfismo regional plurifacial. É possível correlacionar as diferentes fases de deformação seguindo lateralmente e tendo em conta as relações deformação-metamorfismo regional. Embora haja um consenso entre os diversos autores relativamente às estruturas geradas em cada fase de deformação, a datação destas fases é sempre ambígua; isto deve-se a dois fatores principais: o primeiro fator está relacionado com a insuficiência de dados que permitam datar um fenómeno deformacional característico de determinada fase, e o segundo fator também importante está relacionado com a existência de um diacronismo das fases de deformação, ou seja, a migração de uma fase deformacional na região, que possa gerar o mesmo tipo de estruturas mas em períodos temporais diferentes (Nogueira, 1997).

Ribeiro (1974) definiu, para a subzona Galiza Média-Trás-os-Montes (GMTM), atualmente Zona Galiza Trás-os-Montes (ZGTM) dois domínios, que designou por Transmontano e Douro Inferior, subdividindo ainda o domínio Transmontano nos domínios Centro Transmontano e Peritransmontano, dispostos de uma forma concêntrica em torno dos Maciços de Bragança e Morais, sendo os limites marcados por unidades de cavalgamentos maiores.

Noronha *et al.* (1981) apresentam uma tentativa de correlação das diferentes fases de deformação propostas por diferentes autores para as diversas zonas paleogeográficas do Maciço Hespérico. A tabela II.2.1. representa o posicionamento das diferentes fases nas ZCI e ZGTM.

Tabela II.2. 1. Posição das diferentes fases de deformação Varisca. *Adapt. Noronha et al., 1981.*

			Zona Centro Ibérica e Sub-zona Galiza Média-Trás-os-Montes
Pérmico			Fases
Carbónico	Carbónico Superior	Estefaniano	
		Vestefaliano	
		Namuriano	
	Carbónico Inferior		
Devónico	Devónico Superior		
	Devónico Médio		

Ribeiro *et al.* (1983) apresentam um modelo adaptado do *flack tectonics model* para explicar como se apresenta a orogenia Varisca na Península Ibérica (figura II.2.1.).

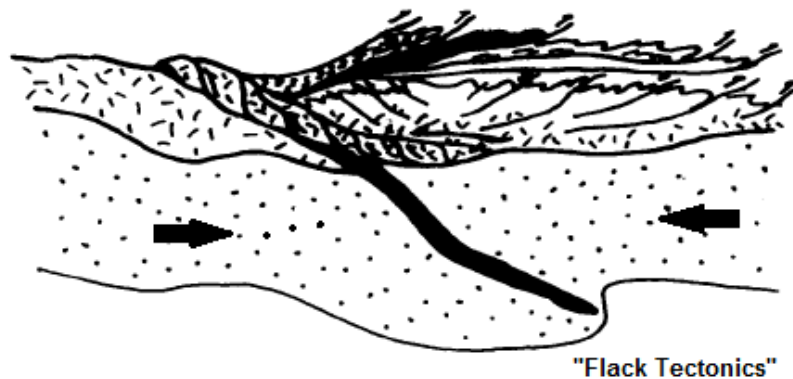


Figura II.2. 1. Modelo de *flack tectonics model*. *Adapt. Pereira et al., 1993.*

Com este modelo tenta-se explicar as diferenças litológicas e estruturais existentes entre as zonas Centro Ibérica (ZCI) e Galiza Média-Trás-os-Montes (ZGMTM), através da subducção e obducção da crosta oceânica e obducção da crosta continental. É a obducção da crosta oceânica que evidencia os terrenos alóctones, constituídos pelos maciços de Morais e Bragança e, pelo domínio Centro Transmontano. Neste modelo, parte do continente sob o qual está a ocorrer a subducção foi “arrancado” e transportado, formando os terrenos para autóctones do

domínio Peritransmontano. O domínio do Douro Inferior corresponde aos terrenos autóctones (figura II.2.2.).

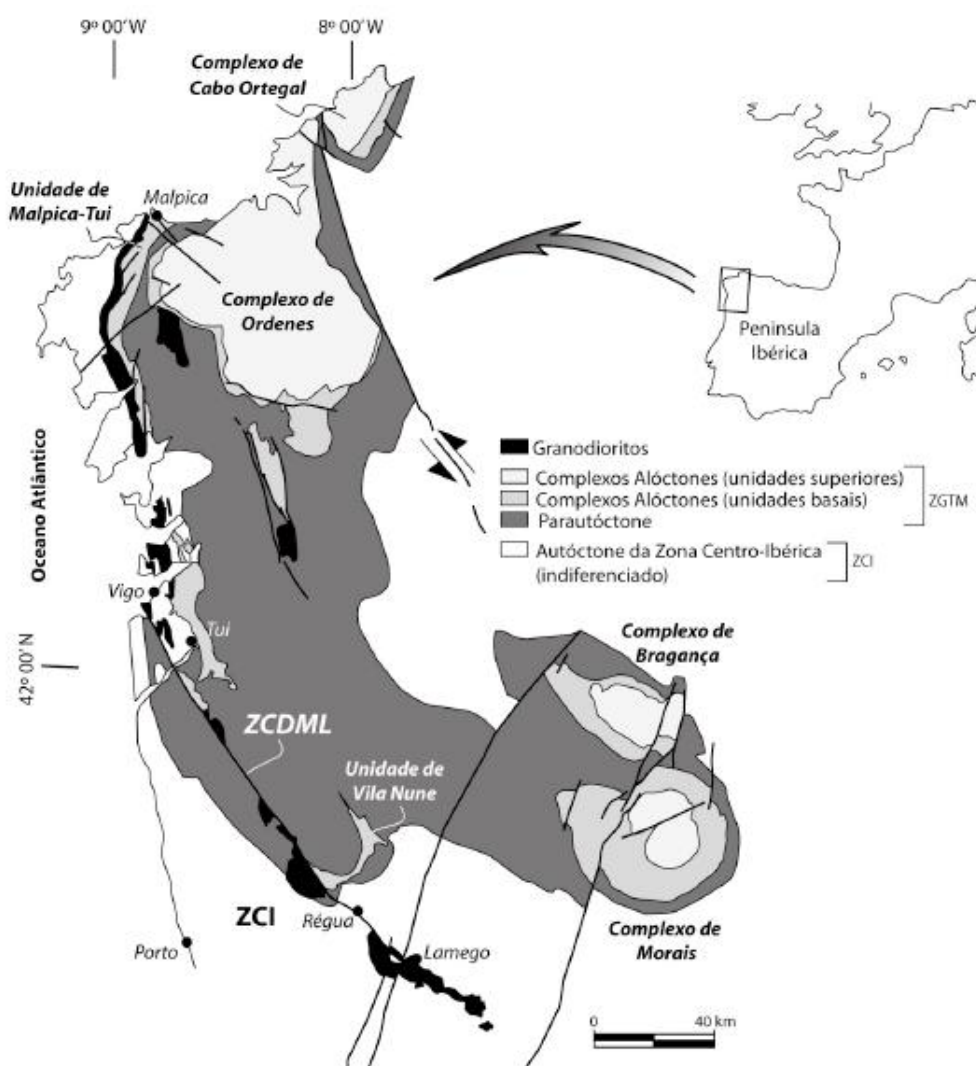


Figura II.2. 2. Mapa simplificado dos terrenos tectonoestratigráficos do NO da Península Ibérica. Os terrenos alóctones representados pelos domínios Bragança e Morais e pelo domínio Centro transmontano, os terrenos parautóctones representados pelo domínio Peritransmontano e os terrenos autóctones representados pelo domínio do Douro Inferior (Ribeiro, 1974). *Adapt.* Llana-Funez & Marcos (2000).

II.2.1. Primeira fase de deformação (F_1)

A primeira fase de deformação está registada em todos os terrenos, mas expressa-se de forma diferente consoante a nossa localização no terreno (autóctone, alóctone e parautóctone).

Esta fase foi responsável pela formação de dobras subverticais de grande amplitude e com uma foliação de plano axial, geralmente bem marcada. Em Portugal, podemos citar como exemplo, três estruturas deste tipo: o anticlinal de Valongo, o

anticlinal do Marão e o sinclinal do Buçaco. Estas dobras apresentam, geralmente, uma direção NO-SE (ainda que possam variar de NNO-SSE na região de Viana do Castelo até E-O na região de Moncorvo), com eixos sub-horizontais ou, ligeiramente, mergulhantes para NO. A atitude dos planos axiais das dobras podem variar, inclinando quer para NE que para SO, evidenciando uma estruturação em flor (*flower structure*) (figura II.2.3.).

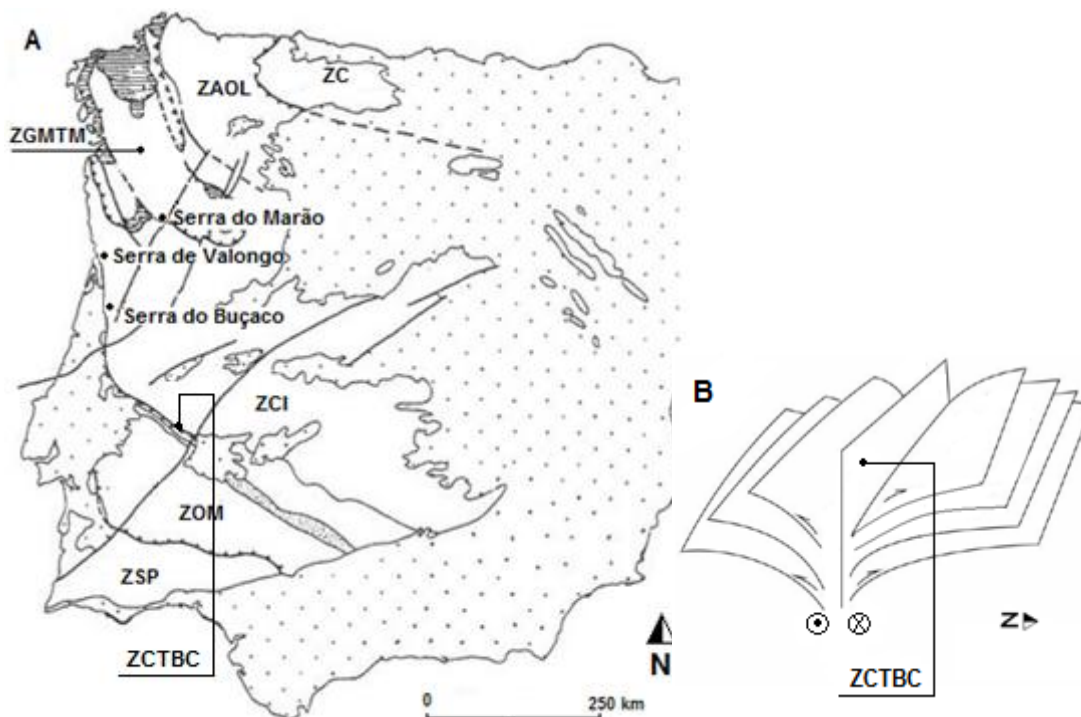


Figura II.2. 3. A: Mapa geotectónico simplificado com a localização das Serras do Marão, Valongo e Buçaco; ZCTBC- Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova. *Adapt. Ribeiro et al., 1980.* B: Esquema simplificado de uma estrutura em flor ("*flower structure*"). *Adapt. Basto dos Santos et al. (2009).*

II.2.2. Segunda fase de deformação (F_2)

A segunda fase de deformação ao contrário da primeira fase da orogenia Varisca, apenas está bem representada nas proximidades dos mantos de carreamento, nos terrenos alóctones, sendo menos frequente nos terrenos para autóctones e autóctones. Esta fase é caracterizada pela presença de dobras deitadas (associadas aos mantos de carreamento) com vergência para Este (s.l.), indicando um transporte com direção O-E. Estas dobras são dissimétricas com eixo sub-horizontal, apresentando geralmente um flanco normal longo e um flanco inverso curto (figura II.2.4.). Foi durante esta fase de deformação que sucedeu a obducção / subducção segundo o modelo já apresentado, *flack tectonics model* (Ribeiro et al., 1983).

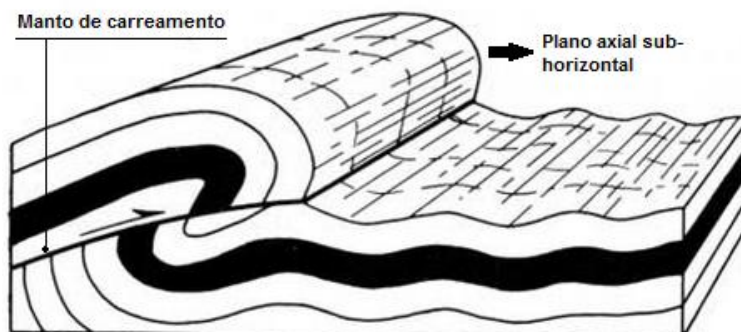


Figura II.2. 4. Esquema simplificado das dobras típicas da segunda fase de deformação Varisca (F_2). *Adapt. Ribeiro et al. (1983).*

II.2.3. Terceira fase de deformação (F_3)

Nesta fase os mantos de carreamento associados aos processos de obducção/subducção já se encontram instalados. A terceira fase de deformação afetou os três terrenos da Península Ibérica (autóctone, parautoctone e alóctone), as estruturas geradas são idênticas nos três terrenos (Ribeiro, 1974). A fase F_3 é responsável pela implantação de dobramentos de direção geral NO-SE a NNO-SSE; estas dobras são caracterizadas pela presença de uma clivagem de crenulação e uma clivagem de fratura vertical, de direção NO-SE a NNO-SSE, relacionada com um campo de tensões com σ_1 horizontal e de direção NE-SO.

Durante esta fase ocorre também a virgação das estruturas existentes (figura II.2.5.); na zona Centro de Portugal (Beira Interior) as direções tendem para ONO-ESE, na região Centro-Norte de Portugal tendem para NO-SE e finalmente no Noroeste de Portugal e na Galiza apresentam uma tendência de NNO-SSE. Esta virgação está relacionada com a estruturação do Maciço Hespérico e com a colisão continental (Matte & Ribeiro, 1975).



Figura II.2. 5. Virgação das estruturas Variscas no NO Peninsular. LA- Laurentia; GW- Gondwana; BA- Báltica. *Adapt. Ribeiro et al., 1980.*

Dias (1994) apresenta um esquema que resume os estilos tectónicos nas diferentes fases de deformação Varisca nos diferentes terrenos (figura II.2.6.).

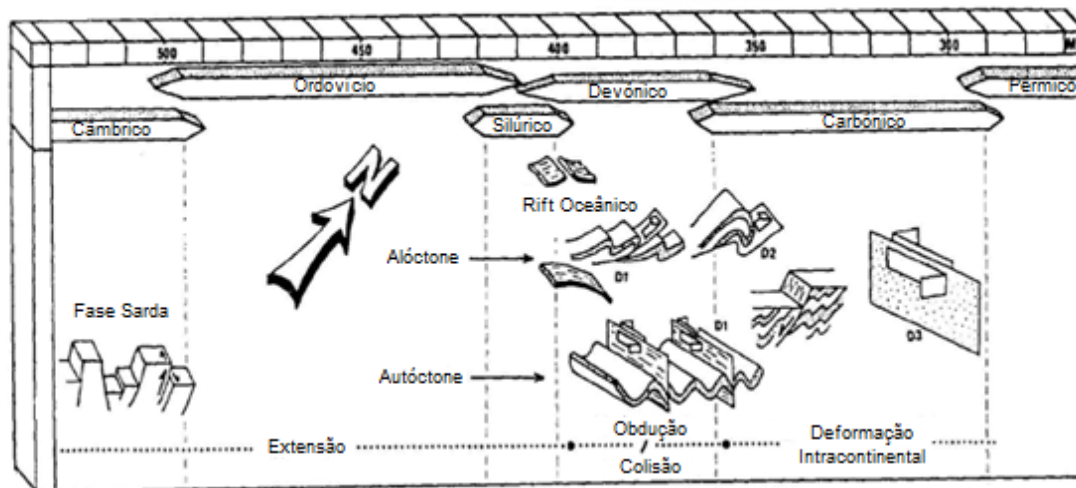


Figura II.2. 6. Esquema representativo das fases de deformação Varisca no setor NE de Portugal. *Adapt. Dias (1994).*

II.2.4. Fases tardias (F_n)

Estas fases de deformação mais tardias atuam, essencialmente, em níveis estruturais superiores aproveitando estruturas pré-existent onde a deformação ocorre em regime dúctil-frágil a frágil. Após a terceira fase de deformação o elipsóide de tensões sofreu uma rotação de NE-SO para N-S, rodando depois progressivamente para E-O.

O estudo e a caracterização destas fases de deformação tardias comportam bastante interesse do ponto de vista metalogenético, pois controlam estruturas diretamente relacionadas com fenómenos mineralizantes principais (Schermerhorn, 1981).

As fases de deformação tardias são representadas por desligamentos com orientações diferentes consoante a direção do campo de tensões máximo atuante. Assim, durante as fases de deformação tardias podemos considerar três momentos de deformação distintos relacionados com as diferentes direções do campo de tensões máximo, que passaremos a descrever seguidamente:

FT_a: Ribeiro *et al.* (1979) referem uma compressão N-S geradora de sistemas de falhas conjugados, um com direção NNE-SSO com movimentação esquerda e outro com direção NNO-SSE com movimentação direita (figura II.2.7.). O primeiro (NNE-SSO) apresenta-se, segundo estes autores, mais desenvolvido, devido ao caráter rotacional da deformação desde F_3 até às fases tardias.

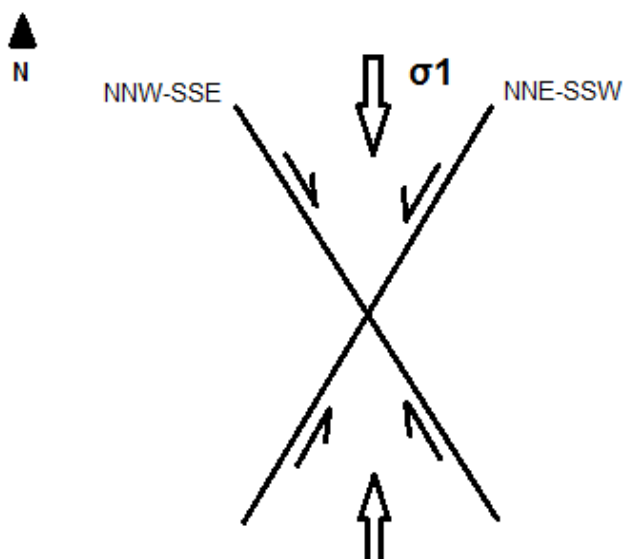


Figura II.2. 7. Esquema simplificado da compressão N-S geradora de sistemas de falhas conjugados na fase de deformação tardi-Varisca (FT_a).

FT_b: Através de um estudo efetuado na região de Celorico de Basto, Pereira (1987) referiu a existência de um campo de tensões máximo de orientação NO-SE responsável pela formação de desligamentos conjugados de direção OSO-ENE e NNE-SSO (sistema de falhas rejogadas da fase FT_a) (figura II.2.8.).

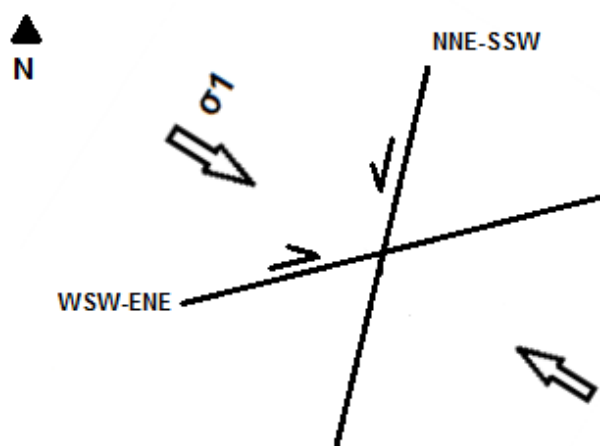


Figura II.2. 8. Esquema simplificado da compressão NW-SE geradora de sistemas de falhas conjugados na fase de deformação tardi-Varisca (FT_b).

FT_c: Esta fase tardia de deformação foi descrita por Ribeiro *et al.* (1979) como sendo uma fase em que o campo de tensões máximas tinha direção E-O. Esta fase encontra-se bem representada pela presença de cisalhamentos do tipo dúctil-frágil bastante penetrativos com direção N10°-30°E, bem representados nos maciços graníticos das Berlengas.

O estudo das estruturas desenvolvidas durante esta fase de deformação mostra que o campo de compressões máximas apresenta uma direção N-S (Ribeiro *et al.*, 1979). Porém estas fases de deformação mais tardias parecem apresentar uma continuidade temporal, apresentando uma rotação do campo de tensões de direção NO-SE (Pereira, 1987) e, posteriormente, uma rotação para uma compressão máxima de direção E-O responsável pela formação de cisalhamentos bastante penetrativos.

A figura II.2.9. mostra os desligamentos na península ibérica no final das fases de deformação tardias da orogenia Varisca.

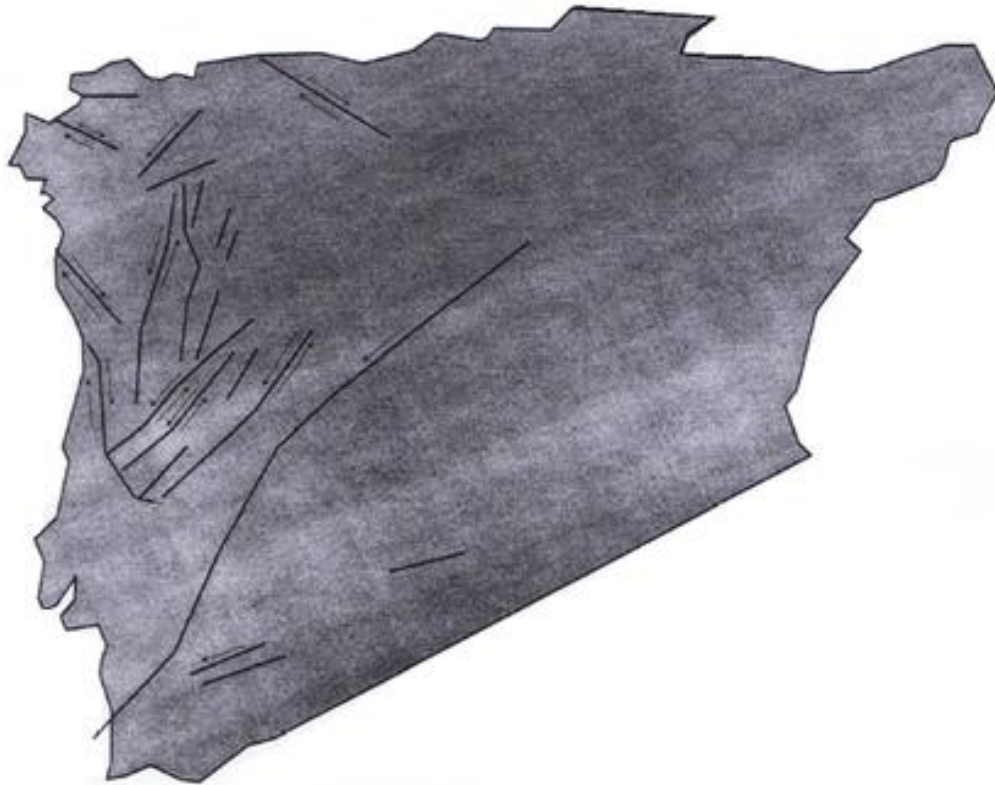


Figura II.2. 9. Principais desligamentos tardi-variscos com as respetivas direções de movimentação. *Adapt.* Arthaud & Matte (1975).

II.3. Rochas graníticas

II.3.1. Mineralogia, petrologia e geoquímica das rochas graníticas

As séries metassedimentares no Noroeste da Península Ibérica encontram-se frequentemente intruídas por rochas graníticas. Estas rochas ocorrem em maciços, que correspondem, na sua maioria, a batólitos diferenciados com diversas fácies.

Os granitos têm sido estudados por vários autores e têm sido agrupados em diversa classificações. Estas classificações assentam, na sua maioria, em critérios passíveis de se visualizarem no campo de que são exemplo, a textura e a mineralogia da rocha; outros autores baseiam a sua classificação em estudos que têm como base o quimismo.

Após o estabelecimento do paradigma da tectónica de placas, os autores procuraram também esclarecer o enquadramento geodinâmico das geologias regionais e, nomeadamente, o posicionamento geotectónico dos maciços graníticos. Esta classificação baseia-se em todos os conhecimentos anteriormente conhecidos, posicionando as rochas graníticas cronologicamente na evolução dos orógenos de uma forma o mais abrangente possível.

Streckeisen (1976,1979) estabeleceu uma classificação para as rochas graníticas; esta classificação é baseada na análise modal e surge incluída na das rochas plutónicas. Assim, para as rochas com um índice de cor (M^1) menor que 90, projeta os valores modais de quartzo (Q), feldspatos alcalinos (feldspato potássico e albite) (A) e plagioclase (P), depois de recalculados para 100%, num diagrama triangular (figura II.3.1.). Neste diagrama as rochas graníticas (s.l.) situam-se no domínio correspondente a valores de Q compreendidos entre 20% e 60% e valores de P inferiores a 90%.

As análises petrográficas permitiram esclarecer quais as fases minerais presentes nas rochas graníticas; para além da presença dos minerais essenciais como o quartzo, os feldspatos alcalinos e as plagióclases os granitos possuem também minerais considerados acessórios como é o caso das micas (biotite e moscovite) e das anfíbolas. A existência de outros minerais acessórios é igualmente comum, tais como: clorite, zircão, apatite, sericite, esfena, rútilo, fluorite, cordierite, andaluzite, silimanite, monazite, ilmenite, magnetite, entre outros.

As rochas graníticas podem apresentar uma textura isotrópica ou anisotrópica (orientada). Esta última característica é diretamente influenciada pela forma como os

¹ M é equivalente a $100 - (A+Q+P+F)$ onde A: alcalis; Q: quartzo; P: série das plagióclases desde oligoclase à anortite; F: feldspatóides.

minerais se dispõem na rocha, se a disposição destes minerais apresentar uma orientação preferencial estamos na presença de uma rocha orientada, mas se a disposição dos minerais na rocha for aleatória estamos então perante uma rocha isotrópica. De entre os vários minerais que podem apresentar-se orientados são diversos os elementos de simetria cristalina que evidenciam essa orientação, entre os quais podemos referir: os planos basais das micas, faces do prisma do feldspato potássico, o eixo <c> do quartzo, entre outros. Esta característica conhecida como anisotropia magnetocristalina pode ser observada a várias escalas, macroscopicamente, manifesta-se sob a forma de uma estrutura planar (Bouchez, 1997). Esta anisotropia pode ser singenética, isto é, contemporânea da cristalização magmática ou epigenética se resultar de uma recristalização em geral associada a deformação.

Outra característica que devemos realçar é a presença de encaves no seio de rochas graníticas, a presença destas porções de rochas podem dar boas informações no que diz respeito à fonte do magma que cristalizou para formar determinada rocha granítica (Didier, 1987).

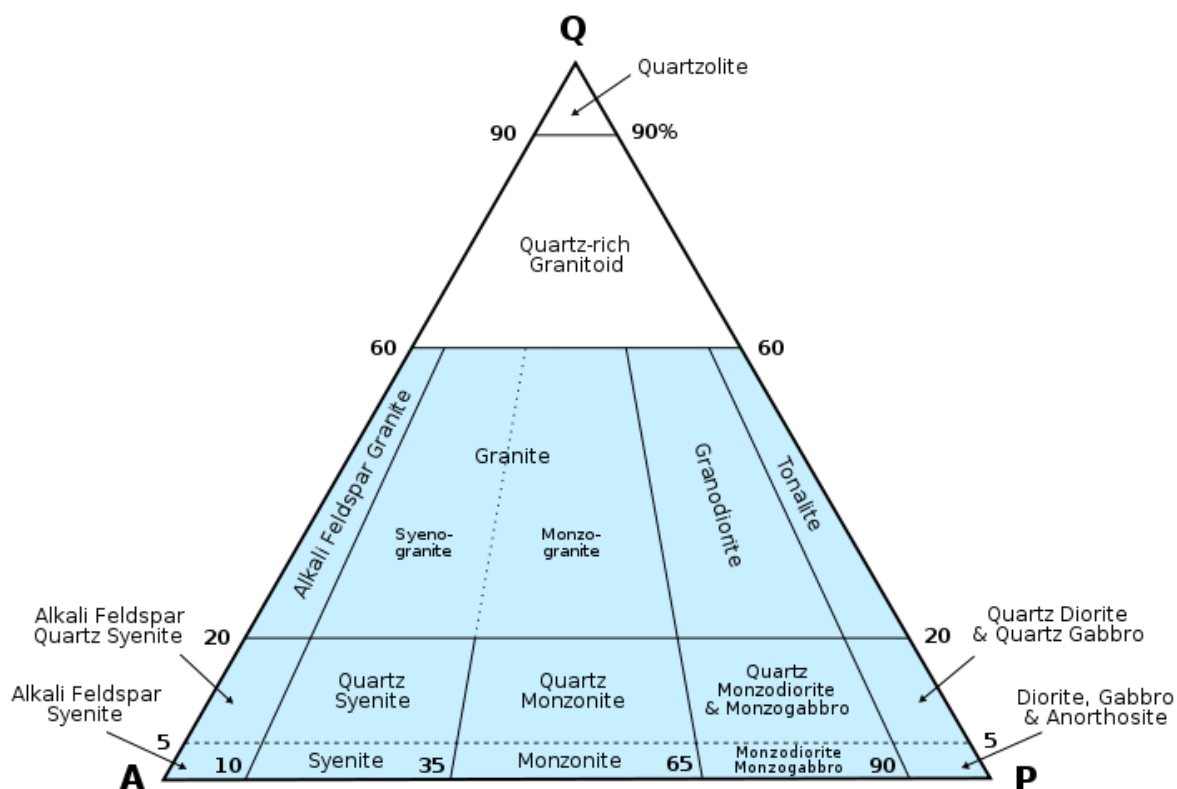


Figura II.3. 1. Representação dos campos limitantes das principais rochas plutônicas em diagrama triangular baseado na mineralogia determinada a partir de análise modal (retirado de https://oyadevblog.files.wordpress.com/2011/04/720px-streckeisen_for_intrusive_quartz_igneous_rocks-svg.png, consultado a 20.07.2015 às 17:14h). Os vértices representam: Q- quartzo; A- Alcalis (feldspatos alcalinos e albite); P- série das plagioclases desde oligoclase à anortite.

O quimismo das rochas graníticas é um tema que tem sido estudado com grande afinco, este avanço acarretou um contributo importante para o conhecimento dos fenómenos físico-químicos envolvidos nos processos crustais.

A análise de componentes, sob a forma de óxidos, permitiu determinar os componentes principais dos granitos; as principais fases minerais são então constituídas por componentes como: SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO , Fe_2O_3 , MgO , P_2O_5 , TiO_2 , MnO e H_2O^+ .

Raguin (1958) a partir da análise de centenas de rochas graníticas, refere os seguintes valores como sendo caraterísticos de um granito (tabela II.3.1.).

Tabela II.3. 1. Percentagens de elementos maiores expressos em óxidos caraterísticos de rochas graníticas (Raguin, 1958).

Componente Maior	Percentagem (%)
SiO_2	69 a 73%
Na_2O	3.2 a 4.5%
CaO	0.5 a 2.2%
Fe_2O_3	1.5 a 2.6%
Al_2O_3	12 a 15%
K_2O	4.0 a 4.5%
FeO	1.3 a 1.8%
MgO	0.2 a 1.0%

No que diz respeito às rochas graníticas ou granitóides instalados na ZCI e ZGTM estas encontram-se divididas em dois grandes grupos: granitos “alcalinos” (peraluminosos) e granitóides “calco-alcalinos”, esta divisão é visível, por exemplo, na legenda da Folha 5-B (Ponte da Barca) na escala 1/50.000 da Carta Geológica de Portugal (Cândido de Medeiros, 1975). Esta divisão era baseada, principalmente, no teor em sílica e no teor em alcalis e no cálculo de parâmetros normativos. Os granitos “alcalinos” apresentam teores em SiO_2 , Na_2O e Al_2O_3 mais elevados e teores em componentes ferromagnesianos mais baixos. Em contrapartida, os granitóides “calco-alcalinos” apresentam menor percentagem em SiO_2 e Na_2O e teores de componentes ferromagnesianos e de CaO mais elevados. Esta divisão dos granitóides em duas classes está também fundamentada em estudos mineralógicos, sabe-se que os granitos “alcalinos” possuem plagioclases mais ricas na molécula albítica, maior percentagem de moscovite primária e menor percentagem de biotite, enquanto os

granitóides “calco-alcálicos” apresentam maior percentagem modal de biotite e possuem plagioclases com maior percentagem em molécula anortítica.

Para o estudo dos granitóides além das análises químicas dos elementos maiores recorre-se também a estudos mais aprofundados que consistem na determinação da composição em termos dos elementos menores e Terras Raras. Estes estudos permitem uma análise mais aprofundada e precisa acerca do quimismo da rocha, a sua origem e a evolução do magma granítico ao longo de todo o processo.

II.3.2. Enquadramento geodinâmico dos granitóides portugueses

O enquadramento geodinâmico dos granitos, desde há muito tempo, que desperta grande curiosidade nos autores interessados nesta matéria, exemplos disso são: Soen (1970) estudou a implantação dos granitos do N de Portugal relativamente às fases de deformação Varisca relacionando também os sistemas de falhas e o metamorfismo associado a estes fenómenos intrusivos; Schermerhorn (1956,1981) estudou as rochas graníticas, e elaborou uma classificação que consistia em dividir estas rochas em dois tipos principais, tendo em conta o momento de instalação dos granitóides relativamente às fases de deformação Varisca; White & Chappel (1983) estudaram os granitos instalados no SE da Austrália, implementando uma classificação que consistia em agrupar as rochas graníticas em dois grupos principais consoante a fonte do magma; Pitcher (1987) estudou o contexto geotectónico dos granitos, assumindo que estes apresentam características diferentes consoante o contexto geotectónico.

Uma das classificações com mais aceitação entre os autores que estudaram os granitóides do Noroeste Ibérico foi a proposta por Schermerhorn (1956,1981) que dividia as rochas graníticas em dois tipos principais: “Older granites” e “Younger granites”. Os primeiros seriam essencialmente granitos de duas micas, com quimismo alcalino, sendo *late-syntectonic to post-tectonic with reference to the Hercynian main phase*, os segundos seriam granitóides, essencialmente biotíticos, pertencentes a séries calco-alcálicas, sendo caracterizados como *late syntectonic to post-tectonic with respect to the Upper Stephanien deformational phase*. Esta fase, considerada como principal pelos autores holandeses, tinha idade Estefaniana superior e era designada por fase Astúrica.

Pitcher (1987) classificou as rochas graníticas consoante o contexto geotectónico em que estas se formam e consolidam, criando um tipo característico para os granitos variscos (figura II.3.2.). Este tipo de granitos designado por *Hercynotype* é caracterizado por um ambiente de colisão oblíqua de placas continentais. O autor defende, para este tipo, a existência de dois processos geradores de magmas

graníticos, um por fusão de material mesocrusal e outro por fusão de magmas basicrustais, com fusão parcial de crosta, ascensão e instalação a diferentes níveis crustais.

Depois de Pitcher (1987), outros autores como: Pearce *et al.* (1984), Maniar & Piccoli (1989) e Barbarin (1990) complementaram o conhecimento relativo ao contexto geotectónico dos granitóides (figura II.2.3.).

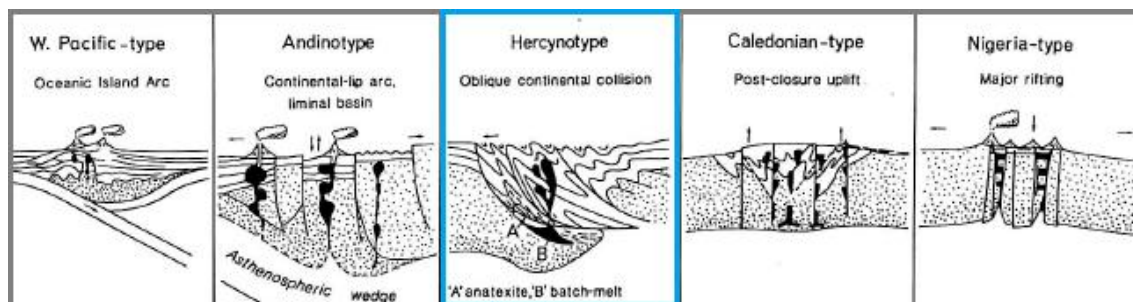


Figura II.3. 2. Classificação dos granitóides com base no seu contexto geotectónico; evidenciado com um quadrado azul apresenta-se o tipo de granitos presentes na ZCI (s.l.) designado por *Hercynotype*. Adapt. Pitcher (1987).

	OROGENIC			TRANSITIONAL	ANOROGENIC	
	Oceanic Island Arc	Continental Arc	Continental Collision	Post-Orogenic Uplift/Collapse	Continental Rifting, Hot Spot	Mid-Ocean Ridge, Ocean Islands
Examples	Bougainville, Solomon Islands, Papua New Guinea	Mesozoic Cordilleran batholiths of west Americas, Gander Terrane	Manaslu and Lhotse of Nepal, American Massif of Brittany	Late Caledonian Plutons of Britain, Basin and Range, late Variscan, early Northern Proterozoic	Nigerian ring complexes, Oslo rift, British Tertiary Igneous Province, Yellowstone hotspot	Oman and Troodos ophiolites; Iceland, Ascension, and Reunion Island intrusives
Geochemistry	Calc-alkaline > thol. M-type & I-M hybrid Metaluminous	Calc-alkaline I-type > S-type Met-Al to sil. Per-Al	Calc-alkaline S-type Peraluminous	Calc-alkaline I-type S-type (A-type) Metalum. to Peralum	Alkaline A-type Peraluminous	Tholeiitic M-type Metaluminous
Rock types	qtz-diorite in mature arcs	tonalite & granodior. > granite or gabbro	migmatites & leucogranite	bimodal granodiorite + diorite-gabbro	Granite, syenite + diorite-gabbro.	Plagiogranite
Associated Minerals	Hbl > Bt	Hbl, Bt	Bt, Ms, Hbl, Grt, Als, Crd	Hbl > Bt	Hbl, Bt, aegirine fayalite, Rbk, arved.	Hbl
Associated Volcanism	Island-arc basalt to andesite	Andesite and dacite in great volume	often lacking	basalt and rhyolite	alkali caldera, tuffs, and caldera infill	MORB and ocean island basalt
Classification	T_{IA} tholeiite island arc	H_{CA} hybrid calc-alkaline	C_{ST}, C_{CA}, C_{CI} continental types	H_{LO} hybrid late orogenic	A alkaline	T_{OR} tholeiite ocean ridge
	VAG (volcanic arc granites)		COLG (collision granites)		WPG and ORG (within plate and ocean ridge granites)	
	IAG island arc granite	CAG contin. arc granite	CCG cont. collision gran.	POG post-orogenic gran.	RRG CEUG rift & aborted/hotspot	OP ocean plagiogranite
Origin	Partial melting of mantle-derived mafic underplate	PM of mantle-derived mafic underplate + crustal contribution	Partial melting of recycled crustal material	Partial melting of lower crust + mantle and mid-crust contrib	Partial melting of mantle and/or lower crust (anhydrous)	Partial melting of mantle and fractional crystallization
Melting Mechanism	Subduction energy: transfer of fluids and dissolved species from slab to wedge. Melting of wedge, transfer of heat upward		Tectonic thickening plus radiogenic crustal heat	Crustal heat plus mantle heat (rising asthen. + magmas)	Hot spot and/or adiabatic mantle rise	

Figura II.3. 3. Classificação dos granitóides tendo em conta o seu contexto geotectónico; neste quadro os granitóides do tipo *Hercynotype* estão representados como os granitóides do tipo *Continental Collision*. Adapt. Pitcher (1997).

II.3.3. Geocronologia das rochas graníticas

Desde sempre existiu uma grande preocupação por parte dos geólogos em determinar a idade absoluta das rochas, no caso em estudo de rochas graníticas.

Atualmente, existem diferentes métodos de datação absoluta dos granitos o que leva a uma certa dispersão nos resultados das datações e nas interpretações possíveis dos resultados. Os métodos de datação absoluta aplicados numa rocha em estudo podem utilizar como base minerais, de que são exemplo as micas (K-Ar) ou os zircões (U-Pb), ou rocha total; obviamente que os resultados obtidos são diferentes visto que o material que se está a estudar é na verdade diferente. Outro fator que pode influenciar as interpretações é a adoção de valores diferentes para as constantes de decaimento.

As datações radiométricas mais usadas, atualmente, para a datação absoluta de rochas são: U-Pb, K-Ar e Rb-Sr. A datação U-Pb consiste no cálculo da idade absoluta da rocha através das constantes de decaimento conhecidas para o decaimento do $U^{238} \rightarrow Pb^{206}$ e do $U^{235} \rightarrow Pb^{207}$ ⁽²⁾; a utilização do mineral zircão para o método U-Pb deve-se ao facto de este sistema ser relativamente rico em urânio e muito pobre em chumbo comum. Ocorre contudo, que as idades calculadas desta maneira são geralmente, muito variáveis conforme se utilize o método $U^{238}-Pb^{206}$ ou $U^{235}-Pb^{207}$. Esta discordância é devida a uma abertura do sistema U-Pb. Entretanto, os resultados podem ser reinterpretados usando-se um diagrama com a razão Pb^{207}/U^{235} como abcissa e Pb^{206}/U^{238} como ordenada. Este diagrama é chamado de diagrama concórdia. A datação K-Ar baseia-se no decaimento natural do isótopo radioativo K^{40} para o elemento estável Ar^{40} ⁽³⁾, os minerais mais usados para este método de datação são a hornblenda, biotite e plagioclase. O método Rb-Sr está baseado no decaimento radioativo do Rb^{87} para Sr^{87} que apresenta uma meia-vida de 4.88×10^{10} anos, o que corresponde a uma constante de desintegração (λ) para o Rb^{87} de $1.42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$. Ao contrário do que se dá com o método K-Ar, o teor inicial do isótopo radiogénico Sr^{87} é normalmente significativo. Neste caso, para se detetar a idade real de um evento gerador de rochas utiliza-se diversas amostras cogenéticas, interpretadas com o recurso do diagrama isocrónico. As ordenadas do diagrama correspondem às razões isotópicas Sr^{87}/Sr^{86} e as abcissas às razões Rb^{87}/Sr^{86} . Os valores analíticos obtidos para cada amostra são inseridos no diagrama e depois ligados por uma isócrona. A idade do conjunto de amostras é obtida pela equação

² U^{238} : $T_{1/2} = 4.468 \times 10^9$ anos

U^{235} : $T_{1/2} = 0.7038 \times 10^9$ anos

³ Constante de decaimento $K^{40} \rightarrow Ar^{40}$: $0.581 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$

$t = tg \alpha / l$, onde, α é o ângulo que a isócrona forma com a horizontal. A isócrona permite ainda, determinar a razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} do conjunto de amostras.

Priem (1984) elaborou datações de Rb-Sr e U-Pb em granitos do Paleozóico para tentar reconstruir a evolução crustal do Noroeste da Península Ibérica. Datações radiométricas elaboradas nos granitóides na ZCI e ZGMTM (Pinto *et al.*, 1987) não deixam dúvida que a principal fase de cristalização dos maciços graníticos se encontra entre os 330 M.A. e os 260 M.A., correspondendo este período à principal expressão de plutonismo. Devido a este facto, existe uma grande subdivisão dos granitóides sin-orogénicos tendo em conta a terceira fase de deformação Varisca.

Os processos que conduzem à génese e cristalização de magmas graníticos ocorrem por pulsos. A figura II.3.4. ilustra de uma forma simplificada os principais episódios de cristalização granítica, baseando-se na datação os maciços graníticos.

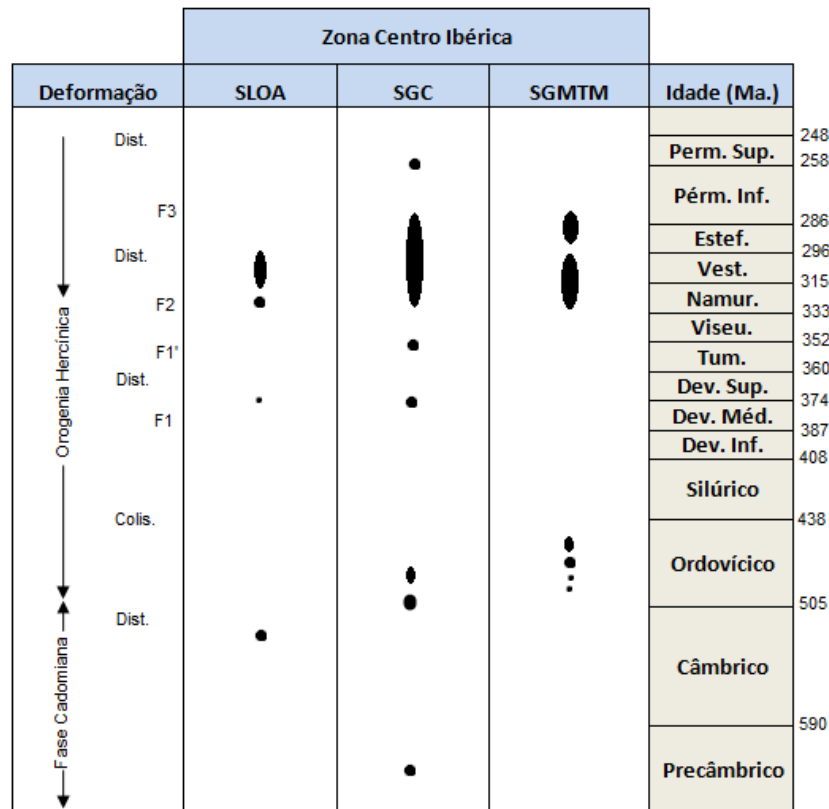


Figura II.3. 4. Relação entre as fases de deformação e a idade das rochas graníticas da ZCI. Adapt. Pinto *et al.* (1987).

II.3.4. Classificação das rochas graníticas

Ferreira *et al.* (1987) propõem uma classificação para os granitos da ZCI e ZGTM que tem como base integrar os conhecimentos de vários domínios com os dados de campo; esta classificação tem como referência a terceira fase de deformação Varisca (de idade intra-Vestefaliana) que afetou a ZCI. Esta classificação apresenta-se de forma simplificada na tabela II.3.2..

O facto de um granito apresentar (ou não) *fabric* de deformação ou magmático compatível com uma determinada fase é o principal critério que indica o seu posicionamento nesta classificação (Nogueira, 1997).

Tabela II.3. 2. Classificação dos granitos da ZCI (s.l.). Adapt. Ferreira *et al.* (1987).

GRANITOS		
Pré-orogénicos		
Sin-orogénicos	ante-F ₃	granitos de 2 micas ou biotíticos com restitos
	sin-F ₃	granitóides biotíticos com plagióclase cálcica e seus derivados
		granitos de 2 micas ou biotíticos com restitos
Tardi a pós-orogénicos (biotíticos com plagióclase cálcica)		

Atualmente, face aquilo que se conhece sobre os granitos instalados na ZCI esta é a classificação que mais se adequa para a descrição destas litologias e foi a adotada, na Folha 1 da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200.000 e na Folha Norte da Carta Geológica de Portugal na escala 1/500.000, com as devidas alterações efetuadas permitidas pelo avanço e refinamento do conhecimento sobre a área.

A figura II.3.5. ilustra a distribuição dos granitóides variscos sin- a pós-tectónicos na ZCI relativamente à fase F₃ da deformação Varisca.

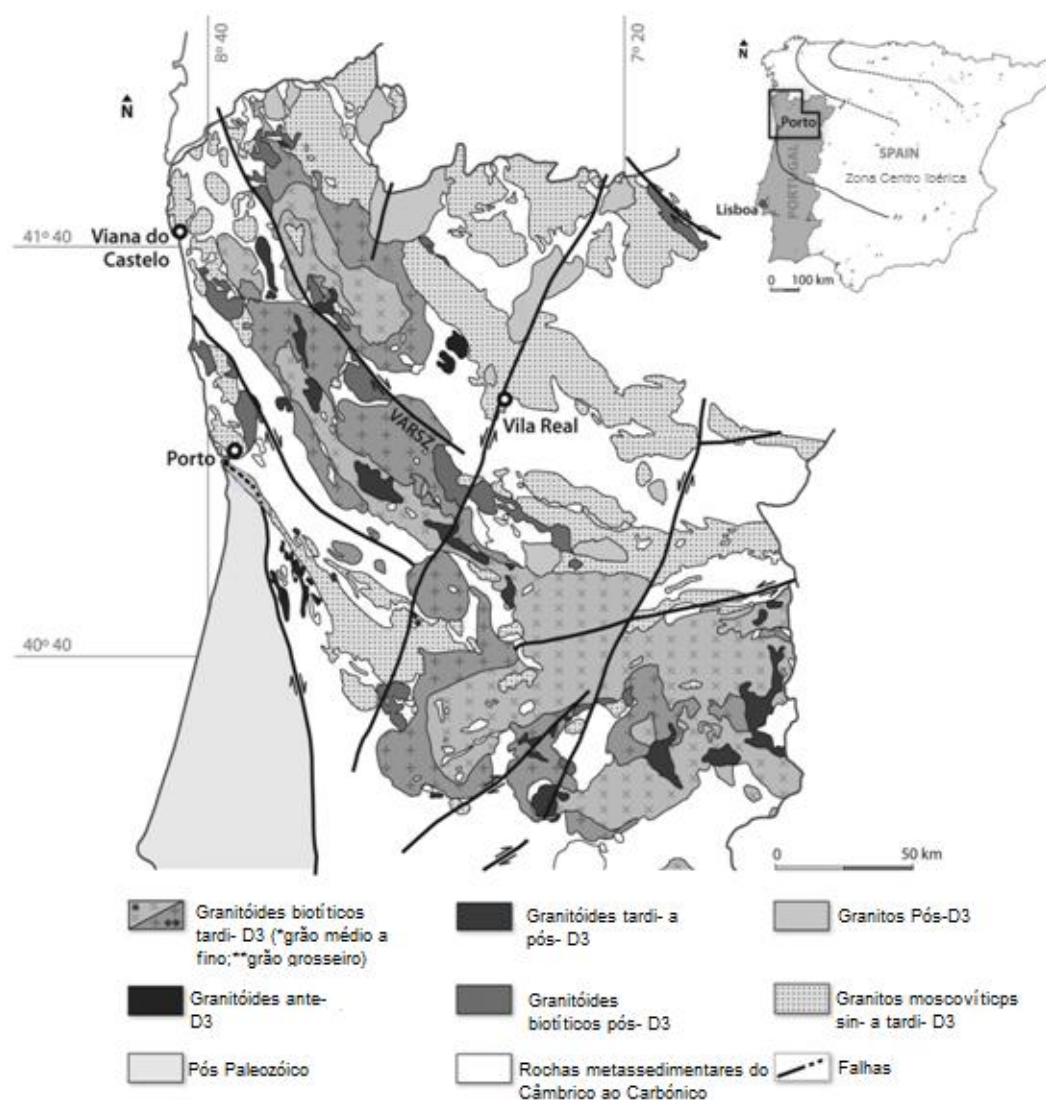


Figura II.3. 5. Distribuição dos granitóides sin- a pós-tectónicos na Zona Centro Ibérica relativamente à fase F_3 da orogenia Varisca. *Adapt. Ferreira (1987).*

O mapa de distribuição dos granitóides variscos na ZCI (s.l.) mostra que a instalação destas litologias foi influenciada por processos crustais anteriores à sua formação. Os granitos considerados sin- D_3 (p.e. granito de Vila Verde), sin- a tardi- D_3 (p.e. granito da Serra de Arga), tardi- D_3 (p.e. granito de Vieira do Minho) e tardi- a pós- D_3 (p.e. granito de Braga) apresentam uma direção de instalação, de grosso modo, NO-SE, desenhando de uma forma subtil aquilo que se considera ser a virgação das estruturas Variscas (Ribeiro, 1980). Os granitos considerados pós- D_3 (p.e. granito de Vila Pouca de Aguiar e granito do Gerês) apresentam uma direção de instalação NNE-SSO a NE-SO, esta direção permite inferir que a instalação destes granitos foi condicionada por fraturas frágeis com movimento sinistro, um exemplo deste fenómeno é a instalação do granito de Vila Pouca de Aguiar usando a falha Penacova-Régua-Verin e o do Gerês a falha Gerês-Lovios.

MINERALIZAÇÕES FILONIANAS NO NORTE DE PORTUGAL

Capítulo III

III.1. Introdução

A distribuição dos filões mineralizados no N de Portugal e a origem destas mineralizações, são um tema igualmente estudado, por vários autores.

Cottard (1982) estudou os filões de quartzo mineralizados em ouro e verificou que estes se encontravam orientados, grosseiramente, NNE-SSE e NE-SO.

Almeida & Noronha (1988) e Couto (1993) estudaram o modo de ocorrência das mineralizações no N de Portugal, abordando as mineralizações de Sn-W e Au em Trás-os-Montes e de Sb-Au na região Dúrico-Beirã, respetivamente.

Noronha & Ramos (1993) elaboraram estudos que permitiram observar que, a distribuição dos filões mineralizados no N de Portugal não é aleatória, estando espacialmente associados a grandes zonas de cisalhamento dúcteis sin-D₃. Segundo estes mesmos autores, estes filões mineralizados podiam ocorrer associados a diferentes litologias.

Nogueira & Noronha (1993) defendem que o papel dos granitos, para o caso das mineralizações auríferas, poderá ser o de ativador de células de circulação convectivas de fluidos.

Nogueira (1997) abordou, na sua tese de doutoramento, a questão da fonte primária dos elementos mineralizantes e do papel nos granitos na génese e circulação dos fluidos que transportam estes mesmos elementos.

Mateus & Noronha (2010) estudaram os sistemas mineralizantes epigenéticos na zona Centro Ibérica e observaram que existe uma relação entre estas mineralizações e os granitóides instalados durante o período meso a tardi-varisco.

Focando o estudo nas mineralizações auríferas portuguesas, autores como Couto (1993), Noronha & Ramos (1993), Nogueira & Noronha (1993), Noronha *et al.* (2000), Vallance *et al.* (2003), Boiron *et al.* (2003) e Mateus & Noronha (2010) descrevem estádios ou episódios temporais e, indicam ao longo das linhas de quadros paragenéticos os minerais que cristalizam em cada um desses estádios.

Bonnemaison & Marcoux (1990) propuseram um modelo para a formação das mineralizações auríferas ao qual designaram *shear zones auríferes*.

A principal forma de jazida das mineralizações no N de Portugal e Galiza é a filoniana. As mineralizações ocorrem, assim, quer sob a forma de filões aplito-pegmatíticos quer sob a forma de filões quartzosos.

A distribuição espacial das mineralizações não é aleatória sendo notória a sua associação a alinhamentos (Mateus & Noronha, 2010) (figura III.1.1.).

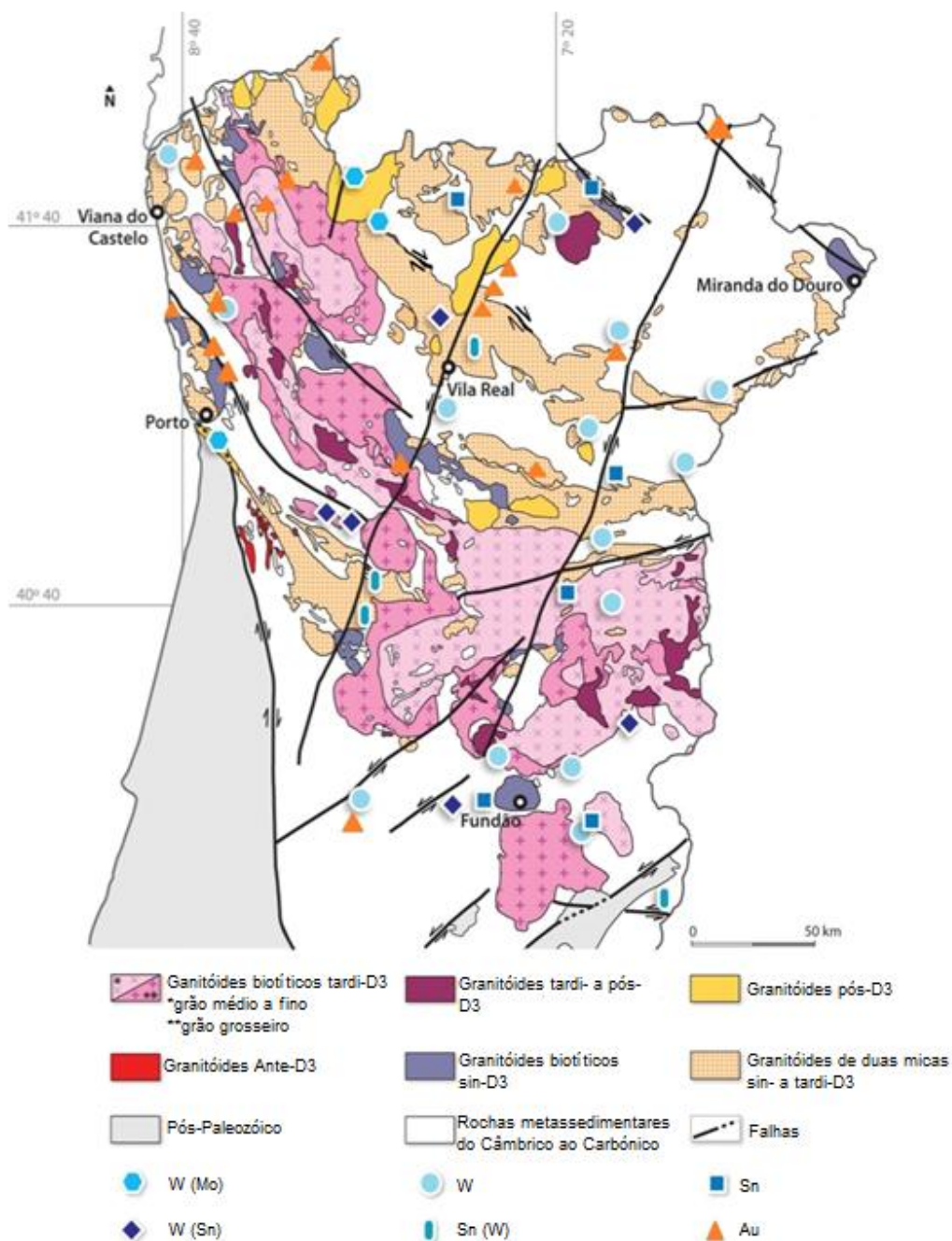


Figura III.1. 1. Distribuição das principais ocorrências de ouro (Au), estanho (Sn) e tungsténio (W) no NO da Península Ibérica. *Adapt. Sant'Ovaia et al. (2013).*

Os filões com mineralizações de ouro são, maioritariamente, subverticais e com direções que se distribuem por vários grupos (figura III.1.2.); segundo Noronha & Ramos (1993), os três principais grupos são:

- i. N040°E a N070°E (Portela das Cabras, **Grovelas**, V.N. Muía, Entre- Ambos-os-Rios, Penedono, Freixeda e Valongo);
- ii. N020°E a N040°E (Jales, Velhaquinhas, Vale de Campo, Vale de Égua e Penabeice);
- iii. N100°E a N130°E (Melgaço, Cerdeira, Três-Minas e Gralheira);
- iv. N020°O a N0 20°E (Arga e V. N. Muia).

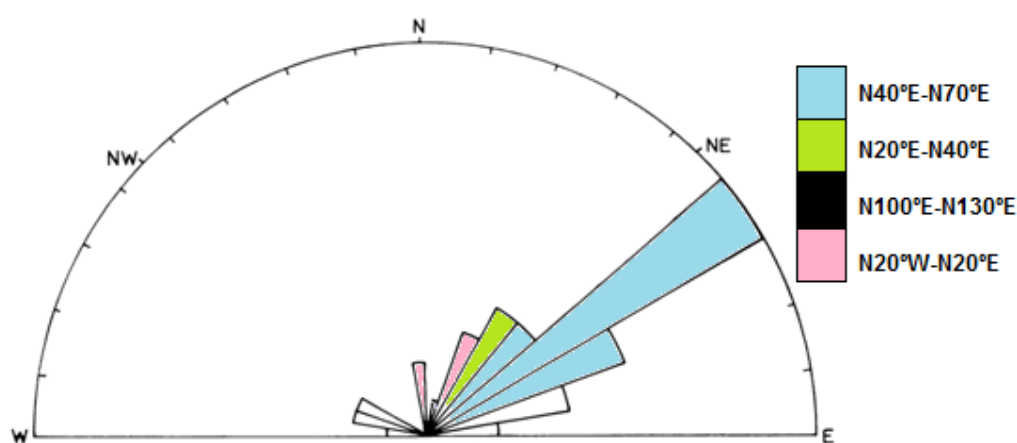


Figura III.1. 2. Diagrama de frequências das orientações das estruturas mineralizadas no NO de Portugal. A família N100°E-N130°E não se encontra representada no diagrama. *Adapt.* Noronha & Ramos (1993).

Embora estes filões estejam instalados em fraturas contemporâneas de D₃, o seu preenchimento é no entanto mais tardio, sendo possível evidenciar em alguns casos uma deformação que varia de dúctil-frágil a frágil.

Noronha & Ramos (1993) sublinham a ocorrência de filões mineralizados associados a diferentes contextos geológicos, podendo ocorrer encaixados em rochas graníticas de diferentes tipos ou em rochas de natureza metassedimentar. Seguidamente, apresentam-se alguns exemplos de filões mineralizados em ouro encaixados em diferentes litologias:

- Granitos biotíticos tardi- a pós-tectónicos (**Grovelas** e Vila Nova de Muía);
- Granitos de duas micas sin-tectónicos (Melgaço, Entre-Ambos-os-Rios, Monte Faro, Jales e Penedono);

- Rochas metassedimentares paleozóicas (Arga, Portela de Cabras, Cerdeira, Gralheira, Três-Minas, Vale de Campo, Vale de Égua, Velhaquinhas, Penabeice, Freixeda e Valongo).

A existência de exemplos em que os filões cortam quer os granitos biotíticos tardi-tectónicos (**Grovelas**), quer metassedimentos do Estefaniano B-C (Valongo) leva a considerar estes filões de idade posterior a D_3 , o que é comprovado pelo facto de existir uma relação espacial estreita com as falhas de orientação N010°E a N040°E, típicas das fases de deformação tardias da orogenia Varisca (referida anteriormente como *Fases tardias*, F_n).

III.2. Génese das mineralizações filonianas

As mineralizações reconhecidas em toda a ZCI (s.l.) revelam uma distribuição heterogénea, manifestando na sua maioria uma relação espacial com os granitóides instalados durante o período meso- a tardi-varisco, ou com as zonas de cisalhamento formadas e reativadas neste mesmo período de tempo (figura II.2.1.).

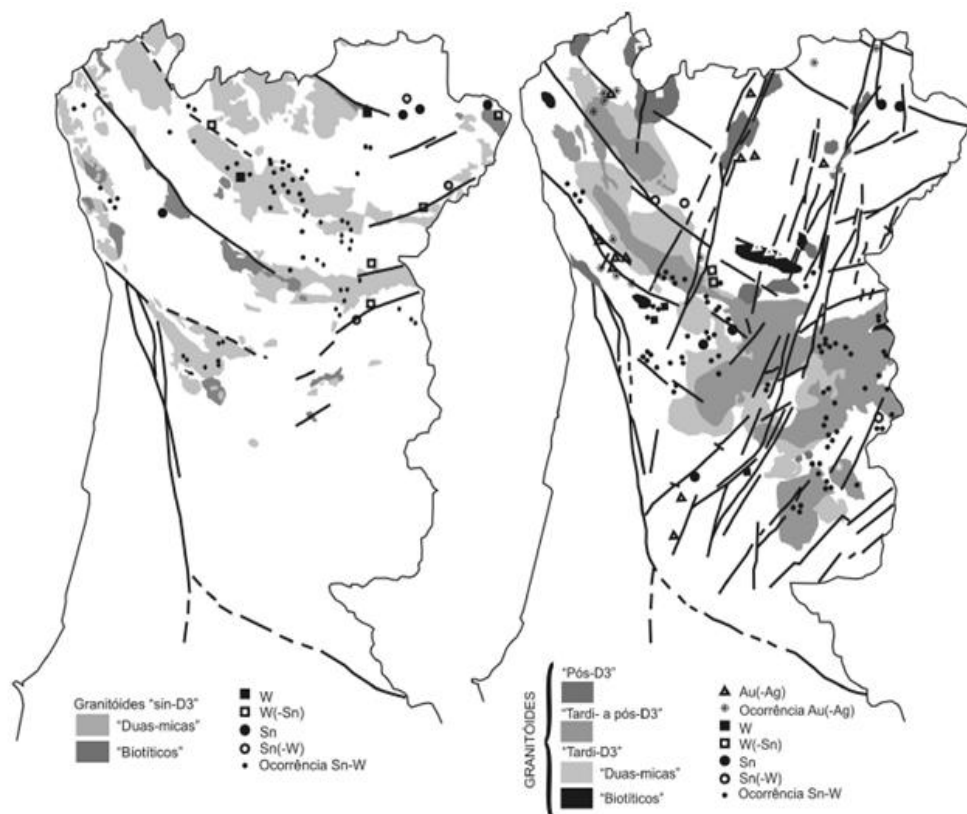


Figura III.2. 1. (A) Distribuição dos sistemas mineralizantes na ZCI (s.l.) e a sua relação espacial com os granitóides e zonas de cisalhamento sin- D_3 (A) e relação espacial com os granitóides tardi- a pós- D_3 e zonas de cisalhamento tardi-variscos (B). *Adapt.* Mateus & Noronha (2010).

Durante a terceira fase de deformação da orogenia Varisca, ocorreu como referimos a génese e instalação de um grande volume de granitóides, este fenómeno representa o principal efeito de um evento de alta temperatura relacionado com o momento de instalação dos terrenos alóctones, consequência da obducção de lâminas ofiolíticas (cerca de 300 Ma), com um pico térmico atingido entre os 340 M.A. e os 325 M.A. Simultaneamente, as condições atingidas nesta época foram propícias do ponto de vista de atividade hidrotermal, envolvendo diferentes fontes de fluidos em condições de P-T cada vez mais baixas segundo um *continuum* que alimentou estes sistemas durante um longo período de tempo, alguns deles com importância metalogénica.

O conhecimento dos fluidos existentes responsáveis pela formação dos diferentes precipitados hidrotermais reconhecidos em campos filonianos relacionados com granitóides ou com zonas de cisalhamento e falhas, permite deslindar vários conjuntos tendo em conta as suas características químicas e condições de P-T de circulação. Esta informação em conformidade com os resultados obtidos através da análise da paragénese mineral e dados isotópicos, permite inferir as condições de evolução de cada sistema mineralizante. Estes estudos permitem ainda a compreensão das diferentes fontes dos fluidos circulantes na ZCI (s.l.) durante o período meso- a tardi-varisco. Face ao estado atual dos conhecimentos, sabe-se que os fluidos que circularam na ZCI, no período referido anteriormente, correspondiam a uma mistura em proporções variáveis de soluções aquosas de origem metamórfica, magmática e meteórica, podendo esta última apresentar modificações assinaláveis relacionadas com a interação direta e duradoura entre o fluido e o meio rochoso (Mateus & Noronha, 2010).

Vários autores têm feito esforços numa tentativa de explicar a génese de mineralizações filonianas. Fersman (1931), à luz de teorias modernas, tenta compreender a génese das mineralizações filonianas baseando-se em princípios de diferenciação magmática e em dados de natureza geoquímica, prevê uma zonalidade para os diferentes tipos de mineralizações associadas a rochas plutónicas, nomeadamente graníticas. Acompanhando a mesma linha de pensamento, Almeida & Noronha (1988) referem uma zonalidade lateral, perigranítica, para mineralizações de Sn-W e de Au em Trás-os-Montes; também Couto (1993) explica uma zonalidade para as mineralizações de Sb-Au da região Dúrico-Beirã. Nogueira (1997) aborda duas questões bastante pertinentes nesta matéria, “*qual a fonte primária dos elementos?*” e “*qual o papel dos granitos na génese e circulação dos fluidos mineralizantes?*”. Relativamente à fonte primária dos elementos, existem duas hipóteses, uma primeira

que consistia na concentração dos elementos através de uma **diferenciação magmática** (Cerveira, 1952; Neiva, 1944b), para estes autores os metais com tendência siderófila e calcófila, como o ouro e a prata, iriam concentrar-se nos fluidos tardios, concentrando-se na fase sulfúrea, em filões e veios e, os elementos com tendência oxífila, como o tungsténio e o estanho iriam ocorrer sob a forma de óxidos concentrando-se na fase silicatada; a segunda hipótese consistia na existência de uma **crusta especializada** em alguns elementos o que pode explicar uma concentração anómala sendo a diferenciação magmática um processo integrante num conjunto de processos geológicos convergentes, capazes de gerar jazigos minerais com concentrações tão anómalas. No caso das mineralizações auríferas, a sua reação com rochas grafitosas levou alguns autores a evocar estas rochas como fonte de elementos metálicos.

Quanto ao papel dos granitos na génese e circulação dos fluidos mineralizantes, as primeiras teorias consistiam em atribuir um papel principal aos granitos, afirmando que os fluidos mineralizantes eram resultado de processos de diferenciação magmática circulando depois através das fraturas, diaclases e falhas; posteriormente, o avanço no estudo das inclusões fluidas (IF) nos filões quartzosos levantaram dúvidas quanto à paternidade destes fluidos; através da geoquímica destas IF torna-se possível admitir a possibilidade destes fluidos serem de natureza metamórfica ou meteórica, ou resultado da mistura destes ou, ainda, de misturas destes com os fluidos tardi-magmáticos.

Alguns autores (Nogueira & Noronha, 1993) defendem que o papel dos granitos, para o caso das mineralizações auríferas, poderá ser o de ativador de células de circulação convectivas de fluidos.

III.3. Paragénese mineral presente nas estruturas filonianas mineralizadas em ouro

Baseando-se na descrição petrográfica e caracterização das diferentes fases minerais presentes nas estruturas mineralizadas, bem como na caracterização das paragéneses minerais e, ainda, nas relações geométricas entre as diferentes fases, foi possível a diferentes autores definir os estádios de mineralização.

Focando o estudo nas mineralizações auríferas portuguesas, autores como Couto (1993), Noronha & Ramos (1993), Nogueira & Noronha (1993), Noronha *et al.* (2000), Vallance *et al.* (2003), Boiron *et al.* (2003) e Mateus & Noronha (2010) descrevem estádios ou episódios temporais e indicam ao longo das linhas de quadros paragenéticos os minerais que cristalizam em cada um desses estádios.

A designação atribuída a cada estágio varia entre os autores, pois cada autor caracteriza determinado estágio segundo os aspetos que considera mais relevantes para a sua definição.

A correlação entre os diferentes estádios definidos por vários autores é sempre complicada, exigindo interpretações cuidadosas; parâmetros como o nível estrutural, a fonte dos elementos, a relação com as fases de deformação, as reações de alteração e remobilização influenciam de uma forma soberba o resultado final, podendo existir um modelo genético para cada caso. No entanto, na medida do possível deve-se tentar encontrar características comuns que permitam criar um modelo global para as mineralizações filonianas.

Segundo estudos elaborados por Noronha *et al.* (2000), Vallance *et al.* (2003) e Mateus & Noronha (2010) para a génese das mineralizações auríferas em Portugal podemos considerar a existência de quatro estádios distintos de mineralizações com paragénese minerais diferentes descritas seguidamente:

- i. **Primeiro estágio – “quartz stockwork and related greisens”** (Vallance *et al.*, 2003): relaciona-se com a formação de agregados de quartzo leitoso-acinzentado (QzI) localmente ricos em moscovite e turmalina (e contendo quantidades acessórias de apatite e arsenopirite). Os fluidos que participam neste episódio mineralizante são predominantemente aquosos com salinidade geralmente moderada e circulam em condições mínimas de temperatura $\approx 400\pm 50^\circ\text{C}$ e pressões < 5 kbar (Mateus & Noronha, 2010).
- ii. **Segundo estágio – “As-stage”** (Vallance *et al.*, 2003): fraturação do quartzo leitoso cristalizado no estágio anterior e ocupação destas fraturas com um quartzo límpido hialino (QzII), acompanhando a cristalização desta fase mineral temos a cristalização de fengite (Fgl), arsenopirite (ApyI) e pirite (PyI) em pequenas quantidades. Os fluidos manifestam uma composição aquo-carbónica e salinidade baixa a moderada sob condições de P-T variáveis entre 2-3.5 kbar e $450-325\pm 5^\circ\text{C}$ (Mateus & Noronha, 2010).
- iii. **Terceiro estágio – “Au-stage”** (Vallance *et al.* (2003)): cristalização de um quartzo leitoso (QzIII) em fraturas que afetavam as fases minerais instaladas anteriormente, acompanhando o quartzo ocorre a cristalização de ouro nativo e *eletrum* associados a sulfuretos (galena, calcopirite e bismutinite), bismuto nativo e sulfossais de Pb-Bi-Ag. As fraturas frequentemente apresentam clorite resultante de alterações

hidrotermais. A composição química dos fluidos muda substancialmente com o arrefecimento progressivo do sistema, desde temperaturas próximas de 300°C a 150-120°C, sob condições de pressão que variam entre 2 a 0.5 kbar. Os primeiros fluidos dessa fase de cristalização apresentam características semelhantes aos atuantes no segundo estágio; consoante a temperatura diminui ocorre uma mistura dos fluidos metamórficos e meteóricos o que vai condicionar o quimismo do fluido a atuar na fase final deste episódio mineralizante. Estes últimos fluidos são essencialmente aquosos, de origem meteórica com salinidades muito baixas (Mateus & Noronha, 2010). O terceiro estágio hidrotermal é o que manifesta um maior interesse metalogénico e consequentemente económico.

- iv. **Quarto estágio – “*post-ore stage*”** (Vallance *et al.*, 2003): cristalização de uma quarta geração de quartzo euédrico (QzIV) não deformado ou fraturado, que sela diferentes famílias de veios ou filonetes, cuja cronologia relativa é difícil de tecer. Este estágio evolutivo afigura-se determinante à deposição de elementos como o Zn-Pb (Couto, 1993). Os fluidos aquosos envolvidos neste estágio são quimicamente muito diferentes dos anteriores, revelando salinidades moderadas a elevadas e enriquecimentos significativos em Ca e Mg. As condições de P-T estimadas para a sua circulação situam-se abaixo de 1 kbar e 200°C (Mateus & Noronha, 2010).

A tabela seguinte representa de uma forma simplificada as principais associações minerais nas jazidas auríferas da ZCI e ZGTM (tabela III.3.1.).

ENQUADRAMENTO DA ÁREA DE GODINHAÇOS

Capítulo IV

IV.1. Enquadramento geográfico e geomorfológico

A área sobre a qual incidiu o estudo apresentado neste documento situa-se na região do Noroeste de Portugal, vulgarmente conhecida por Minho (figura IV.1.1.), esta localidade é limitada a norte pelo conselho de Ponte da Barca (distrito de Viana do Castelo) e a sul pelo conselho de Vila Verde (distrito de Braga).



Figura IV.1. 1. Mapa da esquerda: Localização geográfica da área estudada. *Adapt.* GoogleMaps. Mapa da direita: distribuição dos concelhos do Norte de Portugal. *Adapt.* Consórcio Minho (<http://www.minho.com/qca/?id=134>; <http://geoportal.lneg.pt/geoportal/mapas/index.html>).

A ocorrência das estruturas mineralizadas, sobre as quais se efetuou um estudo mais detalhado, situam-se, a SO do Lugar de Godinhaços, freguesia do concelho de Vila Verde. A este lugar faz corresponder as coordenadas M=172.000 e P=527.000, na folha 42 da Carta Militar de Portugal, à escala 1/25.000, dos Serviços Cartográficos do Exército (figura IV.1.2.)

A área de Godinhaços encontra-se cartografada na Folha 5-B (Ponte da Barca) da Carta Geológica de Portugal, à escala 1/50.000, publicada pelos Serviços Geológicos de Portugal.

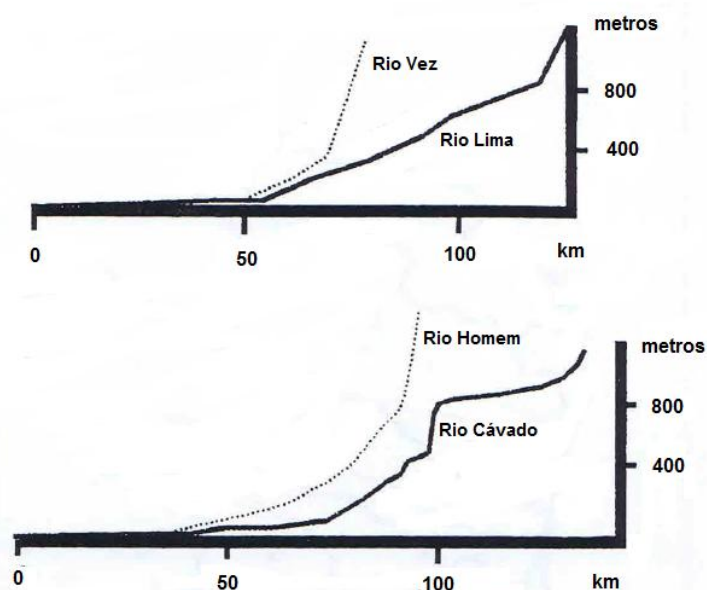


Figura IV.1. 3. Perfis longitudinais dos rios Lima, Vez, Cávado e Homem. Adapt. Girão (1960).

Nesta região os três principais rios são: o Lima, que corre a norte da área de Godinhaços, numa direção aproximadamente ENE-OSO, o Neiva que nasce a sudoeste da área de Godinhaços, e que corre num vale encaixado com direção ENE-OSO e o Cávado que corre a Sul da área em estudo, numa direção idêntica às anteriores. A presença de rios em vales encaixados e a constância das direções, juntamente com a presença de nascentes mineromedicinais segundo estes alinhamentos, levou vários autores a inferir que estas direções predominantes podem refletir uma deformação frágil a nível crustal (Cândido de Medeiros *et al.*, 1975). Além destes rios a área estudada encontra-se limitada, a este, pelo rio Vade que corre para norte num vale profundo encaixado com direção N-S; esta direção corresponde a um corredor de fraturação importante. Pode referir-se que estas duas direções principais, ENE-OSO e N-S, são praticamente constantes no Noroeste de Portugal, sendo responsáveis pelo escoamento superficial e pelas principais linha de água (figura IV.1.4.).



Figura IV.1. 4. Bacias hidrográficas, principais rios e seus afluentes, no NO de Portugal (nucleoap.blogspot.com).

A paisagem da região é incontornavelmente marcada pela presença de uma grande diversidade de rochas graníticas, que confere a estas regiões morfologias típicas desta litologia, podendo observar-se a disjunção esferoidal caracterizada pela presença de “bolas” de granito e ainda as extensas lajes graníticas.

Relativamente, à vegetação que se desenvolve nestas regiões podemos observar a presença de plantas rasteiras nos cumes, onde as camadas de solo apresentam espessuras muito reduzidas, o que contrasta com a grande diversidade de vegetação que ocorre ao longo dos vales e das linhas de água onde a espessura dos solos é consideravelmente maior; assim, a exploração agrícola encontra-se sempre condicionada, limitando-se assim às zonas de cobertura sedimentar aluvionar e eluvionar associadas às principais linhas de água.

A pluviosidade da região é das maiores a nível nacional, podendo atingir valores entre os 1.500 e 2.000 L/m². A temperatura média anual é cerca de 13°C (ANEXO 1).

IV.2. Enquadramento geotectónico

Sob o ponto de vista paleogeográfico e geotectónico a área de Godinhaços, encontra-se situada na Zona Galiza Trás-os-Montes (ZGTM), durante muito tempo esta zona foi considerada como subzona da Zona Centro Ibérica (ZCI) e designada por Galiza Média Trás-os-Montes (Julivert *et al.*, 1975) (figura IV.2.1.).

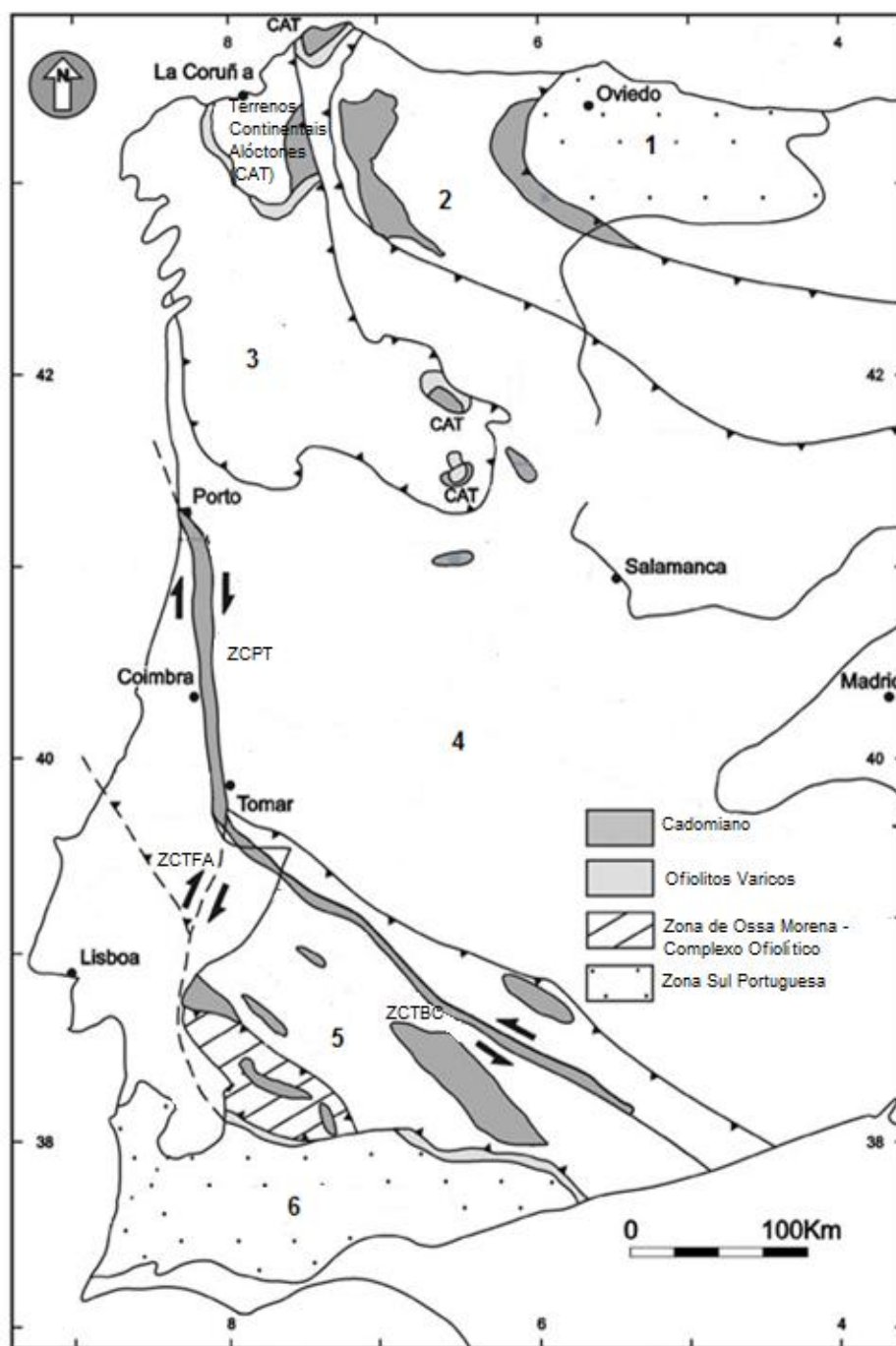


Figura IV.2. 1. Zonamento geotectónico do Maciço Hespérico. (1) Zona Cantábrica (ZC); (2) Zona Astúrico-Leonesa (ZAL); (3) Zona Galiza Trás-os-Montes (ZGTM); (4) Zona Centro Ibérica (ZCI); (5) Zona de Ossa Morena (ZOM); (6) Zona Sul Portuguesa (ZSP); ZCPT: Zona de cisalhamento Porto-Tomar; ZCTBC: Zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdova; ZCTFA: Zona de Cisalhamento Tomar-Ferreira do Alentejo. *Adapt. Ribeiro et al.*, 2009.

IV.3. Geologia regional e local

A geologia de Portugal apresenta-se representada em mapas geológicos a várias escalas: a cartografia geológica na escala 1/500.000 divide Portugal continental em duas folhas, a folha Norte e a folha Sul (figura IV.3.1.A)); a cartografia geológica à escala 1/200.000 divide Portugal continental em oito folhas (figura IV.3.1.B)) e, por último, a cartografia à escala 1/50.000 que divide o país em 177 folhas (figura IV.3.1.C)). A área em estudo – área de Godinhaços – encontra-se representada na folha Norte na escala 1/500.000 publicada em 1992 pelos Serviços Geológicos de Portugal, na Folha 1 na escala 1/200.000 publicada em 1992 pelos Serviços Geológicos de Portugal, e na folha 5-B (Ponte da Barca) na escala 1/50.000 publicada em 1975 pelos Serviços Geológicos de Portugal. Estes documentos serviram de base para a descrição da geologia presente na área em estudo, primeiro de um ponto de vista regional e em segundo sob um ponto de vista local.

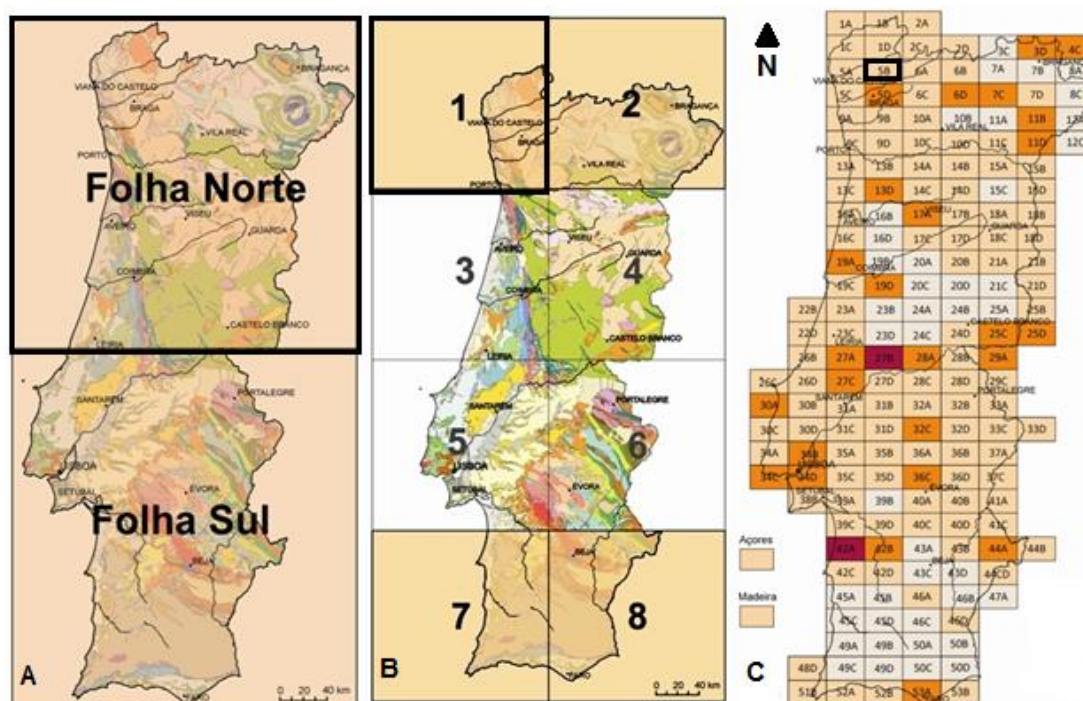


Figura IV.3. 1. Localização da área em estudo nos mapas cartográficos existentes. a) Divisão cartográfica de Portugal, na escala 1/500.000 (www.lneg.pt/servicos/215); b) Divisão cartográfica de Portugal na escala 1/200.000 (www.lneg.pt/servicos/142); c) Divisão cartográfica de Portugal na escala 1/50.000 (www.lneg.pt/servicos/139).

IV.3.1. Geologia Regional

Sob um ponto de vista de geologia regional, utilizaremos como base a notícia explicativa da folha 1 na escala 1/200.000 da Carta Geológica de Portugal publicada em Lisboa por Cabral *et al.* (1992) que abrange uma área totalmente coberta por cartografia geológica; esta cartografia abrange um setor compreendido entre o Douro e o Minho.

IV.3.1.1. Estratigrafia

A organização estratigráfica do setor entre Douro e Minho obedece, essencialmente, à definição da sequência de unidades litoestratigráficas. Sempre que possível, usa-se a conotação cronoestratigráfica que se baseia nas correlações litológicas e, sobretudo, assenta nas jazidas fossilíferas, frequentes mas mal conservadas devido à intensa deformação que se fez sentir durante a orogenia Varisca (Cabral *et al.*, 1992). Na tabela IV.3.1.. observa-se, esquematicamente, a organização destas unidades.

Tabela IV.3. 1. Organização dos terrenos correspondentes ao setor entre Douro e Minho. *Adapt. Cabral et al. (1992).*

UNIDADES		IDADE PROVÁVEL
ALÓCTONE	UV- UNIDADE DE VILA NUNE E VALENÇA	DEVÓNICO INFERIOR (?) SILÚRICO: Landoveriano médio a superior
	CARREAMENTO	
PARAUTÓCTONE	UMC – UNIDADE DO MINHO CENTRAL E OCIDENTAL	SILÚRICO (Landoveriano-Velonquiano)
	CARREAMENTO	
AUTÓCTONE	UNIDADE SÃO PEDRO DE FINS – MIDÕES	CARBÓNICO: Estefaniano inferior
	UNIDADE DE ERVEDOSA	CARBÓNICO: Vestefaliano D
	UNIDADE DE BOUGADO	CARBÓNICO: Vestefaliano c (?)
	FORMAÇÃO DE TELHEIRAS (MEMBRO SUP, MEMBRO INF)	DEVÓNICO: Siegeniano-Emsiano, Gediano
	FORMAÇÃO DE SOBRADO ("GRAUVAQUES DE SOBRADO")	DEVÓNICO INFERIOR (?) SILÚRICO SUPERIOR
	XISTOS CARBONOSOS SUPERIORES	SILÚRICO: Venloquiano
	XISTOS CARBONOSOS SUPERIORES	SILÚRICO: Landoveriano méd./sup.

LACUNA		
AUTÓCTONE	FORMAÇÃO DE SOBRIDO "GRAUVAQUES DE SOBRIDO"	SILÚRICO INFERIOR: Landoveriano inferior (?) ORDOVÍCIO SUPERIOR: Ashgiliano (?)
LACUNA		
AUTÓCTONE	FORMAÇÃO DE VALONGO	ORDOVÍCIO: Lanviriano-Landeiliano
	FORMAÇÃO DE SANTA JUSTA	ORDOVÍCIO: Tremadociano (?) - Arenigiano
DISCORDÂNCIA		
AUTÓCTONE	FORMAÇÃO DE S. DOMINGOS	CÂMBRICO
	FORMAÇÃO DE DESEJOSA	
	C.X.G. INDIFERENCIADO	

Na área abrangida pela Folha 1 da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200.000, podemos distinguir três terrenos diferentes: os terrenos **autóctones** com litologias datadas desde o Câmbrico até ao Carbónico, os terrenos **parautóctones** e os terrenos **alóctones**.

Seguidamente, apresentamos de uma forma simplificada as principais características destes terrenos.

A. Terrenos Autóctones

Os terrenos autóctones caracterizam-se pela presença de litologias que datam desde o Câmbrico até ao Carbónico.

O Câmbrico é representado pelo grupo do Douro, habitualmente conhecido por Complexo Xisto Grauváquico (CXG), este grupo está bem representado na região de Pinhão - S. João da Pesqueira, onde Sousa (1982) *in* Cabral *et al.* (1992) estabeleceu a base da divisão litoestratigráfica do Grupo do Douro (GD), e no antiforma de Valongo que entretanto se encontra separado do GD pelo granito de Guimarães – Castelo de Paiva.

O Ordovícico é também um período geológico bem representado nos terrenos autóctones vulgarmente conhecidos como "dorsal" da Península Ibérica; este período é caracterizado pela presença de três formações importantes: Formação de Santa Justa, Formação de Valongo e Formação de Sobrido.

Os períodos Silúrico e Devónico (provável) também se encontram representados nos terrenos autóctones em três formações: Xistos carbonosos inferiores, Xistos carbonosos superiores e Formação do Sobrado.

No soco hercínico pode-se também observar litologias que datam do Devónico, estas litologias estão bem definidas na Formação de Telheiras.

Finalmente, o último período representado nos terrenos autóctones, o Carbónico, materializado pela presença de três unidades litoestratigráficas: Unidade de Bougado, Unidade de Ervedosa e Unidade de S. Pedro Fins – Midões.

B. Terrenos Parautóctones

Face ao estado atual dos conhecimentos, a flecha de deslocação das unidades parautóctones pode atingir dezenas de quilómetros e das unidades alóctones as centenas de quilómetros (Ribeiro *et al.*, 1983; Ribeiro *et al.*, 1989, *in* Cabral *et al.*, 1992). Estas unidades resultam do empilhamento de terrenos que interrompem o processo de sedimentação do CXG e truncam os terrenos autóctones dando lugar, na sua frente, a novas sequências de *flysh* tanto mais recentes quanto se caminha no sentido da polaridade da cadeia, isto é, no sentido leste.

O parautóctone do Noroeste de Portugal encontra-se separado do autóctone por um carreamento basal – carreamento de Vila Verde e está representado pela Unidade do Minho Central e Ocidental que se sobrepõe à Formação de Santa Justa (Quartzito do Armoricano) localmente de fraca espessura; a sul da localidade de Vila Verde, instala-se sobre um nível de xistos ampelitosos e vai, sucessivamente, delaminando a Formação de Valongo e a Formação de Sobrido até ser intercetado pelo maciço granítico da Serra de Perre, e, mais para sul, pelo batólito granítico do Minho. Quanto à sequência litoestratigráfica desta unidade é caracterizada da base para o topo do seguinte modo: na base a unidade inicia-se por um nível de xistos ampelitosos a que se sobrepõem xistos negros andaluzíticos, contendo na parte superior níveis finos de lilitos; sucede-se uma sequência monótona de xistos cinzentos, às vezes ligeiramente gresosos onde também é visível uma alternância de leitos centimétricos de filitos e metassiltitos, nodulares devido à presença de andaluzite.

C. Terrenos Aóctones

Estes terrenos estão representados no Minho por uma unidade, “Unidade de Vila Nune e Valença” que foi formalmente definida na região da Vila Nune-Mondim de Basto, aquando da elaboração da carta geológica de Mondim de Basto (Pereira & Ribeiro, 1983; Pereira, 1987, *in* Cabral *et al.*, 1992).

A Unidade de Vila Nune e Valença, caracteriza-se da base para o topo, por uma sequência de quartzitos imaturos micáceos e xistentos com intercalações de quartzitos

compactos; vulcanitos intermédios-básicos em níveis dispersos; vulcanitos ácidos bandados ou, mais frequentemente, tufos e tufitos associados a níveis escarníticos; xistos superiores, essencialmente, pelíticos, ou compostos por alternâncias à escala centimétrica de filitos e metarenitos.

IV.3.1.2. Rochas graníticas

Grandes áreas do mapa geológico da Folha 1 na escala 1/200.000 são abrangidas por rochas granitóides Variscas que se diferenciam umas das outras através de características como a textura, composição mineralógica e quimismo. A tabela IV.3.2. apresenta, esquematicamente, a distribuição dos granitóides Variscos no setor entre Douro e Minho; este quadro baseia-se em dados apresentados na notícia explicativa da Folha 1 na escala 1/200.000 da Carta Geológica de Portugal.

Tabela IV.3. 2. Esquematização dos granitóides presentes no setor entre Douro e Minho. *Adapt. Cabral et al. (1992).*

GRANITÓIDES VARISCOS	
Granitos de duas micas	
Sintectónicos relativamente a D2	<u>Sub-autóctones</u> γ'_{2-} Granito de grão fino de duas micas
Sintectónicos relativamente a D3	<u>Autóctones</u> γ'_{3-} Migmatitos, gnaisses granitos nodulares <u>Sub-autóctones</u> γ'_{3-} Granito de grão fino, biotítico γ'_{3-} Granito inomogéneo, de grão médio a fino γ'_{3-} Granito de grão médio, de duas micas, às vezes com restitos γ'_{3-} Granito de duas micas, de grão fino, às vezes conservando estruturas primárias e grão fino a médio γ'_{3-} Restitos granodioríticos às vezes com megacristais de biotite <u>Alóctones</u> γ'_{3-} Granito de grão médio de duas micas γ'_{3-} Granito de grão médio, de duas micas com esparsos megacristais γ'_{3-} Granito de grão médio ou grosseiro, de duas micas (γ'_{3-} Granito de grão grosseiro, de duas micas γ'_{3-} Granito de grão médio, de duas micas, porfíroide
Sin a tardi-tectónicos relativamente a D3	<u>Alóctones</u> γ'_{4-} Granito de grão grosseiro, moscovítico-turmalínico γ'_{4-} Granito de grão fino, de duas micas, porfíroide

	γ'_4 - Granito de grão grosseiro de duas micas com raros megacristais
Granitos biotíticos com plagioclase cálcica e seus diferenciados	
Ante a sin-tectónicos (relativamente a D3)	<u>Série precoce</u> γ''_1- Granodiorito porfiróide, biotíticos, com megacristais muito desenvolvidos γ''_1- Granitos e granodioritos de grão médio, porfiróides, com duas micas
Sin a tardi-tectónicos (relativamente a D3)	γ''_2- Granodioritos e quartzodioritos biotíticos, porfiróides ou com esparsos megacristais γ''_2- Granito porfiróide de grão grosseiro essencialmente biotítico
Tardi a pós-tectónico relativamente a D3 (<u>Série tardia</u>)	γ''_3- Granodioritos e quartzodioritos biotíticos com rochas básicas associadas γ''_3- Granito monzonítico de grão médio porfiróide com duas micas, essencialmente biotítico γ''_3- Granito de grão fino a médio com esparsos megacristais com duas micas essencialmente biotítico γ''_3- Granito de grão fino de duas micas, essencialmente biotítico γ''_3- Microgranito de grão fino, às vezes turmaliníticos
Pós-tectónicos relativamente a D3	γ'''- Granito, às vezes, porfiróide, de grão fino, biotítico γ'''- Granito porfiróide, de grão médio, biotítico γ'''- Granito porfiróide, de grão grosseiro a médio, biotítico

II.3.1.3. Filões e massas

δ - Rochas básicas: os filões deste tipo ocorrem com bastante frequência e em grande abundância, mas geralmente encontram-se alterados. A rocha mais típica destes filões é o lamprófito (espersartito) podendo ocorrer outras fácies como o dunito (exemplo: Dunito de Lamas de Mouro).

q – Quartzo: o quartzo que ocorre um pouco por toda a carta apresenta-se fraturado e, por vezes, com aspeto brechóide.

γ_{ap} – Pegmatito e Aplito-pegmatito: ocorrem em geral em filões e apresentam uma textura xenomórfica granular, por vezes sacaroide, com cristalização simultânea de quartzo e feldspato, associando-se em geral moscovite. Como minerais acessórios temos biotite, cordierite, apatite, granada e turmalina.

μγ - Pórfiro microdiorítico quartzífero: ocorrem em filões e são rochas com uma textura porfírica de matriz feldspato-biotito-anfibólica acompanhada por quartzo recristalizado.

IV.3.2. Geologia Local

A geologia da área em estudo – **área de Godinhaços** – é representada essencialmente por granitos variscos. A descrição das litologias é baseada na notícia explicativa da Folha 1 na escala 1/200.000 da Carta Geológica de Portugal publicada em Lisboa por Cabral *et al.*, 1992, na Folha 5-B (Ponte da Barca) na escala 1/50.000 da Carta Geológica de Portugal publicada em Lisboa por Cândido de Medeiros *et al.*, 1975 e, a nomenclatura usada, nos mapas geológicos da área de Godinhaços, apresentados neste documento baseiam-se na legenda da Folha Norte na escala 1/500.000 da Carta Geológica de Portugal publicada em Lisboa em 1992. A cartografia geológica de pormenor é baseada num projeto coordenado por J. Farinha em 2002.

Seguindo uma ordem do mais recente para o mais antigo, a área de Godinhaços é representada pelas seguintes litologias:

II. 3.2.1. Moderno

Aluviões atuais (a): na região de Duas Igrejas, o rio Neiva apresenta um vale largo e coberto por estes depósitos recentes de sedimentos não consolidados.

II.3.2.2. Rochas graníticas

- i. **Granito de duas micas de grão médio indiferenciado (sin-D₃), Granito de Vila Verde (γ'₃):** segundo a notícia explicativa da Folha 5-B (Ponte da Barca) à escala 1/50.000, este granito é designado por granito não porfiróide de grão médio ou grosseiro a médio - γ_m; na notícia explicativa da Folha 1 na escala 1/200.000 da Carta Geológica de Portugal o granito é classificado como granito de grão médio, de duas micas com esparsos megacristais - γ'₃. Este granito contacta em toda a sua extensão com o granito de Braga. A passagem do granito de Vila Verde para o granito de Braga é gradual por desaparecimento ou rarefação dos megacristais de feldspato. Este granito encontra-se por vezes muito alterado. É constituído essencialmente por quartzo, feldspato potássico e oligoclase; é pouco biotítico e contém, também, alguma moscovite além dos minerais acessórios comuns. Segundo J. Farinha (2002) este granito apresenta

orientação, tendo uma foliação magmática incipiente com direção dominante NE-SO e pendor dominante para sul. Nestes granitos instalaram-se filões de quartzo, por vezes bandados e com sulfuretos onde domina a arsenopirite.

- ii. **Granito monzonítico de grão grosseiro porfiróide (tardi a pós-D₃), Granito de Ponte da Barca (γ''_{3b}):** segundo a notícia explicativa da Folha 5-B (ponte da Barca) na escala 1/50.000 este granito é designado por granito porfiróide de grão grosseiro ou médio a grosseiro - $\gamma_{\pi g}$; na notícia explicativa da Folha 1 na escala 1/200.000 da Carta Geológica de Portugal o granito é classificado como granito monzonítico de grão médio porfiróide com duas micas, essencialmente biotítico - γ''_3 . Este é o granito mais representativo da região. Trata-se de um granito, monzonítico, de duas micas com biotite dominante. Os feldspatos são em geral brancos ou acinzentados. As dimensões dos megacrístais são variáveis, podendo uma secção retangular atingir, por vezes 7x5 cm². Mostra sinais de deformação traduzidas, principalmente, pela presença de quartzo com estrutura suturada e extinção ondulante e por deflexões mais ou menos intensas, dos planos de macla das plagioclases e dos planos de clivagem das micas. O feldspato mais abundante é a plagioclase, em megacrístais ou como constituinte da matriz.
- iii. **Granito monzonítico de grão médio com raros megacrístais (tardi a pós-D₃), Granito de Braga (γ''_{3c}):** segundo a notícia explicativa da Folha 5-B (ponte da Barca) na escala 1/50.000 este granito é designado por granito porfiróide de grão médio ou fino a médio - $\gamma_{\pi m}$; na notícia explicativa da Folha 1 na escala 1/200.000 da Carta Geológica de Portugal o granito é classificado como granito de grão fino a médio com esparsos megacrístais com duas micas essencialmente biotítico - γ''_3 . O granito é geralmente caracterizado como sendo porfiróide, de grão médio a fino biotítico. Trata-se de um granito calco-alcalino com plagioclase do tipo andesina. Os megacrístais deste granito são de pequenas dimensões. A moscovite é escassa, comparando com a quantidade de biotite, e ocorre ao longo das superfícies de clivagem da biotite. Por processos de alteração é frequente a transformação da biotite em clorite e epídoto.
- iv. **Granito moscovítico-biotítico de grão fino (tardi a pós-D₃), Granito de S. Mamede (γ''_{3d}):** segundo a notícia explicativa da Folha 5-B (Ponte da Barca) na escala 1/50.000 este granito é designado por granito não

porfiróide de grã fino - γ'_f ; na notícia explicativa da Folha 1 na escala 1/200.000 da Carta Geológica de Portugal, o granito classifica-se como granito de grão fino de duas micas, essencialmente biotítico - γ''_3 . A textura é xenomórfica granular. A quantidade de feldspato potássico e de moscovite é superior comparativamente, às rochas referidas anteriormente. Segundo J. Farinha (2002) os filões e filonetes de quartzo são raros neste granito, mas quando existem apresentam-se com uma orientação NE-SE, subverticais e desprovidos de sulfuretos.

IV.3.2.3. Rochas filonianas

Filões de quartzo (q): Entre os filões de quartzo mais importantes, destacam-se os de Godinhaços-Pedregais com cerca de 2 a 3 km de extensão, orientados na direção NE-SO e encaixados em parte no granito de duas micas de grão médio indiferenciado (sin-D₃), Granito de Vila Verde e no Granito monzonítico de grão médio com raros megacristais (tardi a pós-D₃), Granito de Braga. O quartzo presente nestes filões está intensamente fraturado com aspeto brechóide não consolidado. Notam-se, tanto nos filões, como no granito, pequenas falhas, com orientação e inclinação idêntica à dos filões, algumas com enchimento argiloso e lisos de falhas.

Filões de rochas básicas (δz): Os filões básicos apresentam-se em quantidades consideráveis em toda a área, tomando especial atenção o filão que acompanha o filão de quartzo na zona de Godinhaços. Estes filões são constituídos por rochas de textura porfírica. A matriz, formada por redes de plagioclases e anfíbolas, rodeia alguns fenocristais idiomórficos de anfíbola, podendo atingir 1 mm. A plagioclase com cerca de 40% de moles de Na, encontra-se bastante alterada. Nestes filões ocorre, ainda que em pequenas quantidades clorite, calcite e minerais opacos. A presença de elevada percentagem de minerais máficos, o aparecimento de duas gerações de anfíbolas e o carácter porfírico produzido pela ocorrência de fenocristais ferromagnesianos idiomórficos, permitem classificar esta rocha como lampróiro de composição diorítica.

O mapa apresentado na figura seguinte representa o mapa geológico elaborado para a área de Godinhaços.

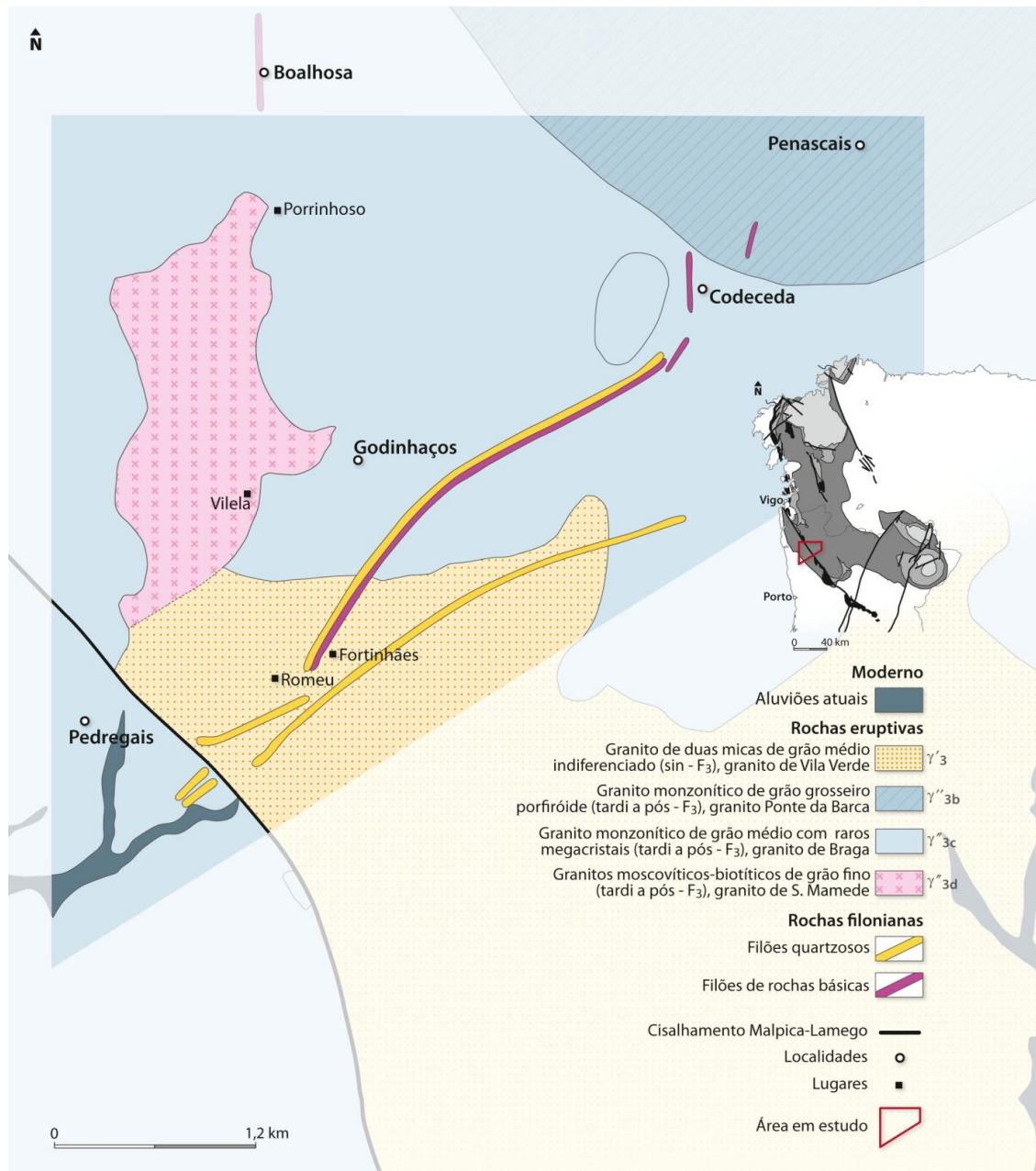


Figura IV.3. 2. Mapa geológico da área de Godinhaços.

ESTUDO DA ÁREA DE GODINHAÇOS

CAPÍTULO V

V.1. Introdução

Para a realização da parte prática desta dissertação foram usadas várias metodologias que permitiram caraterizar, sob o ponto de vista petrofísico e petrográfico, as rochas graníticas da área de Godinhaços, mais precisamente, o granito de S. Mamede e de Vila Verde. As metodologias, os respetivos equipamentos, a amostragem elaborada na área de Godinhaços e os resultados obtidos serão desenvolvidos nos capítulos seguintes.

V.2. Levantamento geológico

Para o reconhecimento da geologia da área em estudo –**área da Godinhaços**- recorreu-se à cartografia geológica já existente; as duas principais cartas utilizadas para este efeito foram a Folha 5B (Ponte da Barca) na escala 1/50.000 da Carta Geológica de Portugal por Cândido de Medeiros *et al.* (1975) e correspondente notícia explicativa e o mapa de cartografia geológica de pormenor na escala 1/2.500 elaborado por J. Farinha (2002).

V.2.1. Metodologia

Dos diferentes indícios de mineralizações reconhecidos nesta região e descritos, por Nogueira (1997), escolheram-se as que se encontram representadas em Godinhaços para a realização dos estudos. No campo observou-se a presença de afloramentos graníticos pouco alterados e de fácil acesso o que facilitou, em parte, a amostragem do local para posterior estudo em laboratório.

Após se escolherem os locais com as condições ideais para a recolha de amostras de qualidade, procedeu-se ao levantamento da atitude de algumas estruturas visíveis no maciço. Na tabela V.2.1. encontram-se descritas as atitudes de algumas diaclases medidas no terreno com o auxílio de uma bússola.

Tabela V.2. 1. Atitude de alguns planos de diaclasamento presentes nas litologias instaladas na área de Godinhaços.

LITOLOGIA	IDENTIFICAÇÃO	ATITUDE DO PLANO	RETA MAIOR DECLIVE
Granito de Braga	SM4	N080°E;45°NO	45°→N350°E
Granito de Vila Verde	SM9	N060°E;SUBV	90°→N330°E
	SM12	N060°E;SUBV	90°→N330°E
		N094°E;SUBV	90°→N004°E
		N064°E;SUBV	90°→N334°E
		N048°E;40°NO	40°→N318°E
Granito de Braga	SM17	N070°E;VERT	90°→N340°E
		N170°E;50°O	50°→N160°E
		N078°;VERT	90°→N348°E
		N060°E;VERT	90°→N330°E
		N066°E;74°O	74°→N336°E
		N160°;50°O	50°→N250°E
		N158°;70°O	70°→N148°E
Granito de S. Mamede	SM19	N100°;80°NE	80°→N010°E
		N-S;50°O	50°→N270°E
		N130°;85°SO	85°→N220°E
		N060°;70°SE	70°→N150°E
		N130°;VERT	90°→N40°E
	SM21	N040°;50°SE	50°→N130°E
		N020°;40°SE	40°→N110°E

O estudo estatístico do diaclasamento no maciço fornece-nos boas informações relativamente ao estado de fraturação do maciço e qual a família ou famílias de diáclases dominantes na área em estudo, questão que se desenvolverá mais adiante.

V.2.2. Resultados

O DIPS, desenvolvido pela *Rocscience*, é um dos programas mais utilizados para o tratamento estatístico de dados geológicos de descontinuidades e identificação preliminar de situações potenciais de instabilidade estrutural de maciços rochosos. Sendo o DIPS é um programa de desenho, análise e apresentação de dados estruturais através de técnicas de projeção estereográfica, foi o software utilizado neste trabalho para o estudo estatístico do diaclasamento.

No DIPS quando preenchemos as tabelas fornecidas temos que ter em atenção que as atitudes digitadas são as retas de maior declive correspondentes a cada plano de descontinuidade. Na tabela V.2.1. encontram-se registadas as atitudes correspondentes aos planos de descontinuidade medidos no campo. Visto que este estudo se baseou na recolha de vinte descontinuidades, este estudo pode não ser representativo do que realmente se passa a nível regional, mas de qualquer das formas já nos permite ter uma ideia de qual(ais) a(s) família(as) de diaclases mais frequente(s).

Na figura V.2.1. apresenta-se um estereograma com a distribuição das zonas de isodensidades de pólos, e observa-se a existência de duas zonas de isodensidades mais expressivas.

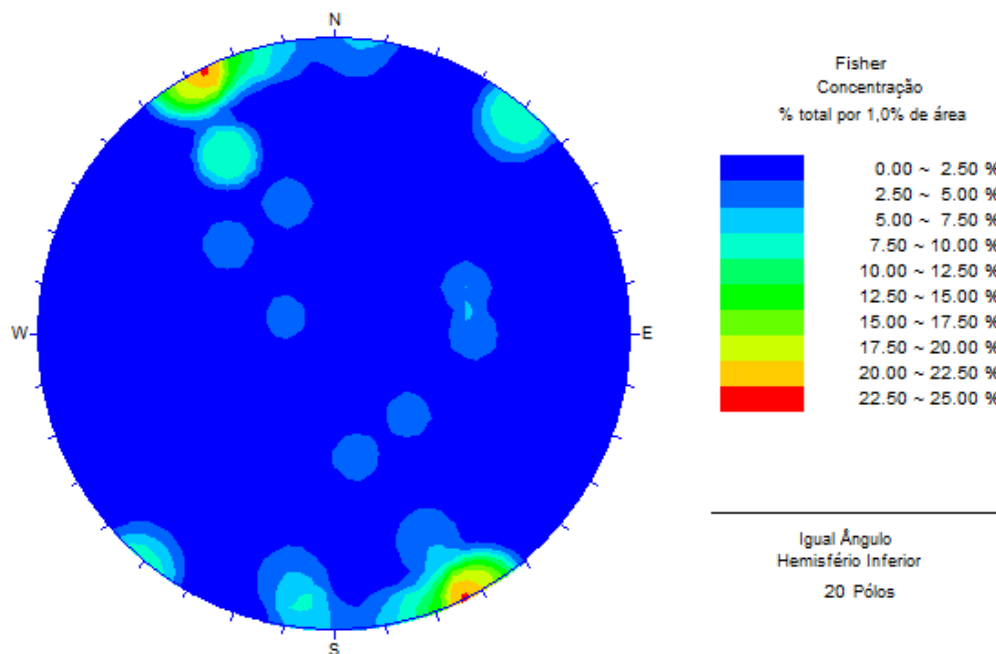


Figura V.2. 1. Estereograma representativo da distribuição das zonas de isodensidades de pólos.

O estereograma que se encontra ilustrado na figura V.2.2. representa a projeção dos pólos correspondentes a cada descontinuidade.

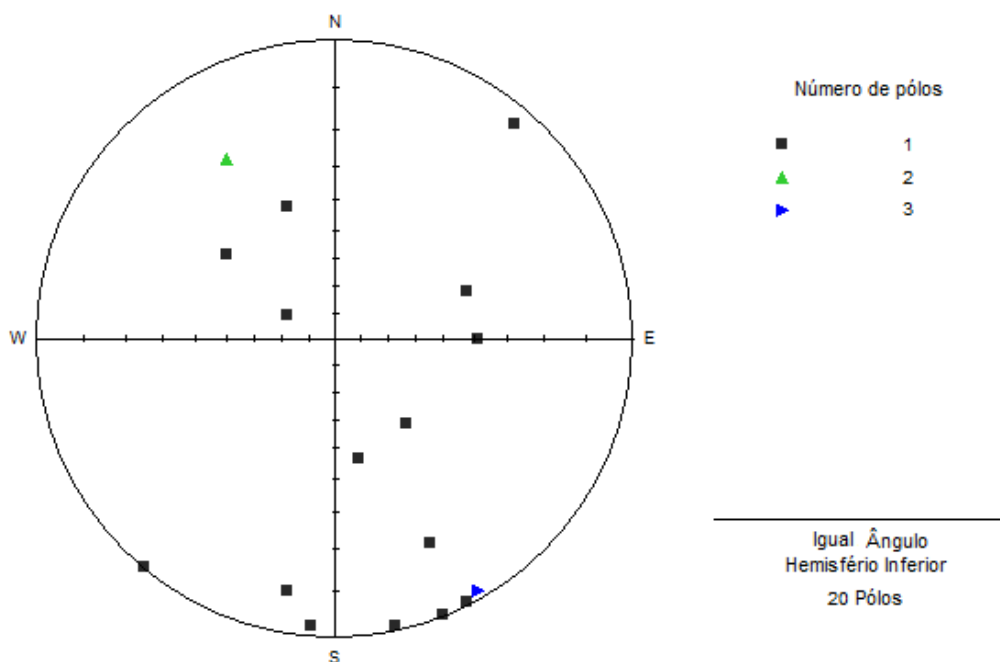


Figura V.2. 2. Projeção dos pólos representativos das descontinuidades.

O estereograma anterior permitiu concluir, segundo estas medições, as duas famílias de diáclases que se encontram com maior abundância na área de Godinhaços. A representação destas duas famílias encontra-se ilustrada na figura V.2.3.

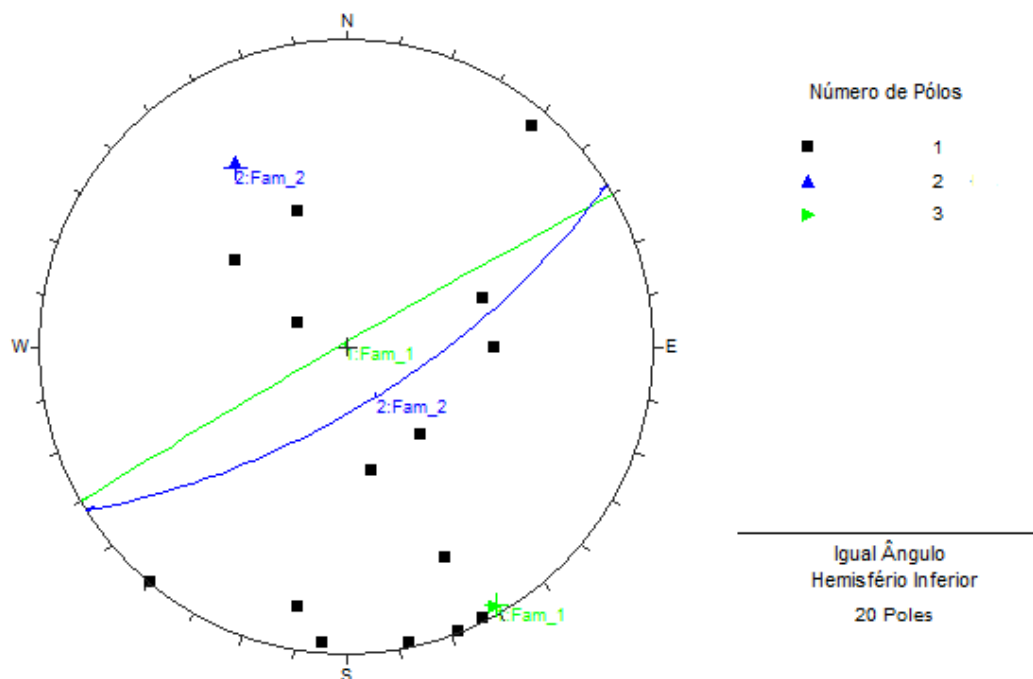


Figura V.2. 3. Representação das duas famílias de diaclases com maior expressividade na área de Godinhaços.

Na tabela V.2.2. encontram-se registadas as atitudes das duas famílias de diáclases projetadas no estereograma representado na figura anterior.

Tabela V.2. 2. Atitudes das famílias de diaclasamento mais expressivas na área de Godinhaços.

Identificação	ATITUDES	
	Pólos	Plano de diaclasamento
Fam_1	2°→N150°E	N040°E;88°NO
Fam_2	21°→N328°E	N058°E;69°SE

O diagrama de rosetas apresentado seguidamente reforça a ideia de que as famílias de diáclase dominantes na área de Godinhaços são as referidas na tabela V.2.2.

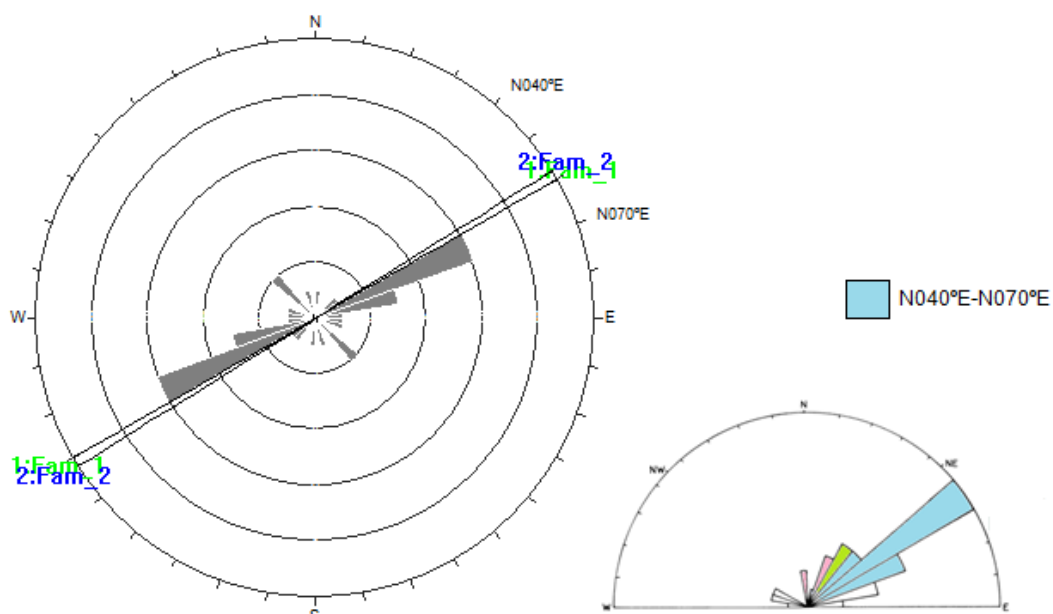


Figura V.2. 4. Diagrama de rosetas das descontinuidades da área de Godinhaços. Canto inferior direito: diagrama das orientações das estruturas mineralizadas no NW de Portugal. *Adapt.* Noronha & Ramos (1993).

V.3. Estudo petrofísico

Introdução

Tendo em conta o objetivo a que se propõe esta dissertação – caracterização da anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) nos granitos (s.l.) cortados por filões quartzosos mineralizados em ouro – percorreu-se toda a área, tentando encontrar locais onde os afloramentos reunissem as melhores condições para o estudo da ASM. Em Godinhaços observa-se a presença de conjuntos de filões quartzosos orientados, grosseiramente, NNE-SSO e NE-SO (figura V.3.1.) tendo sido estas estruturas que funcionaram como ponto de partida para a recolha das amostras.

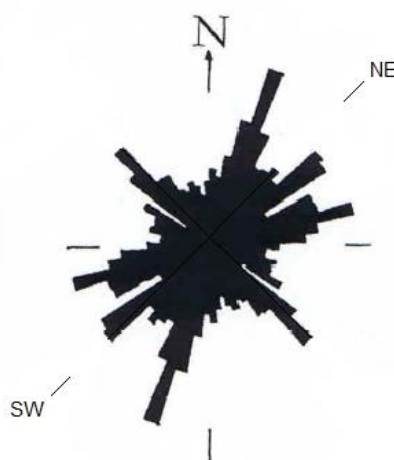


Figura V.3. 1. Orientação dos filões de quartzo mineralizados em ouro (Au) no Norte de Portugal. Adapt. Cottard (1982).

Conceitos teóricos

A anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) é uma técnica com elevada importância no estudo estrutural de granitóides que não apresentam evidências macroscópicas de deformação, pois permite determinar a orientação da foliação e da lineação em rochas com baixa anisotropia (Sousa *et al.*, 2011).

A suscetibilidade magnética, K (unidades SI = 4π unidades CGS), de um corpo está diretamente relacionada com a magnetização induzida, M , e o campo magnético externo, H a que o corpo está sujeito e expressa-se, segundo a fórmula matemática $M=KH$. Segundo Bouchez (1997), *granite is never isotropic*, sendo assim o estudo da anisotropia da suscetibilidade magnética nas rochas graníticas pertencentes à área de Godinhaços, será representada por um tensor simétrico de 2ª ordem da forma: $M_i=K_{ij}H_j$ ($i,j=1,2,3$) em que M_i traduz a magnetização na direção i , H_j representa o campo indutor efetivo na direção j . O sólido geométrico representativo daquele tensor é um

elipsóide triaxial (figura V.3.2.). Medindo a magnetização induzida em três direções ortogonais acede-se aos termos diagonais e simétricos do tensor. A diagonalização desta matriz permite obter três vetores K_{11} , K_{22} , K_{33} . A intensidade desses vetores próprios e a sua orientação (direção e inclinação) no referencial geográfico fornecem os semieixos do elipsóide da ASM tal que: $K_{11}=K_1$ ($K_{\text{máx}}$), $K_{22}=K_2$ (K_{int}), $K_{33}=K_3$ (K_{min}) com $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ (Sant'Ovaia & Noronha, 2005).

Bouchez (1997) afirma que existe uma correlação entre o *fabric* mineral da rocha e o elipsóide de suscetibilidade magnética (K), sendo o eixo maior do elipsóide, K_1 paralelo à lineação magnética e o eixo menor, K_3 perpendicular à foliação magnética.

Os valores dos eixos de suscetibilidade descrevem o elipsóide da ASM (figura V.3.3.) (Gomes & Sant'Ovaia, 2015), assim:

- Se $K_1 \approx K_2 \approx K_3$, a forma geométrica será uma esfera e a suscetibilidade uma propriedade isotrópica;
- Se $K_1 > K_2$ e $K_2 \approx K_3$, estes dois eixos distribuir-se-ão na mesma direção, criando um *fabric* linear, e o elipsóide é prolato (em forma de charuto);
- Se $K_1 \approx K_2$ e $K_2 > K_3$, os primeiros distribuem-se num plano, criando um *fabric* foliado, e o elipsóide é oblato (achatado, com uma forma discoidal).
- Se $K_1 > K_2 > K_3$, o elipsóide é plano-linear.

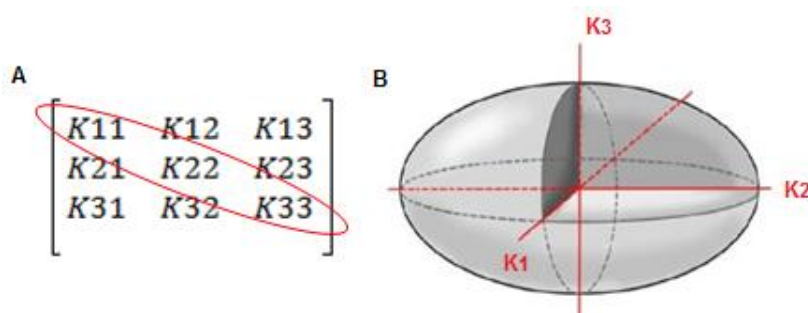


Figura V.3. 2. A: tensor simétrico de 2ª ordem representativo da suscetibilidade magnética, K; B: elipsóide triaxial representativo do tensor simétrico de 2ª ordem.

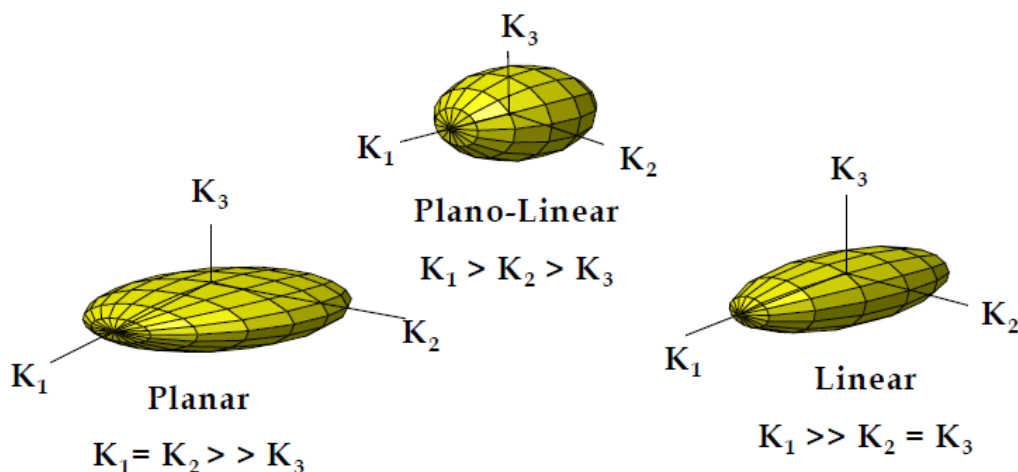


Figura V.3. 3. Modelos de elipsóides de anisotropia de suscetibilidade magnética. Adapt. Gomes & Sant'Ovaia (2015).

O ferro é o principal elemento responsável pelo sinal magnético emitido pela rocha quando sujeita a um campo magnético externo (H); assim a rocha pode apresentar um comportamento ferromagnético (s.l.) (isto é, inclui o ferromagnetismo (s.s.), o antiferromagnetismo e o ferrimagnetismo), paramagnético ou diamagnético (figura V.3.4.). O paramagnetismo é caracterizado por uma suscetibilidade magnética positiva, K_{para} , promovida pelo ferro contido nos silicatos presentes na rocha. Nos granitos, as fases minerais responsáveis por este comportamento são a biotite, moscovite e a anfíbola e, como minerais acessórios, temos a piroxena, granada, cordierite, epídoto e a turmalina, contudo podemos conter também óxidos, que no caso seria a ilmenite. A hematite e a goethite apresentam um comportamento antiferromagnético com valores de suscetibilidade magnética, $K_{\text{antiferro}}$, inferiores aos paramagnéticos. O ferromagnetismo (s.l.), K_{ferro} , apresenta uma suscetibilidade magnética positiva quando sujeita a um campo magnético induzido, voltando ao zero quando este campo magnético, elevado, deixa de atuar sobre o corpo. A magnetização residual (M_r), ou remanescente, serve como base para estudos de paleomagnetismo. Nos granitos, o principal mineral responsável por este comportamento é a magnetite. Finalmente, o diamagnetismo comporta valores de suscetibilidade magnética negativos, K_{dia} , as fases minerais responsáveis por este comportamento são aquelas em que o ferro não faz parte da sua estrutura cristalina (cerca de 80% dos minerais constituintes de um granito), de que são exemplo o quartzo, o feldspato entre outros. A suscetibilidade magnética média de um granito é caracterizada pelo somatório de todas as suscetibilidades magnéticas medidas: $K = K_{\text{para}} + K_{\text{ferro}} + K_{\text{antiferro}} + K_{\text{dia}} \approx K_{\text{para}} + K_{\text{ferro}}$, pois $K_{\text{antiferro}}$ e K_{dia} apresentam valores insignificativos.

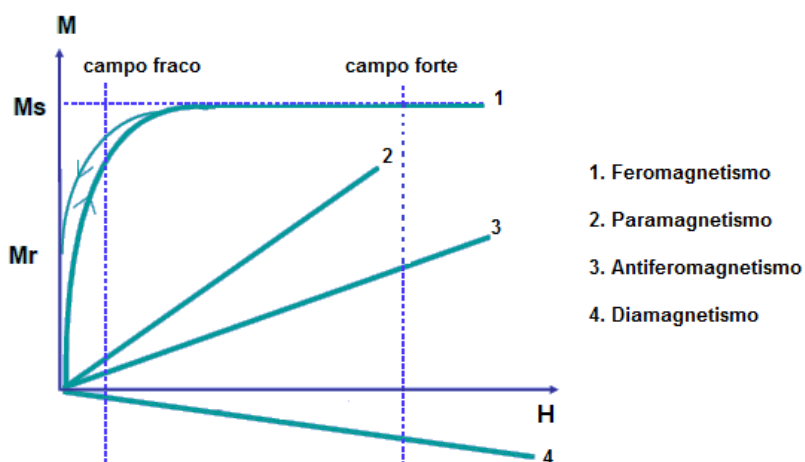


Figura V.3. 4. Suscetibilidade magnética (K); magnetização (M) em função do campo magnético externo induzido (H); Ms: magnetização de saturação, Mr: magnetização remanescente. *Adapt. Bouchez (1997).*

A ordem de grandeza da suscetibilidade magnética de uma rocha está diretamente relacionada com a composição mineralógica dessa mesma rocha, assim se medirmos a suscetibilidade magnética duma rocha com comportamento paramagnético, esta apresentará valores de $K \approx K_{\text{para}}$ com uma ordem de grandeza de 10^{-6} SI, enquanto que numa rocha com comportamento ferromagnético (s.l.) obterá valores de $K \approx K_{\text{ferro}}$ com uma ordem de grandeza de 10^{-3} SI, como se pode verificar na figura V.3.5.

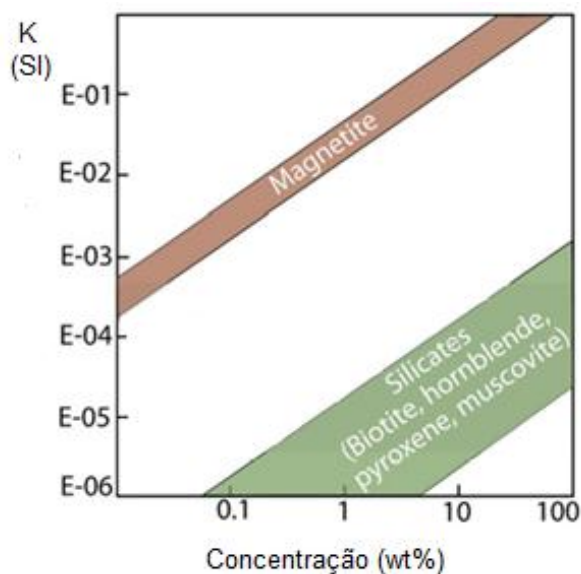


Figura V.3. 5. Relação entre a suscetibilidade magnética (K, SI) e a percentagem de ferro expresso em percentagem em peso (wt%). Adapt. Parés (2015).

Baseado em estudos petrográficos efetuados em minerais opacos presentes em lâminas de granito, Ishihara (1977) dividiu os granitóides em dois grandes grupos os “*magnetite-bearing magnetite-series*” ou “*magnetite-type*” e os “*magnetite-free ilmenite-series*” ou “*ilmenite-type*” (figura V.3.6.), esta classificação assenta na composição mineralógica de cada rocha, assim temos:

- “*Magnetite-series*”: magnetite (0.1-2 vol. %), ilmenite, hematite, pirite, esfena, epídoto e biotite (elevada Mg/Fe);
- “*Ilmenite-series*”: ilmenite (menos de 0.1 vol. %), pirrotite, grafite, moscovite e biotite (baixa Mg/Fe).

Ishihara (1977) considera que a génese dos granitóides de cada série se concebeu a níveis estruturais diferentes, assim para a série da magnetite considera-se

que esta se terá gerado a níveis estruturais profundos (manto superior e crosta inferior) e que não teve nenhum contacto com a fronteira do Carbono, em contrapartida, para a série da ilmenite considera-se uma génese a um nível estrutural mais elevado (crosta continental média a inferior) com interferência e mistura de rochas metamórficas e sedimentares a vários níveis durante a sua formação.

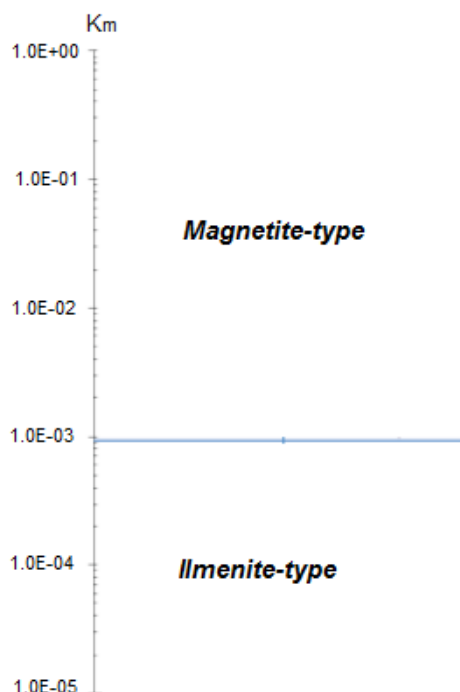


Figura V.3. 6. Relação entre a suscetibilidade magnética média (Km) e as séries graníticas propostas por Ishihara (1977).

Aplicações

Os estudos de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) são elaborados com diversos objetivos e permitem dar resposta a questões de investigação em áreas distintas da Geologia, de que são exemplo o estudo das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas, os seus processos de formação e de deformação (Gomes & Sant'Ovaia, 2015). Possibilitam, ainda, num sentido mais amplo, responder a questões de Paleogeografia e de Tectónica.

Borradaile & Henry (1997) descreveram as principais aplicações do estudo da ASM, estas encontram-se sumarizadas seguidamente:

- Ferramenta versátil para a descrição do *petrofabric* da rocha;

- Capacidade de inferir a orientação-distribuição dos minerais responsáveis pela emissão do sinal magnético nas rochas, isto é, dá-nos informações direcionais como a lineação ($//$ a K_1) e foliação ($\perp$ a K_3) magnéticas;
- Permite-nos tecer conclusões relacionadas com a tectónica que atua sobre as rochas;
- No caso das rochas graníticas, possibilita-nos, em alguns casos, identificar a trajetória de fluxo do magma, a geometria do corpo granítico e a deformação dominante nessa fácies;
- No caso das rochas sedimentares, proporciona a determinação de direções de paleocorrentes.

V.3.1. Amostragem

A amostragem da área em estudo tinha como objetivo principal o estudo da anisotropia da suscetibilidade magnética (ASM) nas fácies graníticas instaladas na região. Este estudo implica a recolha de uma amostra orientada numa superfície granítica o menos alterada possível. Para a recolha destas amostras recorreu-se à utilização de uma sonda mecânica portátil com broca de cabeça diamantada (figura V.3.7.) que permite a recolha de amostras cilíndricas orientadas com medidas *standard* que nunca ultrapassam os 2,5 cm de diâmetro e raramente atingem os 10 cm de comprimento. A marcação da orientação é efetuada *in situ* indicando nas amostras qual o lado do carote que é voltado para o exterior e o seu posicionamento no terreno, com indicação do plano vertical (figura V.3.8.). No livro de campo anotamos para além do número da amostra a orientação do furo indicando o seu azimute e inclinação (figura V.3.9.).



Figura V.3. 7. Material utilizado para a amostragem elaborada na área em estudo; A: Bomba de água para refrigeração da sonda mecânica; B: Sonda mecânica com broca de ponta diamantada; C: Ferramentas utilizadas para a manutenção da sonda; D: Combustível; E: Água para refrigerar a sonda mecânica.

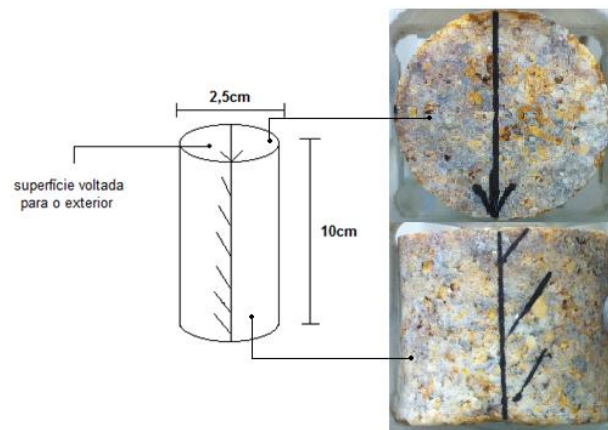


Figura V.3. 8. Carote cortado pela sonda mecânica com a marcação do plano vertical e da superfície voltada para o exterior.



Figura V.3. 9. Medição da atitude do furo no local de amostragem.

Na tabela V.3.1. encontram-se descritos os dados relativos à atitude dos furos de amostragem, dados estes recolhidos *in situ*.

Tabela V.3. 1. Orientação dos furos de amostragem onde foram retirados os carotes para o estudo de ASM; S.O.: amostras sem orientação.

PONTO GPS	LOCAL	AMOSTRA ID	ORIENTAÇÃO DA AMOSTRA (azimute → inclinação)
41°42'29"N 8°28'38"O	SM7	GD1	38°→N151°E
		GD2	33°→N170°E
		GD3	32°→N170°E
		GD4	22°→N112°E

		GD5	8°→N112°E
		GD6	S.O.
41°42'18"N 8°28'45"O	SM12	SB1	0°→N344°E
		SB2	10°→N0°E
		SB3	0°→N010°E
		SB4	0°→N350°E
		SB5	60°→N340°E
41° 42'24"N 8°28'48"O	SM13	GD7	8°→N0°
		GD8	10°→N002°E
		GD9	40°→N000°
		GD10	14°→N080°E
		DG11	40°→N076°E
41°42'24"N 8°28'42"O	SM14	GD12	2°→N000°
		GD13	2°→N004°E
		GD14	0°→N002°E
		GD15	0°→N008°E
41°42'33"N 8°28'40"O	SM15	GD16	26°→N088°E
		GD17	26°→N082°E
		GD18	20°→N076°E
		GD19	20°→N074°E
41°42'42"N 8°28'29"O	SM16	GD20	36°→N230°E
		GD21	30°→N230°E
		GD22	30°→N234°E
		GD23	32°→N234°E
41°42'24"N 8°28'49"O	ENTRE SM16-SM17	GD24	S.O.
		GD25	S.O.
41°42'29"N 8°28'15"O	SM17	GD26	0°→N170°E
		GD27	0°→N170°E
		GD28	0°→N170°E
		GD29	10°→N170°E

41°42'59"N 8°28'24"O	SM20	GD30	S.O.
		GD31	32°→N360°E
		GD32	40°→N060°E
		GD33	50°→N060°E
		GD34	40°→N080°E
41°42'29"N 8°28'36"O	SM21	GD35	40°→N320°E
		GD36	34°→N320°E
		GD37	36°→N320°E

Após o reconhecimento da área em estudo e das litologias aflorantes tentou-se, sempre que possível, amostrar todas as fácies graníticas instaladas na área de Godinhaços (figura V.3.10.).

Algumas amostras recolhidas para ASM foram posteriormente cortadas e utilizadas para a realização de lâminas delgadas através das quais se efetuaram estudos petrográficos, estudos estes que abordaremos mais adiante.

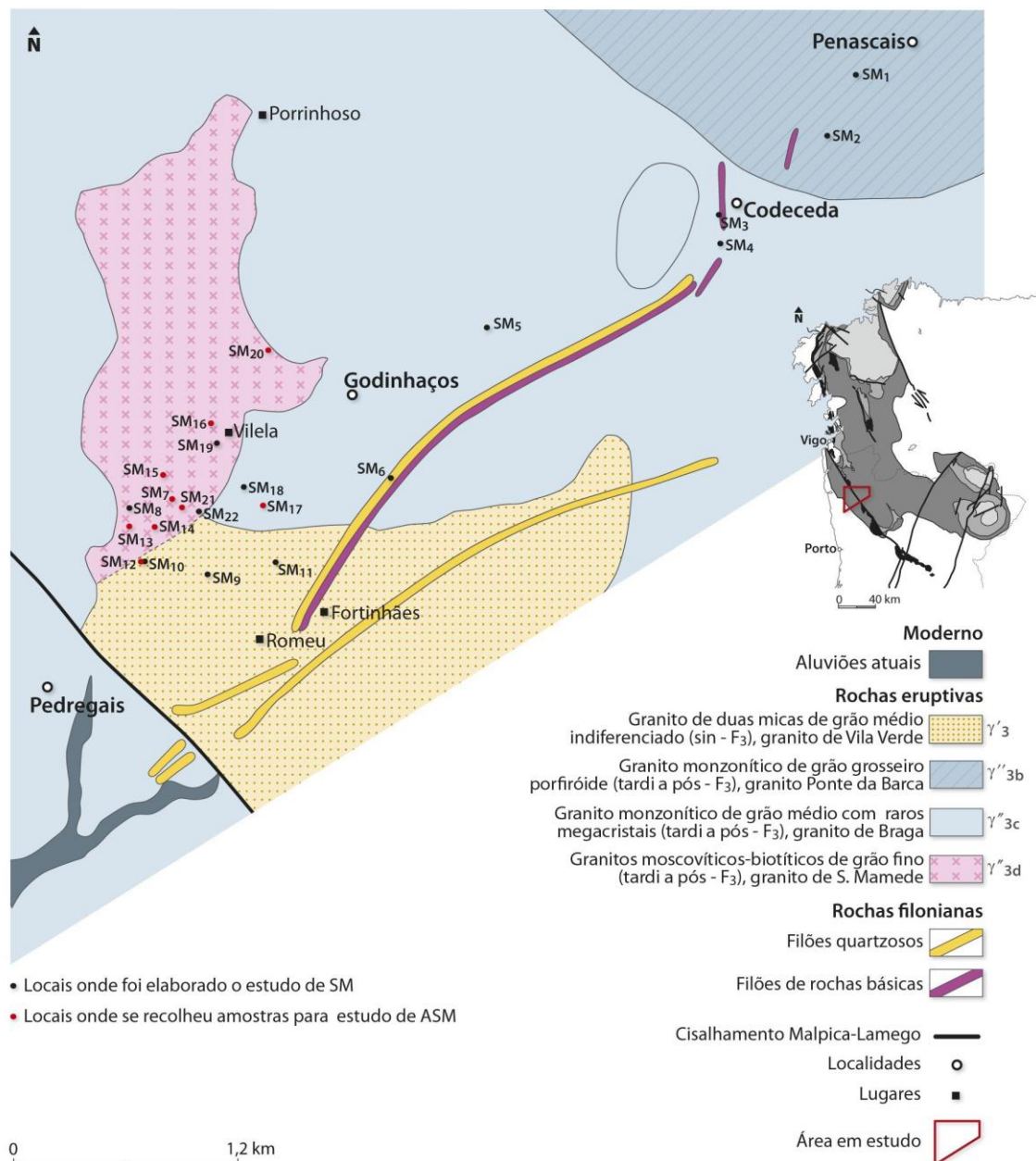


Figura V.3. 10. Mapa geológico com a localização dos locais amostrados para o estudo de ASM e de suscetibilidade magnética na área de Godinhaços (legenda adaptada da Folha 1 da Carta Geológica de Portugal à escala 1/500.000).

V.3.2. Preparação das amostras

Uma boa amostragem no campo seguida de uma cuidadosa preparação das amostras em laboratório permite a obtenção de resultados reais e fidedignos que nos permite, ainda que ligeiramente, participar no avanço do conhecimento da Geologia do N de Portugal. As amostras foram preparadas e estudadas no Departamento Geociências, Ambiente e Ordenamento de Território (DGAOT) na Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (FCUP) recorrendo a diferentes procedimentos consoante os estudos a realizar.

V.3.2.1. Metodologia

Após a amostragem dos carotes de granito orientados e identificados *in situ*, estes foram transportados para o laboratório de Geologia da FCUP para sofrerem um conjunto de procedimentos importantes e indispensáveis para que o estudo da ASM seja possível e credível.

Os procedimentos necessários para o tratamento e obtenção de amostras para ASM encontram-se descritos seguidamente:

- i. **Corte das amostras:** as amostras colhidas no campo pela sonda mecânica portátil apresentam dimensões variáveis no seu comprimento podendo atingir, ainda que raramente, os 10 cm; relativamente, às dimensões do diâmetro não variam muito dos 2,5 cm (valor *standard*). No laboratório, as amostras foram cortadas usando uma serra elétrica (figura V.3.11.), de forma a obtermos pequenos carotes com dimensões o mais aproximadas possível das dimensões *standard* (2,5 cm de diâmetro e 2,2 cm de comprimento) ideais para o porta-amostras do equipamento onde se vão realizar os estudos de ASM.
- ii. **Identificação das amostras:** após o corte das amostras procedeu-se à identificação cuidadosa dos novos carotes para posteriormente avançarmos para o estudo de ASM. As amostras cortadas apresentam agora para além da identificação inicial (exemplo GD33) uma numeração específica que se encontra registada em pormenor na tabela V.3.2.
- iii. **Orientação das amostras:** depois do corte das amostras procedeu-se, novamente, à remarcação da orientação de cada carote, pois este dado é fundamental para os estudos efetuados posteriormente.



Figura V.3. 11. A: Aparelho de corte das amostras (*Baldor Reliancer industrial motor VL3501-50*); B: Fixador do carote para posterior corte, com dimensões *standard* (2,5 cm de diâmetro e 2 cm de comprimento); C: Serra elétrica instalada no interior do aparelho de corte. Equipamento disponibilizado no Laboratório de Geologia do DGAOT (FCUP).

Tabela V.3. 2. Identificação das amostras após corte dos carotes no laboratório do DGAOT.

LOCAL	IDENTIFICAÇÃO AMOSTRAS	IDENTIFICAÇÃO APÓS CORTE	LOCAL	IDENTIFICAÇÃO AMOSTRAS	IDENTIFICAÇÃO APÓS CORTE
SM7	GD1	GD1A	SM16	GD17	GD17A
		GD1B			GD17B
		GD1C		GD18	GD18A
	GD2	GD2			GD18B
	GD3	GD3		GD19	GD19A
	GD4	GD4A			GD19B
		GD4B		GD20	GD20A
	GD5	GD5A			GD20B
		GD5B		GD21	GD21A
	GD6	GD6			GD21B
SM12	SB1	SB1A	ENTRE SM16-SM17	GD22	GD22
		SB1B		GD23	GD23A
	SB2	SB2A			GD23B
		SB2B		GD24	GD24
	SB3	SB3	SM17	GD25	GD25
	SB4	SB4		GD26	GD26
		SB5A		GD27	GD27A
	SB5	SB5B		GD28	GD28
				GD29	GD29A
					GD29B
SM13	GD7	GD7A	SM20	GD30	GD30A
		GD7B			GD30B
	DG8	GD8A			
		GD8B			

	GD9	GD9A		GD31	GD3A
		GD9B			GD31B
	GD10	GD10A		GD32	GD32A
		GD10B			GD32B
	GD11	GD11A		GD33	GD33A
		GD11B			GD33B
SM14	GD12	GD12	SM21	GD34	GD34A
	GD13	GD13A			GD34B
		GD13B			-
	GD14	GD14A		GD35	GD35A
		GD14B			GD35B
	GD15	GD15		GD36	GD36A
SM15	GD16	GD16A			GD36B
		GD16B		GD37	GD37A
					GD37B

V.3.3. Anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM)

A técnica do estudo da anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) permite uma análise sistemática de um maciço granítico, proporcionando dados direcionais (foliação e lineação magnética) que podem ser comparados com os da foliação e lineação magmática, dependendo do estado de deformação da rocha. Para além disso, obtêm-se também, parâmetros quantitativos que estão relacionados com a composição química e com a taxa de deformação que sofreram as rochas (Sant'Ovaia, 2006).

Borradaile & Henry (1997) descrevem as principais aplicações do estudo da anisotropia de suscetibilidade magnética.

Sant'Ovaia & Noronha (2005), Sant'Ovaia (2006), Sant'Ovaia *et al.* (2013) estudaram os granitos variscos, tendo obtido resultados sobre os *fabrics* magnéticos, características petrofísicas e suscetibilidade magnética, respetivamente.

V.3.3.1. Metodologia

Na área de Godinhaços foram elaborados estudos de anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) onde foi possível avaliar/observar, em laboratório, diversos fatores que não eram visíveis à escala de afloramento, estes dados foram, posteriormente, tratados e representados em mapas, onde a visualização de diferentes aspetos era mais óbvia; foram então elaborados mapas representativos dos seguintes tópicos:

- Suscetibilidade magnética;
- Foliações magnéticas;
- Lineações magnéticas;
- Parâmetro T, forma do elipsóide;
- Parâmetro P, anisotropia magnética.

Uma rede de amostragem que cubra os afloramentos da área em estudo é extremamente importante para a validação estatística dos dados obtidos. Assim, a metodologia utilizada foi a da realização de uma amostragem mais intensiva nas zonas onde era evidente a presença de mineralizações auríferas; assim sendo, o granito que apresenta uma amostragem mais vincada é o granito de S. Mamede. Em cada estação de amostragem elaboraram-se pelo menos quatro furos de amostragem recolhendo-se quatro testemunhos, utilizando uma sonda portátil. No laboratório, os testemunhos foram cortados perpendicularmente ao seu eixo maior, obtendo-se, sempre que possível, dois cilindros individuais (2,2 cm de altura e 2,5 cm de diâmetro). Cada estação está, assim, representada em média por 8 amostras.

Então o estudo da anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) baseia-se nas medições feitas em 58 amostras para o granito de S. Mamede, 8 amostras para o granito de Vila Verde e 7 amostras para o granito de Braga.

As amostras obtidas para o estudo de ASM, foram transportadas para o laboratório onde se encontrava instalado o aparelho para a elaboração deste estudo, antes de se iniciar as medições de ASM mediu-se a altura e o diâmetro de cada cilindro usando um paquímetro (figura V.3.12.) posteriormente, inseriram-se os valores obtidos numa folha de cálculo (*Microsoft Excel*) que calculou o volume de cada cilindro (tabela V.3.3.)



Figura V.3. 12. Paquímetro (Mitutoyo) usada para a medição do comprimento e diâmetro de cada cilindro (DGAOT, FCUP).

Tabela V.3. 3. Volumes medidos em laboratório para cada cilindro (DGAOT, FCUP).

AMOSTRA ID	ALTURA (cm)	DIÂMETRO (cm)	VOLUME (cm ³)
GD1A	2.07	2.45	9.76
GD1B	1.96	2.425	9.05
GD1C	2	2.43	9.28
GD2	2.09	2.365	9.18
GD3	2.1	2.24	8.28
GD4A	1.74	2.465	8.30
GD4B	2.075	2.4	9.70
GD5A	2.065	2.465	9.85
GD5B	2.5	2.5	9.52
GD6	2.44	2.44	8.56
GD7A	2.12	2.44	9.91
GD7B	1.975	2.45	9.31
GD8A	2.035	2.465	9.71
GD8B	2	2.42	9.20
GD9A	2.11	2.455	9.99
DG9B	1.8	2.45	8.49

GD10A	2.095	2.43	9.72
GD10B	1.81	2.435	8.43
DG11A	10.85	2.46	5.16
DG11B	2.01	2.425	9.28
GD12	2.13	2.465	10.16
GD13A	2.145	2.445	10.07
DG13B	1.7	2.47	8.15
GD14A	2.075	2.455	9.82
GD14B	1.805	2.47	8.65
GD15	2.12	2.445	9.95
GD16A	1.77	2.46	8.41
GD16B	2.11	2.46	10.03
GD17A	2	2.455	9.47
GD17B	1.755	2.44	8.21
GD18A	2.1	2.45	9.90
GD18B	1.455	2.46	6.92
GD19A	1.79	2.465	8.54
GD19B	2.19	2.465	10.45
GD20A	2.11	2.465	10.07
GD20B	1.82	2.46	9.13
GD21A	1.91	2.957	13.12
GD21B	2.05	2.55	10.47
GD22	2.075	2.45	9.78
GD23A	1.9	2.45	8.96
GD23B	2.15	2.44	10.05
GD24	1.77	2.455	8.38

GD25	2.1	2.33	8.95
GD26	2.06	2.42	9.48
GD27A	2.075	2.44	9.7
GD27B	1.975	2.45	9.31
GD28	2.14	2.435	9.97
GD29A	2.12	2.47	10.16
GD29B	1.71	2.39	7.67
GD30A	2.075	2.445	9.74
GD30B	2.09	2.49	10.18
GD31A	2.19	2.46	10.41
GD31B	1.79	2.47	8.58
GD32A	2.11	2.45	9.95
GD32B	2.115	2.43	9.81
GD33A	2.08	2.465	9.93
GD33B	2.02	2.44	9.45
GD34A	2.08	2.42	9.57
GD34B	1.97	2.45	9.29
GD35A	2.015	2.46	9.58
GD35B	1.51	2.435	7.03
GD36A	2.11	2.465	10.07
GD36B	1.665	2.46	7.91
GD37A	2.13	2.445	10.00
GD37B	2.135	2.45	10.07
SB1A	2.09	2.445	89.81
SB1B	1.825	2.445	8.57
SB2A	2	2.43	9.28
SB2B	1.73	2.45	8.16
SB3	2.06	2.405	9.36
SB4	2.095	2.455	9.92

SB5A	2.145	2.465	10.24
SB5B	1.89	2.465	9.02

Após obtermos os volumes correspondentes a cada cilindro, marcou-se com uma caneta permanente as linhas indicadoras das três posições que cada cilindro tem que passar para que a medição da ASM seja correta; para esta tarefa usamos um objeto que apresenta as ranhuras corretas para que a marcação destas linhas indicadoras seja bem executada (figura V.3.13.).



Figura V.3. 13. Material necessário para a marcação das linhas indicadoras.

Após a marcação destas linhas indicadoras em cada cilindro, iniciou-se a medição dos parâmetros de ASM usando o *Kappabridge* KLY-4S (figura V.3.14.) acoplado a este aparelho temos um computador equipado com um programa de tratamento automático dos ficheiros de dados (*Sufar*), que calcula as médias para cada estação dos seguintes fatores: suscetibilidade (K), intensidades e orientações dos eixos K_1 , K_2 e K_3 ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$), de anisotropia magnética, P com $P\% = (P_{K1/K3} - 1) \times 100$ do parâmetro de forma do elipsóide, T com $T = [2 \ln(K_2/K_3) / \ln(K_1/K_3)] - 1$, da lineação magnética (paralela à direção de K_1) e da foliação magnética (azimute e inclinação do plano perpendicular a K_3). Seguidamente, encontram-se descritos os passos necessários para que a medição dos parâmetros de ASM seja o mais correta possível.



Figura V.3. 14. Equipamento de medição da ASM. A: local onde a amostra é sujeita a um campo magnético (H); B: amostrador (vista de cima); C: fonte de alimentação do aparelho de medição de ASM, Kappabridge KLY-4S do Departamento de Geologia, FCUP.

➤ **Procedimentos necessários para a medição da ASM**

- i. Calibrar o aparelho usando um cilindro com 10 cm^3 de volume com uma suscetibilidade conhecida e universal. De forma a evitar erros nas medições, e visto tratar-se da medição de propriedades magnéticas, deve-se evitar a presença (na sala de medição) de aparelhos que criem campos eletromagnéticos. A cada medição é necessário inserir o volume correspondente ao cilindro em estudo (figura V.3.15.).

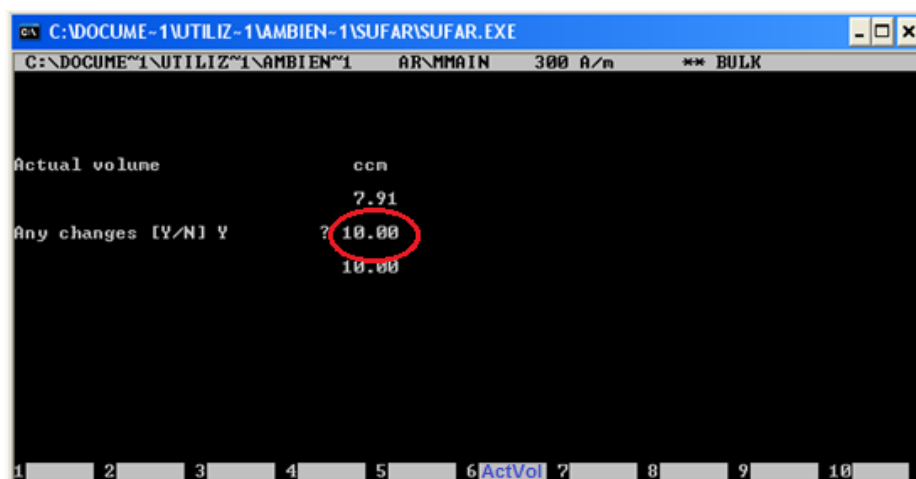


Figura V.3. 15. Inserção do volume do cilindro em estudo na base de dados do programa *Sufar*.

- ii. O *Kappabridge* KLY-4S executa quinze medições em diferentes posições, em que doze são simétricas duas a duas. As 3 posições que não possuem medição simétrica são as correspondentes aos eixos principais do sistema de coordenadas da amostra (figura V.2.16.).

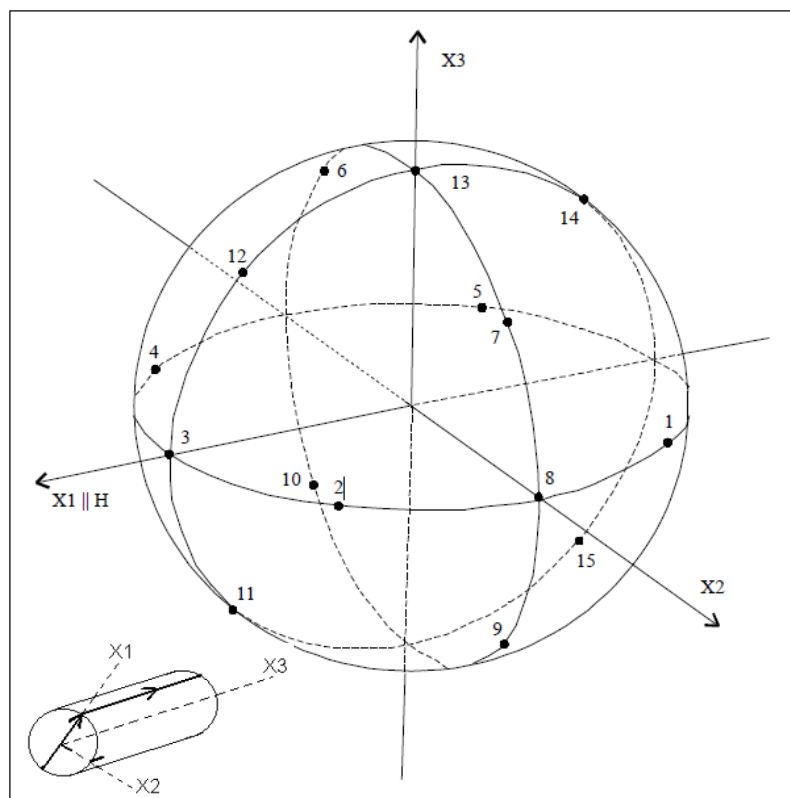


Figura V.3. 16. Esquema representativo das 15 posições de medição. *Adapt.* Pamplona (2001).

Para que as medições sejam executadas da forma mais precisa possível o cilindro tem que ser inserido no amostrador do *Kappabridge* KLY-4S, em três posições diferentes (figura V.3.17.).

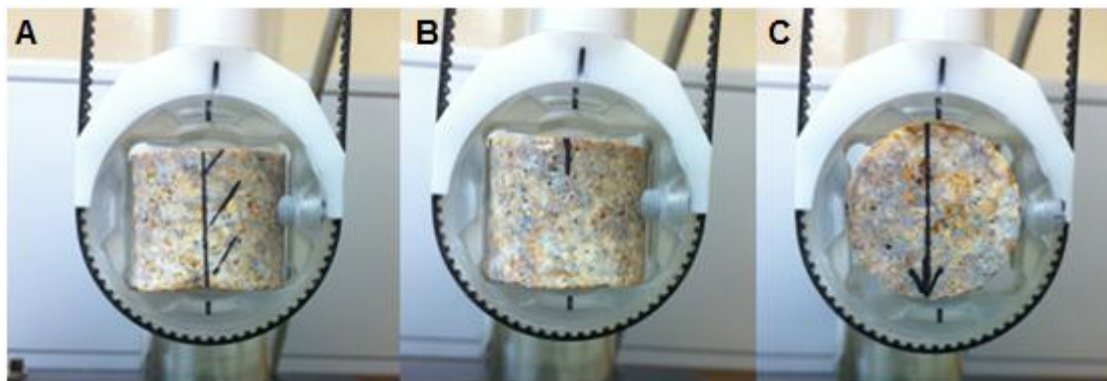


Figura V.3. 17. Posições do cilindro em estudo. A: posição 1; B: posição 2; C: posição 3.

A medição só inicia quando no programa *Sufar* é dada a ordem para tal; quando temos o cilindro na posição 1, significa que o campo magnético induzido (H) (no caso em estudo, é de 300 A/m) atingirá a amostra numa direção perpendicular a K_3 e, conseqüentemente, paralela a K_1 (figura V.3.18.). O comando que temos de acionar para que a medição tenha seguimento é o Ax1 através da tecla F1. Para as restantes posições o procedimento é o mesmo, mas usando o comando correspondente a cada posição (figura V.3.19.).

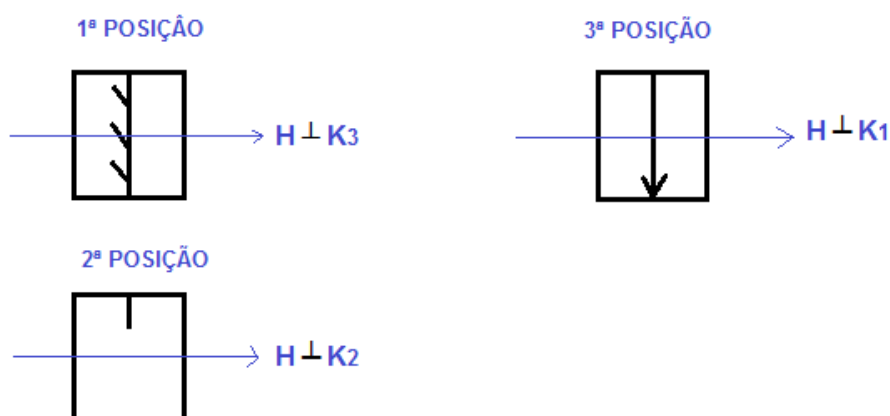


Figura V.3. 18. Relação entre o campo magnético induzido (H) e a posição do cilindro no amostrador.

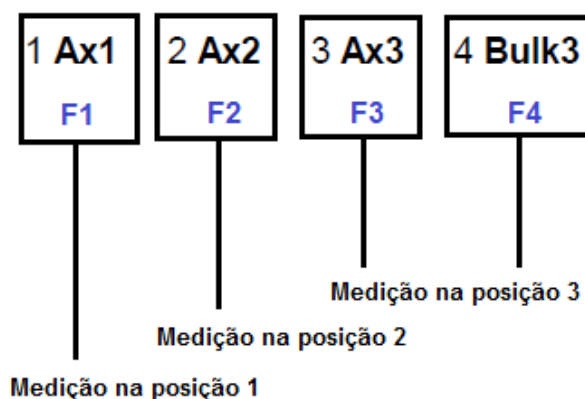


Figura V.3. 19. Comandos necessários para a realização das medições de ASM, nas três posições obrigatórias.

- iii. Após as medições nas três posições descritas anteriormente é necessário inserir na base de dados do programa alguns dados, como o nome da amostra (*specimen name/enter new file/?*), a atitude do furo onde foi retirado o cilindro (*2 sampling angles?*) e o número de sistemas tectónicos existentes (*number of tectonic systems*), neste campo preenchemos sempre com o valor zero pois não era um fator que interessa-se para o estudo em causa (figura V.3.20.), para isso usamos o comando F5. Este procedimento permite guardar os dados obtidos; o documento apresenta uma extensão *.ran* (figura V.3.21.), que será posteriormente analisado noutro programa designado *Anisoft42*.

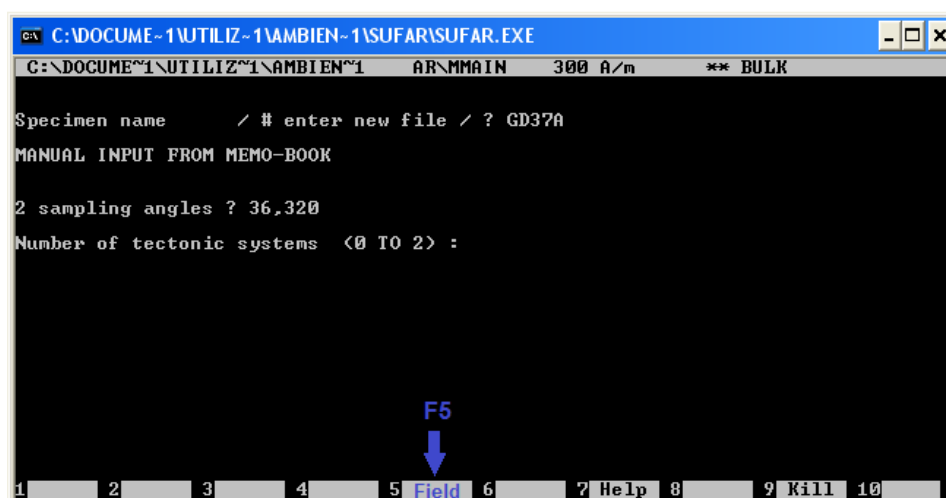


Figura V.3. 20. Inserção de dados na base de dados do *Sufar*, no caso relativas ao cilindro GD37A.

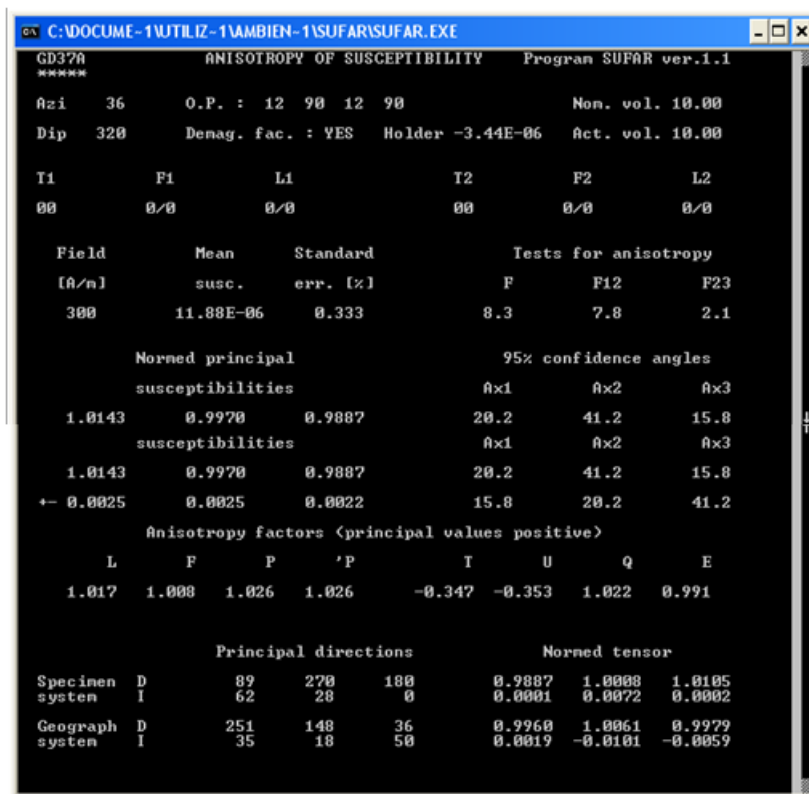


Figura V.3. 21. Ficheiro com extensão .ran com o reporting dos dados obtidos nos estudos de ASM.

Todo o procedimento de tratamento da amostra para a medição de ASM foi baseado no documento elaborado pela AGICO (2004) para auxiliar os utilizadores do *Sufar*.

➤ **Análise dos dados obtidos pelas medições efetuadas pela *Kappabridge KLY-4S* e traduzidas pelo *Sufar***

Com as medições da ASM já elaboradas é necessário analisar estatisticamente os dados, para isso, usamos o programa de tratamento de dados designado *Anisoft42* (figura V.3.22.) este programa fornece-nos:

- Representação dos tensores (K_1 , K_2 , K_3) numa rede estereográfica;
- Apresenta os valores médios de
 - Suscetibilidade magnética, K ;
 - Parâmetro P , anisotropia magnética;
 - Parâmetro T , forma do elipsóide.

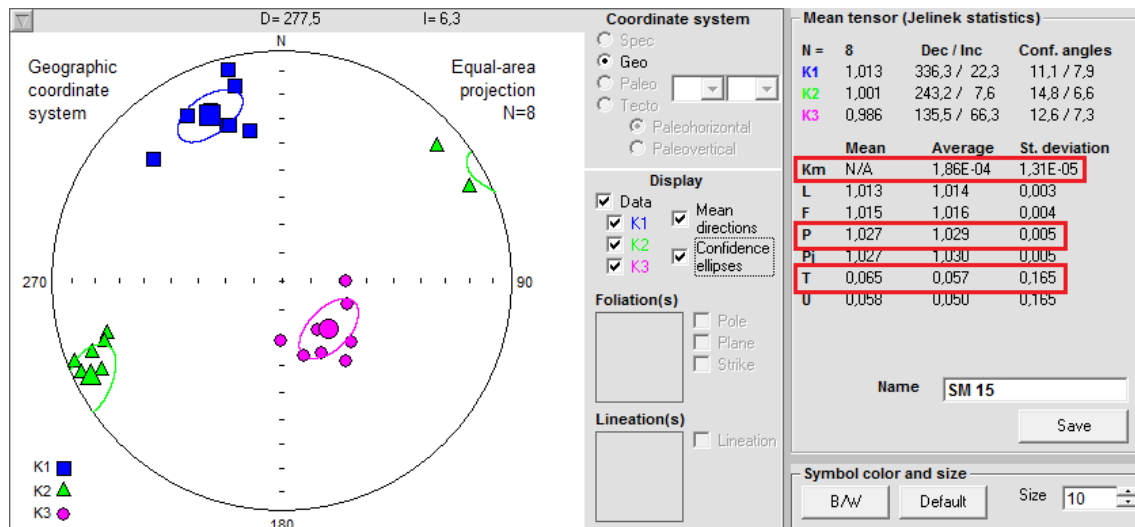


Figura V.3. 22. Representação dos dados no programa Anisoft42 no caso da amostra recolhida em SM15 (rede estereográfica de igual área).

V.3.3.2. Resultados

Na tabela V.3.4. apresentam-se registados os valores obtidos para a suscetibilidade magnética medida a partir dos estudos de ASM, estes estudos foram elaborados sobre os cilindros recolhidos em cada ponto amostrado.

Tabela V.3. 4. Valores de suscetibilidade magnética obtidos a partir dos estudos de ASM.

LITOLOGIA	LOCAL	Suscetibilidade Magnética (K, 10 ⁻⁶ SI)	
		Média	Intervalo de Variação
GRANITO DE S. MAMEDE	SM7	90	53 a 274
	SM13	115	73 a 179
	SM14	18	9 a 33
	SM15	186	179 a 209
	SM16	50	44 a 42
	SM20	85	50 a 137
	SM21	31	11 a 61
GRANITO DE VILA VERDE	SM12	84	24 a 129
GRANITO DE BRAGA	SM17	108	69 a 158

As medições da anisotropia de suscetibilidade magnética efetuadas no DGAOT permitiram obter resultados importantes. Através dos estudos de ASM foi possível obter os seguintes parâmetros:

1. Lineações e Foliações magnéticas;
2. Parâmetro T, forma do elipsóide;
3. Parâmetro P, anisotropia magnética.

1. Lineações e foliações Magnéticas

O estudo da ASM permite obter resultados sobre as lineações e foliações da rocha em estudo. Após as análises elaboradas em cada cilindro, analisaram-se os dados no *Anisoft42*; este programa permitiu visualizar os estereogramas representativos de cada ponto amostrado, em cada estereograma é possível visualizar as direções dos três eixos principais: K_1 (K_{min}), K_2 (K_{int}) e K_3 ($K_{máx}$) com $K_1 \geq K_2 \geq K_3$.

Na figura V.3.23. encontra-se representado o mapa geológico com os pontos amostrados na área de Godinhaços, associado a cada ponto temos os estereogramas obtidos pelo *Anisoft42*.

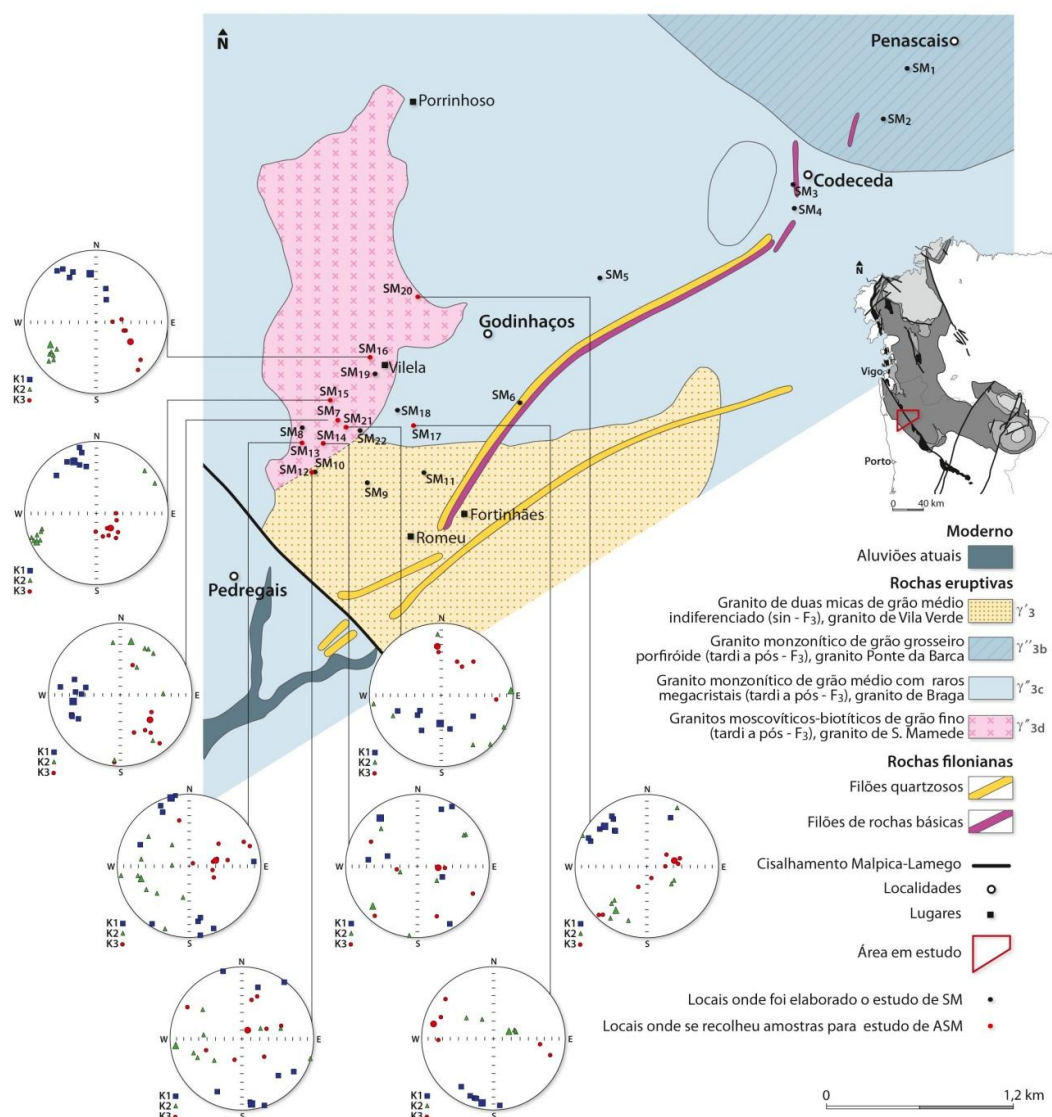


Figura V.3. 23. Mapa geológico com a representação dos estereogramas pertencentes a cada ponto amostrado na área de Godinhaços.

Bouchez (1997) afirma que existe uma correlação entre o *fabric* mineral da rocha e o elipsóide de suscetibilidade magnética, sendo o eixo maior do elipsóide, K_1 paralelo à lineação magnética e o eixo menor, K_3 perpendicular à foliação magnética.

Assim, após obtermos os estereogramas de cada ponto amostrado podemos inferir as foliações e lineações da rocha em estudo. Na tabela V.3.5. encontram-se registadas as atitudes das foliações e lineações magnéticas.

Tabela V.3. 5. Atitudes das lineações e foliações magnéticas.

LITOLOGIA	LOCAL	K_1 (10^{-6} SI), LINEAÇÃO MAGNÉTICA ($//K_1$)	K_3 (10^{-6} SI)	FOLIAÇÃO MAGNÉTICA ($\perp K_3$)
GRANITO DE S. MAMEDE	SM7	34°→N262°E	44°→N131°E	N041°E;46°NO
	SM13	2°→N345°E	59°→N079°E	N169°E;31°SO
	SM14	16°→N322°E	66°→N094°E	N004°E;24°NO
	SM15	22°→N336°E	66°→N136°E	N046°E;24°NO
	SM16	32°→N353°E	44°→N120°E	N030°E;46°NO
	SM20	20°→N314°E	58°→N078°E	N168°E;32°NE
	SM21	8°→N183°E	32°→N355°E	N265°E;58°SE
GRANITO DE VILA VERDE	SM12	8°→N172°E	79°→N035°E	N125°E;11°SO
GRANITO DE BRAGA	SM17	10°→N190°E	15°→N283°E	N193°E;75°NE

Após obtenção das atitudes das lineações e foliações magnéticas foi possível projeta-las num mapa geológico georreferenciado, para verificar se existe alguma relação entre estas atitudes e a tectónica atuante nesta área.

As lineações magnéticas revelam as direções preferenciais dos minerais com sinal magnético. A figura V.3.24. representa as lineações magnéticas obtidas pelos estudos de ASM nos pontos amostrados na área de Godinhaços. As foliações magnéticas representam planos segundo os quais se orientam os minerais com comportamento magnético. Na figura V.3.25. encontra-se representado o mapa com a projeção das foliações magnéticas obtidas segundo os estudos da anisotropia de suscetibilidade magnética, realizados nas amostras recolhidas no campo.

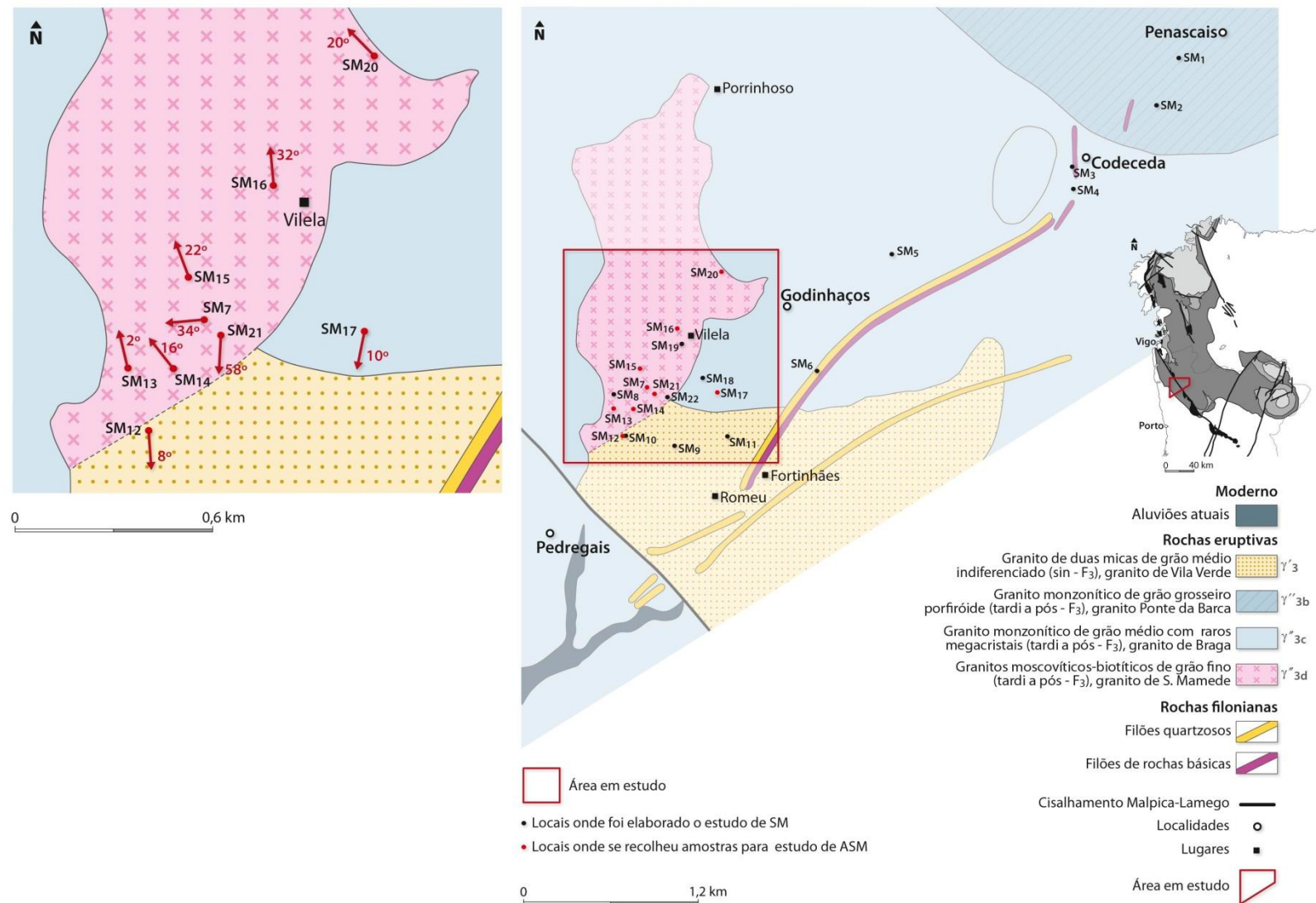


Figura V.3. 24. Mapa das lineações magnéticas obtidas a partir de estudos de ASM.

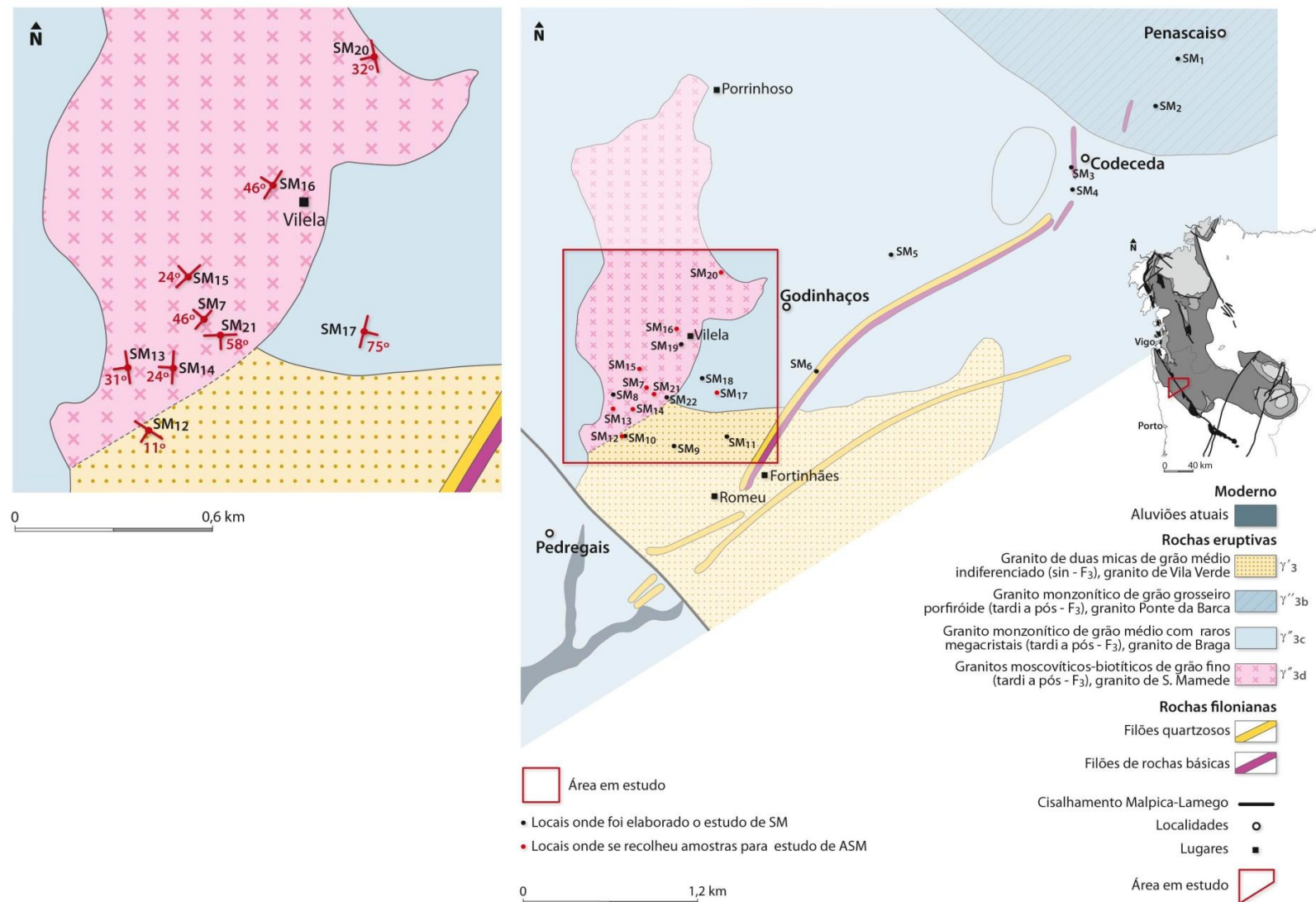


Figura V.3. 25. Mapa das foliações magnéticas obtidas a partir de estudos de ASM.

2. Parâmetro T, forma do elipsóide

Para a caracterização da forma do elipsóide de ASM, utilizou-se o parâmetro T (JELINEK, 1981, *in* Sant'Ovaia & Noronha (2005)), considerando-se que o elipsóide é achatado (*oblate*) quando $0 < T \leq 1$ e constrito (*prolate*) quando $-1 \leq T < 0$ (figura V.3.26.).

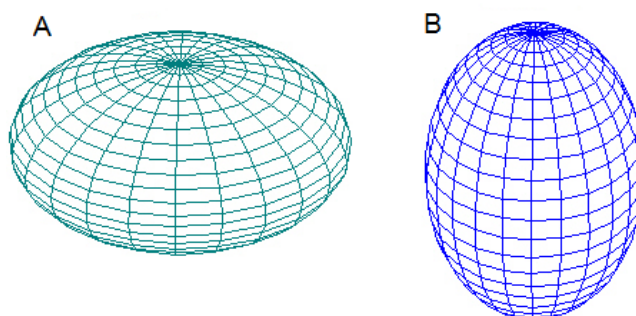


Figura V.3. 26. Parâmetro T, forma do elipsóide. A: Elipsóide achatado (*oblate*); B: Elipsóide constrito (*prolate*) (www.pballew.net/arithme9.html).

Através dos estudos de ASM foi possível obter o parâmetro T de cada cilindro estudado, na tabela seguinte encontram-se registados os valores do parâmetro T para cada ponto de amostragem.

Tabela V.3. 6. Dados relativos ao parâmetro T, forma do elipsóide, para as amostras estudadas.

LITOLOGIA	LOCAL	FORMA DO ELIPSÓIDE (T)	
		Média	Intervalo de Variação
GRANITO DE S. MAMEDE	SM7	-0,089	-0,026 a 0,367
	SM13	0,332	-0,461 a 0,924
	SM14	0,023	-0,402 a 0,498
	SM15	0,057	-0,094 a 0,324
	SM16	0,531	0,321 a 0,663
	SM20	0,266	-0,094 a 0,712
	SM21	-0,152	-0,776 a 0,877
GRANITO DE VILA VERDE	SM12	0,072	-0,149 a 0,321
GRANITO DE BRAGA	SM17	0,310	0,074 a 0,543

Os dados do parâmetro T relativos às amostras estudadas foram projetados num mapa geológico de forma a obter a distribuição deste parâmetro (figura V.3.27.).

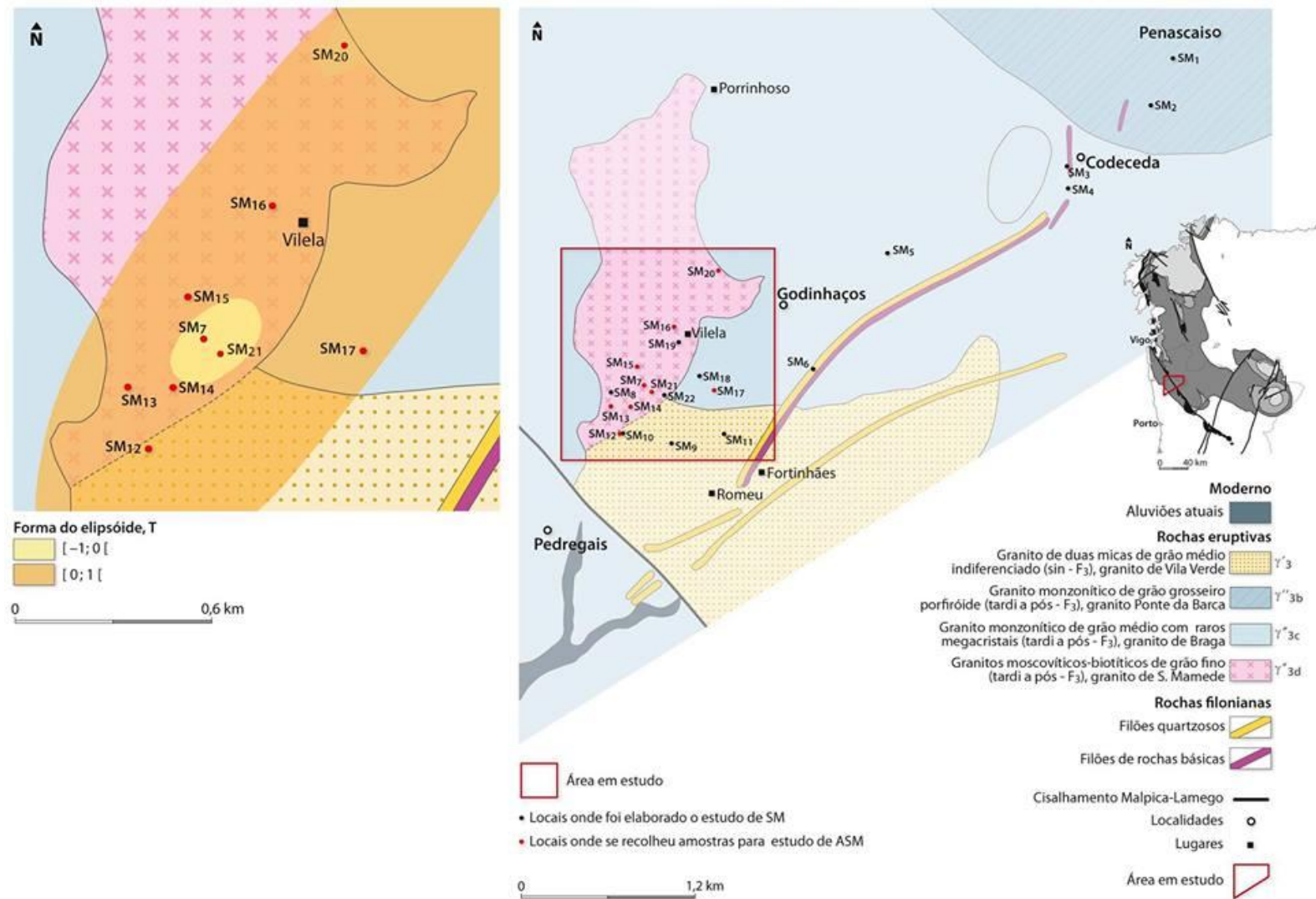


Figura V.3. 27. Distribuição do parâmetro T na área de Godinhaços.

3. Parâmetro P, anisotropia magnética

O parâmetro P é a razão entre os eixos de suscetibilidade máxima e mínima, representando o grau total de anisotropia (Sant'Ovaia *et al.*, 2014).

Através dos estudos de ASM foi possível obter o parâmetro P de cada cilindro estudado, na tabela seguinte encontram-se registados os valores deste parâmetro para cada amostra analisada.

Tabela V.3. 7. Dados relativos ao parâmetro P, anisotropia magnética, para as amostras estudadas.

LITOLOGIA	LOCAL	ANISOTROPIA (P)		P% = $(P_{K1/K3}-1) \times 100$
		Média	Intervalo de Variação	
GRANITO DE S. MAMEDE	SM7	1,026	1,016 a 1,035	2,6
	SM13	1,031	1,017 a 1,054	3,1
	SM14	1,035	1,017 a 1,079	3,5
	SM15	1,029	1,022 a 1,035	2,9
	SM16	1,046	1,029 a 1,060	4,6
	SM20	1,009	1,005 a 1,011	0,9
	SM21	1,026	1,012 a 1,040	2,6
GRANITO DE VILA VERDE	SM12	1,030	1,024 a 1,040	3
GRANITO DE BRAGA	SM17	1,039	1,019 a 1,090	3,9

Os dados obtidos do parâmetro P% relativos às amostras estudadas foram projetados num mapa geológico de forma a obter a distribuição deste parâmetro na área em estudo.

O mapa apresentado, seguidamente, ilustra a distribuição do parâmetro de anisotropia magnética na área em estudo.

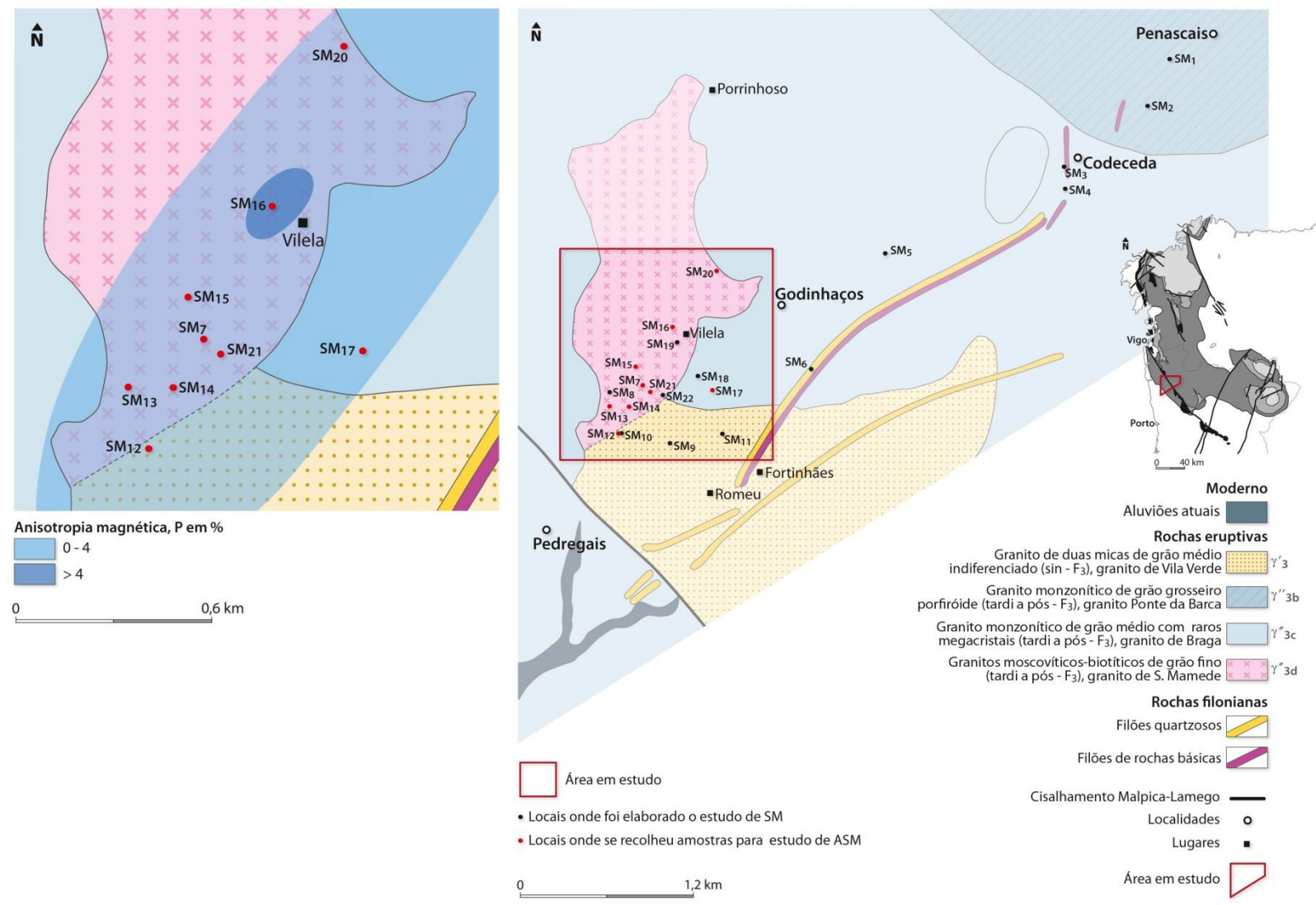


Figura V.3. 28. Distribuição do parâmetro P na área de Godinhaços.

V.3.4. Suscetibilidade magnética

V.3.4.1. Metodologia

Com o objetivo de se elaborar um mapa capaz de demonstrar regionalmente a variação do fator suscetibilidade magnética (K , 10^{-6} SI), foram recolhidos valores de suscetibilidade magnética (K) no campo, com o auxílio de um suscetibilímetro portátil (KT-10) (figura V.3.29.). Para cada local, mediu-se entre dez a doze pontos, e retirou-se, posteriormente, o valor mais elevado e o mais baixo e realizou-se a média com os restantes pontos. Assim, foram recolhidos valores de K em dez pontos situados no granito de S. Mamede, seis pontos no granito de Braga, quatro pontos no granito de Vila Verde e dois pontos no granito de Ponte da Barca, o que no total contempla trezentos e setenta e oito medições; este mapa de suscetibilidade será apresentado mais adiante. Na tabela V.3.8. encontram-se registados os valores de K medidos em cada ponto.



Figura V.3. 29. Suscetibilímetro portátil (KT-10) pertencente ao DGAOT, FCUP.

Tabela V.3. 8. Dados de suscetibilidade magnética medidos em afloramento com auxílio de um susceptibilímetro portátil (KT-10). *n.a.*: não amostrado.

LOCAL	COORDENADAS		ALTITUDE (m)	K (x10 ⁻⁶ SI)												Km (x10 ⁻⁶ SI)	OBSERVAÇÕES
				M ₁	M ₂	M ₃	M ₄	M ₅	M ₆	M ₇	M ₈	M ₉	M ₁₀	M ₁₁	M ₁₂		
SM3	41°43'42"N	8°26'0.31"O	368	160	112	197	126	161	145	117	87	135	109	164	154	138	
	41°43'32"N	8°26'006"O	398	64	70	83	110	162	180	74	106	202	242	136	185	131	
	41°43'18"N	8°26'31"O	417	115	97	121	114	227	98	219	170	222	177	181	188	161	
	41°43'13.548"N	8°26'31"O	443	151	155	152	66	90	160	155	142	100	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	135	
SM4	41°43'13.548"N	8°26'31"O	443	166	230	179	220	173	149	196	200	245	180	195	214	195	
				44	47	41	20	34	48	30	29	50	45	35	47	40	
SM5	41°42'58"N	8°27'25"O	367														Filão aplito-pegmatítico com direção N40°.
SM6	41°42'32"N	8°27'47"O	320	198	119	220	125	84	181	127	123	136	105	109	140	136	
SM7	41°42'29"N	8°28'3"O	458	148	115	119	100	111	80	114	130	140	143	117	150	123	
SM8	41°42'27"N	8°28'48"O	38	173	174	128	187	239	282	168	150	125	109	92	240	169	
SM9	41°42'15"N	8°28'29"O	335	18	41	50	77	143	80	75	71	52	18	29	23	49	Filonetes de quartzo centimétricos em caixa de falha com direção N60°-70°.
				60	81	89	84	117	114	120	130	120	88	60	60	93	Medidas elaboradas a 20 cm do muro do filão mineralizado (atitude N20-40°;50-56°S).
				97	127	182	153	189	159	187	123	106	136	100	128	140	Medidas elaboradas num plano paralelo ao filão anteriormente referido.
				463	479	237	330	171	455	297	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	<i>n.a.</i>	356	Medidas elaboradas num plano mineralizado com arsenopirite visível macroscopicamente.

SM10	41°42'18"N	8°28'44"O	-	134	119	100	187	111	101	115	100	115	120	104	123	114	
SM11	41°42'18"N	8°28'14"O	-	201	180	220	184	136	120	196	126	137	100	160	120	156	
SM12	41°42'18"N	8°28'45"O	334	240	200	150	122	160	166	185	165	174	210	160	191	176	
SM13	41°42'24"N	8°28'48"O	377	70	74	91	74	78	100	100	105	78	106	92	107	83	Localidade com presença de estruturas filonianas orientadas N60° com espessuras compreendidas entre os 2-10 cm.
				113	101	120	99	106	120	115	95	140	90	130	125	102	
SM14	41°42'24"N	8°28'42"O	440	50	47	45	57	77	35	45	73	61	63	33	63	54	
SM16	41°42'42"N	8°28'29"O	430	53	95	46	95	42	84	89	78	93	85	87	70	78	
SM17	41°42'29"N	8°28'15"O	345	57	85	90	100	93	120	125	57	60	80	70	40	81	
SM18	41°42'33"N	8°28'20"O	395	120	111	131	180	99	200	140	199	137	129	153	166	146	
SM20	41°42'59"N	8°28'24"O	-	72	75	50	45	70	48	81	60	200	140	80	47	72	
			-	150	150	95	200	80	80	85	86	81	85	84	90	99	Banda ferruginosa com orientação N44°.
				164	100	90	98	200	80	92	80	200	n.a.	n.a.	n.a.	118	
SM21	41°42'29"N	8°28'36"O	463	164	100	80	200	200	90	98	80	92	80	n.a.	n.a.	113	Banda moscovítica no encosto do filão. Flanco O da CORTA 1
				44	55	70	28	10	58	60	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	49	Flanco E da CORTA 1

SM22	41°42'29"N	8°28'39"O	430	35	22	57	81	58	30	27	71	67	32	52	55	49	Flanco O da CORTA 2
				97	35	26	40	34	29	35	18	35	23	26	18	30	Flanco E da CORTA 2
				87	60	38	79	72	78	72	51	22	65	61	33	51	Flanco O da CORTA 3
				90	35	37	35	37	41	79	70	74	94	38	20	54	Flanco E da CORTA 3
				60	60	60	81	114	74	89	120	88	84	117	130	86	Flanco O da CORTA 4
				97	187	127	123	182	106	153	136	100	159	128	189	140	Flanco E da CORTA 4
	41°42'27"N	8°28'32"O	430	34	58	39	66	45	50	55	52	47	46	n.a.	n.a.	49	

Tabela V.3. 9. Código de cores.

CÓDIGO DE CORES	SIGNIFICADO
	Valores mínimos e máximos afastados da média global.
	Medições elaboradas em estruturas diferentes (filões, Filonetes, encosto de filões, etc).
	Medições elaboradas em cortas (definidas por J. Farinha (2002)).

V.3.4.2. Resultados

A recolha de valores de suscetibilidade magnética (K) no campo, com o auxílio de um susceptibilímetro portátil, permitiu criar um mapa que representa a variação deste parâmetro a uma escala regional. Após o cálculo dos valores médios de suscetibilidade magnética (registados na tabela V.3.8.) medidos em cada litologia, procedeu-se à projeção destes num mapa geológico previamente georreferenciado. A projeção destes valores permitiu visualizar uma zonalidade regional composta por três zonas com valores de suscetibilidade magnética diferentes. A figura V.3.30. representa o mapa de suscetibilidade magnética à escala regional.

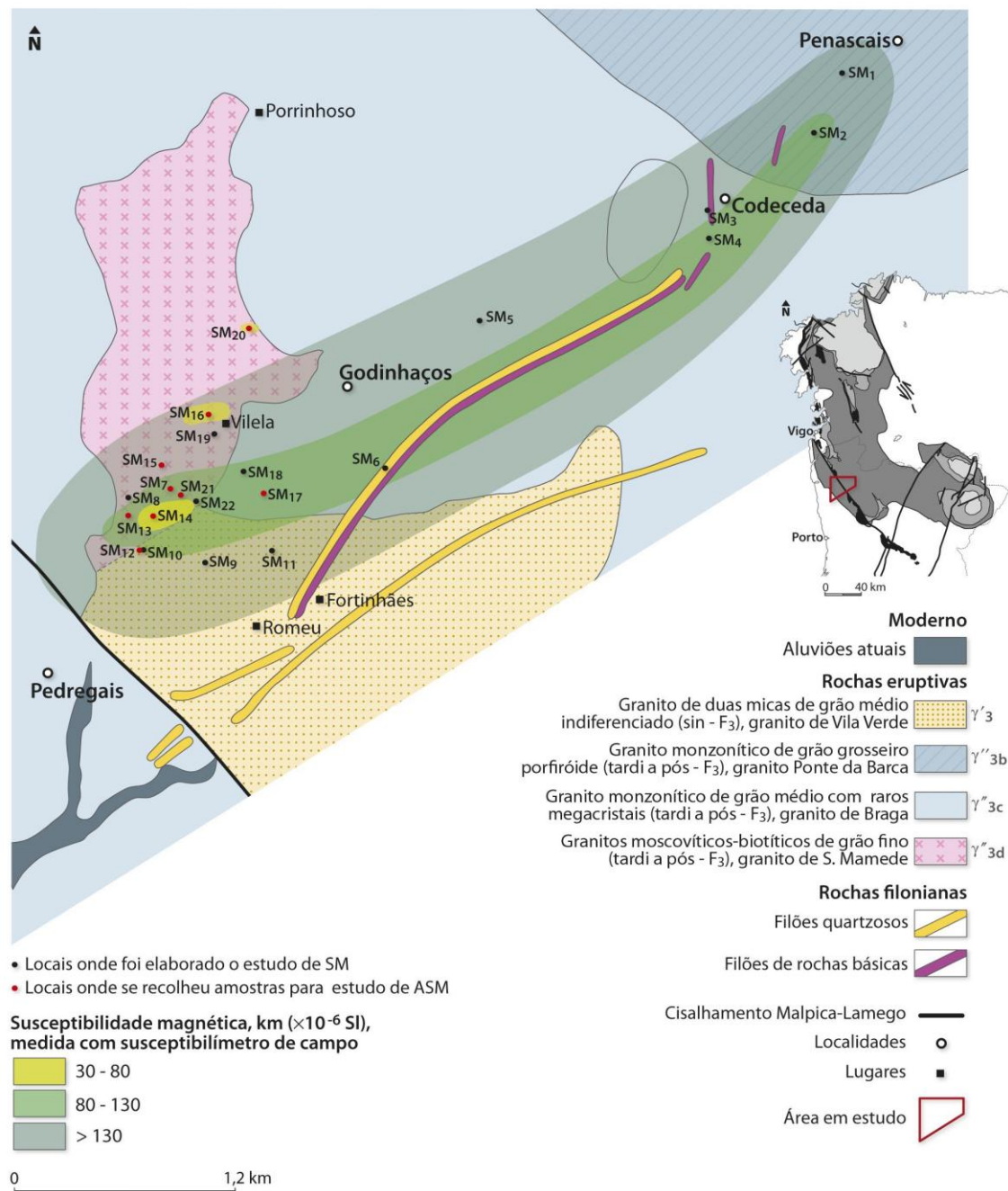


Figura V.3. 30. Zonalidade da suscetibilidade magnética, K (10^{-6} SI) à escala regional.

Após a realização do mapa de suscetibilidade magnética a uma escala regional achamos necessário realizar um mapa a uma escala mais ampliada, que representasse um *zoom* da área onde se observa o contacto entre granito de S. Mamede e o granito de Vila Verde. Os valores usados para a realização deste mapa incluem valores medidos com o suscetibilímetro portátil e valores medido nos cilindros onde se realizaram os estudos de ASM no laboratório do DGAOT. A tabela seguinte representa os valores utilizados para este mapa.

Tabela V.3. 10. Suscetibilidade magnética, K (10^{-6} SI) medida no contacto entre o granito de S. Mamede e o granito de Vila Verde (*s.m.* pontos sem recolha de amostra para estudos de ASM).

		SUSCETIBILIDADE MAGNÉTICA K (10^{-6} SI)		OBSERVAÇÕES
LITOLOGIA	PONTO	Suscetibilímetro portátil	Medidor ASM	
Granito de Vila Verde	SM9	115	<i>s.m.</i>	As situações em que o valor de suscetibilidade magnética medida a partir dos estudos de ASM é inferior ao valor obtido pela medição com o suscetibilímetro portátil deve-se, ao facto de, o estudo de ASM ter sido elaborado num cilindro com alteração hidrotermal mais expressiva (caso do ponto SM12, SM14 e SM21).
	SM10	114	<i>s.m.</i>	
	SM11	156	<i>s.m.</i>	
	SM12	176	84	
Granito de S. Mamede	SM13	102	115	
	SM14	54	18	
	SM15	<i>s.m.</i>	186	
	SM16	78	50	
Granito de braga	SM17	81	108	
	SM18	146	<i>s.m.</i>	
Granito de S. Mamede	SM20	70	85	Os valores de suscetibilidade magnética representados no mapa V.3.32.
	SM21	140	31	
	SM22	49	<i>s.m.</i>	

O mapa seguinte representa a suscetibilidade magnética medida no contacto entre os granitos de S. Mamede e Vila Verde. Neste mapa é possível visualizar a continuidade da zonalidade da suscetibilidade magnética numa escala que representa uma área de estudo mais pequena.

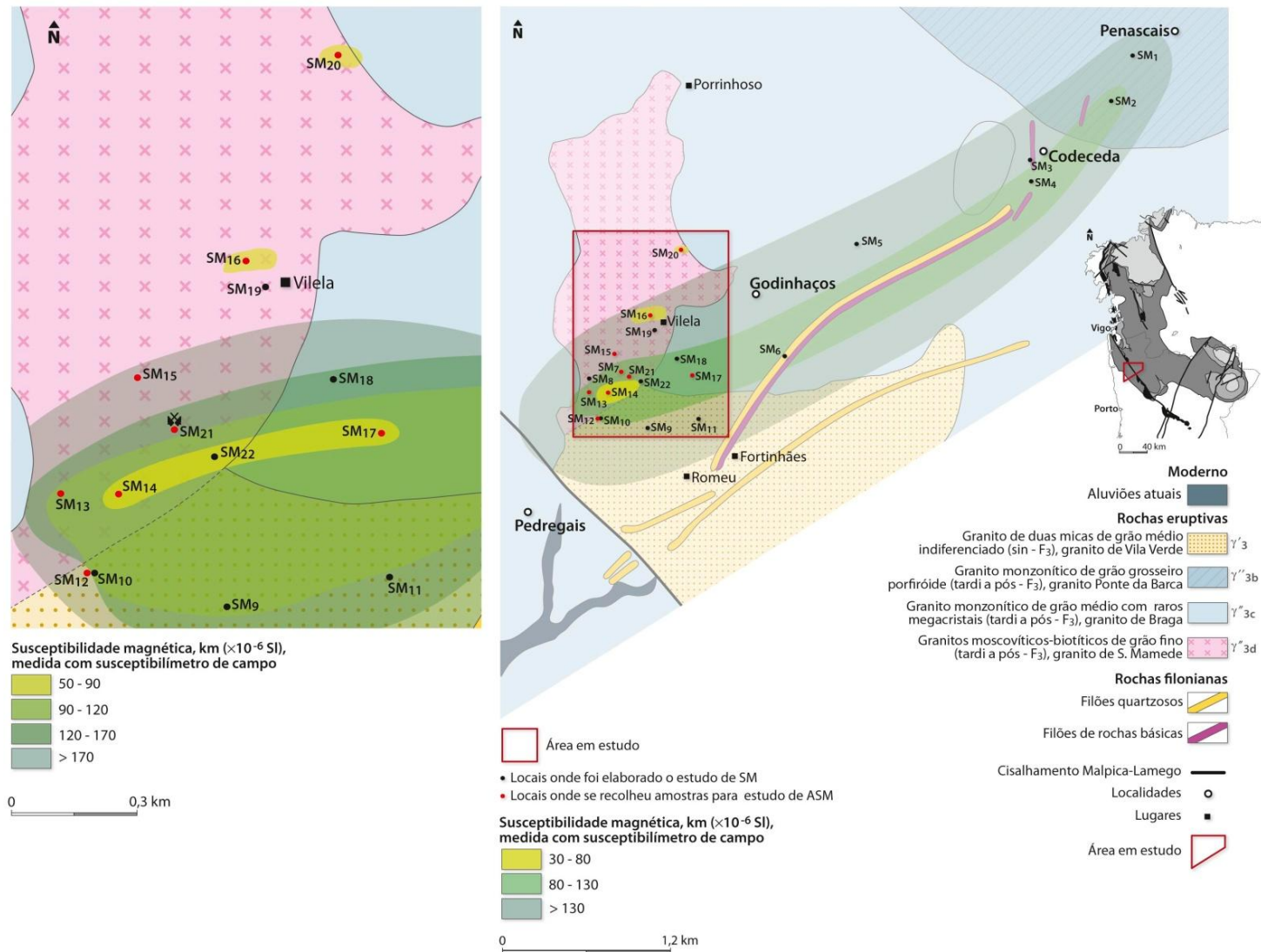


Figura V.3. 31. Zonalidade da susceptibilidade magnética, K (10^{-6} SI) medidas no contato entre os granitos S. Mamede e Vila Verde.

J. Farinha (2002) cartografou a área representada pelo ponto SM₂₁, reconhecendo a existência de quatro cortas; na corta número quatro observa-se a existência de um filão cuja atitude é N020°;40°SE. Neste filão é visível a presença de sulfuretos (arsenopirite). Efetuaram-se medidas de suscetibilidade magnética nas quatro cortas (valores registados na tabela V.3.8.), estes valores foram projetados e o resultado destas medições encontra-se representado na figura V.3.32.

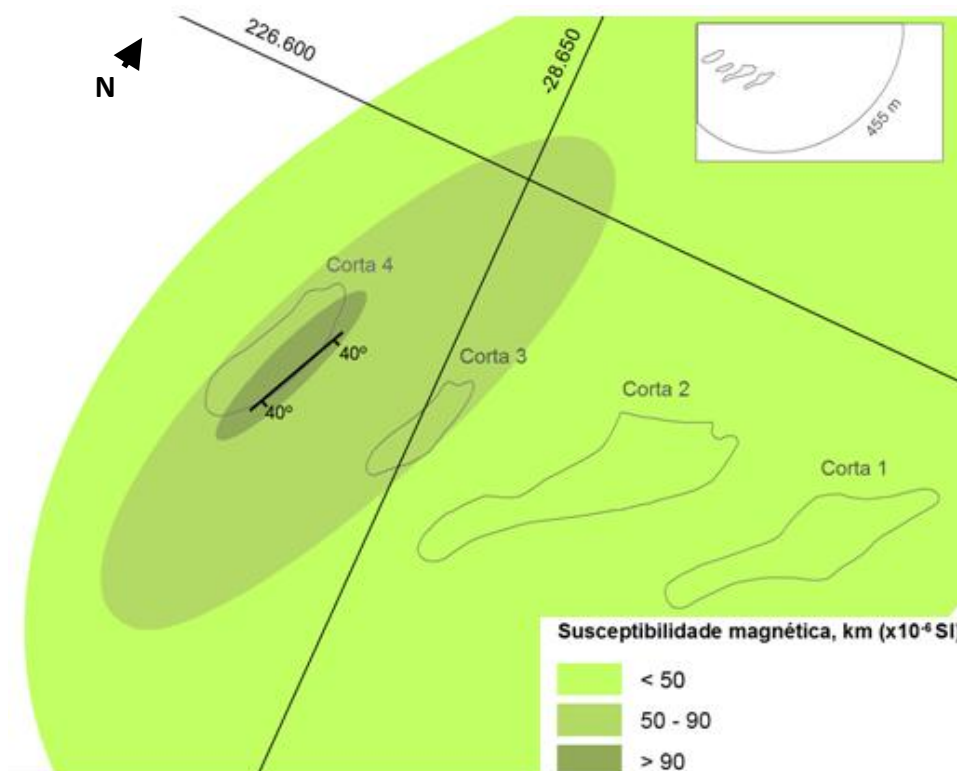


Figura V.3. 32. Suscetibilidade magnética, K(10⁻⁶ SI) medida nas cortas (SM21).

V.4. Estudo petrográfico

“O estudo petrográfico de uma rocha implica uma série de observações rigorosas que pretendem, em geral, descrever a composição mineralógica, a forma, dimensões e relações mútuas dos constituintes (textura), a alteração e deformações sofridas, etc. Os estudos mineralógico e petrográfico são importantes pois, com base neles, muitas vezes, pode-se compreender melhor o comportamento das rochas em relação a algumas propriedades físico-mecânicas” (Queiroz, 2013).

V.4.1. Metodologia

V.4.1.1. Petrografia

A análise petrográfica realizada para esta dissertação tem como principal objetivo a identificação da mineralogia presente na rocha, a forma e dimensão das fases cristalinas e relação entre elas, observar os tipos de alteração hidrotermais e as deformações registadas nos cristais fazendo um paralelismo com os dados obtidos no estudo da ASM.

O estudo petrográfico baseou-se em obras publicadas sobre o tema ao longo dos tempos; para a identificação das fases minerais presentes nas lâminas delgadas usamos a obra publicada por MacKenzie & Guilford (1996) que refere os minerais presentes nas rochas passíveis de serem identificados ao microscópio e a obra de Raith *et al.* (2014); para uma melhor identificação das texturas presentes nas lâminas em estudo debruçamos a nossa atenção sobre a obra publicada por MacKenzie *et al.* (1982) que estuda as texturas características das rochas ígneas; finalmente, para avaliar da melhor forma a deformação apresentada pelos minerais demos especial atenção à obra de Blenkinsop (2002) que interpreta as deformações apresentadas pelos minerais.

As observações foram feitas no Laboratório de Ótica do DGAOT, utilizando um microscópio LEICA **DMLSP** (figura V.4.2.), acoplado ao microscópio existia um computador onde se encontrava instalado um programa – *Leica Application Suite*, LAS EZ versão 2.0.0, que estava diretamente ligado à máquina fotográfica incorporada no microscópio. Este programa permite fotografar o que estamos a visualizar e, possibilita o melhoramento da imagem através da inserção de filtros; finalmente, permite inserir uma escala na imagem para que a dimensão do que está a fotografar seja evidente.



Figura V.4. 1. Microscópio LEICA DMLSP utilizado para os estudos de petrografia elaborados no DGAOT (FCUP).

V.4.2. Resultados

O estudo petrográfico apresentado nesta dissertação consistiu na análise de lâminas delgadas elaboradas a partir dos cilindros usados para o estudo da ASM; estas lâminas pertencem a dois tipos de granitos diferentes, o granito de S. Mamede e o granito de Vila Verde.

O granito de S. Mamede (γ''_{3d}) (segundo Cândido de Medeiros *et al.* (1975), *Mancha a NOROESTE de Godinhaços* (γ'_1)), trata-se, na maioria dos casos, de um granito de grão fino, de duas micas. A textura é xenomórfica granular. O feldspato potássico e a moscovite apresentam-se em grandes quantidades. As plagioclases encontram-se muito alteradas. Deste granito é por nós descrita uma fácies que corresponde ao que designamos por granito de “Duas Igrejas”.

O granito de Vila Verde (γ'_3) (segundo Cândido de Medeiros *et al.* (1975), *Granito não porfiróide de grão médio ou grosseiro a médio (granito de Vila Verde)* (γ_m)), este granito encontra-se rodeado pelo granito de Braga (γ''_{3c}), a transição entre estas duas fácies é gradual e observa-se o desaparecimento ou rarefação dos megacristais de feldspato. Esta fácies granítica é constituída essencialmente por quartzo, feldspato potássico e oligoclase; é pouco biotítico e contém, também, alguma moscovite além dos minerais acessórios comuns.

O granito de S. Mamede encontra-se limitado a sul pelo granito de Vila Verde (γ'_3), e ambos são rodeados pelo granito de Braga (γ''_{3c}). A transição entre todas estas fácies é gradual.

V.4.2.1. Granito de S. Mamede (γ''_{3d})

Observações em amostra de mão: Este granito apresenta uma tonalidade clara, leucocrata de textura fanerítica de grão fino; quanto ao tamanho relativo dos minerais a rocha apresenta-se como equigranular. À vista desarmada observam-se minerais félsicos de que são exemplo o quartzo, o feldspato potássico e a plagioclase, é evidente a presença de minerais máficos não identificáveis à vista desarmada. Observa-se a presença de óxidos de ferro e de moscovite em pequenos grãos, eventualmente secundária. Em amostra de mão, a amostra não apresenta qualquer orientação. A figura V.4.3. representa o granito de S. Mamede a várias escalas.

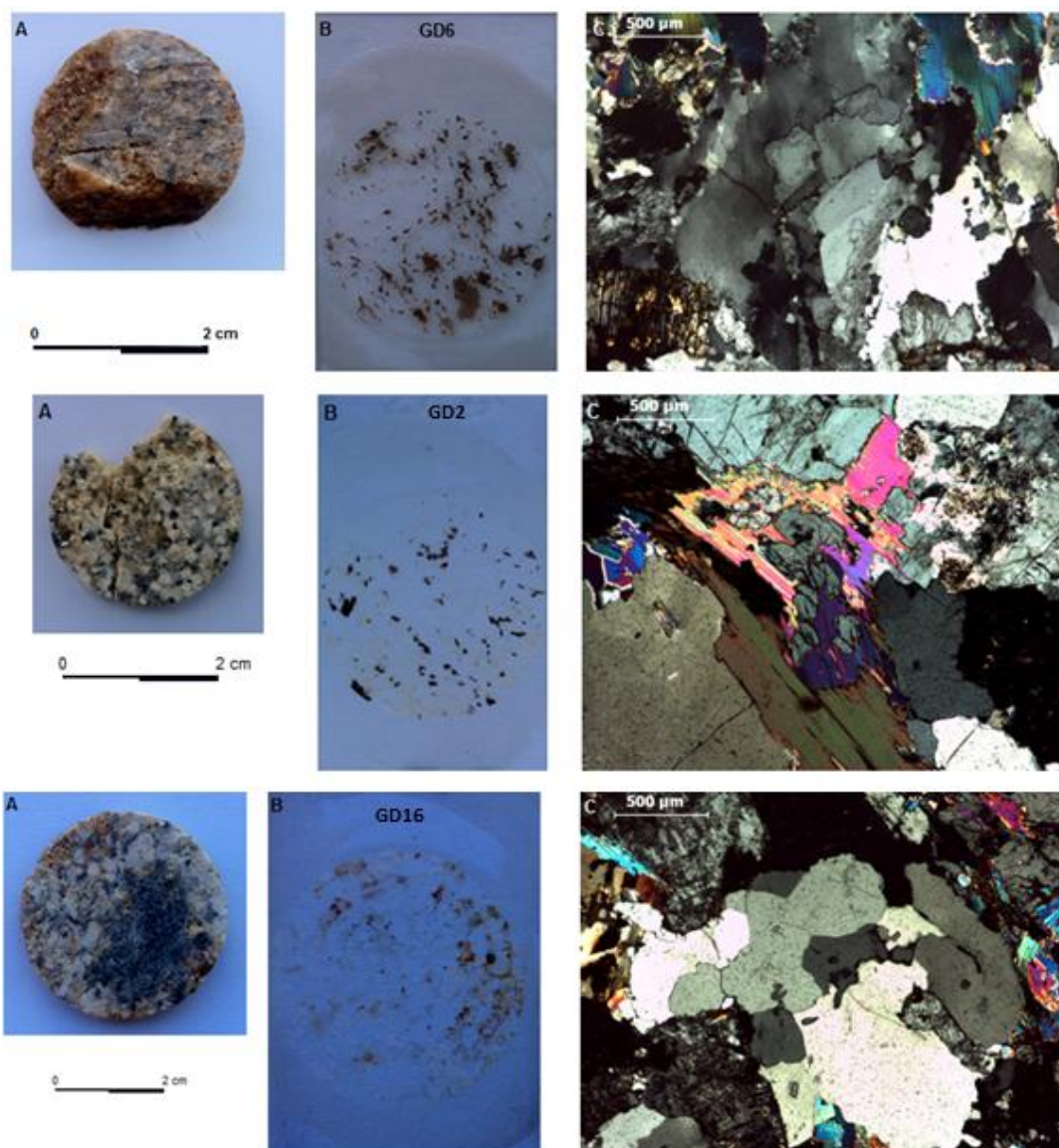


Figura V.4. 2. Granito de S. Mamede ilustrado a várias escalas. A: cilindro de granito do qual se obteve a lâmina delgada para o estudo petrográfico (B); C: imagem microscópica em nicóis cruzados (GD6, GD2, GD16).

Observações em lâmina delgada: a observação microscópica revela tratar-se de uma rocha de textura granular, caracterizada, em termos de grau de cristalinidade, como holocristalina e do tipo hipidiomórfica. É constituída pelos minerais essenciais quartzo (Qz), feldspato potássico (Fk) e plagioclase (Pl); como minerais acessórios apresenta biotite (Bi), moscovite (Mo), andaluzite (Alz), zircão (Zr) e opacos. Verifica-se também a presença de minerais de alteração hidrotermal resultantes de alterações hidrotermais, como a sericite (Sc) (sericitização) e a clorite (Cl) (cloritização).

O quartzo (Qz) ocorre sob a forma de grãos de tendência subédrica a anédrica de dimensão variável. Estes cristais ocorrem, frequentemente, em agregados inequigranulares e equigranulares com presença de subgranulação. Estas fases minerais apresentam deformação intracristalina evidenciada pela presença de catáclase dos grãos, bordos suturados e extinção ondulante (figura V.4.4.).

O feldspato potássico (Fk) evidenciado nesta lâmina é a microclina, esta fase mineral ocorre segundo grãos bem desenvolvidos de dimensão considerável, subédricos a euédricos; por vezes, apresenta pequenas inclusões de moscovite de granulometria fina. A microclina evidencia alteração hidrotermal devido à presença de sericite no seio dos seus cristais (figura V.4.5.A.).

A plagioclase (Pl) ocorre em cristais euédricos a subédricos de orientação aleatória onde é possível observar a macla polissintética bem definida. Apresenta alteração evidente e frequente do tipo sericitização, onde a plagioclase dá origem a um mineral de alteração a sericite (figura V.4.5.B.).

A biotite (Bi) ocorre nesta amostra segundo grãos subédricos. É frequente encontrar halos pleocróicos no seio da biotite, este facto deve-se à presença de minerais com características radioativas, como é o caso do zircão (Zi) (figura V.4.6.). Nesta amostra a biotite apresenta dois tipos de alteração hidrotermal que consiste, uma delas na substituição da biotite pela clorite e outra na substituição da biotite pela moscovite secundária (figura V.4.7.). Assim sendo, a moscovite e a clorite apresentam-se sempre associadas às biotites presentes nesta rocha, segundo grãos, essencialmente anédricos, típicos deste fenómeno.

A clorite (Cl) apresenta-se em grãos sem forma definida, anédricos; o aparecimento desta fase mineral deve-se à alteração hidrotermal da biotite, sendo considerado um mineral acessório de alteração hidrotermal (figura V.4.7.B.).

A moscovite (Mo) ainda que surja como um mineral acessório ocorre com bastante frequência, sob a forma de cristais euédricos a subédricos com a clivagem típica bem marcada. Como já referido anteriormente, esta mica apresenta-se associada à biotite como um mineral de alteração hidrotermal (figura V.4.7.C.).

A andaluzite (Alz) ocorre segundo grãos de dimensão média e de forma anédrica. As características desta fase mineral encontram-se bem preservadas nesta amostra, sendo evidente o relevo elevado típico e a presença de uma clivagem bem vincada (figura V.4.8.).

A sericite (Sc) é um mineral de alteração que ocorre por substituição das fases minerais pré-existentes. A ocorrência da sericite é frequente em toda a lâmina, e apresenta-se segundo uma massa cristalina que invade cristais como a plagioclase e o feldspato potássico (figura V.4.9.).

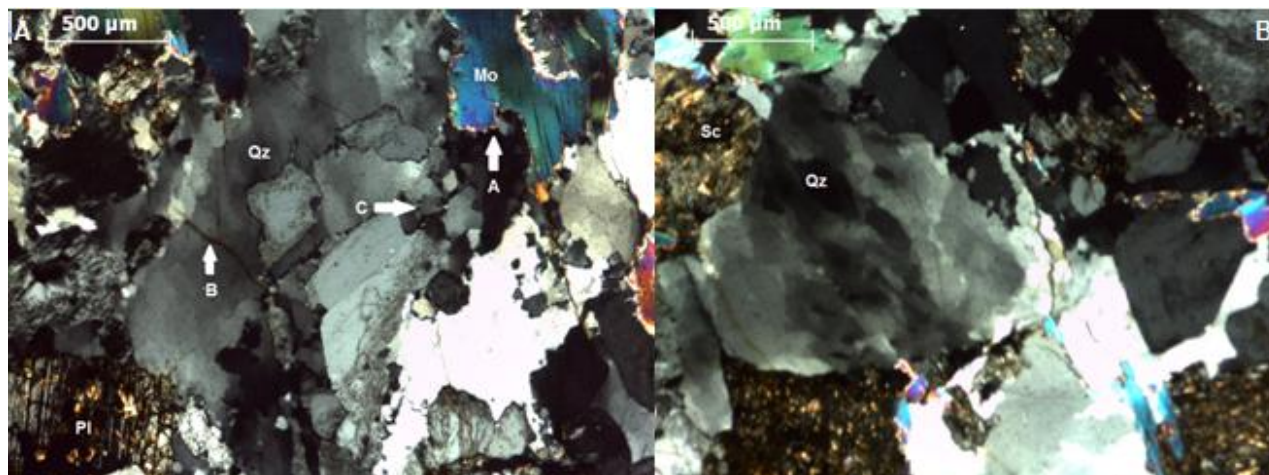


Figura V.4. 3. Deformação evidenciada nos grãos de quartzo (NX) do Granito de S. Mamede. A: Presença de bordos suturados (A), fraturas (B) e subgranulação (C); B: Evidência extinção ondulante.

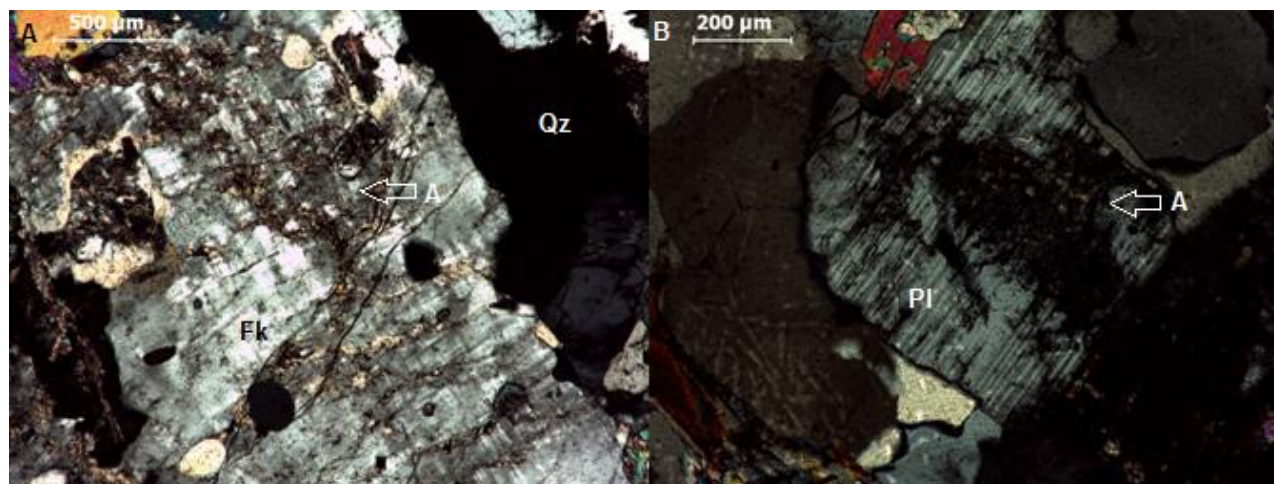


Figura V.4. 4. Feldspatos com evidência de alteração hidrotermal presentes nas lâminas pertencentes ao Granito de S. Mamede. A: Feldspato potássico, microclina, sericitizada (A); B: Plagiocase sericitizada (A).

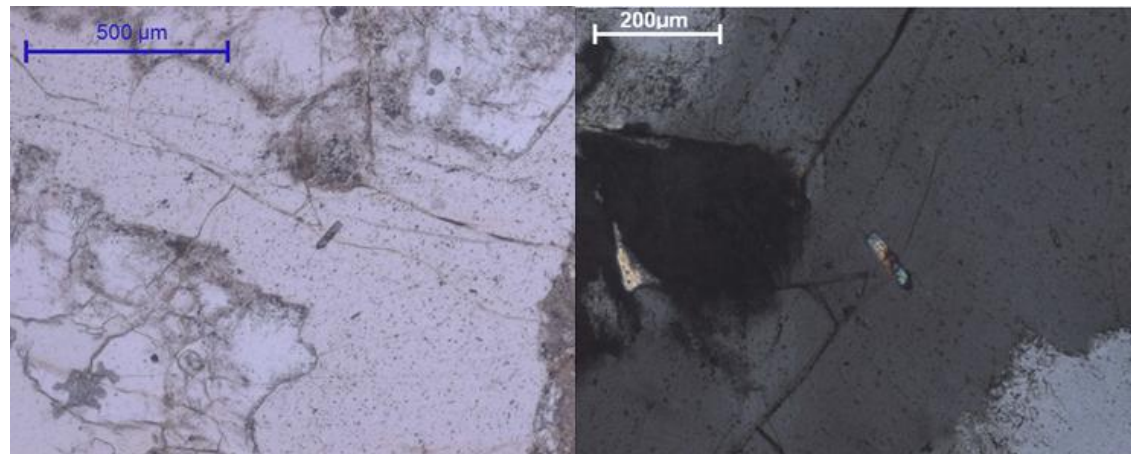


Figura V.4. 5. Zircão evidenciado no Granito de S. Mamede (fotografia lado esquerdo e N//, fotografia lado direito NX).

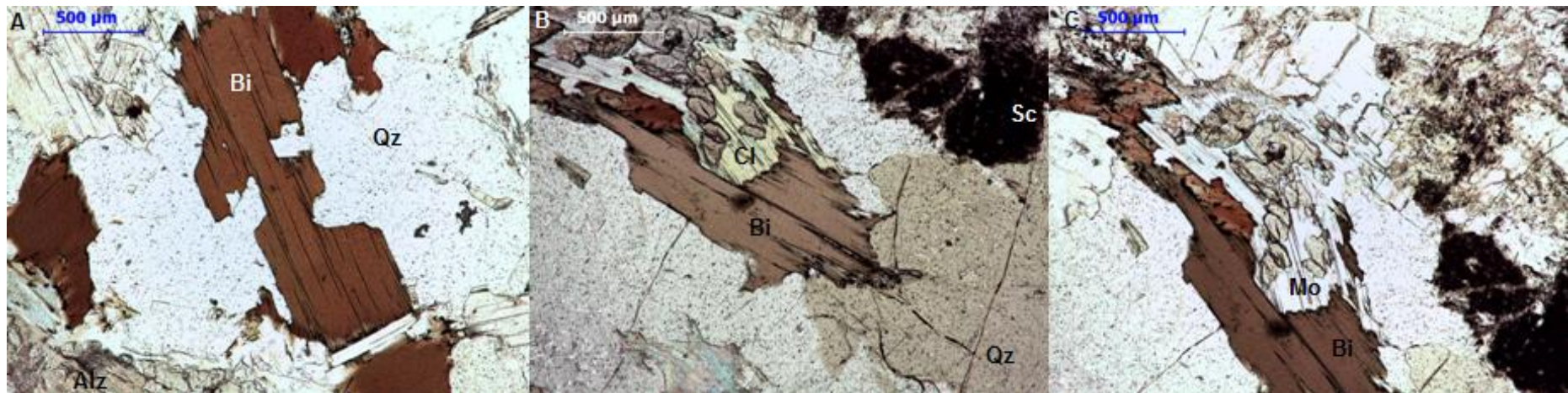


Figura V.4. 6. Modo de ocorrência das biotites no Granito de S. Mamede (N//). A: Biotite; B: Substituição da biotite pela clorite; C: Substituição da biotite pela moscovite secundária.

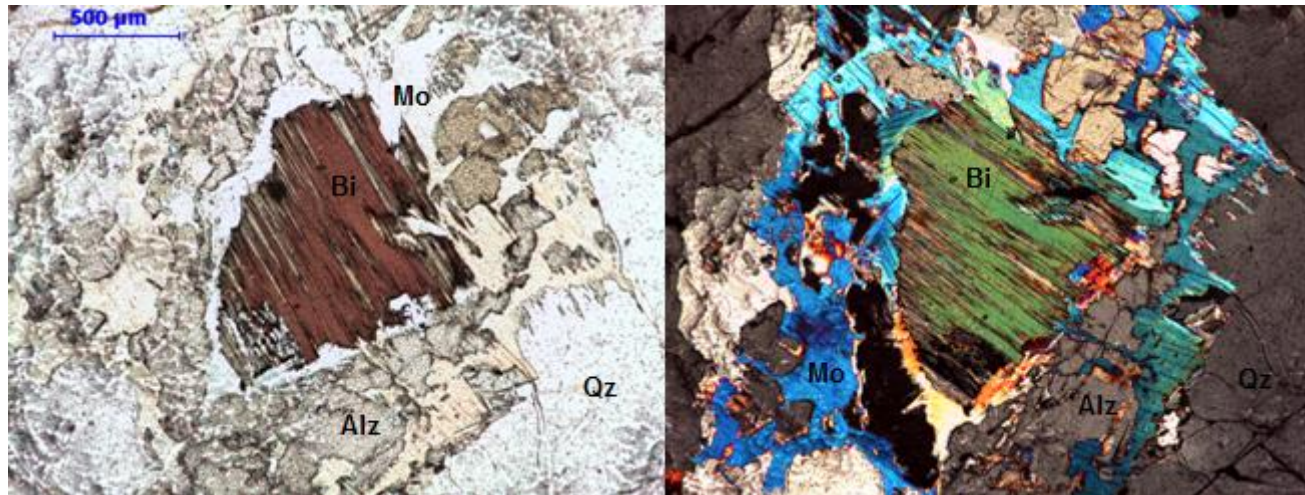


Figura V.4. 7. Andaluzite (fotografia esquerda N//, fotografia direita NX), à mesma escala.

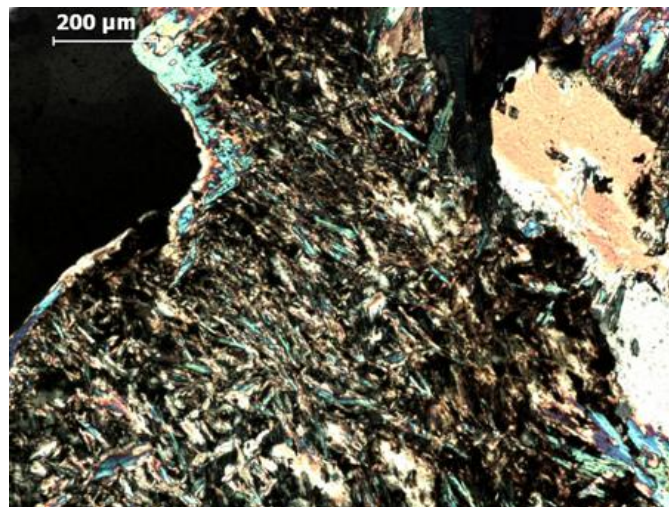


Figura V.4. 8. Modo de ocorrência da sericite no granito de S. Mamede (NX).

V.4.2.2. Granito de “Duas Igrejas” (γ ’_{3d})

Observações em amostra de mão: Esta fácies apresenta uma tonalidade clara, leucocrata de textura fanerítica de grão fino; quanto ao tamanho relativo dos minerais a rocha apresenta-se como equigranular. À vista desarmada observam-se minerais félsicos de que são exemplo o quartzo e o feldspato potássico, sendo evidente a presença de minerais máficos não identificáveis à vista desarmada. Distingue-se da fácies principal do Granito de S. Mamede por ser visível alteração hidrotermal caracterizada pela presença de óxidos de ferro, que fornecem um tom amarelado, e pela cor esverdeada típica da clorite. Em amostra de mão a amostra não apresenta qualquer orientação. A figura seguinte mostra duas fotografias a diferentes escalas da amostra “Duas Igrejas”.

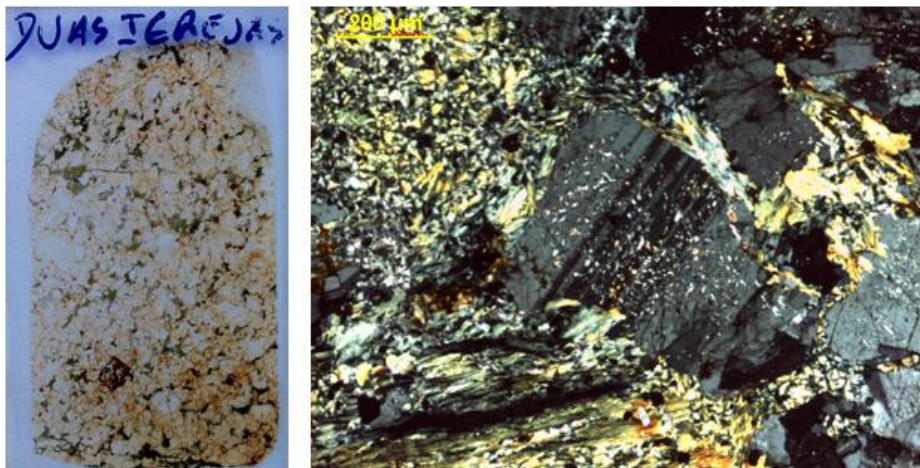


Figura V.4. 9. Granito de S. Mamede (γ ’_{3d}), amostra “Duas Igrejas”. A: Lâmina delgada para o estudo petrográfico; B: imagem em nicóis cruzados da lâmina “Duas Igrejas”.

Observações em lâmina delgada: a observação microscópica revela tratar-se de uma rocha de textura granular, caracterizada em termos de grau de cristalinidade como holocristalina e do tipo hipidiomórfica a xenomórfica (figura V.4.10.B.). É constituída pelos minerais essenciais quartzo (Qz), plagioclase (Pl) e feldspato potássico (Flk); como minerais acessórios apresenta moscovite (Mo) e opacos. Verifica-se também a presença de minerais de alteração hidrotermal resultantes de alterações hidrotermais, como a sericite (Sc) (sericitização) e a clorite (Cl) (cloritização) em quantidades muito superiores comparativamente com as lâminas observadas anteriormente. Observa-se a presença de sulfuretos.

O quartzo ocorre em grãos de tendência subédrica de dimensões variáveis, apresenta-se em agregados equigranulares por toda a amostra; evidencia-se a existência de alguma deformação intracristalina marcada pela catáclase dos grãos, subgranulação e pela extinção ondulante, esta última menos evidente (figura V.4.11.).

A plagioclase ocorre frequentemente e em grande abundância nesta amostra, apresenta-se segundo grãos de diversas dimensões de tendência euédrica onde a macla polissintética se encontra bem conservada (figura V.4.12.A.). Em concordância com as amostras anteriores, evidência alteração hidrotermal do tipo sericitização.

O feldspato potássico (microclina) ocorre em pequenas quantidades apresentando grãos de granulometria fina e de tendência subédrica a euédrica (figura V.4.12.B.).

A moscovite ocorre em pequenas palhetas no seio de grãos de quartzo, a ocorrência de micas nesta lâmina, excetuando a clorite, e vestigial (figura V.4.13.).

A ocorrência da clorite nesta amostra é abundante e contamina toda a lâmina, apresenta-se com um hábito circular, completamente diferente do que se passava anteriormente (figura V.4.14.).

Nesta lâmina observa-se também a presença regular de sulfuretos oxidados, como é o caso da pirite ilustrada na figura V.4.15.

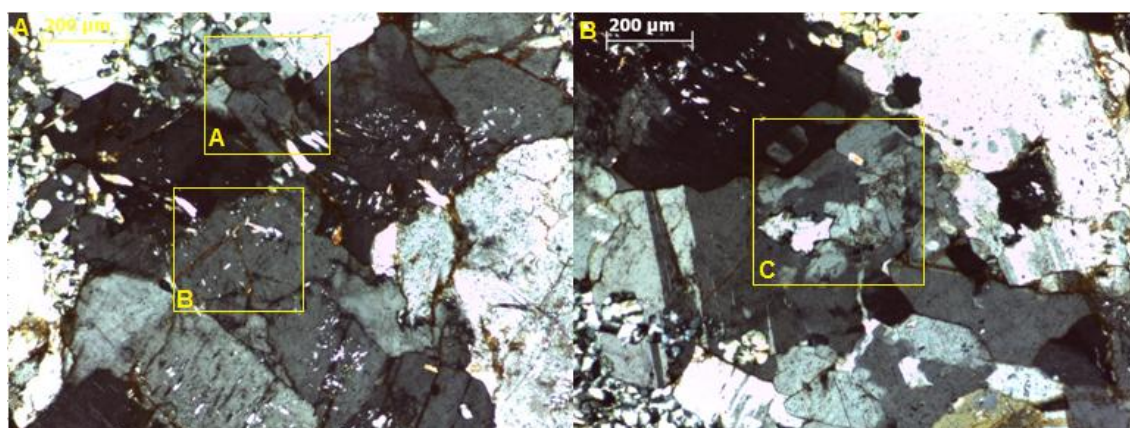


Figura V.4. 10. Modo de ocorrência do quartzo na lâmina “Duas Igrejas” (NX). A: Extinção ondulante insipiente (retângulo A) e fraturação do quartzo (retângulo B) que, tal com a subgranulação dos grãos de quartzo (retângulo C, figura B).

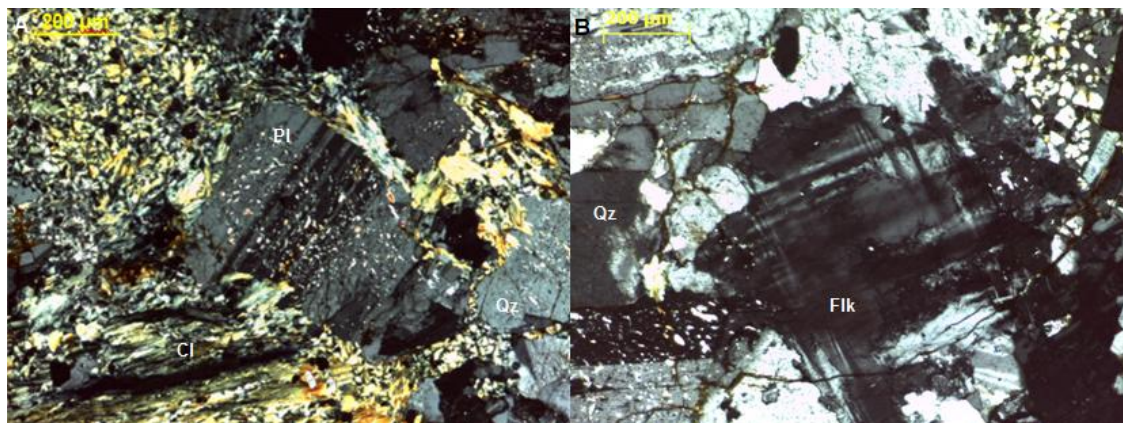


Figura V.4. 11. Modo de ocorrência dos feldspatos na lâmina “Duas Igrejas” (NX). A: Plagioclase com macla polissintética evidente, rodeada por clorite; B: Microclina com macla em xadrez bem conservada.

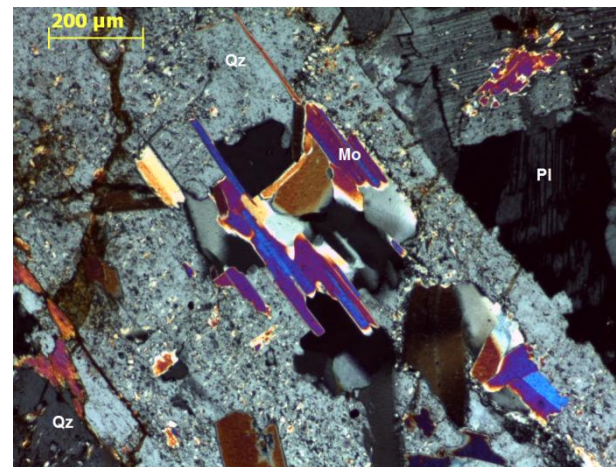


Figura V.4. 12. Ocorrência da moscovite na lâmina de “Duas Igrejas” (NX).

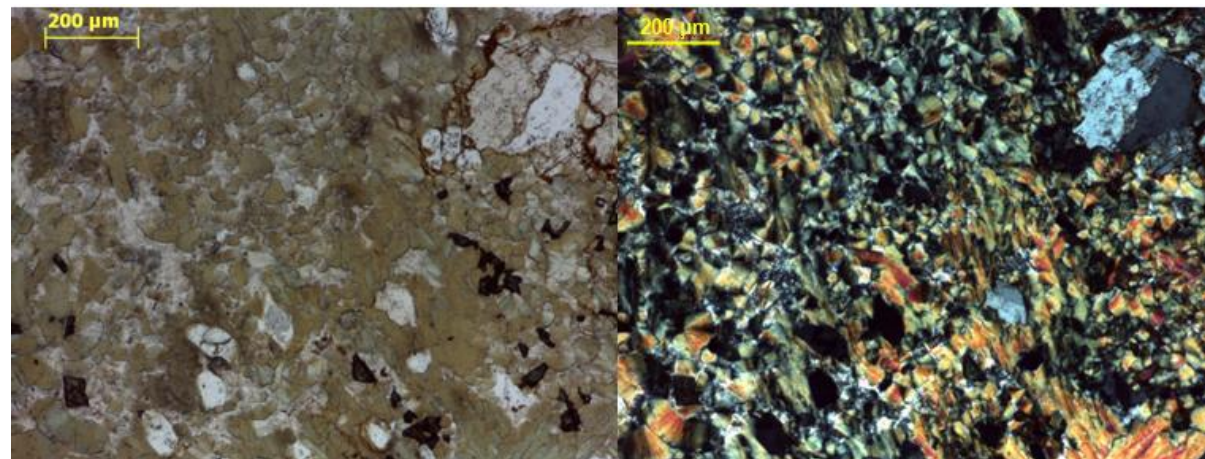


Figura V.4. 13. Modo de ocorrência da clorite na lâmina de “Duas Igrejas” (N// à esquerda e NX à direita).

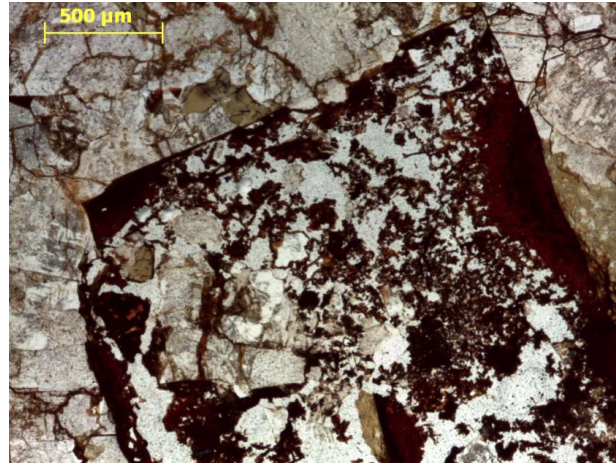


Figura V.4. 14. Evidência da presença de mineralização, ocorrência de pirite (N/I).

V.4.2.3. Granito de Vila Verde (γ'_3)

Observações em amostra de mão: Este granito apresenta uma tonalidade clara leucocrata, de textura fanerítica de grão médio a grosseiro; quanto ao tamanho relativo dos minerais a rocha apresenta-se como inequigranular. À vista desarmada, é evidente a existência de uma grande quantidade de quartzo, rodeado de micas, o que confere à amostra um aspeto brilhante. A figura V.4.16. representa o granito de S. Mamede a várias escalas.

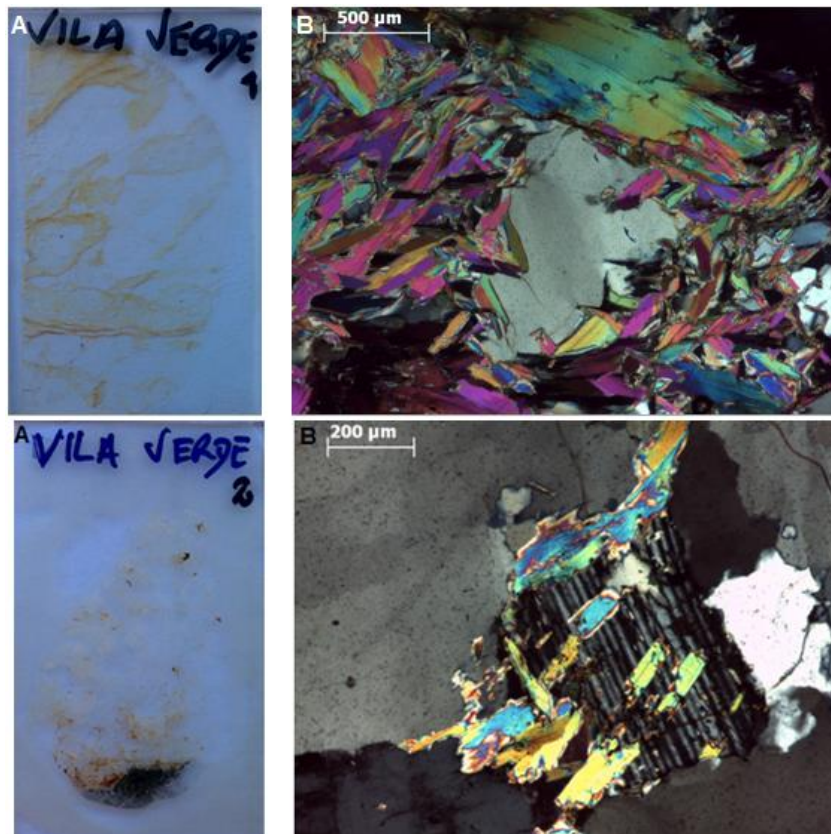


Figura V.4. 15. Granito de Vila Verde (γ'_3). A: Lâmina delgada para o estudo petrográfico; B: imagem em nicóis cruzados da lâmina.

Observações em lâmina delgada: a observação microscópica revela tratar-se de uma rocha de textura granular, caracterizada em termos de grau de cristalinidade como holocristalina e do tipo xenomórfica. Os minerais constituintes desta lâmina são o quartzo (Qz), a plagioclase (Pl) e a moscovite (Mo). Esta lâmina evidencia a presença de alteração do tipo sericitização, acompanhada de oxidação.

O quartzo ocorre segundo grãos bem desenvolvidos de tendência subédrica; estas fases cristalinas evidenciam deformação intracristalina evidente, comprovada pela extinção ondulante, a subgranulação dos grãos, a fraturação e a presença de bordos suturados (figura V.4.17.). A ocorrência do quartzo ocorre sem orientação preferencial, em contrapartida a moscovite apresenta por vezes cristalização em direções preferenciais.

A plagioclase ocorre segundo grãos bem desenvolvidos de tendência euédrica a subédrica, associados a esta fase mineral podemos encontrar pequenas palhetas de moscovite dispostas aleatoriamente (figura V.4.18). O modo de ocorrência da moscovite pode ser de dois tipos, num deles ocorre segundo agregados equigranulares a inequigranulares dispostos de uma forma aleatória na lâmina, outra forma de ocorrência é segundo fiadas de grãos de granulometria fina, orientados e relacionados com os grãos de quartzo (figura V.4.19.). As moscovites apresentam deformação evidenciada pelo dobramento/encurvamento dos planos de clivagem desta fase mineral (figura V.4.20.).

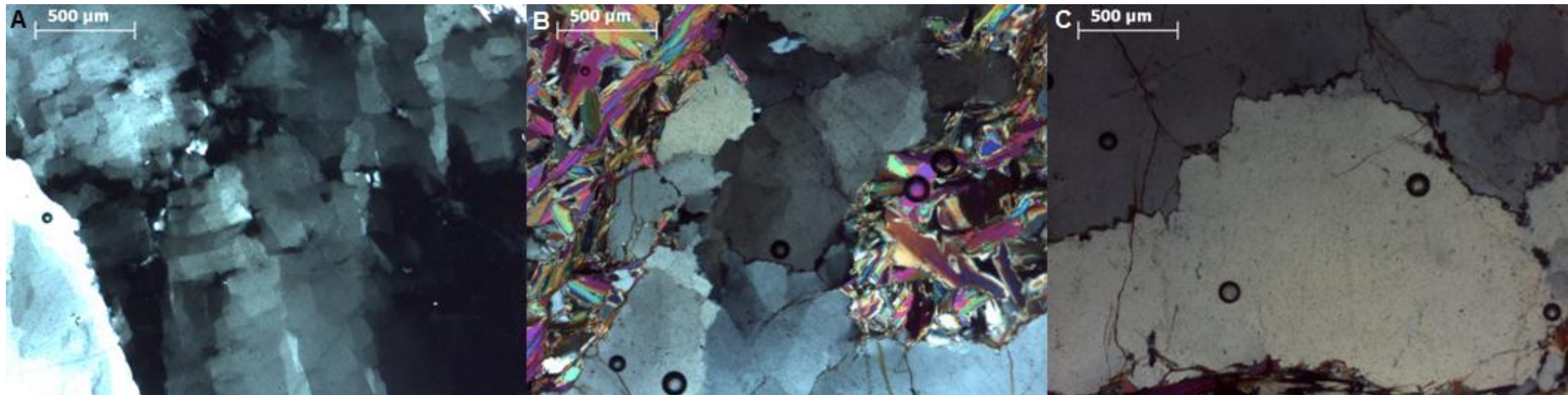


Figura V.4. 16. Modo de ocorrência do quartzo no Granito de Vila Verde. A: Extinção ondulante; B: Subgranulação dos grãos de quartzo e bordos suturados (C).

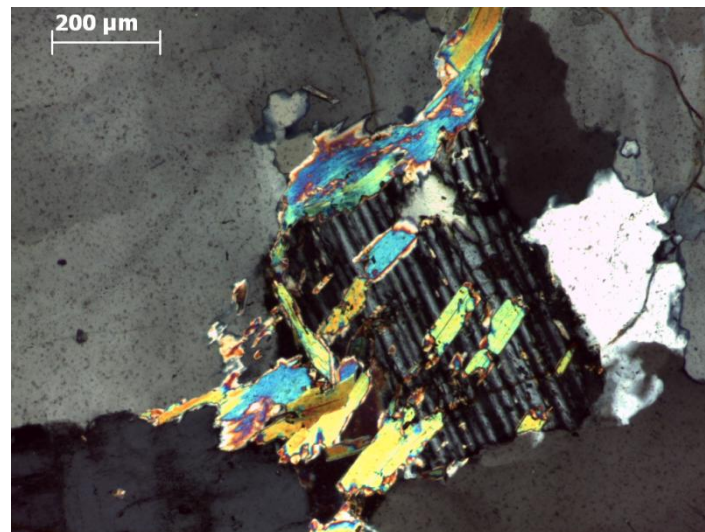


Figura V.4. 17. . Plagioclase com matriz polissintética (NX).

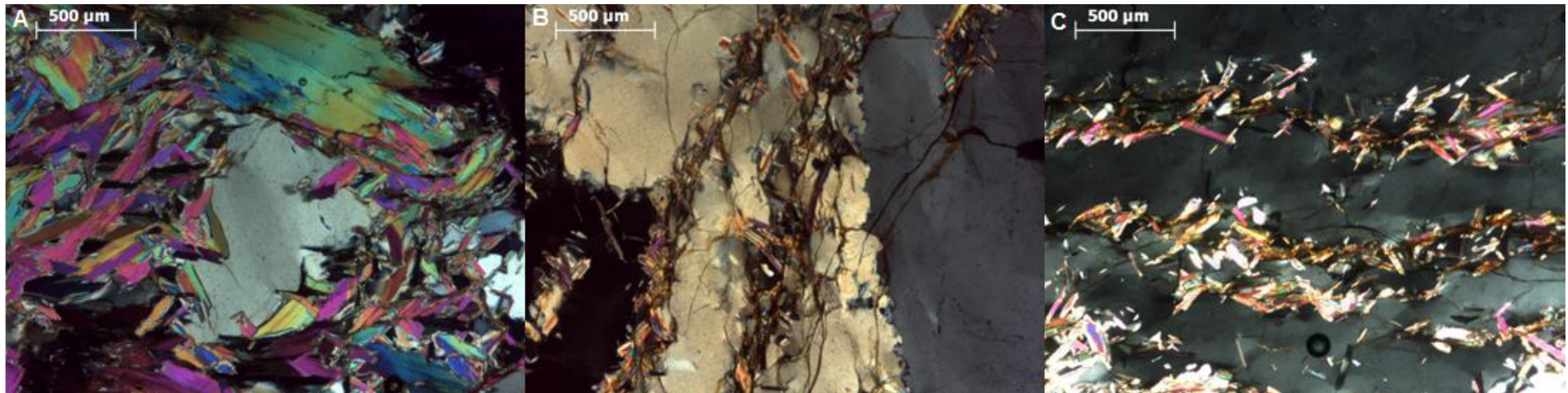


Figura V.4. 18. Modo de ocorrência da moscovite na lâmina do Granito de Vila Verde (NX). A: Agregado inequigranular de moscovite instalado aleatoriamente, em torno do grão de quartzo; B, C: Cristalização de fiadas de moscovite segundo orientações preferenciais.

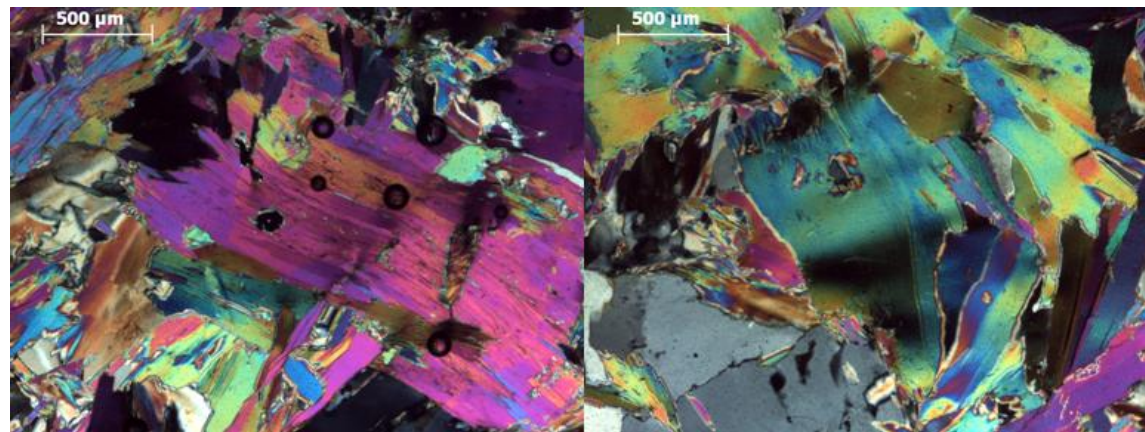


Figura V.4. 19. Moscovites deformadas, encurvamento/dobramento dos planos de clivagem (NX).

Tabela V.4. 1. Dados relativos à mineralogia e alterações hidrotermais presentes nas lâminas delgadas estudadas.

Lâmina	MINERAIS ESSENCIAIS			MINERAIS ACESSÓRIOS				ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL		
	Quartzo	Feldspato Potássico (Microclina)	Plagioclase	Biotite	Moscovite	Andaluzite	Zircão	Sericitização (Sericite)	Cloritização (Clorite)	Moscovitização (Moscovite secundária)
GD6	X		x		x				x	
GD2	X	x	x	x	x	x	x	X	x	
GD16	X	x	x	x	x			X	x	
“Duas Igrejas”	X	x	x		x			X	x	
VLV1	X				x					x
VLV2	X		x		x			X		

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

CAPÍTULO VI

VI.1. Discussão dos resultados obtidos

Com os dados obtidos para os diferentes maciços graníticos foi possível proceder a uma sistematização dos resultados e interpretações.

VI.1.1. Estudo estatístico do diaclasamento

O estudo estatístico do diaclasamento foi elaborado no programa DIPS e, permitiu verificar que existem duas famílias de diaclasamento predominantes na área de Godinhaços, com atitudes de N040°E;88°NO e N058°E;69°SE (figura VI.1.1.). Estas atitudes estão de acordo com as direções consideradas como dominantes para os filões mineralizados em ouro no N de Portugal.

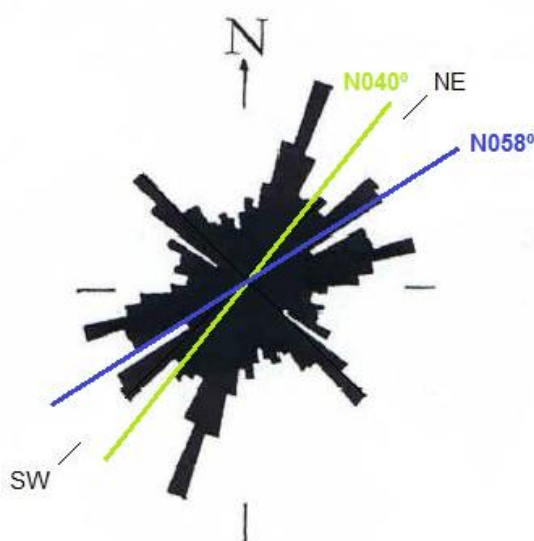


Figura VI.1. 1. Famílias de diaclases dominantes na área de Godinhaços. *Adapt. Cottard (1982).*

VI.1.2. Anisotropia da Suscetibilidade Magnética

A técnica de estudo da anisotropia de suscetibilidade magnética (ASM) permite uma análise sistemática de um maciço granítico, proporcionando dados direcionais (foliação e lineação magnética) que podem ser comparados com os da foliação e lineação magmática, dependendo do estado de deformação da rocha. Para além disso, obtêm-se também, parâmetros quantitativos que estão relacionados com a composição química e com a taxa de deformação que sofreram as rochas.

VI.1.2.1. Lineações e foliações Magnéticas

As lineações magnéticas têm azimutes geralmente paralelizáveis com os acidentes sobre os quais os maciços intuíram e materializaram os seus fluxos magmáticos. Para o granito de S. Mamede existe um paralelismo entre os azimutes

das lineações magnéticas e zonas de fraturas com orientações N-S típicas das fases tardias da orogenia varisca. Este facto permite reforçar a ideia de que o granito de S. Mamede é na realidade um granito tardi- a pós- F_3 . O mesmo se evidencia para o granito de Braga. O granito de Vila Verde apresenta apenas uma lineação, cujo azimute $8^\circ \rightarrow N172^\circ E$ (SM_{12}) é, de grosso modo, paralelo à zona de cisalhamento Malpica-Lamego, podendo esta zona de cisalhamento ter servido de canal condutor para a instalação deste granito. Em observações de campo, esta fácies granítica de Vila Verde apresentava megacristais de feldspato potássico orientados preferencialmente segundo uma direção $N130^\circ E$.

A dominância de lineações fracamente inclinadas em comparação com as lineações magnéticas subverticais, permite provar que os incrementos de deslocamento horizontal registados pelo *fabric* são mais expressivos que os incrementos de deslocamento vertical, o que significa que a fonte de alimentação deste maciço se encontra a profundidades elevadas, indicando uma instalação a níveis estruturais altos.

A atitude das foliações magnéticas permite diferenciar as fácies graníticas, no caso em estudo, observa-se claramente a mudança das atitudes das foliações magnéticas identificando-se assim a existência de três fácies graníticas distintas (S. Mamede, Vila Verde e Braga). A inclinação das foliações indica, de uma forma indireta, a geometria do corpo granítico; foliações magnéticas com pendores mais elevados manifestam-se num corpo granítico mais enraizado, enquanto que para foliações com pendores mais sub-horizontais os granitos tendem a ter uma geometria mais laminar. Nos granitos em estudo verifica-se uma variação do pendor muito expressiva, os granitos de S. Mamede e Vila Verde apresentam uma geometria mais lamelar, em contrapartida o granito de Braga apresenta uma geometria mais enraizada.

A trajetória das foliações magnéticas na área de Godinhaços, apresenta uma forma de sigmóide (figura VI.1.2.), tendo esta característica sido interpretada como um fluxo magmático visto que o granito de S. Mamede é tardi- a pós- tectónico, não apresentado deformação que permita interpretar esta característica de outra perspetiva.

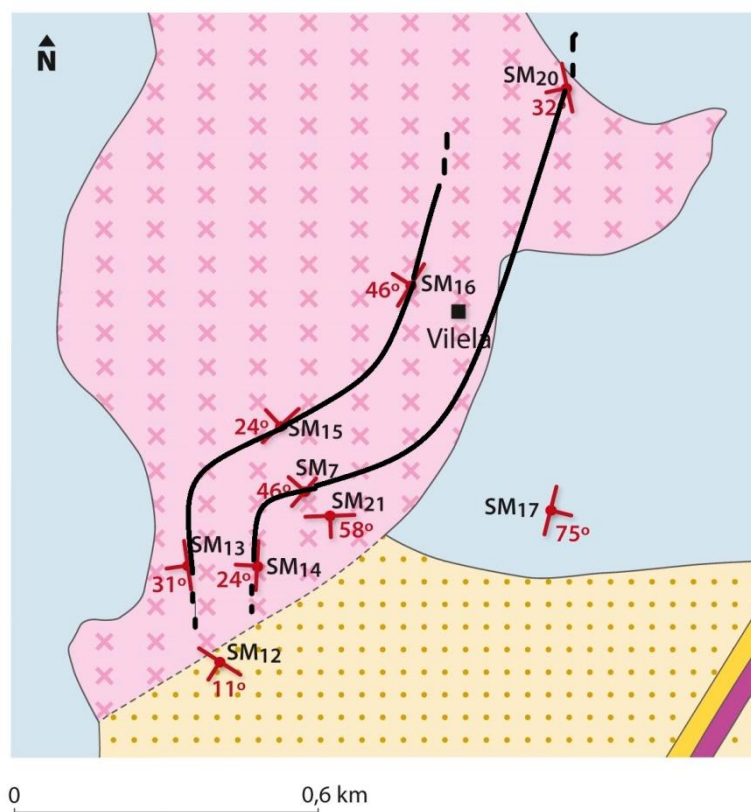


Figura VI.1. 2. Estrutura sigmóide evidenciada pelas foliações magnéticas.

VI.1.2.2. Forma do elipsóide e Anisotropia Magnética

Nos granitos paramagnéticos estudados a forma do elipsóide de ASM é normalmente achatada ($0 \leq T \leq 1$) o que se relaciona com o facto de os minerais responsáveis pela anisotropia magnética serem apresentarem estrutura lamelar, como é o caso das micas. As micas apresentam uma anisotropia magnetocristalina que condiciona um plano de fácil magnetização que coincide com o plano de clivagem. A organização planar dos planos de clivagem da biotite, promove a forma achatada apresentada pelo elipsóide de ASM.

O mapa elaborado para a representação do parâmetro T (forma do elipsóide de ASM) mostra que todas as fácies graníticas apresentam um elipsóide do tipo achatado à exceção dos pontos SM₇ e SM₂₁ que apresentam valores inferiores a zero e, por isso o elipsóide de ASM é constrito, este facto pode ser interpretado pela presença da pirite em filões de quartzo instalado nesta zona.

A projeção dos valores representativos da forma do elipsóide num gráfico cuja abcissa é a anisotropia magnética (figura VI.1.3.), permite evidenciar que a forma do elipsóide de ASM mais manifestada nos granitos em estudo é a achatada ($0 \leq T \leq 1$).

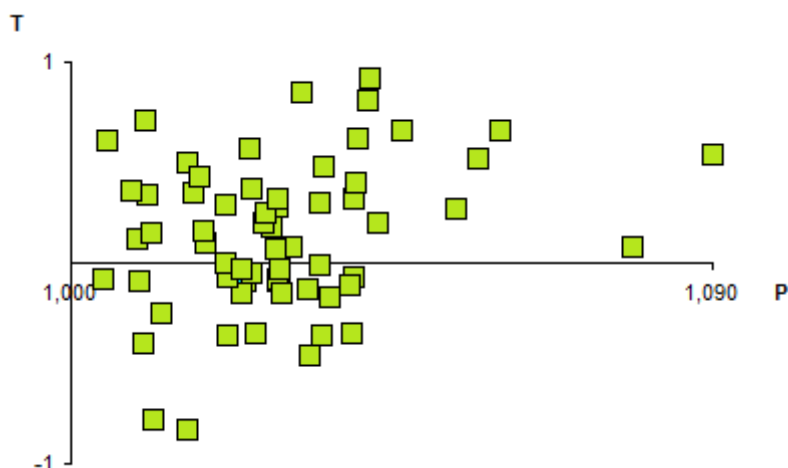


Figura VI.1. 3. Relação entre a forma do elipsóide (T) e a anisotropia magnética (P).

O parâmetro da anisotropia magnética ($P\%$), permite-nos obter informações sobre o estado de deformação das rochas. Quando estamos a analisar valores de $P\%$ temos que ter em conta o momento de instalação do granito (s.l.) em estudo pois, se estivermos perante um granito (s.l.) instalado durante o período sin- a tardi- D_3 os valores de $P\%$ serão mais elevados em comparação com os valores de $P\%$ obtidos para um granito instalado no período tardi- a pós- D_3 , isto porque o nível de deformação da rocha influencia diretamente este parâmetro. Os dados obtidos para o granito de Vila Verde são reduzidos, não permitindo fundamentar esta conclusão. No entanto, no mapa elaborado para a representação da anisotropia magnética da área de Godinhaços, observa-se que o parâmetro $P\%$ adquire valores mais elevados na periferia do granito de S. Mamede em comparação com os valores obtidos no núcleo do mesmo. Isto deve-se ao facto de na periferia o granito de S. Mamede estar em contacto com o granito de Vila Verde, tendo este contacto promovido uma deformação na bordadura do granito de S. Mamede, pois este instalou-se posteriormente ao granito de Vila Verde. O ponto SM_{16} apresenta valores de $P\%$ da ordem dos 4,6%, isto pode ser explicado com algum tipo de deformação posterior à cristalização do magma, capaz de mudar o *fabric* magmático original.

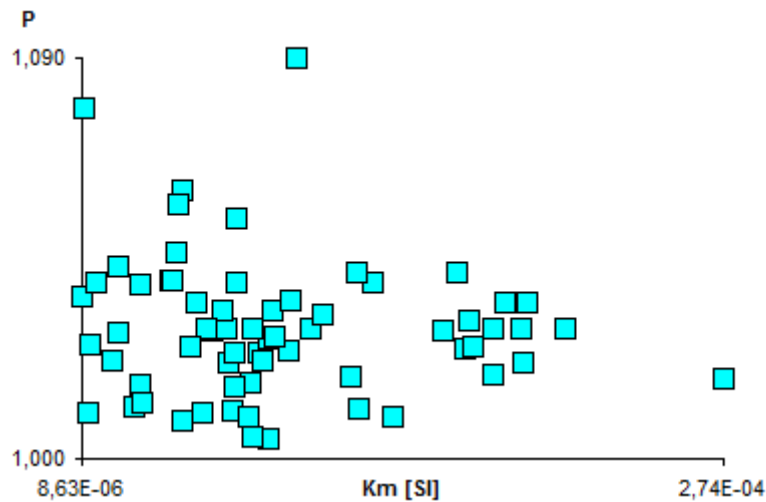


Figura VI.1. 4. Relação entre a anisotropia magnética (P) e a suscetibilidade magnética (K).

Sant'Ovaia *et al.* (2013) publicaram um gráfico que relaciona o parâmetro da anisotropia magnética com a suscetibilidade magnética. No presente trabalho foram projetados os valores obtidos nos maciços estudados e, o resultado encontra-se ilustrado na figura VI.1.5., mostrando que estes maciços se enquadram essencialmente no campo dos granitos tardi-tectónicos.

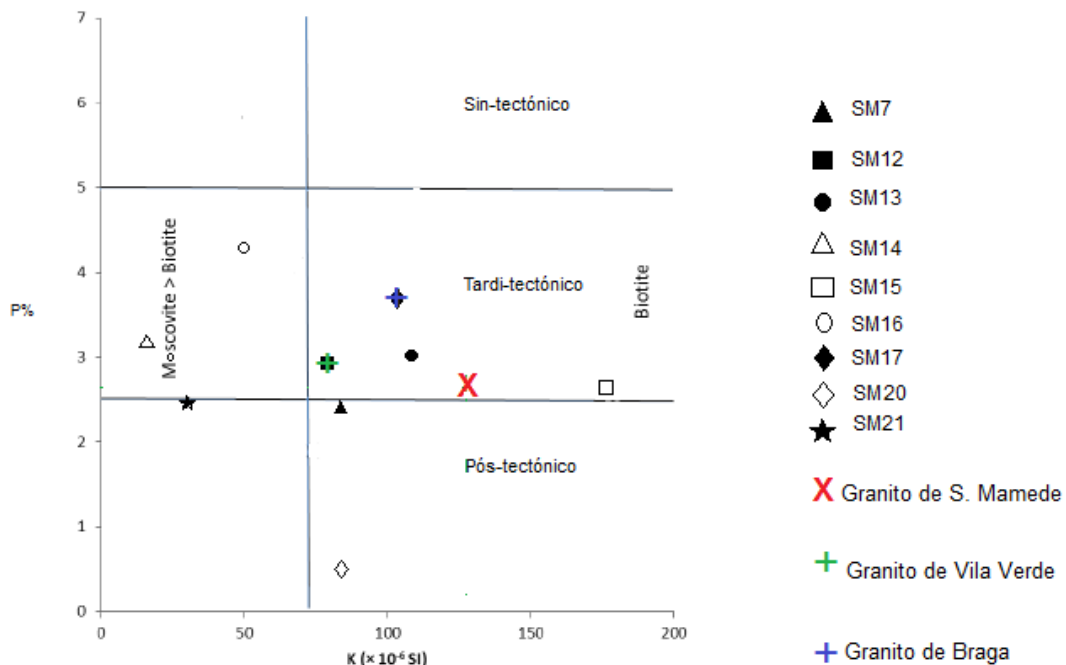


Figura VI.1. 5. Relação entre a suscetibilidade magnética e a anisotropia magnética. Classificação proposta para granitos do grupo *ilmenite-type*. Adapt. Sant'Ovaia & Noronha (2005).

VI.1.3. Suscetibilidade Magnética

A suscetibilidade magnética é um parâmetro que se relaciona diretamente com a mineralogia da rocha em estudo, pois depende do comportamento magnético dos minerais quando a rocha é sujeita a um campo magnético induzido (H).

Nas rochas graníticas (s.l.) sobre as quais se elaboraram as medições verificou-se que os valores de suscetibilidade magnética eram fracos (K não ultrapassa a ordem de grandeza de 10^{-6} SI), evidenciando um comportamento paramagnético das rochas em estudo, sendo este facto devido à presença de ferro na estrutura cristalina dos silicatos, como é o caso da biotite. Os valores de suscetibilidade magnética obtidos inserem estas rochas graníticas (s.l.) no grupo das “*ilmenite type granites*” proposto por Ishihara (1977).

A projeção dos valores de suscetibilidade magnética à escala regional permite visualizar uma zonalidade com orientação geral NE-SO, esta zonalidade acompanha a orientação dos filões mais possantes cartografados na área compreendida entre Grovelas e Pedregais, com orientação grosseira N050°E-N080°E. Esta zonalidade compreende três intervalos de suscetibilidade distintos: 30×10^{-6} SI a 80×10^{-6} SI, 80×10^{-6} SI a 130×10^{-6} SI e valores maiores que 130×10^{-6} SI. Os valores de suscetibilidade mais baixa situam-se no contacto entre os três granitos (S. Mamede, Vila Verde e Braga), este facto deve-se à existência de fenómenos de alteração hidrotermal do tipo moscovitização (ANEXO 2). Os valores de K mais elevados englobam granitos sãos, sem alteração hidrotermal com uma tonalidade geralmente mais escura (ANEXO 3).

A suscetibilidade à escala local apresenta uma zonalidade consonante com a regional, apresentando valores de suscetibilidade magnética mais baixos em zonas com alteração hidrotermal do tipo moscovitização, tal como referido anteriormente.

Num mapa de suscetibilidade a uma escala bastante ampliada, caso do mapa das cortas, verifica-se que junto ao filão mineralizado com arsenopirite (corta 4), os valores de suscetibilidade magnética atingem valores que variam de 86×10^{-6} SI a 180×10^{-6} SI, isto deve-se ao facto de a arsenopirite conter grande percentagem de ferro na sua estrutura cristalina o que promove um aumento exponencial do parâmetro K.

A suscetibilidade magnética pode ser utilizada como um parâmetro útil para a distinção de fácies graníticas, no entanto no caso em estudo permitiu identificar zonas de maior ou menor alteração hidrotermal de uma forma indireta.

VI.2. Conclusões

Na área em estudo foi possível distinguir vários tipos de granitos: o granito de S. Mamede, o granito de Vila Verde e o granito de Braga sendo os dois primeiros granitos com duas micas. O granito de S. Mamede encontra-se limitado a sul pelo granito de Vila Verde e ambos são rodeados pelo granito de Braga sendo a transição entre as diferentes fácies gradual. Os filões com mineralizações de ouro são mais frequentes na vizinhança do limite entre os dois primeiros. Verifica-se que os granitos evidenciam moscovitização mais intensa na vizinhança dos filões.

O estudo do diaclasamento permitiu verificar que os sistemas de fracturação dominantes possuem uma orientação que varia N040°E e N060°E, coincidente com as orientações preferenciais dos filões mineralizados.

Os estudos petrofísicos permitiram complementar o estudo de campo e petrográfico e caracterizar as três fácies graníticas. Os valores de suscetibilidade magnética são semelhantes para as três fácies evidenciando um comportamento paramagnético ($K \approx 10^{-6}$ SI), o que permite incluí-los nos granitos *ilmenite-type*. Todas as fácies graníticas apresentam elipsoides de ASM do tipo achatado, o que se deve ao facto de os minerais responsáveis pelo sinal magnético apresentarem hábito lamelar.

O granito de S. Mamede exhibe lineações magnéticas paralelas a zonas de fraturas com orientações N-S típicas das fases tardias da orogenia varisca o que permite considerá-lo como tardi- a pós- F_3 . Pelo contrário o granito de Vila Verde exhibe lineações $8^\circ \rightarrow N172^\circ E$ paralelas à zona de cisalhamento Malpica-Lamego.

Com o mapa da suscetibilidade magnética foi possível definir zonamentos subparalelos aos filões de quartzo, caracterizados por uma zona de maior alteração hidrotermal, nomeadamente moscovitização, que faz diminuir o sinal magnético.

Este estudo mostrou que a suscetibilidade magnética constitui um bom indicador das variações da alteração hidrotermal, podendo ser usado como um método indireto e fácil na identificação do grau de alteração, em granitos com potencial metalogénico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGICO, 2004. KLY-4/ KLY-4S/ CS-3/ CS-L, User's guide. Modular system for measuring magnetic susceptibility, anisotropy of magnetic susceptibility, and temperature variation of magnetic susceptibility. República Checa.
- ALMEIDA, M.A., 1994. Geoquímica, petrogénese e potencialidades metalogénicas dos granitos peraluminosos de duas micas do Complexo de Cabeceiras de Basto. *Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*. Porto. (Tese de Doutoramento).
- ALMEIDA, A. & NORONHA, F., 1988. Fluids associated with W and Ag-Au deposits of the Mirandela area, NE Portugal: an example of peri-granitic zoning. *Bull. Miner.*, **111**: 331-341.
- ALMEIDA, M.A., MARTINS, H.C. & NORONHA, F., 2002. Hercunian acid magmatism and related mineralization in Northern Portugal. *Gondwana Research*, **5** (2): 423-434.
- ARTHAUD, F. & MATTE, Ph., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstruction des condicions de la deformation. *Tectonophysics*, **25** (1/2): 139-171.
- BARBARIN, B., 1990. Granitoids – main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, **26** (3/4): 227-238.
- BARRERA, J.L., BELLIDO, F., PABLO MACIA, J.G. & ARPS, CH.E.S., 1982. Evolution petrologico geoquimica de los granitoides hercnicos del NO Gallego. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, **3**: 21-52.
- BASTO DOS SANTOS, T.M., FONSECA, P.E., MUNHÁ, J.M., TASSINARI, C.C.G. & DIAS NETO, C., 2009. Geodynamic evolution of the São Fidelis – Santo António de Pádua sector, central Ribeira Fold Belt, SE Brazil. *Comum. Geol.*, **96**: 101-122.
- BLENKINSOP, T., 2002. Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks. *Kluwer Academic Publishers*, 150pp.
- BOIRON. M.C., CATHELINEAU, M., BANKS, D.A., FOURCADE, S. & VALLANCE, J., 2003. Mixing of metamorphic and superficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chemical Geology*, **194**: 119-141.
- BONNEMAISON, M. & MARCOUX, E., 1990. Auriferous mineralization in some shear-zones: A three-stage model of metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **25**: 96-104.
- BORRADAILE, G.J. & HENRY, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science*, **42** (1/2): 49-93.

- BOUCHEZ, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to ASM studies of granitic rocks. *In*: BOUCHEZ, J.L., HUTTON, D.H.W. & STEPHENS, W.E., 1997. Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. *Kluwer Academic Publishers*, **8**: 95-112.
- CABRAL, M., CRAMEZ, P., MOREIRA, A., NORONHA, F., OLIVEIRA, J.M.S., PEREIRA, E., FARINHA RAMOS, J.M., REIS, M.L., RIBEIRO, A., RIBEIRO, M.L. & SIMÕES, M., 1992. Notícia explicativa da Folha 1 na escala 1/200.000 da Carta Geológica de Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- CÂNDIDO DE MEDEIROS, A., TEIXEIRA, C., TEIXEIRA LOPES, J. & PALÁCIOS PEREZ, T. (1975). Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000. Notícia explicativa da folha 5-B de Ponte da Barca. *Direção Geral de Minas e Serviços Geológicos, Serviços Geológicos de Portugal*, 1-51.
- CERVEIRA, A., 1952. Relações entre os jazigos hipogénicos portugueses de ouro e de tungsténio. *Bol. Soc. Geol. Portg.*, **10**: 133-144.
- COTTARD, F., 1982. Mise en évidence par l'autocorrélation optique et l'interprétation sur images spatiales de guides structuraux ayant présidé à la répartition des gîtes d'étain et de tungstène dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, **24** (7): 117-126.
- COUTO, H., 1993. As mineralizações de Sb-Au da região Dúrico-Beirã. 607pp. *Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*. Porto. (Tese de Doutoramento).
- DIAS, R., 1994. Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro Ibérica: a importância para a compreensão da génese do arco Ibero-Armoricano. *Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa*. Lisboa. (Tese de doutoramento).
- DIAS, G., SIMÕES, P.P. & MENDES, A.C., 2006. Instalação de rochas graníticas variscas na ZCI: geocronologia e sequências tipológicas. *VII Congresso Nacional de Geologia*: 1227-1229. Universidade de Évora.
- DIAS, R. & COKE, C., 2006. O funcionamento dos grandes acidentes crustais no controlo de génese e instalação das rochas graníticas na zona Centro-Ibérica. *VII Congresso Nacional de Geologia*: 1231-1234. Universidade de Évora.
- DIDIER, J., 1987. Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. Stuttgart. *Geologische Rundschau*, **76** (1): 41-50.

- FARINHA, J.A., 2002. Cartografia geológica de detalhe e amostragem por “Roços em Canal” e por “Chip Samples” das estruturas mineralizadas em arsénio e ouro. Vila Verde-Área de Godinhaços. Programa Praxis XXI. *Departamento de prospeção de minérios metálicos*.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., DUNNING, G.R., JENNER, G.A. & GUTIÉRREZ-ALONSO, G., 2000. Variscan collisional magmatism and deformation in NOROESTE Iberia: constraints from U-Pb geochronology of granitoids. *Journal of the Geological Society*, **157**: 565-576.
- FERREIRA, N., IGLESIAS, M., NORONHA, F., PEREIRA, E., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L., 1987. Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: BEA, F., CARNICERO, A., GONZALO, J., LOPEZ PLAZA, M. & RODRIGUEZ ALONSO, M., Eds., *Geologia de los granitoides y rocas sociadas del Macizo Hesperico*, 37-51. Editorial Rueda. Madrid. (Libro de Homenage a GARCÍA DE FIGUEROA, L.C.).
- FERSMAN, A., 1931. Les pegmatites. *Mém. Acad. Sci. U.R.S.S.*
- GOMES, C. & SANT’OVAIA, 2015. Modelos de anisotropia da suscetibilidade magnética versus modelação de processos geológicos. In: NEVES, L.J.P.F., PEREIRA, A.J.S.C., GOMES, C.S.R, PEREIRA, L.C.G. & TAVARES, A.O., 2011. *Modelação de sistemas geológicos: livro de homenagem ao Professor Manuel Maria Godinho*, 237-246. Laboratório de Radioatividade Natural da Universidade de Coimbra. Imprensa da Universidade de Coimbra.
- GIRÃO, A., 1960. Geografia de Portugal, 541pp. Porto.
- ISHIHARA, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, **27**: 293-305.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J., RIBEIRO, A. & CONDE, L., 1975. Mapa tectónico de la Península Ibérica e Baleares na escala 1/1.000.000. Memória Explicativa, 113pp. *Instituto Geológico y Minero de España*. Madrid.
- LAUTENSACH, H., 1988. Os rios e os processos de erosão. In: O. Ribeiro, H. Lautensach & S. Daveau, Eds, *Geografia de Portugal. II. O Ritmo Climático e a Paisagem*, 467-482. Lisboa.
- LLANA-FUNEZ, S. & MARCOS, A., 2000. The Malpica-Lamego line: a major crustal-scale shear zone in the Variscan belt of Iberia. *Journal of Structural Geology*, **23** (6/7): 1015-1030.

- MACKENZIE, W.S., DONALDSON, C.H. & GUILFORD, C., 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. 148pp.
- MACKENZIE, W.S. & GUILFORD, C., 1996. Atlas de Petrografía. Minerales formadores de rocas en lamina delgada. (versão espanhola por Marceliano Lago San José & Enrique Arranz Yagüe) Masson, S.A., 98pp.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, PH.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America, Bulletin*, **101** (5): 635-643.
- MATEUS, A. & NORONHA, F., 2010. Sistemas mineralizantes epigenéticos na zona centro-ibérica; Expressão da estruturação orogénica meso- a tardi-varisca. "*Ciências geológicas – Ensino e Investigação e sua História*", *Geologia e Recursos Geológicos*, **2** (1): 61 pp.
- MATTE, P. & RIBEIRO, A., 1975. Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relation avec le plissement et les hypothèses sur la genèse de l'arc Ibéro-Armoricain. *C.R. hebdomadaire des Séances de l'Académie des Sciences, Paris, Série D, Sciences naturelles*, **280** (25): 2825-2828.
- MARTINS, H.C.B., SANT'OVAIA, H. & NORONHA, F., 2009. Genesis and emplacement of felsic Variscan plutons within a deep crustal lineation, the Penacova-Régua-Verín fault: An integrated geophysics and geochemical study (NOROESTE Iberian Peninsula). *Lithos*, **111**: 142-155.
- MARTINS, H.C.B. & ABREU, J., 2014. The composition of zircon in Variscan granites from Northern Portugal. *Estudios Geológicos*, **70** (2): 9 pp.
- MARTINS, H.C.B., SANT'OVAIA, H., ABREU, J., OLIVEIRA, M. & NORONHA, F., 2011. Emplacement of the Lavadores granite (NOROESTE Portugal): U/Pb and ASM results. *C. R. Geoscience*, **343**: 387-396.
- MENDES, A.C. & DIAS, G., 2003. Composição isotópica Sr-Nd de granitos subalcalinos ferro-potássicos: o maciço granítico de Peneda-Gerês (NOROESTE Península Ibérica). *IV Congresso Ibérico de Geoquímica: XIII Semana de Geoquímica*: 93-95.
- NEIVA, J., 1944b. Jazigos portugueses de cassiterite e de volframite. Porto. (Tese); *Comum. Serv. Geol. Portugal*, **25**: 251pp.
- NOGUEIRA, P., 1997. Ação dos paleofluidos mineralizantes em Au, Ag e As e a sua migração nas regiões auríferas de N de Portugal. 220pp. Faculdade de Ciências da Universidade do Porto. Porto. (Tese de doutoramento).

- NOGUEIRA, P. & NORONHA, F., 1993. A evolução de fluídos associados a mineralizações de (Au-Ag-As) em contexto granítico. Os exemplos de Grovelas e Penedono, Norte de Portugal. IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Porto. *Mus. Lab. Min. Geol.*, 275-278.
- NORONHA, F., 1983. Estudo metalogénico da área tungstífera da Borralha. *Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*. Porto. (Tese de Doutoramento).
- NORONHA, F. & RAMOS, J.M.F., 1993. Mineralizações auríferas primárias no norte de Portugal. Algumas reflexões. *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, **18**: 133-146.
- NORONHA, F., CATHELINEAU, M., BOIRON, M.C., DÓRIA, A., RIBEIRO, M.A., NOGUEIRA, P. & GUEDES, A., 2000. A three stage fluid flow for Variscan gold metallogenesis in northern Portugal. *Journal of Geochemical Exploration*, **71**: 209-224.
- NORONHA, F., RAMOS, J.M.F., REBELO, J.A., RIBEIRO, A., RIBEIRO, M^aJ., 1981. Essai de corrélation des phases de déformation hercyniennes des les Nord-Oues péninsulaire. *Leidse geologische mededelingen*, **52** (1): 87-91.
- OLIVEIRA, J.T., PEREIRA, E., RAMALHO, M., ANTUNES, M.T. & MONTEIRO, J.H., 1992. Folha Norte na escala 1/500.000 da Carta Geológica de Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- PAMPLONA, J., 2001. Tectónica do antiforma de Viana do Castelo-Caminha (ZCI): regime de deformação e instalação de granitóides. (Tese de Doutoramento). *Universidade do Minho*.
- PARÉS, J.M., 2015. Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks. *Earth Science*, **3** (4): 13pp.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, **25** (4): 956-983.
- PEREIRA, E., 1987. Estudo geológico-estrutural da região de Celorico de Basto e a sua interpretação geodinâmica. 274pp. *Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa*. Lisboa. (Tese de Doutoramento).
- PEREIRA, E., RIBEIRO, A. & MEIRELES, C., 1993. Cisalhamentos variscos e controlo das mineralizações de Sn-W, Au e U na Zona Centro-Ibérica, em Portugal. *Cuad. Lab. Xeol. de Laxe*, **18**: 89-119.

- PINTO, M., CASQUET, C., IBARROLA, E., CORRETGÉ, L. & FERREIRA, M., 1987. Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico. In: BEA, F., CARNICERO, A., GONZALO, J., LOPEZ PLAZA, M. & RODRIGUEZ ALONSO, M., Eds., *Geologia de los granitoides y rocas sociadas del Macizo Hesperico*, 69-86 (Libro de Homenage a GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C.). *Editorial Rueda*. Madrid.
- PITCHER, W.S., 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Stuttgart. Geologische Rundschau*, **76** (1): 51-79.
- PITCHER, W.S., 1997. The nature and origin of granite. *Springer Netherlands*, **2**: 387 pp.
- PRIEM, H.N.A., 1984. Tracing crustal evolution in the NOROESTE Iberian Peninsula through the Rb-Sr and U-Pb systematics of Palaeozoic granitoids: a review. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **35** (1/3): 121-130.
- QUEIROZ, J.P.C. & CARANASSIOS, A., 2013. Petrografia microscópica e caracterização de rochas ornamentais. *I Jornada do Programa de Capacitação Interna – CETEM*, 8pp.
- RAGUIN, E., 1958. Géologie du granite. *Revue de géographie de Lyon*, **33** (4): 396-397.
- RAITH, M.M., RAASE, P. & REINHARDT, J., 2014. Guia para microscopia de minerais em lâminas delgadas. (versão portuguesa por Maia do Carmo Gastal & Márcia Elisa B. Gomes), 126pp.
- RIBEIRO, A., 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. Texte: 168 pp.; Cartes hors texte. Serv. Geol. Portugal. Lisboa. Tese de doutoramento. *Memor. Serv. Geol. Portugal*, N.S., **24**.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M.T., FERREIRA, M.P., ROCHA, R.B., SOARES, A.F., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F.M., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J.H., 1979. Introduction à la géologie générale du Portugal, 114pp. *Serv. Geol. Portugal*. Lisboa. (Congr.internat.Géol., 26^a, Paris, 1980).
- RIBEIRO, A., PEREIRA, E., SEVERO, L., 1980. Análise da deformação da zona de cisalhamento Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis. *Comum. Serv. Geol. Portugal*, **66**: 3-9.
- RIBEIRO, A., IGLÉSIAS, M., RIBEIRO, M.L. & PEREIRA, E., 1983. Modèle géodynamic des Hercynides Ibériques. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **69** (2): 291-293.

- RIBEIRO, A. & PEREIRA, E., 1989. Flake tectonics in the NOROESTE Iberia Variscides. II Congresso Nac. De Geologia, *Maleo*, **2**, 13, Resumos. Lisboa.
- RIBEIRO, A., MUNHÁ, J., MATEUS, A., FONSECA, P., PEREIRA, E., NORONHA, F., ROMÃO, J., RODRIGUES, J., CASTRO, P., MEIRELES, C., FERREIRA, N., 2009. Mechanics of thick-skinned Variscan overprinting of Cadomian basement (Iberia Variscides). *C. T. Geoscience*, **341**: 127-139.
- RIES, A.C., 1979. Variscan metamorphism and K-Ar dates in the Variscan fold belt of S Brittany and NOROESTE Spain. *Journal of the Geological Society*, **136**: 89-103.
- SANT'OVAIA, H., 2006. Fabrics magnéticos em granitos variscos da Zona Centro Ibérica. 8-92pp. *Magiber, IV Congreso de Paleomagnetismo Ibérico*. Libro de Resúmenes. Vigo.
- SANT'OVAIA, H. & NORONHA, F., 2005. Classificação de granitos variscos portugueses com base nas suas características petrofísicas. *Cad. Lab. Xeol. Laxe*, **30**: 75-86.
- SANT'OVAIA, H., MARTINS, H.C.B. & NORONHA, F., 2013. Oxidized and reduced Portuguese Variscan granites associated with W and Sn hydrothermal lode deposits: magnetic susceptibility results. *LNEG, Comunicações Geológicas*, **100** (1): 33-39.
- SANT'OVAIA, H., RIBEIRO, M.A., MARTINS, H.C.B., FERRÃO, F., GOMES, C. & NORONHA, F., 2014. Estruturas e *fabric* magnético no maciço granítico de Lavadores-Madalena. *Comun. Geol. Portugal*, **101** (1): 313-317.
- SCHERMERHORN, L.J.C., 1956. Igneous metamorphic and ore geology of the Castro Daire - São Pedro do Sul - Sátão region (Northern Portugal). *Comun. Geol. Portugal*, **37**: 617 pp.
- SCHERMERHORN, L.J.C., 1981. Framework and evolution of Hercynian mineralization in the Iberia meseta. *Leidse Geol. Meded.*, **52** (1): 23-56.
- SOEN, O., 1970. Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. Min., Madrid*, **81** (2/3): 271-298.
- SOUSA, B., CEREJO, T., VALLE AGUADO, B. & AZEVEDO, M.R., 2011. Anisotropia da suscetibilidade magnética em granitóides tardi-tectónicos variscos de Viseu (ZCI). 3pp. *I Congresso Nacional Jovens Investigadores em Geociências*. Livro de atas. Estremoz.

- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, **12**: 1-33.
- STRECKEISEN, A., 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. Recommendations and suggestions of the IUGS subcommission on the systematic of igneous rocks. *Geology*, **7**: 331-335.
- VALLANCE, J., CATHELIN, M., BOIRON, M.C., FOURCADE, S., SHEPHERD, T.J. & NADEN, J., 2003. Fluid-rock interactions and the role of late Hercynian aplite intrusion in the genesis of the Castromil gold deposit, northern Portugal. *Chemical Geology*, **194**: 201-224.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPELL, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America Memoirs*, **159**: 21-34.
- WILKINSON, J.J., 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**: 229-272.

WEBGRAFIA

<http://geoportal.lneg.pt/geoportal/mapas/index.html>

<http://www.minhoin.com/gca/?id=134>

nucleoap.blogspot.com

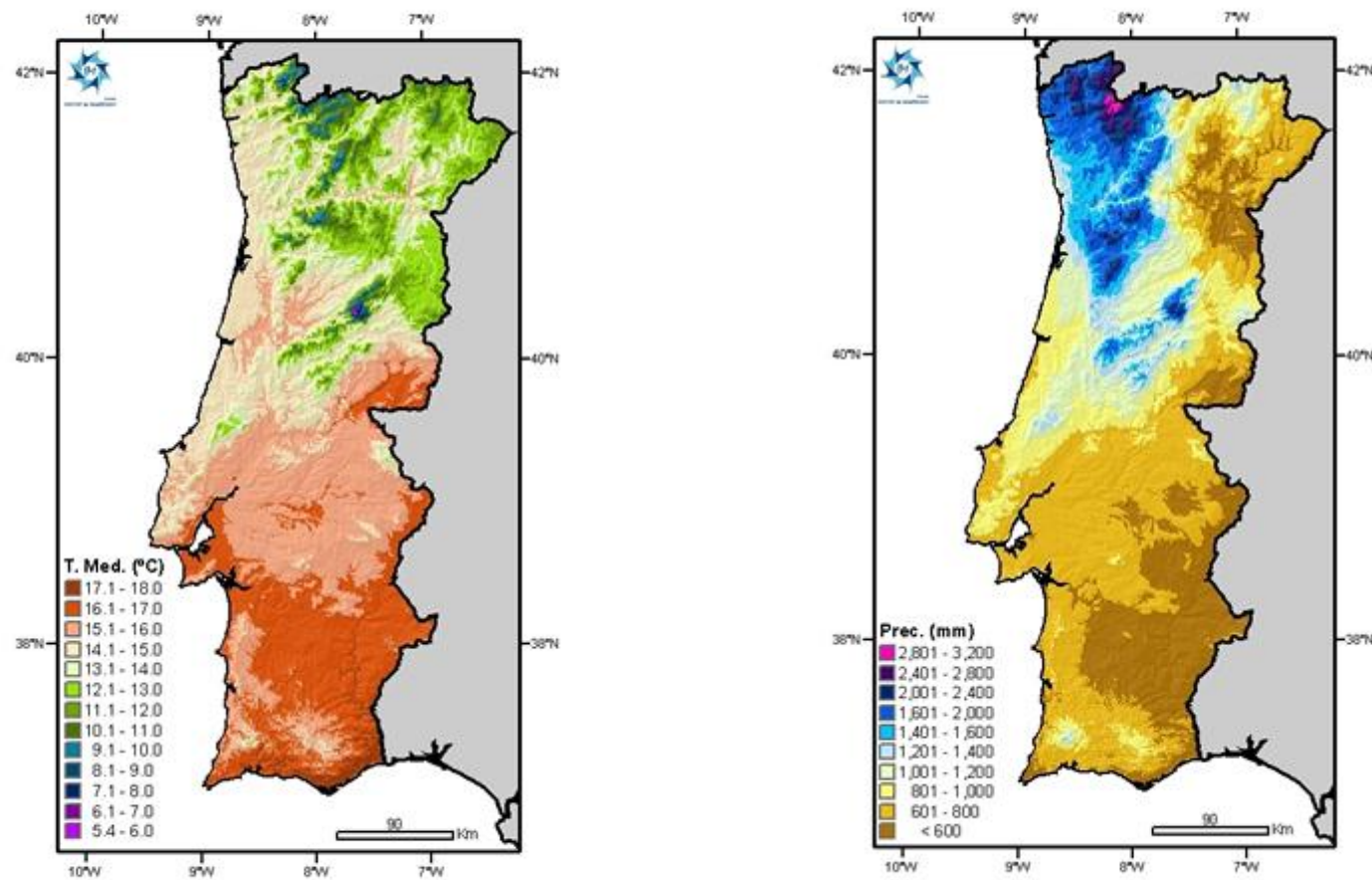
www.lneg.pt/servicos/215 (consultado em 15.07.2015 às 17:09h)

www.lneg.pt/sevicos/142 (consultado em 15.07.2015 às 17:10h)

www.lneg.pt/servicos/139 (consultado em 15.07.2015 às 17:10h)

https://oyadevblog.files.wordpress.com/2011/04/720pxstreckeisen_for_intrusive_quartz_igneous_rocks-www.pballew.net/arithme9.html

ANEXOS



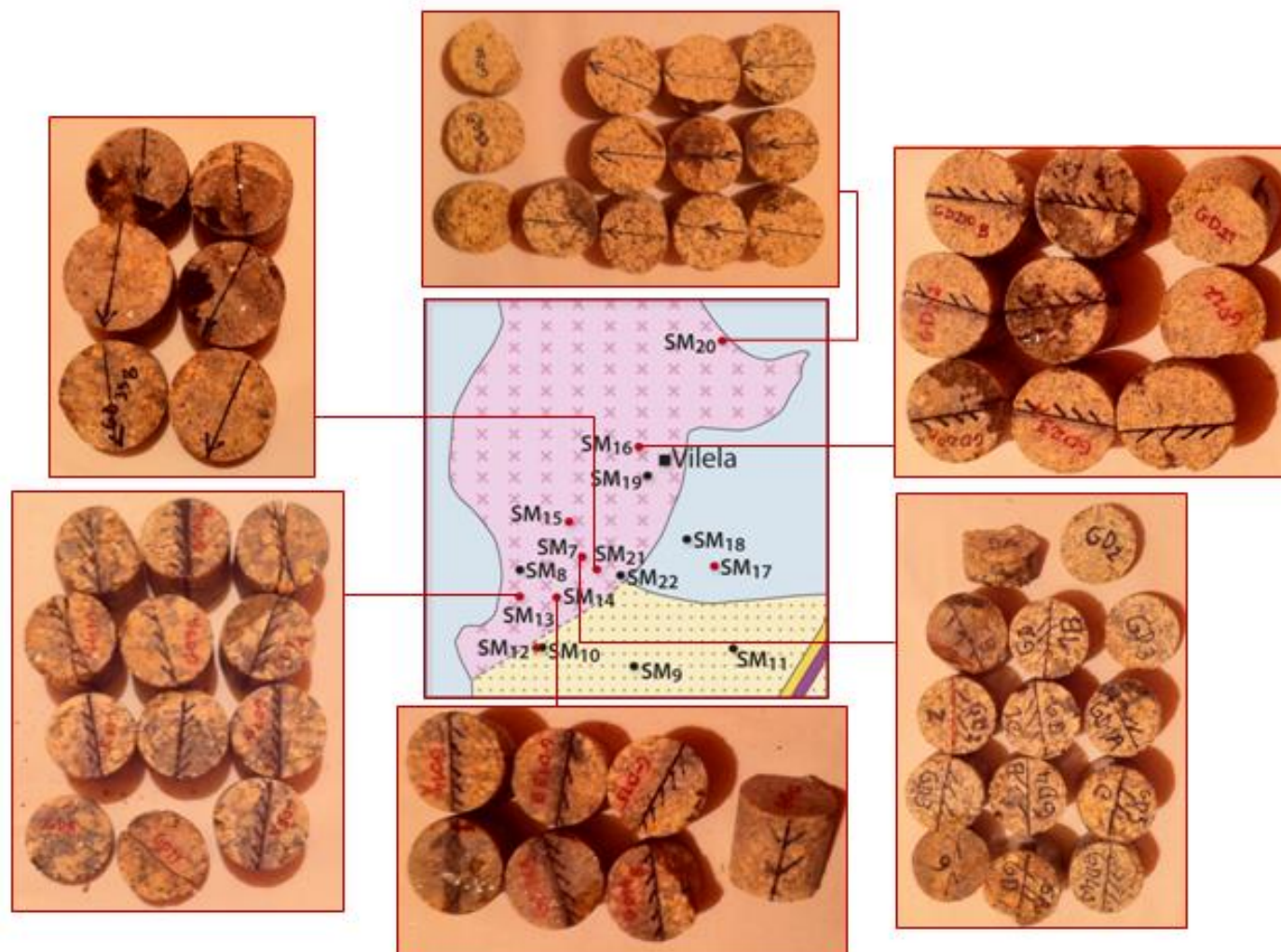
ANEXO 1. Lado esquerdo: mapa representativo da temperatura média anual em Portugal; lado direito: mapa representativo da precipitação média anual em Portugal. (retirado de *Instituto do Mar e da Atmosfera*).



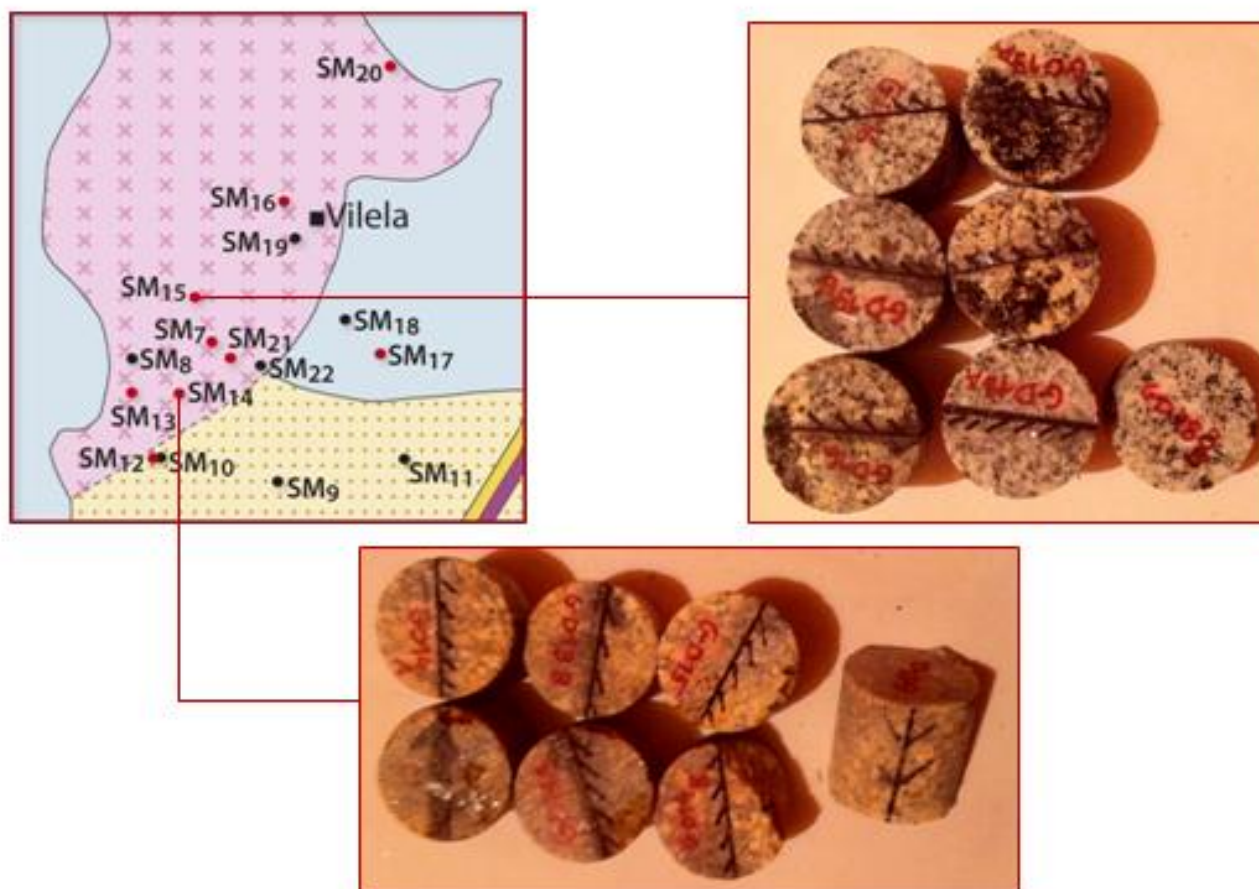
ANEXO 2. Granito com alteração hidrotermal do tipo moscovitização, Granito de S. Mamede.



ANEXO 3. Granito sem indícios de moscovitização, Granito de S. Mamede.



ANEXO 4. Identificação dos locais amostrados com os cilindros correspondentes.



ANEXO 5. Identificação dos locais amostrados com os cilindros correspondentes.