



Mário Rui Da Silva Freire

Licenciado em Engenharia Geológica

**Análise estrutural das mineralizações
de Ouro de Santo António, Penedono -
Contribuição para o estudo do controlo
estrutural dos processos
mineralizantes**

Dissertação para obtenção do Grau de Mestre em

Engenharia Geológica: Georrecursos

Orientador: Prof. Doutor Martim Afonso Ferreira de Sousa
Chichorro, FCT-UNL

Co-orientador: Eng^a Filipa Vieira Matias, FCT-UNL

Presidente: Prof. Dr. Joaquim António dos Reis Silva Simão

Arguente: Prof. Dr. Manuel Francisco Colaço de Castro Pereira

Vogal: Prof. Dr. Martim Afonso Ferreira de Sousa Chichorro



FACULDADE DE
CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE NOVA DE LISBOA

Março, 2016

Análise estrutural das mineralizações de Ouro de Santo António, Penedono - Contribuição para o estudo do controlo estrutural dos processos mineralizantes

“© Copyright” em nome de Mário Rui Da Silva Freire, da FCT/UNL e UNL.

A Faculdade de Ciências e Tecnologia e a Universidade Nova de Lisboa têm o direito, perpétuo e sem limites geográficos, de arquivar e publicar esta dissertação através de exemplares impressos reproduzidos em papel ou de forma digital, ou por qualquer outro meio conhecido ou que venha a ser inventado, e de a divulgar através de repositórios científicos e de admitir a sua cópia e distribuição com objectivos educacionais ou de investigação, não comerciais, desde que seja dado crédito ao autor e editor.

“The man who thinks he can and the man who thinks he can't are both right. Which one are you?”

Henry Ford

Agradecimentos

Começo por agradecer ao meu orientador científico, ao Professor Doutor Martim Chichorro, por todo o apoio e transmissão de conhecimentos. Agradeço-lhe ainda a exigência e o rigor com que me acompanhou ao longo desta etapa. À minha co-orientadora, Eng^a Filipa Matias, por toda a ajuda, pelo apoio inesgotável e pela enorme disponibilidade com que me acompanhou. A ambos agradeço conjuntamente, por ter podido sentir que ao longo deste ano trabalhamos como uma equipa. Por termos trocado e discutido ideias, por me instigarem a saber sempre mais.

Expresso o meu sentido agradecimento ao Dr. Pedro Keil do Amaral por todo o apoio técnico e científico prestado, bem como por toda a hospitalidade e simpatia demonstrada. Gostaria também de agradecer ao Rafael Oliveira pela ajuda prestada nos trabalhos de campo bem como por toda a simpatia e hospitalidade.

Agradeço à empresa Contécnica - Consultoria Técnica LTDA, por ter disponibilizado os dados com que foi possível realizar a presente dissertação. Estendo ainda os meus agradecimentos ao Eng^o Jorge Valente, à Eng^a Mafalda Valente e ao Dr. Filipe Faria pelo apoio no presente trabalho.

Agradeço ainda ao Projeto GOLD, onde se encontra enquadrado o presente trabalho. GOLD-PTDC/GEO-GEO/2446/2012 (“Granites, Orogenesis, Long-term strain/stress, and Deposition of ore metals”), financiado pela Fundação para Ciência e Tecnologia

Gostaria de agradecer à Dra. Rita Solá pela ajuda preciosa no estudo microscópico.

Gostaria ainda de agradecer ao Professor Joaquim Simão pela ajuda prestada na análise microscópica (especialmente no que diz respeito ao empréstimo e configuração de equipamentos de microscopia) e pela boa disposição constante bem como ao Professor Augusto Galhano pelo empréstimo de equipamento utilizado nos trabalhos de campo.

Um agradecimento muito especial à Cátia, pelo apoio inesgotável e por ter sempre as palavras certas nos momentos mais difíceis. Obrigado por todos os momentos que partilhamos e por toda a força que me dá.

Aos meus colegas e amigos, que me acompanharam nesta aventura universitária. Ao Duarte Latas, ao João Correia, à Inês Marques, à Inês Cândido, ao Joel Zeferino, ao André Sousa, ao Jorge Oliveira e ao Pedro Reis, o meu obrigado por toda a amizade, camaradagem, e partilha que vivemos desde o primeiro dia que colocámos o pé nesta universidade. Ao Gonçalo Gomes agradeço toda a companhia e momentos partilhados no decorrer deste ano, pela troca de ideias e pela entajuda. Ao André Gonçalves, por todos os momentos humorísticos e insólitos proporcionados.

Tenho ainda que deixar um agradecimento muito especial aos meus melhores amigos. Ao Bruno, por 14 anos de amizade recheada das mais variadas e insólitas aventuras e à Patrícia, por saber sempre como me inspirar a ser melhor.

Aos meus pais, pelo apoio inesgotável, por acreditarem sempre em mim mesmo nos momentos em que eu próprio tinha dificuldade em acreditar e por se certificarem que nunca me faltasse nada para que pudesse chegar até aqui. Ao Pedro, meu irmão, por me ter ajudado a crescer.

Um agradecimento muito sentido para a minha avó Rosa, a quem dedico o presente trabalho mas que infelizmente não poderá ver os resultados. Sem ti e sem o apoio constante dos meus pais, não teria sido possível ter chegado até aqui. Do fundo do coração, muito obrigado.

Resumo

Pretendeu-se com a presente dissertação, demonstrar as vantagens para a prospeção mineira a partir do cruzamento da informação obtida por cartografia estrutural de elevada resolução, à micro e meso-escala, com dados da distribuição local, à superfície e em profundidade, de teores de Au anómalos. Procurou-se também, com recurso aos resultados obtidos e à bibliografia existente sobre a região em estudo, fazer um enquadramento tectónico das mineralizações estudadas, combinando a informação estrutural à escala microscópica e mesoscópica, referente à geologia local, com informação macroscópica representativa da geologia regional.

A metodologia aplicada na presente dissertação permitiu categorizar e descrever detalhadamente todas as estruturas associadas às mineralizações em estudo e permitiu ainda definir a relação existente entre os teores mais elevados de Au e zonas de maior deformação tangencial. Os métodos aplicados possibilitaram o esboço um modelo evolutivo para as mineralizações intragraníticas estudadas, onde se sugere que o seu carácter multifásico é o resultado de vários incrementos de deformação cisalhante em domínio extensional, no qual os mecanismos de redução do grão sobrepõem-se claramente aos mecanismos de recristalização. Propõe-se que o regime de tensões responsável pelas estruturas observadas possa materializar uma zona de divergência (*jog* transtensivo) relacionada com a transferência de deslocamento entre as Zonas de Cisalhamento de Huebra e a Zona de Cisalhamento Malpica-Lamego. O mesmo mecanismo está patente à escala mesoscópica, sendo possível demonstrar que algumas fracturas mineralizadas correspondem igualmente a fracturas de transferência do deslocamento entre zonas de cisalhamento mineralizadas prévias.

Os resultados obtidos são um contributo para a compreensão da evolução geodinâmica do sector estudado, com especial ênfase para a relação entre os processos de instalação dos granitóides que compõem o maciço de Tabuaço e a tectónica transcorrente Varisca associada à formação das grandes zonas de cisalhamento dúcteis-frágeis à escala da Ibéria.

Palavras-Chave: Zona de cisalhamento; Cartografia de detalhe; Análise estrutural; Ouro, Modelação 3D; Penedono.

Abstract

The purpose of the following study is to demonstrate the advantages of using a multi-disciplinary approach in mining exploration, which consists in combining high resolution structural cartography (at microscale and mesoscale) with data referring to the local distribution of Au grades gathered from the surface and from drill logs. It's also intended to define the tectonic setting of the studied mineralizations by combining the results obtained with the state of the art regarding Penedono's gold mineralizations. This will be accomplished through the combination of microscopic and mesoscopic structural information regarding local geology, with macroscopic information regarding regional geology.

The methods applied in the following work allowed to describe and classify all of the structures related to the studied mineralizations. It was also possible to define a relationship between higher Au grades and zones displaying higher shear strain. The used methods allowed to propose an evolution model for Santo António's intragranitic mineralizations, where it's suggested that its multiphasic character results from multiple shear strain increments under extensional conditions, where grain reduction mechanisms clearly overlap recrystallization mechanisms. It's suggested that the stress conditions, under which the studied structures were formed, may represent a transtensional "jog" related to the dislocation transference between Huebra Shear Zone and Malpica-Lamego Shear Zone. The same mechanism is present at mesoscopic scale and it's possible to demonstrate that some of the fracture-hosted mineralizations are in fact fractures that were formed through dislocation transference between previously formed mineralized shear zones.

The results obtained throughout the present work are a contribution to the understanding of the region's geodynamic evolution, specially emphasising the relationship between Variscian strike-slip tectonics, related to the formation of the Iberian-scale brittle-ductile shear zones, and the formation of Tabuaço Massif.

Palavras-Chave: Shear Zone; High-resolution cartography; Structural analysis; Gold, 3D Modelling, Penedono

Índice Geral

1	Introdução.....	1
1.1	– Organização da Dissertação	1
1.2	- Objetivos e importância do estudo.....	1
1.3	– Localização da área em estudo e histórico de atividade.....	2
1.4	– Geomorfologia	4
2	Zonas de Cisalhamento e Fluidos	5
2.1	- Breves noções de mecânica da fracturação e relação com sistemas hidrotermais	5
2.1.1	- Teoria de Anderson.....	5
2.1.2	- Teoria de Griffith	5
2.1.3	- Mecânica da fraturação	6
2.1.4	- Zonas de cisalhamento de dúctil frágil e o desenvolvimento de veios “en échelon ..	7
2.1.5	- Rotura sísmica como mecanismo de injeção de fluídos.....	11
2.2	– Sistemas hidrotermais e alteração hidrotermal.....	15
2.2.1	- Greisenização	15
2.2.2	- Silicificação.....	16
3	Enquadramento Geológico	17
3.1	- Localização do sector no maciço Ibérico.....	17
3.2	- Litostratigrafia	18
3.3	- Rochas Ígneas	20
3.4	- Tectónica.....	24
3.4.1	- Tectónica da região em estudo.....	28
3.5	- Geologia da concessão mineira de Penedono	32
3.5.1	- Minas de Ferronha	35
3.5.2	- Minas Paredes – Dacotim	35
3.5.3	- Mina da Ribeira (Sendim).....	35
3.5.4	- Turgueira.....	35
3.5.5	- Santo António	36
4	Metodologia.....	41
4.1	– Cartografia de detalhe	41
4.2	– Interpretação estrutural e hierarquização das estruturas cartografadas	44
4.3	- Digitalização e Georreferenciação da Cartografia	45
4.4	- Análise Microscópica.....	46
4.5	- Construção do Modelo 3D	48
5	Análise Estrutural	55
5.1	- Análise Macro-Mesoscópica da cartografia de detalhe	55
5.1.1	- Análise Geométrica e Cinemática.....	55

5.1.1.2 - Análise do afloramento 1	57
5.1.1.2 - Análise do afloramento 2	65
5.1.2 - Análise Microscópica.....	69
5.1.2.1 - O granito da Laboreira não cisalhado e cisalhado no sector de Santo António – amostra PEN-0 e amostras PEN-1A, PEN-1AA, PEN-1AB, PEN-1AC, PEN-1AD.....	71
5.1.2.2 - Preenchimentos P1 e P2 – amostra PEN-2 e PEN-2B	80
5.2 - Análise Dinâmica.....	80
5.2.1 - Sistema Varisco Semi-frágil (SVSF)	82
5.2.3 - Sistema Tardi-Varisco Frágil (STVF).....	89
6 Modelação 3D com base em teores de Au e concentração de elementos estruturais	93
6.1 – Análise dos dados de partida.....	93
6.2 – Análise da relação entre teores de Au e concentração de elementos estruturais	94
6.3 – Modelação de superfícies para zonas de maior deformação e zonas mineralizadas	99
7 Discussão de resultados.....	107
7.1 - Observações à escala mesoscópica	107
7.1.1 - Cartografia de detalhe e proposta de modelo evolutivo.....	107
7.1.2 - Modelação 3D.....	113
7.2 - Observações à escala microscópica	114
7.3 – Enquadramento das observações Meso – Micro no contexto Macro - Megascópico regional.....	118
8 Conclusões.....	125
9 Bibliografia	127
Anexo I – Cartografia de detalhe do afloramento nº1 (Tamanho A3)	135
Anexo II – Cartografia de detalhe do afloramento nº2 (Tamanho A3).....	139

Índice de Figuras

Figura 1.1 - Localização da área em estudo: a) à escala nacional, b) Relativamente à localização da vila de Penedono c) à escala da concessão mineira.....	2
Figura 1.2 - Limites da concessão mineira de Penedono, detida pela Colt Resources Inc. (Retirado de Gruenwald, 2010).....	3
Figura 2.1 - Os 3 modos de propagação de fraturas (Retirado de Ritchie <i>et al.</i> 1982)	7
Figura 2.2 - Relação entre os Planos S e os planos C para zonas em cisalhamento simples no domínio dúctil a semi-dúctil (Adaptado de Burg, 2015).....	8
Figura 2.3 – Esquema representativo dos modelos de transtensão e transpressão. a) Situações de deformação homogénea. b) Situações de deformação heterogénea, ocorrendo partição da deformação. Adaptado de Fossen & Tikoff (1998) e retirado de Chichorro (2006).....	9
Figura 2.4 - Modelo de Riedel em cisalhamento simples. Retirado de Burg (2014)	9
Figura 2.5 - a) Representação esquemática da evolução dos porfiroclastos para estruturas tipo “fish” b) Representação esquemática da relação entre as estruturas “mica fish” e a foliação milonítica (mf), foliação oblíqua (of) e lineação de estiramento (L). Adaptado de ten Grotenhuis <i>et al.</i> (2003)	10
Figura 2.6 - Grupos morfológicos de mica fish definidos em função da forma da estrutura e da orientação da clivagem do cristal (adaptado de ten Grotenhuis <i>et al.</i> 2003 e retirado de Chen <i>et al.</i> , 2014).	10
Figura 2.7: Modelo hipotético que ilustra a variação da pressão dos fluidos na crosta terrestre, entre a zona abaixo da crosta sismogénica ($T > 350^{\circ}\text{C}$) que sofre metamorfismo progrado (indutor da libertação de fluidos) e a zona acima, que constitui a crosta sismogénica ($T < 350^{\circ}\text{C}$). Retirado de Sibson (2003).....	12
Figura 2.8 - Envelope de rotura de Mohr-Coloumb que ilustra as condições de rotura para uma rocha sã (linha a negrito) e para reativação de uma anisotropia, sem coesão, pré-existente (linha a tracejado). No eixo vertical encontra-se representada a tensão cisalhante e no eixo horizontal a tensão normal efetiva. Ambos os parâmetros referidos encontram-se descritos em função da resistência à tração da rocha (T). Cada um dos círculos reflete as diferentes condições de rotura (Tração pura, cisalhamento transtensivo, cisalhamento transpressivo e reativação de uma anisotropia pré-existente. Retirado de Sibson (2003).	13
Figura 2.9 - Representação do “pore-fluid factor” em função do diferencial de tensões ($\sigma_1 - \sigma_3$). Destaca-se a região sombreada que reúne as condições favoráveis à formação de estruturas por tração e transtensão. As setas verticais indicam o limite máximo de sobrepressão que é possível sustentar antes que ocorra a rotura ou a reativação de uma estrutura pré-existente.....	14
Figura 3.1 - Zonamento do Maciço Ibérico (Adaptado de Martínez-Catalán <i>et al.</i> , 2009). Destaque para a localização da área em estudo.....	17
Figura 3.2 - Sequência Estratigráfica da região em estudo (Adaptado da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, Ferreira & Sousa (1994))	20
Figura 3.3 - Distribuição dos granitóides variscos sin-D3, e tardi-pós-D3 (modificado de Azevedo <i>et al.</i> , 2005). Retirado de Azevedo & Valle Aguado, 2006	21
Figura 3.4 - Geologia à escala das mineralizações de Penedono (Adaptação Sousa e Ramos 1991).	23

Figura 3.5 - Representação esquemática das fases colisionais entre os super continentes Gondwana e Laurência/Báltica e as fases de abertura e fecho do oceano Rheic (Modificado de Winchester <i>et al.</i> , 2002; Gómez Barreiro <i>et al.</i> , 2007; Martínez-Catalán <i>et al.</i> , 2007). Retirado de Weil <i>et al.</i> (2013).....	25
Figura 3.6 - Conjunto das etapas construtoras do orógeno Varisco delineadas por Martínez-Catalán <i>et al</i> (2007). (Retirado de Martínez-Catalán <i>et al.</i> , 2007).....	25
Figura 3.7 - Evolução tectono-magmática idealizada para os granitóides das Beiras segundo Azevedo e Valle Aguado (2006), com trajectórias P-T-t e cortes esquemáticos para os vários estádios evolutivos.	27
Figura 3.8 - Representação esquemática da formação de zonas de cisalhamento dúcteis como consequência do dobramento do orógeno Ibérico. Adaptado de Gutiérrez-Alonso <i>et al</i> (2015)	28
Figura 3.9 - Distribuição dos granitóides variscos sin-D3 e tardi-pós-D3 no Centro e Norte de Portugal (adaptado de Ribeiro <i>et al</i> , 1972). Retirado de Azevedo, M.R. & Valle Aguado, B., 2006. Destaque para os principais acidentes tectónicos (assinalados a vermelho) que condicionam a área em estudo (destacado a negro).	31
Figura 3.10 - Zona de cisalhamento Juzbado-Penalva do Castelo (ZCJPC) e principais estruturas associadas. Destaque para a posição de Penedono no presente contexto estrutural. Retirado de Pereira <i>et al</i> (2014)	32
Figura 3.11 - Enquadramento das mineralizações que compõe a concessão mineira de Penedono na geologia local (Rio Narcea Gold Mines, 2006). Retirado de Goodman (2010)	33
Figura 3.12 - Mapa das principais mineralizações de Penedono (a). Enquadramento das mineralizações de Dacotim (b), Ferronha (c) e Santo António (d) no contexto geológico e tectónico local. A vermelho, estão destacadas as áreas onde ocorrem as mineralizações, associadas a cisalhamentos intragraníticos, esquerdos. Adaptado de Ferreira <i>et al.</i> , 2010.....	34
Figura 3.13 - Mapa das mineralizações de Santo António. Destaque para o detalhe do Veio 3, cuja segmentação leva alguns autores a considerarem que esta área contém 14 veios e não 13 veios. Adaptado de Gruenwald (2010).....	37
Figura 4.1 - Fluxograma representativo do encadeamento das etapas do presente estudo	41
Figura 4.2 - Mapa das mineralizações de Santo António com as zonas cartografadas assinaladas a amarelo. Adaptado de Gruenwald (2010).....	42
Figura 4.3 - Vista geral do afloramento nº1. Fotografia tirada no sentido N50°E	43
Figura 4.4 - Vista parcial do afloramento nº 2. Fotografia tirada de Sul para Norte.....	43
Figura 4.5 - Metodologia utilizada na cartografia. Visualização do modo como a informação recolhida no campo, em quadrículas de 1m, ² fica sintetizada na cartografia	44
Figura 4.6 - Excerto da cartografia realizada no afloramento nº1 com indicação da tipologia de estruturas cartografadas.....	45
Figura 4.7 - Ilustração do processo de cálculo das coordenadas de cada vértice de cada folha cartografada.....	46
Figura 4.8 – Processo de aquisição de lâminas orientadas.....	47
Figura 4.9 - <i>Disposição dos elementos de estudo em fotografia aérea (as setas a vermelho representam o azimute das sondagens)</i>	48
Figura 4.10 - Fluxograma representativo das etapas realizadas para a modelação 3D das sondagens locais.....	50
Figura 4.11 - <i>Esquema ilustrativo das várias classes geométricas criadas</i>	51

Figura 4.12 – Curva cumulativa da distribuição dos teores de Au obtidos nas sondagens realizadas no alvo de estudo.....	51
Figura 4.13 - Fluxograma representativo da criação do modelo 3D a partir da cartografia de detalhe e a informação contida nas sondagens.....	52
Figura 4.14 - <i>Representação esquemática do processo de triangulação realizado para gerar a superfície onde se inseriu a imagem da cartografia georreferenciada.</i>	53
Figura 4.15 - Representação esquemática da disposição espacial das secções construídas em relação ao afloramento. A linha “TESTE” representa a primeira secção criada, e as linhas 4s e 5s representam as secções criadas paralelamente à secção teste. A roxo encontra-se visível o afloramento cartografado.	53
Figura 4.16 - Visualização em secção das sondagens consideradas no estudo.	54
Figura 5.1 - Excerto da cartografia de detalhe realizada no afloramento nº1 onde se encontram patentes os diversos tipos de estruturas identificadas com recurso à análise estrutural	56
Figura 5.2 - Excerto da cartografia de detalhe realizada no afloramento nº2 onde se encontram patentes os diversos tipos de estruturas identificadas com recurso à análise estrutural	56
Figura 5.3 - Principais famílias de descontinuidades mecânicas. Os planos projectados correspondem a atitude média encontrada para cada família de estrutura. a) Projeção estereográfica realizada para o afloramento nº1. b) Projeção estereográfica efetuada para o afloramento nº2.	57
Figura 5.4 - Cartografia de elevada resolução efetuada à escala 1:10 do afloramento nº1. No Anexo I consta um exemplar com tamanho A3.	58
Figura 5.5 - Pormenor na zona SW da área cartografada. A vermelho encontra-se assinalado um domínio onde a foliação do granito evolui para uma textura milonítica Dúctil-Frágil, Penetrativa.....	59
Figura 5.6 - Detalhe da alteração hidrotermal, associada às zonas onde os planos C são mais penetrativos à movimentação de planos de cisalhamento. Observa-se ainda a sericitização parcial do granito e alguns óxidos de ferro (FeO).....	59
Figura 5.7 - Estado extremo de milonitização do granito da Laboreira onde se observa uma foliação milonítica muito penetrativa e convoluta encaixante de fendas de quartzo associadas a enriquecimentos de sulfuretos e óxidos de Ferro.	60
Figura 5.8 - Domínio onde se encontra exposto um elevado gradiente de deformação dúctil-frágil. O fabric milonítico S-C é indicador de movimento sinistrógiro (assinalado a vermelho na fotografia).....	60
Figura 5.9 - Fotografia do afloramento 1 onde se encontra bem representada a relação geométrica entre os corredores de deformação cisalhante e os Prenchimentos P1	61
Figura 5.10 - Recuperação dinâmica dos Prenchimentos P1 e aquisição de uma anisotropia paralela à tensão cisalhante máxima.	61
Figura 5.11 - Quartzo em veios correspondentes a estruturas C2 – P2 posteriormente deformados por corredores centimétricas de forte tectonização. O domínio assinalado onde a deformação é máxima assinala um plano de cisalhamento.	62
Figura 5.12 - Pormenor do veio nº6-2 (P1) condicionado pelo preenchimento de quartzo maior (P2) e por trabalhos de mineração anteriores	63
Figura 5.13 - Detalhe da greisenização da rocha encaixante do veio mineralizado e ligeira disseminação de sulfuretos na rocha encaixante	64

Figura 5.14 - Visualização em Secção das estruturas mineralizadas (azul) e a sua relação com uma zona de cisalhamento assinalada a vermelho (afloramento 1).	64
Figura 5.15 - Cartografia de elevada resolução efetuada à escala 1:10 no afloramento nº2. No Anexo II consta um exemplar com tamanho A3.....	66
Figura 5.16 - Seção do afloramento onde é visível a confluência dos preenchimentos T2 em direção a P1	67
Figura 5.17 - Seção do afloramento onde é visível a existência de um fabric penetrativo dúctil frágil, no contacto entre os veios e a rocha encaixante	67
Figura 5.18 - Pormenor onde é visível a influência dos cisalhamentos discretos na geometria do preenchimento P1. No exemplo exposto, a influência do cisalhamento leva à constricção total da estrutura (no domínio assinalado a vermelho)	68
Figura 5.19 - Pormenor onde é visível a ocorrência de óxidos de Ferro numa descontinuidade C3 – P3.	68
Figura 5.20 - Localização das amostras colhidas no presente estudo	69
Figura 5.21 - a) Duas gerações de preenchimentos de quartzo no granito da Laboreira, extremamente tectonizado; b) Observação em maior detalhe da relação entre as duas gerações de preenchimentos.....	70
Figura 5.22 - "Tension Gashes" ou Fendas extensionais subparalelas (equivalentes a C3 – P3) segmentando o preenchimento P1 subparalelo à foliação milonítica.....	71
Figura 5.23 - Granito de Laboreira (fácies com deformação intracristalina incipiente). Presença de biotite intercrescida com Moscovite. a) Fotografia em nicóis paralelos. b) Fotografia em nicóis cruzados. Bi – Biotite, Msc – Moscovite.....	72
Figura 5.24 - Fotografia representativa da nucleação de Sericite num cristal de Plagioclase (amostra PEN-0).Pl – Plagioclase; Qz – Quartzo; Tm - Turmalina.....	72
Figura 5.25 - Fotografia representativa do alinhamento preferencial dos cristais de quartzo (amostra PEN-0). Qz – Quartzo. Ms - Moscovite.....	72
Figura 5.26 - Análise comparativa, à escala microscópica, do estado de deformação do quartzo em lâmina delgada. a) e b) representam fotografias da amostra PEN – 0, que constitui a amostra “padrão”, colhida fora da influência da zona de cisalhamento, enquanto c) representa uma fotografia da amostra PEN – 3, d) e e) representam fotografias da amostra PEN 1, colhidas de uma amostra fortemente influenciada por uma zona de cisalhamento. Legenda: Msc – Moscovite, Pl – Plagioclase, Qz – Quartzo, Sc - Sericite	74
Figura 5.27 - Análise comparativa, à escala microscópica, do estado de deformação dos feldspatos em lâmina delgada. a) e b) representam fotografias da amostra PEN – 0, que constitui a amostra “padrão”, colhida fora da influência da zona de cisalhamento, enquanto c) e d) representa uma fotografia da lâmina PEN 1AD, colhidas de uma amostra fortemente influenciada por uma zona de cisalhamento. Legenda: Kfs – Feldspato K, Mc – Microclina, Pl – Plagioclase, Qz – Quartzo, Sc – Sericite, Tm – Turmalina.....	75
Figura 5.28 - Análise comparativa, à escala microscópica, do estado de deformação dos feldspatos K em lâmina delgada. a) e b) representam fotografias da amostra PEN – 0, que constitui a amostra “padrão”, colhida fora da influência da zona de cisalhamento, enquanto c) representa uma fotografia da amostra PEN 1A d) pertence à amostra PEN 1AA, colhidas de uma amostra fortemente influenciada por uma zona de cisalhamento. Legenda: Kfs – Feldspato K, Mc – Microclina, Pl – Plagioclase, Qz – Quartzo, Sc – Sericite, Tm – Turmalina.....	76

Figura 5.29 - Contraste entre a deformação dúctil do quartzo, que “flui” em torno do grão maior de feldspato K que por sua vez apresenta microfracturação e recristalização ao longo desses planos. Amostra PEN 1AA.Kfs – Feldspato de potássio Ms - Moscovite, Qz - Quartzo	77
Figura 5.30 - Análise comparativa, à escala microscópica, do estado de deformação da plagioclase em lâmina delgada. a) e b) representam fotografias da amostra PEN – 0, que constitui a amostra “padrão”, colhida fora da influência da zona de cisalhamento, enquanto c) representa uma fotografia da amostra PEN 1AA, e d) e e) são representativas da amostra PEN 1 AB, colhidas de uma amostra fortemente influenciada por uma zona de cisalhamento. Legenda: Kfs – Feldspato K, Pl – Plagioclase, Qz – Quartzo, Ms - Moscovite Sc – Sericite, Tm – Turmalina.	78
Figura 5.31 - Montagem fotográfica representativa de grãos de Moscovite que sofreram deformação cisalhante, exibindo o fabric milonítico S-C (amostra PEN 1AA).....	79
Figura 5.32 - Grão de moscovite, sincinematício, com aproximadamente 4mm de extensão exibindo uma estrutura do tipo ” micafish”, indicadora de movimento esquerdo. (Amostra PEN 1AC).....	79
Figura 5.33 - a) Moscovite secundária hidrotermal ao longo de uma fenda de tração perpendicular à direção do fabric milonítico. b) Filonitização intensa nas imediações de um microplano de fraturação.....	79
Figura 5.34 - Cristais de arsenopirite que expõem uma fase de recuperação dinâmica posterior a um fenómeno primário de catáclase (Amostra PEN 2). C – Planos C, S – Planos S.....	80
Figura 5.35 – Bloco diagrama ilustrativo de um modelo de movimentação transtensiva.....	81
Figura 5.36 - Projeção estereográfica onde se encontra representada a atitude média das estruturas C1-P1 e dos planos C. A direção de máxima compressão (σ_1) é de ~N40°E	82
Figura 5.37 - Diagrama de Mohr onde consta uma representação hipotética e qualitativa do estado de tensão segundo o qual se terão formado as estruturas C1 – P1	83
Figura 5.38 - Projeção estereográfica onde se encontram representada a atitude média dos preenchimentos P1, dos preenchimentos P2 e dos planos C. A direção de máxima compressão (σ_1) é ~N40°E	83
Figura 5.39 – Detalhe da cartografia de elevada resolução onde são visíveis os diferentes modos de ocorrência das estruturas C2 – P2.....	84
Figura 5.40 - Diagrama de Mohr onde consta uma representação teórica e qualitativa do estado de tensão segundo o qual se terão formado os preenchimentos P2.....	85
Figura 5.41 – Mecanismos de formação e evolução das estruturas C2 – P2. a) Formação de preenchimentos de quartzo “en échelon” primários. b) Abertura por tração de todo o conjunto.	85
Figura 5.42 - Projeção estereográfica representativa da hipótese i) onde se encontram representada a atitude média das estruturas C1 – P1, C2 – P2, C3 – P3 e dos planos C . A direção de máxima compressão (σ_1) é ~NS.....	86
Figura 5.43 - Projeção estereográfica representativa da hipótese ii), onde se encontram representada a atitude média das estruturas C1 – P1, C2 – P2, C3 – P3 e dos planos C . A direção de máxima compressão (σ_1) é ~N40°E	86
Figura 5.44 - Detalhe da confluência das estruturas C3 – P3 com as estruturas C1 – P1 no afloramento n°1	88

Figura 5.45 - Detalhe da confluência das estruturas C3 – P3 com as estruturas C1 – P1 no afloramento nº2	88
Figura 5.46 – Representação teórica da evolução do estado de tensão entre a formação das estruturas SVSF e as estruturas SVF. Os estágios I, II e III simbolizam um período em que ocorreu aumento da tensão efetiva o que potenciou que no estágio IV ocorresse o “reshear” dos planos C, das estruturas C2 – P2 e C3 – P3 , que induziu a tração necessária a que se formassem as estruturas C3 – P3	89
Figura 5.47 - Projeção estereográfica onde se encontram representada a atitude média dos preenchimentos P1, dos preenchimentos P2, dos Preenchimentos P3, dos planos C e das fraturas T3. A direção de máxima compressão (σ_1) é ~NS	90
Figura 5.48 – Estereograma representativo das situações limite que podem ocorrer segundo um campo de tensões orientado ~NS.	91
Figura 5.49 – Representação teórica do estado de tensão associado ao STVF	91
Figura 6.1 - Representação dos teores de Au em profundidade. a) Visualização em seção vertical das sondagens consideradas para o presente estudo. b) Pormenor da sondagem 1, onde são visíveis dois intervalos mineralizados. c) Pormenor da sondagem 2, onde é visível apenas um intervalo mineralizado.....	94
Figura 6.2 - Representação dos teores de Au e do somatório de elementos estruturais por troço de sondagem em profundidade. a) Visualização em seção vertical das sondagens consideradas para o presente estudo; b) Pormenor da sondagem; 1c) Pormenor da sondagem 2.	95
Figura 6.3 - Representação dos teores de Au e da densidade de fracturação por troço de sondagem em profundidade. a) Visualização em seção vertical das sondagens consideradas para o presente estudo; b) Pormenor da sondagem; 1c) Pormenor da sondagem 2.	95
Figura 6.4 - Representação dos teores de Au e do somatório de descontinuidade com $0^\circ < \alpha < 30^\circ$, por troço de sondagem. a) Visualização em seção vertical das sondagens consideradas para o presente estudo; b) Pormenor da sondagem 1; 1c) Pormenor da sondagem 2.	96
Figura 6.5 - Representação dos teores de Au e do somatório de descontinuidade com $30^\circ < \alpha < 60^\circ$, por troço de sondagem. a) Visualização em seção vertical das sondagens consideradas para o presente estudo; b) Pormenor da sondagem 1; 1c) Pormenor da sondagem 2.	97
Figura 6.6 – Representação esquemática de todas as orientações possíveis que as estruturas com $30^\circ < \alpha < 60^\circ$ podem tomar	97
Figura 6.7 - Representação dos teores de Au e do somatório de descontinuidade com $60^\circ < \alpha < 90^\circ$, por troço de sondagem. a) Visualização em seção vertical das sondagens consideradas para o presente estudo; b) Pormenor da sondagem 1; 1c) Pormenor da sondagem 2.	98
Figura 6.8 - Representação esquemática de todas as orientações possíveis que as estruturas com $60^\circ < \alpha < 90^\circ$ podem tomar.	98
Figura 6.9 - Processo de criação das superfícies mineralizadas. Destaque na imagem b) para as zonas de maiores teores que foram utilizadas para marcar pontos.....	100
Figura 6.10 - Processo de criação das superfícies de deformação. Destaque na imagem b) para os limites das zonas de maior deformação que foram utilizadas para definir as zonas deformadas	100
Figura 6.11 - Visualização a 3D das superfícies geradas (Sentido de visualização: NE-SW). 101	

Figura 6.12 - Visualização a 3D das superfícies geradas (Sentido de visualização: SW-NE). 102	102
Figura 6.13 - Representação esquemática da morfologia das zonas de deformação (vermelho) de acordo com a hipótese de existência de uma bifurcação. As linhas negras representam as direções mais plausíveis para as descontinuidades intercetadas. 103	103
Figura 6.14 - Visualização a 3D das superfícies geradas segundo a hipótese de convergência das zonas de deformação em profundidade (Sentido de visualização: NE-SW)..... 103	103
Figura 6.15 - Visualização a 3D das superfícies geradas segundo a hipótese de convergência das zonas de deformação em profundidade (Sentido de visualização: SW-NE)..... 104	104
Figura 6.16 - Anexação do mapa dos veios 4,5 e 6, da autoria da empresa Rio Narcea – Gold Mines S.A. (1999), à presente modelação. As linhas a roxo representam a continuação do veio nº6 105	105
Figura 6.17 - Visualização a 3D das superfícies geradas, considerando a informação cartográfica à escala do veio nº6 (Sentido de visualização: NE-SW). 105	105
Figura 6.18 - a) Visualização a 3D das superfícies geradas, considerando a informação cartográfica à escala do veio nº6 (Sentido de visualização: SW-NE). 106	106
Figura 7.1 - Esboço evolutivo das estruturas associadas às mineralizações estudadas no Afloramento nº1. As imagens que se encontram à esquerda correspondem à visualização em planta e as imagens à direita correspondem a uma visualização em perfil a) Estágio I b) Estágio II, c) Estágio III e d) Estágio IV 109	109
Figura 7.2 - Esboço de modelo evolutivo para as mineralizações cartografadas no Afloramento nº2. a) Estágio I; b) Estágio II e ; c) Estágio III. 110	110
Figura 7.3 – Representação teórica da flutuação das condições de permeabilidade por fratura, e de pressão de fluidos, associadas às várias etapas mineralizantes. 110	110
Figura 7.4 - Alguns dos teores resultantes de amostragem em canal realizada pela empresa Rio Narcea (1999), cruzados com a cartografia de detalhe elaborada no afloramento nº1..... 112	112
Figura 7.5 - Localização de novos locais para aplicar a metodologia apresentada no presente estudo. As zonas a vermelho representam afloramentos onde é visível o veio nº6. 114	114
Figura 7.6 – Representação dos estágios de deformação observados. a) Estágio mínimo de deformação associada à amostra PEN 0. B) Estágio de deformação médio (Amostra PEN 1AA). C) Estágio de deformação mais intenso, registado na amostra PEN 1, onde a textura primária do granito foi obliterada. 116	116
Figura 7.7 - Relação entre as principais zonas de cisalhamento à escala regional e o maciço de Tabuaço onde se encontram encaixadas as mineralizações estudadas. Destaque para as zonas de cisalhamento discretas presentes na área de transferência entre a zona de cisalhamento Juzbado-Moronta e a zona de cisalhamento Malpica-Lamego. b) Geologia da concessão mineira (Retirado de Goodman, 2010) de Penedono onde se encontram registadas as principais mineralizações. Os números a vermelho simbolizam as diferentes concessões mineiras: 1 – Santo António; 2 – Ferronha; 3 – Turgueira; 4 – Dacotim; 5 – Sendim. Os estereogramas na periferia do mapa representam as atitudes das estruturas mineralizadas. A interpretação exposta é hipotética. 119	119
Figura 7.8 - Perfil interpretativo nº1, sem sobrelevação, à escala 1:50000 da folha 14-B da Carta geológica de Portugal. Destaque para a associação entre as diferentes fácies graníticas e as idades radiométricas correspondentes. As referências das datações radiométricas encontram-se na tabela 3.1 122	122

Figura 7.9 - Perfil interpretativo nº2, sem sobrelevação, à escala 1:50000 da folha 14-B da Carta geológica de Portugal. Destaque para a associação entre as diferentes fácies graníticas e as idades radiométricas correspondente. As referências das datações radiométricas encontram-se na Tabela 3.1..... 123

Índice de Tabelas

Tabela 3.1 - Síntese das idades radiométricas absolutas para algumas das fácies graníticas aflorantes na região **Erro! Marcador não definido.**

Tabela 3.2 - Coordenadas das diversas ocorrências mineralizadas (expostas na **Figura 3.11**) **Erro! Marcador não definido.**

Tabela 3.3: Associação Paragenética das mineralizações de Penedono (Adaptado de Sousa & Ramos, 1991) **Erro! Marcador não definido.**

Tabela 7.1 - Temperaturas de recristalização, mecanismos e aspetos de deformação de feldspatos em rochas naturalmente deformadas, compilado segundo os trabalhos de vários autores. Adaptado de Fitz Geral and Stüinitz (1993) **Erro! Marcador não definido.**

Lista de abreviaturas, siglas e símbolos

ZCI – Zona Centro Ibérica

CXG – Complexo Xisto-Grauváquico

ZCDML – Zona de Cisalhamento dúctil Malpica-Lamego

ZCJPC – Zona de Cisalhamento Juzbado-Penalva do Castelo

ZOM – Zona da Ossa Morena

ZOAL – Zona Oeste Astúrico-Leonesa

ZC – Zona Cantábrica

ZCH – Zona de Cisalhamento Huebra

U – Energia total do sistema

W – Trabalho realizado pelas forças externas

U_e – Energia de deformação interna

U_s – Energia de superfície

c – Comprimento da fenda

σ_v – Tensão vertical

σ_1 – Direção de máxima compressão

σ_2 – Direção da tensão intermédia

σ_3 – Direção de menor compressão

μ_i - ângulo de atrito interno

μ_s - ângulo de atrito estático

σ'_n - tensão efetiva

σ_n - tensão normal

α – Elasticidade dos poros

λv – “Pore Fluid Factor”

E – Módulo de Young

T – Resistência à Tração da rocha

Pf – Pressão de fluidos

σ_i – ângulo compreendido entre o plano de falha e a direção de máxima compressão

SVSF – Sistema Varisco Semi-Frágil

SVF – Sistema Varisco Frágil

STVF – Sistema Tardi-Varisco Frágil

Bi - Biotite

Kfs – Feldspato potássico

Ms – Moscovite

Plg - Plagioclase

Qz - Quartzo

Sc - Sericite

Tm - Turmalina

1 Introdução

1.1 – Organização da Dissertação

A presente dissertação encontra-se organizada em 8 capítulos. No primeiro definem-se os objetivos e realça-se a importância do estudo, é feito o enquadramento geográfico da área em estudo e são referenciados alguns aspetos geomorfológicos. No segundo capítulo pretende-se sumarizar o estado d'arte no que diz respeito ao estudo dos fluidos mineralizantes associados a zonas de cisalhamento, com especial atenção aos conceitos do domínio da mecânica da fracturação, da geologia estrutural e dos sistemas hidrotermais. No capítulo 3 será feito o enquadramento geológico da área em estudo, em que a escala de observação evolui desde a escala do segmento Ibérico da Cadeia Varisca Europeia até à escala da concessão mineira. No capítulo 4 será descrita em detalhe a Metodologia utilizada na presente dissertação, compreendendo as etapas da cartografia de detalhe, a interpretação e análise estrutural, o estudo microscópico e a modelação 3D das mineralizações estudadas. No capítulo 5 proceder-se-á à análise estrutural à meso e micro escala dos objetos de estudo. No capítulo 6 será feita a modelação 3D da morfologia das mineralizações estudadas. No capítulo 7 discutir-se-ão os resultados obtidos e será esboçado um modelo genético e evolutivo para as mineralizações de Ouro na área em estudo. Por fim, no último capítulo, constaram as principais conclusões retiradas do presente estudo.

1.2 - Objetivos e importância do estudo

A gênese dos depósitos minerais associados simultaneamente a granitóides Variscos da Ibéria, e a zonas de cisalhamento, é complexa. A interação entre mecanismos de índole estrutural, o andar estrutural em que ocorrem, os processos de instalação magmática, os sistemas deutéricos/hidrotermais desencadeados e os diversos ciclos de distribuição e remobilização dos elementos económicos, contribuem para essa complexidade. Noronha & Ramos (1993) sublinham a importância histórica da península Ibérica enquanto fonte de metais preciosos, com especial ênfase para a província auro-argentífera localizada no NW da Ibéria, onde se incluem as mineralizações de Penedono.

Pretende-se com a presente dissertação, testar e demonstrar as vantagens da cartografia estrutural de elevada resolução para a prospeção/avaliação mineira de depósitos auríferos epigenéticos. O objeto de estudo corresponde às mineralizações de Au, das minas de Santo António, Penedono e a ferramenta de investigação central é a análise estrutural mesoscópica. Esta será interpretada mutuamente com a análise microscópica (estudos petrográficos) e com o seu enquadramento macroscópico, respeitando o estado atual do conhecimento geológico da região. Dar-se-á particular ênfase à inserção das mineralizações no contexto temporal e tectono-magmático e, caso existam, estabelecer-se-ão eventuais relações entre o nível crustal de inserção das mineralizações (andar estrutural) e as características ígneas e petrológicas do seu encaixante. Proceder-se-á igualmente a uma tentativa de cruzar os dados estruturais resultantes da cartografia de detalhe com os dados geoquímicos relativos à distribuição de teores de Au e As à superfície e em profundidade (análise de sondagens). Um esboço da distribuição espacial (3D) de um dos corpos mineralizados será tentado. Por último, procurar-se-á estabelecer os mecanismos estruturais (geométricos, cinemáticos e dinâmicos) que terão conduzido à formação daquelas mineralizações epigenéticas em granitos cisalhados.

1.3 – Localização da área em estudo e histórico de atividade

A área em estudo situa-se no concelho de Penedono, que por sua vez pertence ao distrito de Viseu. O alvo de estudo insere-se nas mineralizações de Santo António, que corresponde a uma área de 1,5 km² que abrange o veio n°6, e uma zona que foi alvo de campanhas de ranhuragem mas não se encontra associada a nenhum dos veios principais que compõem as mineralizações de Santo António. A zona mineralizada situa-se a aproximadamente 3 km para NW da vila de Penedono (**Figura 1.1**).

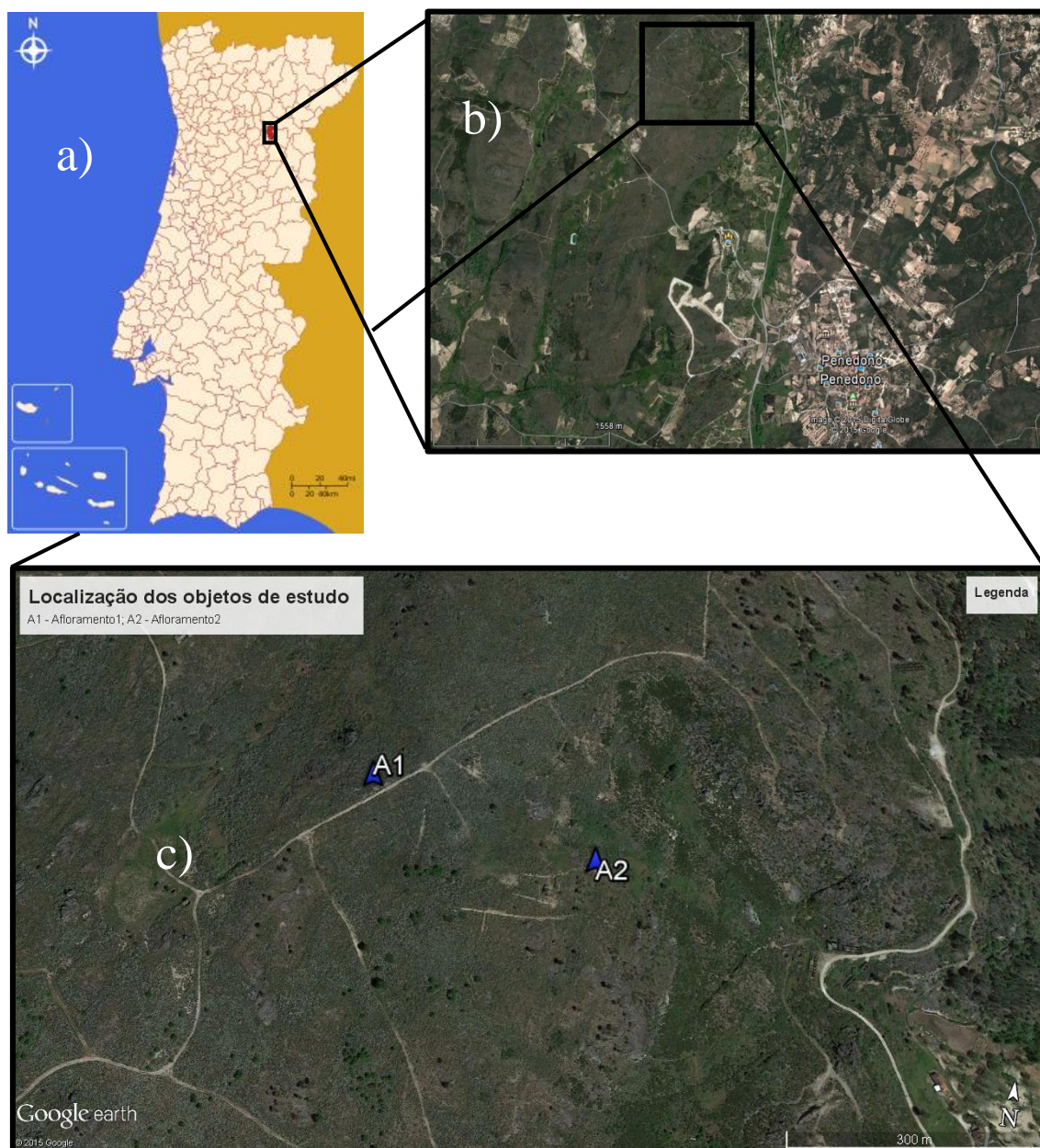


Figura 1.1 - Localização da área em estudo: a) à escala nacional, b) Relativamente à localização da vila de Penedono c) à escala da concessão mineira.

Relativamente à atividade mineira, a exploração do ouro em Penedono remonta aos tempos Romanos (200-300 D.C.) (Gruenwald, 2010), onde os mesmos exploraram os veios de quartzo aflorantes até uma profundidade de 30 m (Ferreira *et al*, 2010).

Na concessão mineira de Penedono são visíveis várias valas, que foram escavadas no âmbito da exploração de Volfrâmio durante a década de 1940 (Gruenwald, 2010).

Durante o período de 1939-1957, deu-se a exploração do ouro em Penedono (embora com períodos de lavra suspensa), estimando-se a produção diária de minério na ordem das 500 toneladas/dia com teor médio de 10g/t (Moura & Velho, 2010). Na década de 1950, a empresa Companhia das minas de Ouro de Penedono Lda. iniciou a mineração dos veios da mina de Santo António, tendo-se avançado para uma exploração em subterrâneo em 4 dos 13 veios existentes em que o nível mais profundo atingiu os 150 m de profundidade (Gruenwald, 2010).

No período compreendido entre 1998 e 2003, a empresa *Rio Narcea Gold Mines SA* foi responsável pela concessão mineira de Penedono, tendo realizado vários trabalhos de prospeção destacando-se a amostragem geoquímica que permitiu definir Santo António e Marofa como as áreas de maior interesse. Desde 2007 até à presente dada, os direitos da concessão mineira de Penedono são detidos pela empresa *Colt Resources Inc.* A área da referida concessão mineira (**Figura 1.2**) é de 102.5 km² e inclui vários alvos de prospeção, destacando-se as mineralizações de Santo António, Marofa, Turgueira, Paredes-Dacotim, Ferronha e Sendim (Gruenwald, 2010).

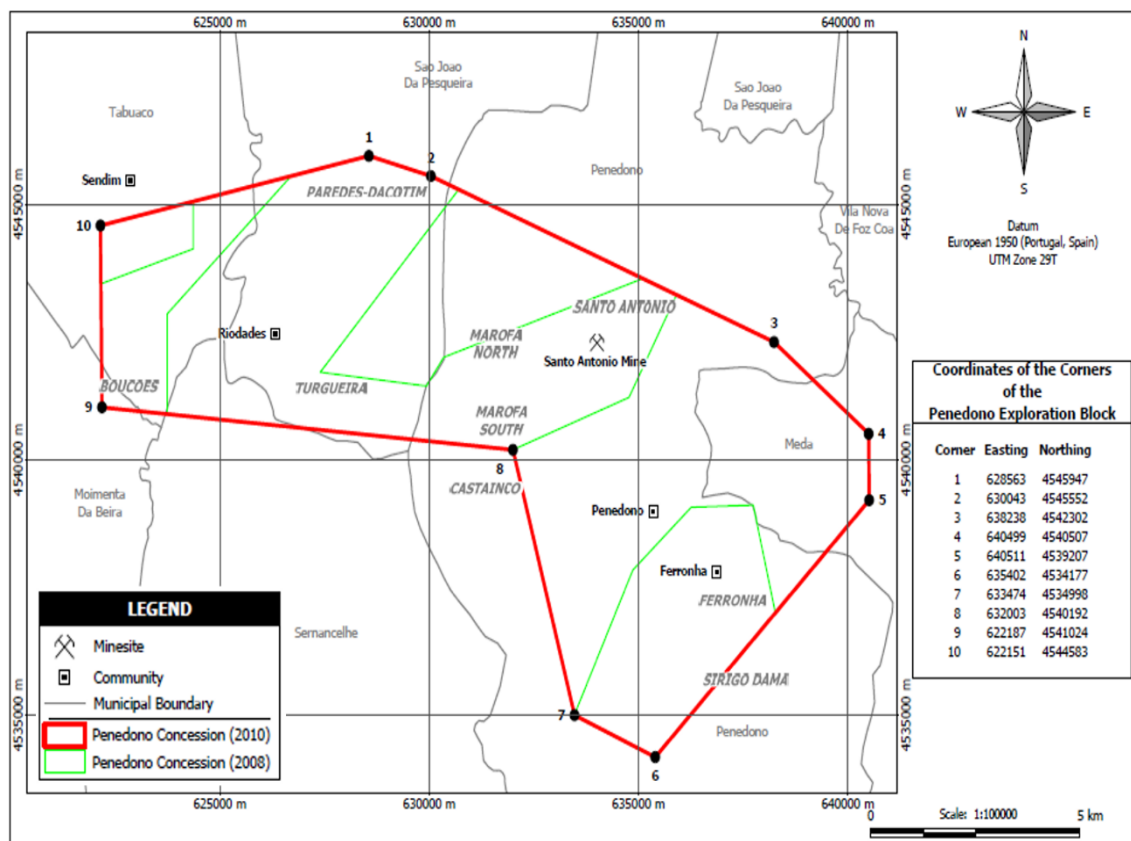


Figura 1.2 - Limites da concessão mineira de Penedono, detida pela Colt Resources Inc. (Retirado de Gruenwald, 2010).

1.4 – Geomorfologia

Orograficamente, a região em estudo apresenta-se montanhosa, atingindo localmente a cota dos 1000 m. Destacam-se as serras do Sirigo, Reboledo e Sampaio, devido à proximidade com a área mineira de Santo António (Ferreira & Sousa, 1994). A Norte, os contactos entre as ocorrências graníticas que se situam às cotas mais elevadas, e as ocorrências xistentas que formam os níveis do Douro (situadas a cotas compreendidas entre os 550 e os 750 m) forma uma escarpa. Ferreira (1978 *in* Ferreira & Sousa, 1994) sugere que o desnível apontado possa ter sido causado por episódios de erosão diferencial ou por um desnivelamento tectónico local (Ferreira & Sousa, 1994).

À cota dos 900 m, ocorre uma superfície aplanada que se estende consideravelmente para fora dos limites da carta 14-B, que pertence à superfície fundamental (Sole, 1952 *in* Ferreira & Sousa, 1994). Dentro da área compreendida na carta referida, a superfície mencionada encontra-se em processo de degradação devido ao entalhe dos afluentes da margem Sul do Douro (rio Varosa, Tedo, Távora e Torto).

O traçado das principais linhas de água da região encontra-se profundamente condicionado pelas características estruturais da região. Como exemplo, é observável o caso do rio Tedo que corre segundo uma falha com direção N10°W. Toda a rede de drenagem regional tende a apresentar um traçado irregular quando flui em terrenos metassedimentares, e um traçado mais regular quando flui em zonas graníticas (Ferreira & Sousa, 1994). As direções de escoamento principais coincidem com as orientações dos principais sistemas de fracturação, nomeadamente o sistema com orientação NNE-SSW.

2 Zonas de Cisalhamento e Fluidos

2.1 - Breves noções de mecânica da fracturação e relação com sistemas hidrotermais

Os trabalhos de Henley (1991; 1992) e Sibson (1975; 1987, 2003) (entre outros) sublinham a importância dos sistemas de falhas no “fluxo” de fluidos mineralizantes. Por exemplo, são descritos sistemas estruturais/hidrotermais em que os fluidos provenientes de zonas mais profundas da crosta terrestre podem ascender para ambientes epitermais, levando à formação de depósitos minerais a profundidades inferiores a 1500 m e a uma temperatura compreendida entre os 50 e os 200 °C (Robb, 2005). Com efeito, a existência de uma relação geométrica, cinemática e dinâmica das zonas de cisalhamento/falhas com a geometria e natureza dos depósitos epigenéticos levou a que Sibson (1987, 2003) sublinhasse a importância de estudar, com elevado detalhe, o controlo estrutural dos depósitos à escala local e regional.

2.1.1 - Teoria de Anderson

E.M. Anderson foi o principal impulsionador do estudo da mecânica da fracturação. Foi o primeiro a reconhecer que as falhas resultam da deformação frágil, e a reconhecer a existência de uma condição fronteira superficial onde a tensão de cisalhamento é nula (Scholz, 1990; Healy *et al.*, 2012).

Anderson definiu que num regime de tensão triaxial, cujas componentes principais $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ correspondem a cada uma das direções principais do campo de tensões, apenas deverão existir 3 estados de tensão diferentes na crosta terrestre, dependendo a geometria do sistema de qual das tensões σ_1 , σ_2 e σ_3 se ajusta à tensão vertical σ_v (Healy *et al.*, 2012).

Assim, Anderson, definiu as três principais classes de falhas: as falhas normais ($\sigma_v = \sigma_1$), as falhas inversas ($\sigma_v = \sigma_3$) e os desligamentos ($\sigma_v = \sigma_2$).

2.1.2 - Teoria de Griffith

No domínio da mecânica da fraturação, é fundamental inserir os conceitos definidos por A. A. Griffith. Atualmente, é globalmente aceite que todos os materiais possuem imperfeições internas, levando a que a rotura dos mesmos ocorra para um valor de tensão inferior ao definido teoricamente.

Quando um dado material é submetido a uma tensão suficientemente elevada, estas mesmas imperfeições (i.e. fendas à escala atómica) tendem a propagar-se a partir das suas extremidades. Uma análise puramente baseada no estado de tensões na extremidade da fratura, indica que nesse ponto, os materiais possuem uma resistência aproximadamente nula, e como tal, mesmo quando sujeitos a forças infinitesimais, ocorreria sempre a rotura das ligações atómicas (Roylance, 2001).

Este problema foi solucionado quando Griffith (1921) o abordou de um ponto de vista Termodinâmico, isto é, em termos de equilíbrio energético (Scholz, 1990 – eq. 2.1, onde U representa a energia total do sistema, W o trabalho realizado pelas forças externas, U_e a energia de deformação interna e U_s a energia de superfície):

Capítulo 2 – Zonas de Cisalhamento e Fluídos

$$U = (-W + Ue) + Us \text{ (eq. 2.1)}$$

Se a ação de uma força resulta no prolongamento da fenda num segmento δc , então será realizado trabalho ao longo das superfícies de descontinuidade (Visto que $W = F.d.\cos\theta$). Ao longo deste processo é absorvida energia de Superfície (Us) na forma de trabalho, e à medida que a fenda se propaga, a energia interna do material em torno da extremidade é libertada (Representado pelo termo $(-W + Ue)$) (Scholz, 1990).

Enquanto a variação de energia mecânica neste processo for negativa, a fenda continuará a propagar-se visto que irá alcançar uma configuração energeticamente mais estável (Scholz, 1990). Em equilíbrio, verifica-se a seguinte condição (eq. 2.2).

$$\frac{dU}{dc} = 0 \text{ (eq. 2.2)}$$

A nível macroscópico, a rotura dá-se quando a seguinte condição é satisfeita (eq 2.3 - onde σf representa a fricção, “E” representa o módulo de Young, γ a energia de superfície específica e “c” o comprimento da fenda):

$$\sigma f = \left[\frac{2E\gamma}{\pi c} \right]^{0.5} \text{ (eq. 2.3)}$$

Nestas condições, a fracturação continuará a ocorrer a nível microscópico, até que a deformação seja observável macroscopicamente, encontrando-se o sistema num estado de equilíbrio instável (Scholz, 1990).

2.1.3 - Mecânica da fraturação

A mecânica da fracturação elástico-linear, baseada no balanço energético de Griffith, constitui uma abordagem da mecânica dos sólidos contínuos, onde uma fratura é idealizada (do ponto de vista matemático) como um corte estreito e plano num meio elástico-linear. O objetivo consiste em analisar o campo de tensões em torno de um fratura e depois formular um critério de rotura com base em parâmetros críticos do campo de tensões (Scholz, 1990).

Na **Figura 2.1** encontram-se ilustrados os 3 modos de propagação de fraturas. O Modo I em que a fratura se propaga por tração, em que as paredes da fratura se deslocam perpendicularmente ao plano de fracturação. O Modo II em que a fratura se propaga por cisalhamento, no plano de fracturação e perpendicularmente à extremidade da fratura. E por fim, o Modo III, em que a fratura também se propaga por cisalhamento, no plano de fracturação, mas paralelamente à extremidade da fratura.

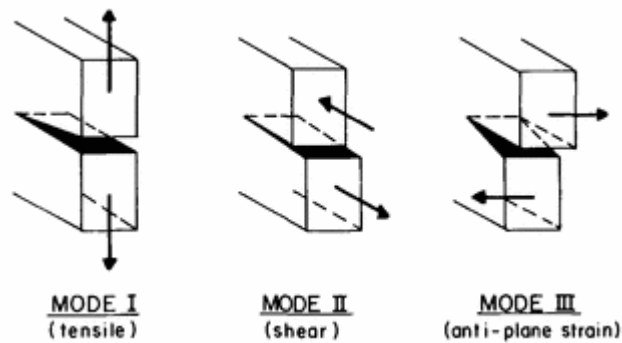


Figura 2.1 - Os 3 modos de propagação de fraturas (Retirado de Ritchie *et al.* 1982)

2.1.4 - Zonas de cisalhamento de dúctil frágil e o desenvolvimento de veios “en échelon

Ramsay (1987) define zonas de cisalhamento como zonas de elevada deformação, geometricamente planares (por vezes apresentando curvatura), com comprimento muito superior à sua largura. Quando as zonas de cisalhamento apresentam um carácter mais dúctil, é observável uma variação contínua dos estados de deformação, formando-se rochas miloníticas. De modo oposto, quando vigora um regime de deformação mais frágil, as zonas de cisalhamento apresentam fronteiras claras entre domínios com diferentes graus de deformação. As zonas de deformação frágil tendem a formar rochas cataclásiticas. No caso das zonas de cisalhamento que combinam aspetos da deformação dúctil e da deformação frágil (designadas de zonas de cisalhamento dúcteis-frágeis), as estruturas associadas a cada tipo de deformação podem-se ter desenvolvido em períodos distintos. A coexistência de estruturas dúcteis e frágeis pode resultar de:

- i) Evolução no tempo das condições termodinâmicas vigentes mantendo-se a geometria do estado de tensão;
- ii) Comportamento diferencial dos materiais face às mesmas condições termodinâmicas e ao mesmo estado de tensão;
- iii) Reativação do sistema sob efeito de estados de tensão posteriores e andar estrutural distinto.

As transições entre regime dúctil e regime frágil não são alheias às variações das condições de Pressão e Temperatura e às flutuações no regime de pressão de fluídos (como será observado mais adiante).

A ação conjunta da componente cisalhante com a componente dilatacional conduz a uma orientação do elipsóide de deformação oblíqua às paredes da zona de cisalhamento. A componente dilatacional nas zonas de cisalhamento conduz à formação de veios (ou fracturas/fendas de tração (“*tension gashes*”) frequentemente com disposição “*en échelon*”. A deformação contínua e a rotação induzida conferem uma geometria sigmoideal às fendas formadas previamente e resulta na criação de novas fendas.

Normalmente as zonas de cisalhamento dúcteis, dúcteis-frágeis e frágeis estão representadas por pares conjugados em que o sentido do movimento lhes é oposto. As bissetrizes dos ângulos entre os pares conjugados darão as direções de máxima e mínima tensão, enquanto a que a intersecção de planos dará a componente σ_2 .

Capítulo 2 – Zonas de Cisalhamento e Fluídos

Para zonas de cisalhamento simples nos domínios dúcteis e dúcteis-frágeis, as relações espaciais a 3 dimensões dos elementos estruturais (foliações, fraturas, cisalhamentos) refletem a geometria do campo de tensões na zona de cisalhamento (Riedel, 1929; Berthé, *et al.*, 1979; Logan *et al.*, 1979) (**Figura 2.2**). Os planos S («Schistosité») (Berthé *et al.*, 1979; Simpson & Schmid, 1983), constituem a foliação primária, e formam um ângulo de 135° a 180° com a zona de cisalhamento. Representam a superfície de máximo achatamento do elipsóide de deformação finita. Com a actuação de cisalhamento progressivo, esta estrutura planar pode rodar até atingir o paralelismo com a fronteira da zona de cisalhamento (Scholz, 1990). A foliação S pode conter uma lineação de estiramento que tende a ser paralela à direcção de movimento. Os planos S podem estar reflectidos em orientações preferenciais de minerais por efeito da rotação mecânica (Rutter *et al.*, 1986).

Os planos C («Cisaillement») (Berthé *et al.*, 1979, Simpson & Schmid, 1983) desenvolvem-se progressivamente com o cisalhamento e concentram a deformação cisalhante, consoante as condições termodinâmicas se reflectem em superfícies de deslizamento (“*slip*”) discreto ou em zonas de forte recristalização testemunhadas nas bandas onde se observa uma diminuição do tamanho do grão. São superfícies paralelas às fronteiras da zona de cisalhamento.

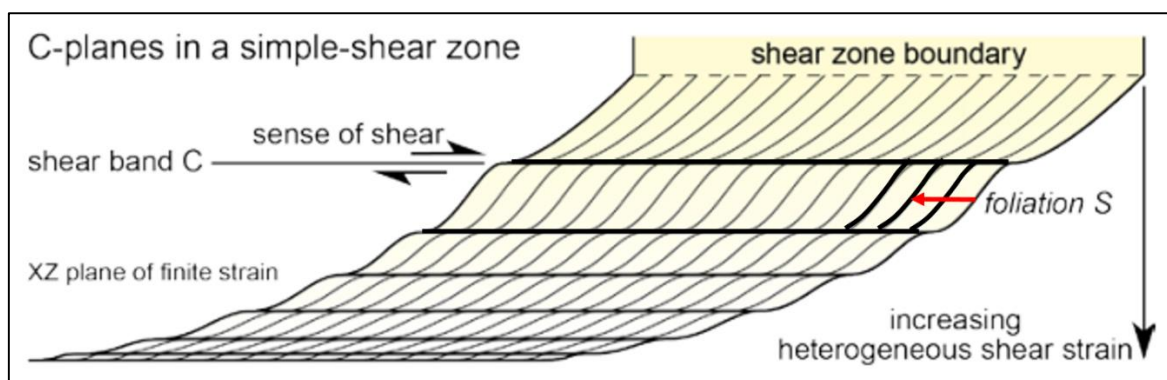


Figura 2.2 - Relação entre os Planos S e os planos C para zonas em cisalhamento simples no domínio dúctil a semi-dúctil (Adaptado de Burg, 2015)

A geometria final de uma zona de cisalhamento simples está dependente do modo como evolui no espaço o escape de massa entre as suas fronteiras. De modo a definir com um maior rigor a geometria da deformação surgiram os termos transpressividade e transtensividade (Sanderson & Marchini, 1984; Fossen & Tikoff, 1998). A deformação associada ao regime transpressivo combina compressão e desligamento, ocorrendo achatamento perpendicularmente ao plano de cisalhamento. O regime transtensivo, por sua vez, combina extensão (perpendicularmente à direcção do plano de cisalhamento) com desligamento (**Figura 2.3**).

Em domínio dúctil-frágil a frágil, as relações espaciais a 3 dimensões dos elementos estruturais reflectem igualmente a geometria do campo de tensões na zona de cisalhamento (Riedel, 1929; Berthé, *et al.*, 1979; Logan *et al.*, 1979). Nestas condições, pode ocorrer um conjunto de estruturas cisalhantes secundárias denominadas de fraturas de Riedel (Riedel, 1929). As duas famílias conjugadas denominadas de R e R' perfazem um ângulo com o plano de cisalhamento primário de 10 a 15° e 75 a 80°, respetivamente. A bissetriz aguda do ângulo compreendido entre R e R' indica a direcção de máxima compressão, e a bissetriz obtusa a direcção de estiramento máximo.

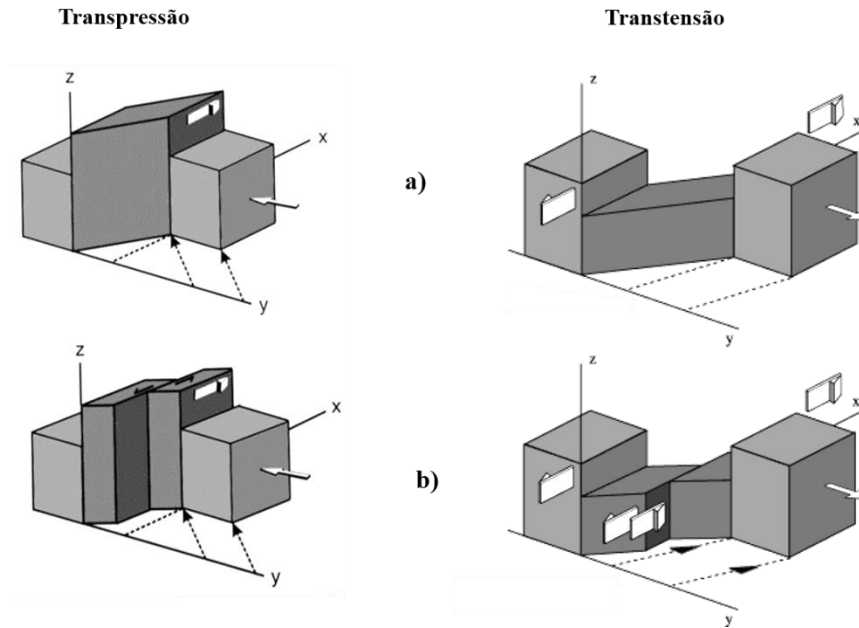


Figura 2.3 – Esquema representativo dos modelos de transtensão e transpressão. a) Situações de deformação homogênea. b) Situações de deformação heterogênea, ocorrendo partição da deformação. Adaptado de Fossen & Tikoff (1998) e retirado de Chichorro (2006).

As fracturas de Riedel podem compreender até 5 famílias de fracturas (**Figura 2.4**). As R e R', referidas anteriormente, as P que se dispõem simetricamente à família R em relação ao plano de cisalhamento, as P' que constituem uma família conjugada de P e por fim as fracturas Y (equivalentes às foliações C) que constituem fracturas de menor escala, paralelas ao plano de cisalhamento (Burg, 2014). As fracturas T referem-se aos cisalhamentos onde impera o Modo I de rutura, isto é, a fratura propaga-se essencialmente por tração.

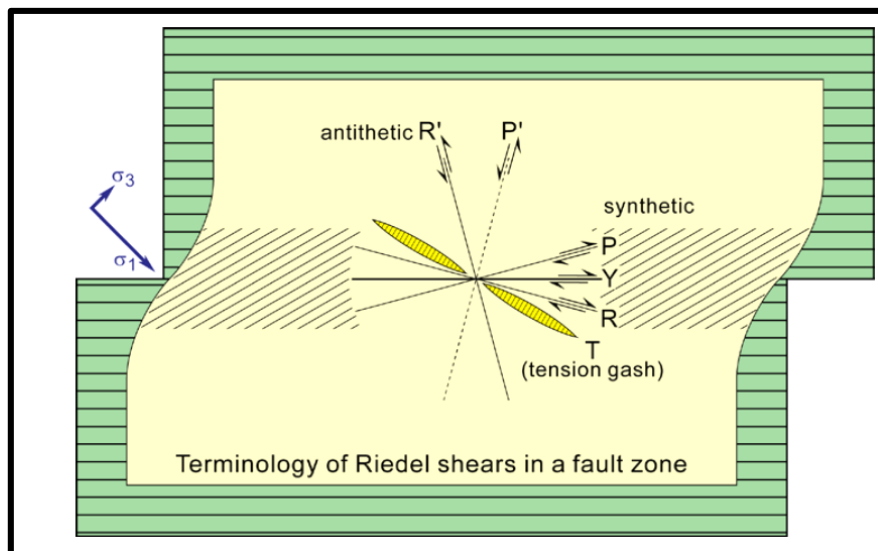


Figura 2.4 - Modelo de Riedel em cisalhamento simples. Retirado de Burg (2014)

É também importante fazer referência às estruturas de deformação, que se desenvolvem à escala microscópica, em regime de deformação semi-frágil. Estas estruturas tornam-se especialmente importantes se possibilitarem a determinação do sentido do movimento. Os principais exemplos de estruturas de deformação, indicadoras do sentido do movimento, são os Porfiroclastos

Capítulo 2 – Zonas de Cisalhamento e Fluídos

(“Mantled Porphyroclasts”) e as estruturas tipo “fish”. Os primeiros correspondem a grãos de dimensões substancialmente maiores que a matriz que o envolve, e o seu desenvolvimento deve-se à maior resistência que estes grãos apresentam à deformação e à recristalização dinâmica relativamente aos minerais que se encontram na sua vizinhança (ten Grotenhuis *et al*, 2003). A deformação contínua leva à formação de sombras de pressão, assimétricas, que permitem deduzir o sentido do movimento (Ver **Figura 2.5**).

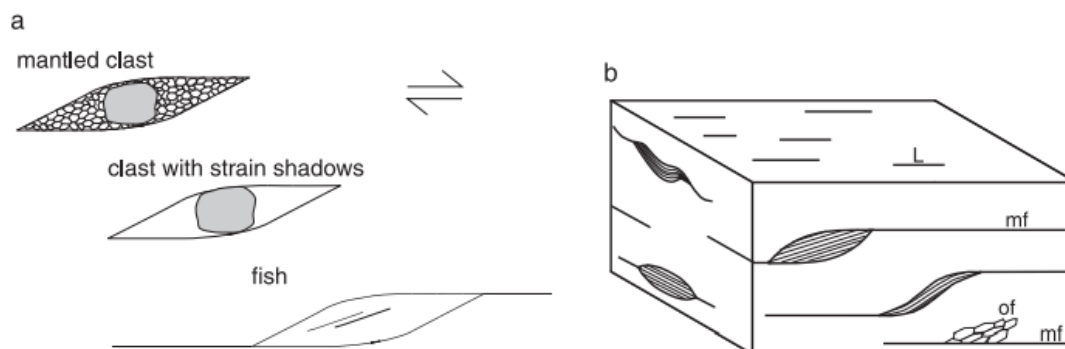


Figura 2.5 - a) Representação esquemática da evolução dos porfiroclastos para estruturas tipo "fish" b) Representação esquemática da relação entre as estruturas "mica fish" e a foliação milonítica (mf), foliação oblíqua (of) e lineação de estiramento (L). Adaptado de ten Grotenhuis *et al*. (2003)

As estruturas do tipo "fish", que geralmente são denominadas de "mica fish" (quando ocorrem em cristais de mica branca (ten Grotenhuis *et al*, 2003), caracterizam-se por apresentar uma forte orientação preferencial, que permite inferir o sentido do movimento. São cristais alongados, assimétricos, e nas suas terminações existem pequenos trilhos formados por pequenos fragmentos do cristal que constitui a estrutura principal. Estas terminações marcam os planos C (Lister & Snoke, 1984 *in* ten Grotenhuis *et al*, 2003), e a clivagem das micas (que nestes casos apresentam curvatura) marca os planos S. As estruturas "mica fish" podem ser inseridas em 6 grupos morfológicos distintos (**Figura 2.6**) e resultam essencialmente de processos de deformação intracristalina combinados com rotação do corpo rígido (ten Grotenhuis *et al*, 2003). A forma final destas estruturas depende da morfologia e orientação inicial dos cristais de mica branca (ten Grotenhuis *et al*, 2003).

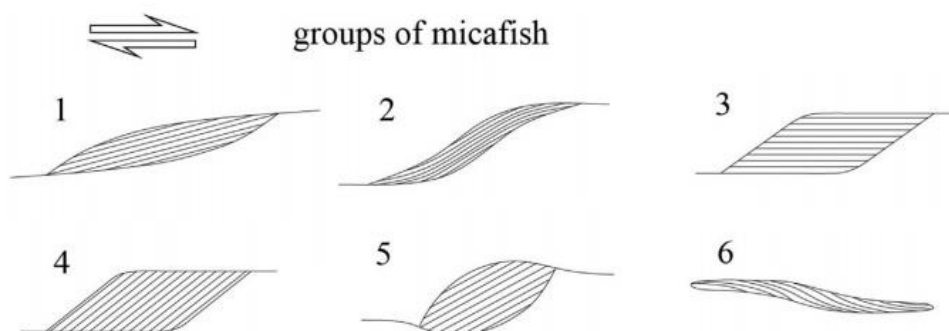


Figura 2.6 - Grupos morfológicos de mica fish definidos em função da forma da estrutura e da orientação da clivagem do cristal (adaptado de ten Grotenhuis *et al* 2003 e retirado de Chen *et al*, 2014).

A existência de condições locais, geralmente associadas a irregularidades no plano de deslizamento (curvaturas ao longo dos planos das falhas/cisalhamentos, ramificações, interacção entre segmentos de falhas "en echelon"), podem propiciar o desenvolvimento de estruturas dilatacionais ou de divergência (aumento de volume) ou estruturas contracionais ou de

convergência (diminuição de volume). Estas irregularidades relacionadas com a complexidade geométrica de um sistema de falhas/cisalhamentos pode propiciar campos de tensão locais de carácter transtensivo gerando “dilatational Fault jogs” que frequentemente sublinham os sectores privilegiados de fluxo de flúidos (Ramsay, 1987; Sibson, 1987;2003). Tal deve-se ao facto de estas estruturas constituírem um impedimento à propagação de falhas (Ver Chichorro, 1993^{a,b}). Esse constrangimento cinemático aumenta, localmente, o limite de sobrepressão máxima sustentável, o que se traduz numa maior acumulação de flúidos nas zonas onde se formam “dilatational fault jogs”. Os mecanismos tensionais associados a estas estruturas de carácter dilatacional são independentes da escala, podendo surgir associados a grandes falhas regionais ou a cisalhamentos a escala mesoscópica.

A análise dos conceitos associados ao domínio das zonas de cisalhamento é de extrema importância considerando o papel preponderante que as mesmas desempenham na génese e evolução de mineralizações auríferas (Groves *et al.*, 1984; Hodgson, 1986; Roberts, 1987 *in* Bonnemaison & Marcoux, 1990).

2.1.5 - Rotura sísmica como mecanismo de injeção de flúidos

A rede de cisalhamentos/fraturas pode atuar como um agente passivo na “canalização” dos flúidos hidrotermais mineralizantes, ou pelo contrário, pode exibir um comportamento semelhante a uma válvula, em que o fluxo de fluidos mineralizantes apresenta uma forte ligação genética com a geometria e cinemática dos planos de cisalhamento/falha (Sibson *et al.*, 1975; Sibson, 1987; 2003) e com o estado de tensão local induzido pela interferência dessas discontinuidades.

Em regiões da crosta onde ocorre metamorfismo progrado, indutor da libertação de flúidos em profundidade, os perfis de resistência da crosta indicam que a resistência de um plano de falha é máxima na região compreendida entre a base e o meio da zona sismogénica, onde o diferencial entre a pressão litostática e a pressão de flúidos é máximo, e diminui rapidamente à medida que se avança para baixo da zona sismogénica (Ver **Figura 2.7**) (Sibson and Scott, 1998). Este aspeto realça o papel determinante dos fluidos no estado de tensão em profundidade. Uma maior pressão de fluidos diminui a tensão efetiva, neutralizando assim a pressão litostática, permitindo localmente a deformação de carácter mais frágil em zonas onde deveria ocorrer deformação dúctil (Hodson, 1989).

Frequentemente, os veios mineralizados encontram-se encaixados em redes de fracturação onde ocorre de modo combinado fracturação extensiva e transtensiva, encontrando-se esses mesmos planos de fracturação interligados por cisalhamentos com reduzido movimento (Sibson, 1998). A tipologia destas redes varia bastante com a distribuição de rochas mais competentes, onde predomina a rotura por tração face à rotura por cisalhamento (Sibson, 1996; 2000). As heterogeneidades que as rochas herdaram do seu ambiente de formação original, exercem um forte controlo na distribuição das estruturas geradas tectonicamente, e nas mineralizações que por sua vez se situam nestas estruturas (Hodson, 1989). Nos estágios finais do desenvolvimento das mineralizações, é comum a génese de falhas com orientação ótima, atravessando toda a rede previamente gerada (Sibson, 2003).

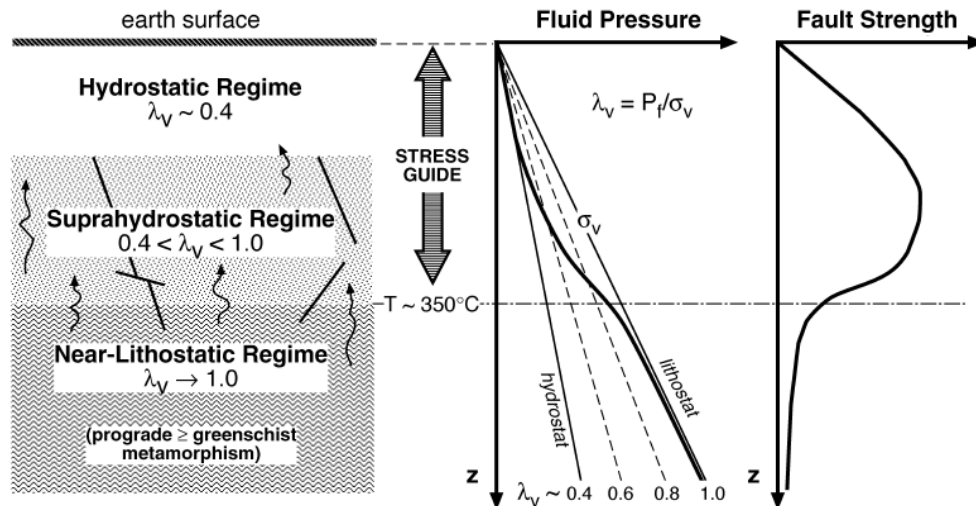


Figura 2.7: Modelo hipotético que ilustra a variação da pressão dos fluidos na crosta terrestre, entre a zona abaixo da crosta sismogénica ($T > 350^{\circ}\text{C}$) que sofre metamorfismo progrado (indutor da libertação de fluidos) e a zona acima, que constitui a crosta sismogénica ($T < 350^{\circ}\text{C}$). Retirado de Sibson (2003).

Nos veios encaixados em estruturas extensivas ou transtensivas, as texturas “crack-seal” (Ramsay, 1980) evidenciam que os episódios de fluxo e deposição de flúidos hidrotermais sucederam de modo concomitante com períodos em que as estruturas onde se encontram encaixados se encontravam dilatadas. Deste modo, as redes de fracturação atuaram como condutas (elevada permeabilidade por fractura), permitindo a injeção de volumes substanciais de flúidos mineralizantes em curtos intervalos de tempo (Sibson, 2003).

É importante considerar que nos meios referidos, os flúidos mineralizantes muitas vezes se encontram confinados em vazios, contactando entre si, e o estado de tensão em que se encontram esses mesmos flúidos corresponde a um estado de tensão efetiva (Sibson, 2003). A equação (2.4) representa o cálculo de tensões efetivas, em que P_f representa a pressão dos flúidos e o termo α representa o parâmetro de elasticidade dos poros (no tipo de situações descritas considera-se $\alpha = 1$). A equação (2.5) representa a relação entre tensões efetivas num campo de tensões “Anderssoniano”. A equação (2.6) é referente ao “pore-fluid factor” (λ_v) que relaciona o estado de tensão dos flúidos com a pressão litostática a que se encontram sujeitos. Através de manipulações algébricas, é possível deduzir a equação 2.8 que permite calcular a tensão efetiva em função do “pore fluid factor”.

$$\sigma'_n = \sigma_n - \alpha P_f \text{ (eq. 2.4)}$$

$$\sigma'_1 = (\sigma_1 - P_f) > \sigma'_2 = (\sigma_2 - P_f) > \sigma'_3 = (\sigma_3 - P_f) \text{ (eq. 2.5)}$$

$$\lambda_v = \frac{P_f}{\sigma_v} \text{ (eq. 2.6)}$$

$$\sigma_v = \rho g z \text{ (eq. 2.7)}$$

$$\sigma'_v = \rho g z (1 - \lambda_v) \text{ (eq. 2.8)}$$

Há medida que o termo λ_v se aproxima de 1, os efeitos da pressão confinante tornam-se cada vez mais incipientes, e quando o termo é efetivamente igual a 1 ($\lambda_v = 1$), estão criadas as condições para que haja libertação dos flúidos hidrotermais. Valores de pressão superiores ao regime de pressão hidrostática ocorrem em zonas onde existe uma elevada taxa de libertação de flúidos e

uma baixa permeabilidade das camadas sobrejacentes à zona onde são libertados os fluidos (Neuzil, 1995). Tais áreas compreendem por exemplo regiões que são alvo de metamorfismo progrado (Etheridge *et al.*, 1984 in Sibson, 2003).

No domínio da mecânica das rochas, existem três modos de se dar a rotura de uma rocha (na dependência da pressão de fluidos), podendo ser por i) “*Compressional Shear*”, quando $\sigma'n > 0$, segundo o critério de rotura de *Mohr - Coloumb* ii) “*Extensional Shear*”, quando $\sigma'n < 0$, segundo o critério parabólico de *Griffith* e iii) Tração pura quando $\sigma'n < 0$ e a tensão cisalhante é nula. No primeiro caso, as fraturas são geradas ao longo de planos que contém σ_2 , formando um ângulo θ_i (tipicamente $25 < \theta_i < 30^\circ$) com a direção de máxima compressão (σ_1). Quando a rotura se dá por “*extensional shear*”, as falhas são geradas ao longo de planos que perfazem um ângulo $\theta < \theta_i$ em relação a σ_1 . Por último, quando a rotura se dá por tração pura, as fraturas são geradas ao longo de planos perpendiculares à direção de menor compressão (σ_3) (Sibson, 2003).

Secor (1965), quantifica de modo proporcional, o diferencial de tensão ($\sigma_1 - \sigma_3$) necessário para que ocorram os vários tipos de roturas (considerando o valor de coeficiente de atrito interno $\mu_i = 0.75$), em função da resistência à tração de uma rocha intacta (Sibson, 2003). Para que ocorra a rotura em regime compressivo tem que se verificar a condição $(\sigma_1 - \sigma_3) > 5.66 T$. Em regime distensivo, o diferencial de tensões tem que se situar entre $5.66 T > (\sigma_1 - \sigma_3) > 4 T$ e em regime puramente distensivo é necessário que se verifiquem as condições $(\sigma_1 - \sigma_3) < 4 T$, e, $\sigma_3 = - T$ (fraturação hidráulica) (Ver **Figura 2.8**).

No caso de falhas pré-existentes, sem coesão, a condição necessária para que ocorra a reativação é $\tau = \mu_s \sigma'_n$ (sendo μ_s o coeficiente de atrito estático e σ'_n a tensão efetiva).

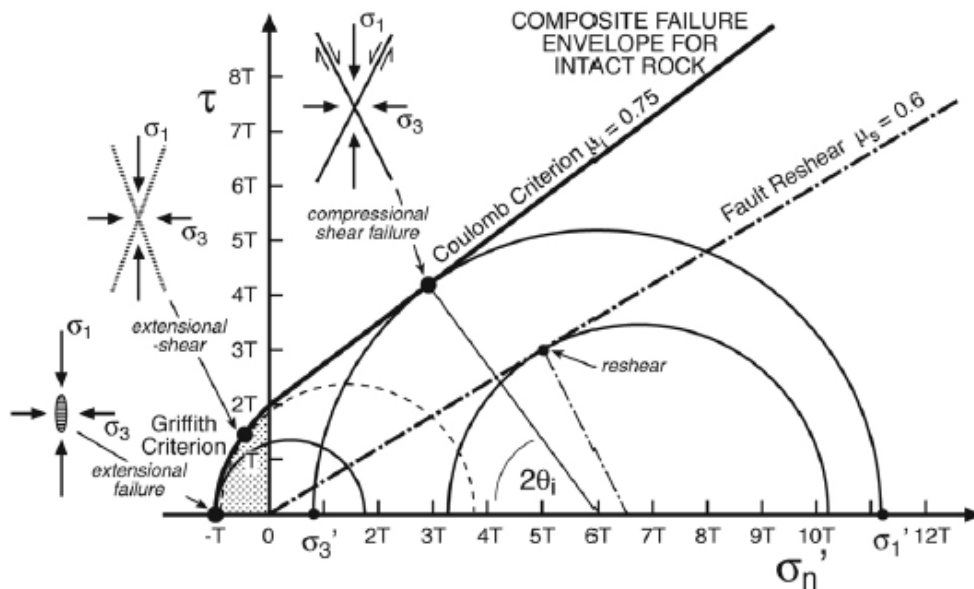


Figura 2.8 – Envolvente de rotura de Mohr-Coloumb que ilustra as condições de rotura para uma rocha sã (linha a negro) e para reativação de uma anisotropia, sem coesão, pré-existente (linha a tracejado). No eixo vertical encontra-se representada a tensão cisalhante e no eixo horizontal a tensão normal efetiva. Os parâmetros referidos encontram-se descritos em função da resistência à tração da rocha (T). Cada um dos círculos reflete as diferentes condições de rotura (Tração pura, cisalhamento transtensivo, cisalhamento transpressivo e reativação de uma anisotropia pré-existente). Retirado de Sibson (2003).

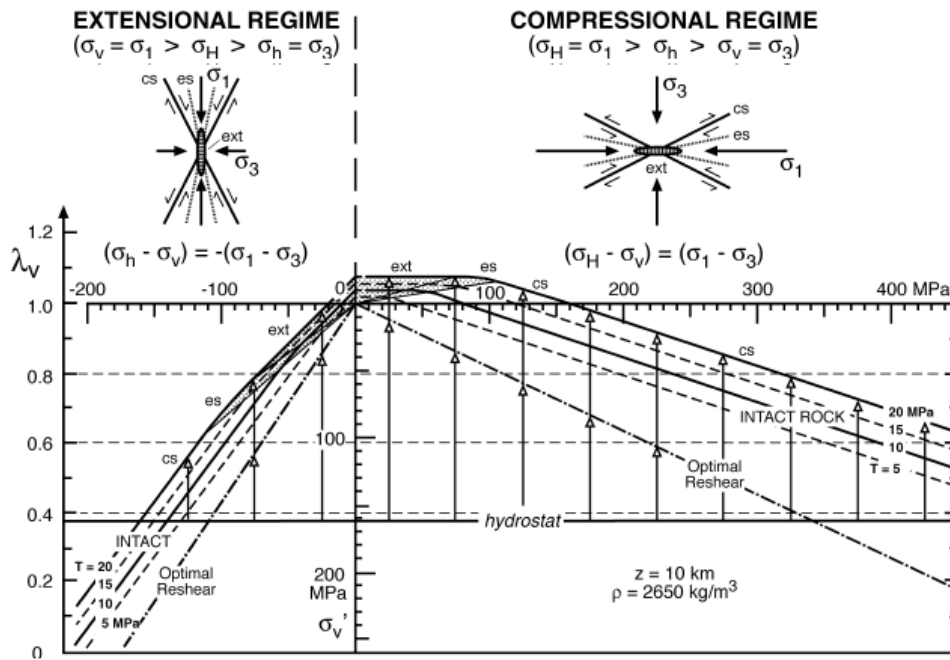


Figura 2.9 - Representação do “pore-fluid factor” em função do diferencial de tensões ($\sigma_1 - \sigma_3$). Destaca-se a região sombreada que reúne as condições favoráveis à formação de estruturas por tração e transtensão. As setas verticais indicam o limite máximo de sobrepressão que é possível sustentar antes que ocorra a ruptura ou a reativação de uma estrutura pré-existente.

Analisando a **Figura 2.9**, as setas verticais indicam o limite máximo de sobrepressão que é possível sustentar antes que ocorra a ruptura ou a reativação de uma falha pré-existente. O sector esquerdo é indicativo das condições em regime extensivo, enquanto no sector direito encontram-se representadas as condições de regime compressivo.

A figura em análise é de extrema importância, pois permite retirar várias ilações de elevada importância para o presente trabalho. A principal conclusão retirada após analisar a referida imagem é que as condições de sobrepressão são mais facilmente sustentadas em regime compressivo do que em regime distensivo, o que é facilmente correlacionável com a geometria das falhas formadas em ambos os regimes, isto é, em condições compressivas é mais favorável a formação de falhas inversas que possuem inclinações substancialmente inferiores à das falhas formadas em regimes extensivos, estando estas últimas associadas a maior permeabilidade vertical da crosta.

Nos regimes compressivos, é visível a existência de um maior potencial para que as falhas apresentem um comportamento tipo “válvula” com ciclos de variação de pressão de elevada amplitude (Sibson *et al.*, 1988), em que os períodos em que existe uma queda abrupta de pressão dos flúidos são propícios para que se dê a precipitação da fase mineral, presente nos flúidos (Cox *et al.*, 1991; Cox, 1995; Wilkinson and Johnston, 1996; Parry, 1998 *in* Sibson, 2003).

A existência de falhas com reduzida coesão cuja orientação em relação ao campo de tensões é favorável para que se dê a sua reativação, diminui consideravelmente o limite de sobrepressão sustentável e inibe a formação de novas falhas, visto que a libertação de tensões ocorre com a reativação das falhas pré-existentes. Barton *et al.*, (1995) (*in* Sibson, 2003), demonstrou que a maior condutibilidade hidráulica num meio fraturado, tende a ocorrer nas estruturas melhor orientadas, relativamente ao campo de tensões.

2.2 – Sistemas hidrotermais e alteração hidrotermal

A alteração hidrotermal corresponde a um conjunto de processos que conduzem à alteração química, textural e mineralógica de uma rocha. Estas mudanças na rocha original resultam do contacto com fluidos aquosos aquecidos, que produzem um ataque químico na rocha encaixante, levando ao rearranjo dos minerais de modo a se encontrarem em equilíbrio face às novas condições ambientais (Pirajno, 1992).

O estilo de alteração permite quantificar o quão drástico foi esse rearranjo químico. Se a alteração for do tipo pervasivo, deu-se a substituição total (ou quase total) dos minerais originais constituintes, obliterando a textura original da rocha. A alteração pervasiva selectiva resulta na substituição de minerais específicos, como por exemplo a substituição da biotite pela clorite. Neste último caso a textura original da rocha é preservada (Pirajno, 1992).

Por último, na alteração não-pervasiva, apenas uma pequena porção de todo o volume rochoso, está sujeita à actividade hidrotermal. Normalmente, trata-se de um estilo de alteração que se encontra fortemente controlada do ponto de vista estrutural, materializando-se nas superfícies de descontinuidade por onde circularam os fluidos (ou até a uma curta distância destas). Localmente, este tipo de alteração pode ser pervasiva ou pervasiva-selectiva.

O modo como decorre a alteração hidrotermal encontra-se fortemente condicionado pela natureza da rocha encaixante (essencialmente a sua composição química e a sua permeabilidade estrutural). Naturalmente, a composição e a temperatura do fluido também desempenham um papel fulcral em todo o processo, dado que constituem os agentes catalisadores da alteração hidrotermal, e a composição do mesmo irá condicionar a tipologia dos depósitos hidrotermais resultantes.

2.2.1 - Greisenização

O termo greisen, refere-se a uma rocha com um arranjo mineral onde predomina o quartzo e a moscovite, existindo também em menor quantidade turmalina, topázio e fluorite (Pirajno, 1992; Pirajno, 2009; Robb, 2005).

A greisenização é consequência do metassomatismo tardi a pós-magmático, associado a uma intrusão granítica quase consolidada, afectando o corpo ígneo semi-formado e as rochas encaixantes em torno desse mesmo corpo (Pirajno, 1992). Os fluidos hidrotermais responsáveis pelo processo têm origem magmática, encontrando-se por vezes misturados com águas meteóricas, apresentando um enriquecimento em componentes voláteis, tais como o F, B, Li, e em elementos metálicos. A greisenização encontra-se tipicamente associada a magmas altamente fraccionados que se intruíram a profundidades crustais entre os 3 e os 5kms. Ocorre na zona apical dos corpos intrusivos e os magmas graníticos responsáveis pela greisenização (e possíveis mineralizações associada) estão altamente enriquecidos em componentes voláteis, e elementos metálicos (Pirajno, 1992).

Geralmente, a greisenização é precedida pela ocorrência de metassomatismo sódico, produzindo-se assim os iões H^+ que irão produzir o ataque químico que transformará os feldspatos e biotites na matriz quartzosa-moscovitica, característica dos greisens. No processo de substituição das biotites pelas moscovites, os catiões contidos na estrutura biotítica serão libertados para o sistema, e poderão ser responsáveis (ou pelo menos parcialmente) pela formação de mineralizações

Capítulo 2 – Zonas de Cisalhamento e Fluídos

metálicas. O carácter silicioso dos granitos greisenizados sugere a silicificação seja paracontemporânea (Pirajno, 2009).

2.2.2 - Silicificação

A silicificação é um tipo de alteração hidrotermal caracterizado pela adição de sílica (SiO_2). A sílica pode ser inserida no sistema através da circulação dos fluídos mineralizantes, ou pode ser simplesmente o produto residual resultante da lixiviação de materiais ácidos. A solubilidade da sílica apresenta uma relação de proporcionalidade directa com a temperatura e a pressão, como tal, quando os fluidos mineralizantes alcançam zonas onde existe um decréscimo acentuado de pressão e temperatura, dá-se a precipitação da sílica. (Pirajno, 1992).

Trata-se, provavelmente, do tipo de alteração mais comum, encontrando-se associado à ocorrência de skarns, pórfiros cupríferos e Greisens (Pirajno, 1992). A grande maioria das fracturas onde ocorreu circulação de fluidos hidrotermais, apresenta (pelo menos parcialmente) um preenchimento quartzoso.

Este tipo de alteração pode ocorrer numa fase inicial da formação do depósito hidrotermal, onde as temperaturas são mais elevadas, acompanhando a mineralização de Sn, W e Mo. Posteriormente, numa fase intermédia, dá-se a precipitação de minerais de cobre segundo condições de temperatura moderadas e por fim, tardiamente, ocorrem mineralizações de Au, Zn, Ag, Pb e U (Lyiangi, 1999).

2.2.3 - Sericitização

A alteração sericítica consiste na hidrólise dos Feldspatos, destabilizando-os, e levando à lixiviação de Na, Mg, Ti, Fe e K. Neste processo, o feldspato é transformado em quartzo, mica branca, pirite e calcopirite. As rochas que sofrem este tipo de alteração apresentam geralmente um arranjo mineral composto por Quartzo, Sericite e Pirite (QSP) (Pirajno, 1992; Pirajno, 2009). É um tipo de alteração bastante comum, encontrando-se associado a depósitos minerais de génese variada (Robb, 2005).

3 Enquadramento Geológico

3.1 - Localização do sector no maciço Ibérico

O depósito Aurífero de Santo António de Penedono está posicionado no sector central da Zona-Centro Ibérica (**Figura 3.1**) a qual corresponde a uma das unidades Tectono-Estratigráficas da Cadeia Varisca Ibérica que no conjunto representa um segmento da Cadeia Varisca Europeia. A Zona Centro Ibérica (ZCI), estende-se de NW para SE ao longo de mais 400 kms e apresenta uma largura de cerca de 250 km (Martínez-Catalán, *et al.*, 2009). Corresponde a uma bacia sedimentar intracontinental, que foi preenchida por sedimentos do Neoproterozóico e Paleozóico ao longo de um prolongado período de sedimentogénese que antecedeu a orogenia Varisca no Carbónico. A litoestratigrafia da ZCI reflecte essencialmente quatro estádios (Pereira *et al.*, 2012^a):

- i) Um primeiro período (Ediacárico-Câmbrico) de desmantelamento dos Arcos magmáticos Pan-Africanos e Cadomianos na periferia do supercontinente Gondwana;
- ii) Um segundo período (Câmbrico-Ordovícico) de rifting e consequente subsidência da crosta continental correspondente ao Norte do Gondwana;
- iii) Um terceiro período evolutivo (Ordovícico-Devónico) correspondente à estabilização de uma margem continental passiva e finalmente,
- iv) Um período de sedimentação sin-tectónica contemporânea dos processos orogénicos Variscos (Devónico-Carbónico-Pérmico).

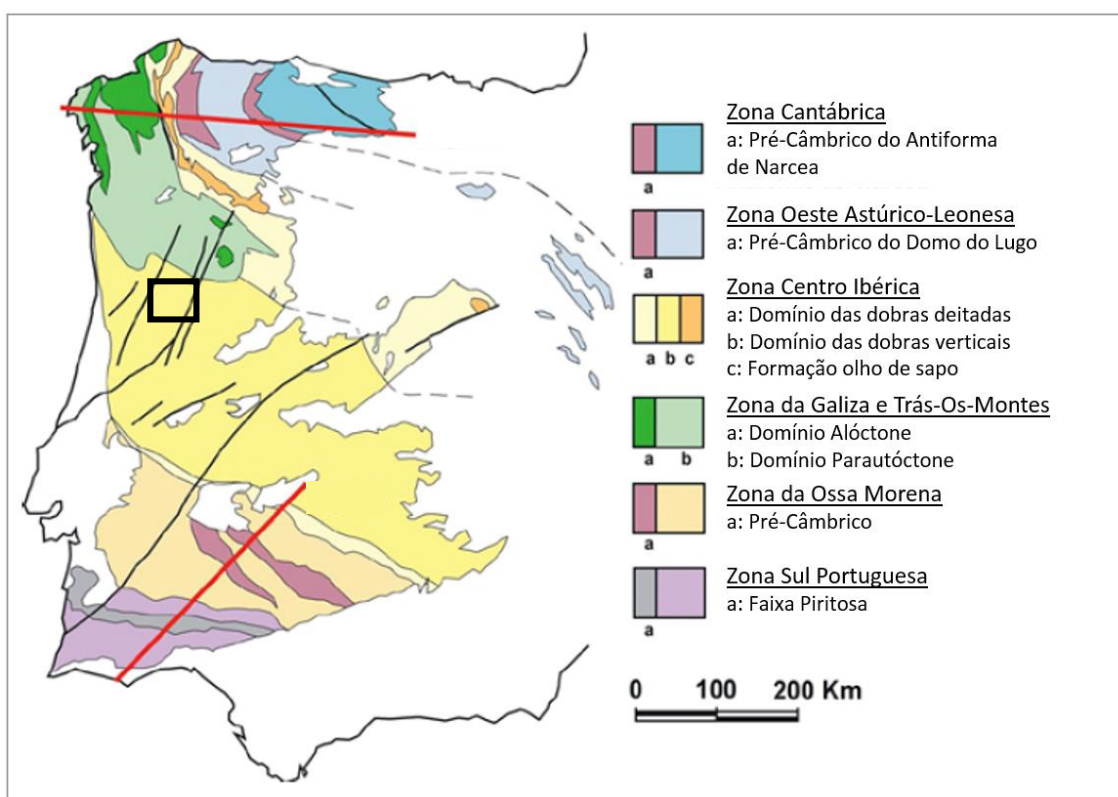


Figura 3.1 - Zonamento do Maciço Ibérico (Adaptado de Martínez-Catalán *et al.*, 2009). Destaque para a localização da área em estudo.

Capítulo 3 – Enquadramento Geológico

A ZCI contacta a Norte com a Zona Oeste Astúrico-Leonesa (ZOAL) e a sul com a Zona da Ossa Morena (ZOM). Conjuntamente com Zona Cantábrica (ZC) a ZOAL e a ZOM, a ZCI apresenta fortes afinidades com os Terrenos Cadomianos Peri-Gondwanicos e por isso são considerados terrenos autóctones do Gondwana (Martínez-Catalán *et al.*, 2007; Linnemann *et al.*, 2008; Pereira *et al.*, 2011, 2012a,b;). No contexto paleogeográfico admitido a ZOAL, a ZC e a ZOM constituem prováveis fontes de sedimentos que preencheram a Zona Centro-Ibérica (Pereira *et al.*, 2012^a).

Na ZCI, abundam granitos e outras rochas plutónicas de idade Carbonífera a Pérmica (330-280 Ma) que, de uma forma geral, podem ser conotados com as diversas etapas da deformação Varisca (López-Plaza & Martínez-Catalán, 1987). Estudos recentes demonstrem igualmente a existência de rochas ígneas de idade Câmbrico - Ordovícico (482 a 472Ma), sobretudo no Domínio da Beira Baixa central. Este magmatismo Câmbrico-Ordovícico é da mesma idade das Formações Vulcano-clásticas de Olho de Sapo (Domínio do Olho de Sapo) e da Urra (Domínio da Urra) que em última análise testemunham magmatismo associado à fase de “*rifting*” no Câmbrico-Ordovícico (Solá *et al.*, 2008; Díez-Montes *et al.*, 2010) ou que, em alternativa, é descrito como sendo representativo de *rifting* em ambiente de back-arc em margem continental ativa do norte do Gondwana (Fernández *et al.*, 2008).

É precisamente na transição para o Ordovícico que se admite uma mudança no regime tectónico, vigorando o estilo transpressivo nas margens da ZCI, resultando no dobramento e emersão das sequências do Complexo Xisto-Grauváquico (Fase Sarda) (Ribeiro *et al.*, 1990; Romão e Ribeiro, 1992). Esta inversão tectónica é interpretada como sendo responsável pela discordância angular do Ordovícico inferior observada em toda a ZCI (Ribeiro *et al.*, 1990). No entanto, segundo Pereira *et al.* (2008), a discordância angular entre o Ordovícico e as formações Ediacáricas-Câmbricas subjacentes é consequência da rotação de blocos crustais (“*crustal tilting*”) na bacia em extensão e subsidência no Câmbrico-Ordovícico.

As mineralizações auríferas de Santo António, encontram-se encaixadas no granito da Laboreira (granito de Sendim-Dacotim-Laboreira, Sousa & Ramos 1991). Juntamente com o granito de Paredes da Beira constituem o Maciço de Tabuaço. Este contacta a Norte com a Formação de Bateiras, cuja sequência litoestratigráfica é representativa do Câmbrico inferior descrito para o autóctone do Grupo do Douro (Sousa, 1983; Ferreira & Sousa, 1994). A sul, o maciço de Tabuaço contacta o granito de duas micas foliado, pertencente ao Maciço de Penedono cujo alongamento geral e fabric dúctil sublinham a Zona de Cisalhamento Malpica-Lamego.

3.2 - Litostratigrafia

Os granitóides onde estão encaixados os veios auríferos estão implantados em sequências meta-sedimentares pertencentes ao Complexo Xisto-Grauváquico, nomeadamente na mancha conotada de Grupo do Douro. A litostratigrafia do Grupo do Douro é descrita na região através de 6 formações geológicas, que se encontram distribuídas num grupo autóctone e num grupo alóctone (Silva e Ribeiro, 1985). O primeiro engloba ocorrências de Xistos indiferenciados, a formação de Bateiras e a formação de Ervedosa do Douro, enquanto o segundo engloba a formação de Rio Pinhão, a formação de Pinhão e a formação da Desejosa. Na folha 14-B de Moimenta da Beira, predominam as unidades autóctones representativas de sequência litoestratigráficas fundamentalmente do Câmbrico (Ferreira & Sousa, 1994). Segue-se a descrição das unidades que constituem a litostratigrafia da região (Ver **Figura 3.2**).

i) Do – Xistos metamorizados indiferenciados – Representam muitas vezes “roof pendants”, e são constituídos por micaxistos biotíticos, com andaluzite e turmaliniticos. Estas ocorrências apresentam ainda uma elevada concentração de veios e filonetes de quartzo, pegmatitos, aplitos e bolsadas de granito. As rochas existentes indiciam a ocorrência de metamorfismo de contacto de elevado grau (Ferreira e Sousa, 1994). Devido ao seu estado estrutural e metamórfico Ferreira & Sousa (1994), não inserem em nenhuma das formações geológicas que se encontram descritas em baixo (Da base para o topo).

ii) Ba - Formação de Bateiras – É uma unidade essencialmente xistenta, constituída fundamentalmente por xistos negros e calcários cristalinos (Sousa e Sequeira, 1989), podendo igualmente conter esta formação metagrauvaques, filitos cinzentos e mármore (aflorando no anticlinal de S. Pedro das Águias).

As unidades pertencentes à formação das Bateiras evidenciam intenso metamorfismo de contacto, ocorrendo transformação de filitos em micaxistos com biotite, e de rochas carbonatadas impuras em escarnitos (“Skarns”) e rochas calcossilicatadas. Sousa (1983), sugere a divisão da formação num membro inferior e num membro superior. O primeiro caracteriza-se pela presença de filitos negros grafitosos e metagrauvaques, enquanto o segundo se distingue pela presença de calcários, filitos cinzentos e metagrauvaques. A formação apresenta uma espessura aproximada de 800 ± 100 m (Sousa, 1983).

iii) Er - Formação de Ervedosa do Douro – Esta formação é caracterizada pela existência de filitos cloríticos e quartzo-filitos-verdes finamente estratificados com metagrauvaques (com níveis cuja espessura atinge os 30m). É também caracterizada pela ocorrência de níveis com magnetite, destacando-se a ocorrência de S. João da Pesqueira (Sousa, 1983). Tem uma espessura próxima de 250 ± 50 m (Sousa, 1983).

As unidades descritas como pertencentes à sequência alóctone são as seguintes (**Figura 3.2**):

iv) Ri - Formação Rio Pinhão – É constituída por microconglomerados e metagrauvaques, intercalados com finas laminações de filitos. O contacto com a formação de Ervedosa dá-se através de um carreamento sin-sedimentar (inferido) (Ferreira & Sousa, 1994). Apresenta uma espessura estimada de 250 ± 50 m (Sousa, 1983).

v) Pi - Formação de Pinhão – Aflora numa extensa mancha na região de Armamar, desenvolvendo-se por um largo sinclinal. Evidencia forte metamorfismo de contacto, predominando os micaxistos biotíticos. A formação é ainda constituída por filitos cloríticos (por vezes com impregnações de magnetite) e metagrauvaques (que por vezes se encontram transformados em rochas calcossilicatadas ou em Skarns), apresentando uma espessura de 350 ± 50 m (Sousa, 1983).

vi) De - Formação da Desejosa – Esta unidade é constituída por xistos ardosíferos intercalados com metagrauvaques. Os xistos, geralmente listrados, apresentam uma composição sericítica-clorítica e biotítica. No canto NW da folha 14-B da Carta Geológica de Portugal, ocorrem níveis corneanos nesta formação, pondo em evidência o efeito de metamorfismo térmico de proximidade. Apresenta uma espessura média de 250 ± 50 m (Sousa, 1983).

Capítulo 3 – Enquadramento Geológico

vii) Formação S. Domingos – Essencialmente constituída por conglomerados com clastos quartzosos, metagrauvaques, xistos e calcários. A espessura é de 50 m.

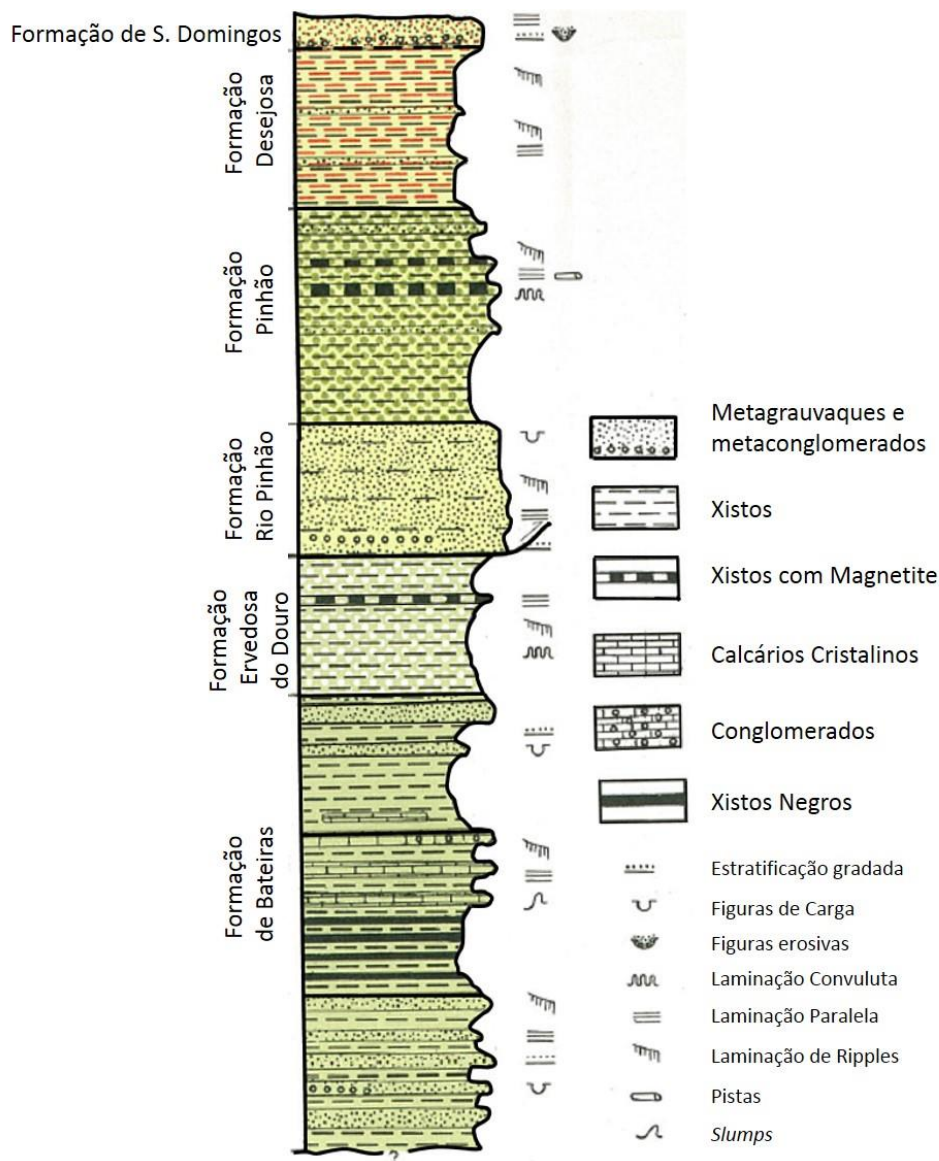


Figura 3.2 - Sequência Estratigráfica da região em estudo (Adaptado da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50000, Ferreira & Sousa (1994))

3.3 - Rochas Ígneas

As rochas ígneas aflorantes na região correspondem a granitóides variscos sin-D3, e tardi a pós-D3 cuja distribuição espacial e localização na região em estudo está patente na **Figura 3.3**. A cartografia realizada à escala 1:50000 das folhas 10-D (Alijó) e 14-B (Moimenta da Beira) (Sousa & Sequeira, 1989; Ferreira & Sousa., 1994) e respetivas notícias explicativas, é possível definir duas grandes estruturas graníticas na região: O maciço de Tabuaço, a Norte, e o maciço de Penedono, a Sul (Sousa & Ramos, 1991) (**Figura 3.4**).

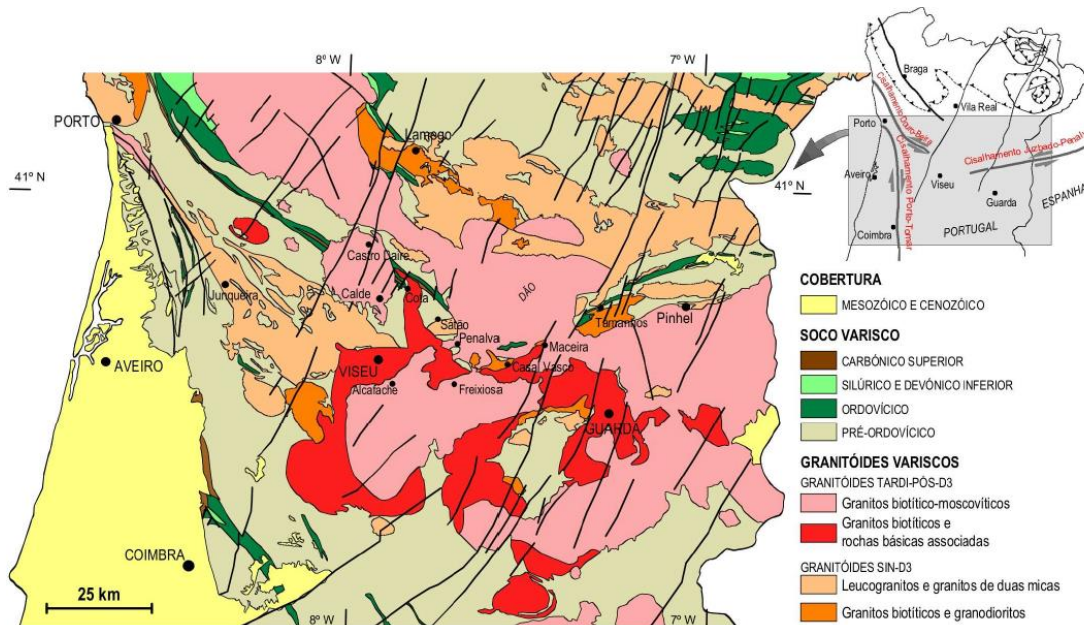


Figura 3.3 - Distribuição dos granitóides variscos sin-D3, e tardi-pós-D3 (modificado de Azevedo *et al*, 2005). Retirado de Azevedo & Valle Aguado, 2006

O maciço de Tabuaço, distingue-se por apresentar duas fácies ligeiramente distintas de granitos de duas micas. Essas variações levaram à distinção dos diferentes corpos ígneos. Sendo assim, o maciço de Tabuaço é constituído pelo Granito de Paredes da Beira-Tabuaço cuja fácies ígnea se distingue da observada pelo granito de Arícera-Sendim-Dacotim e pelo granito da Laboreira (que alberga as mineralizações estudadas) (Sousa e Ramos, 1991).

O granito de Paredes da Beira-Tabuaço apresenta grão fino a médio, é essencialmente moscovítico, contendo turmalina e sulfuretos disseminados, apresentando zonas de enriquecimento em sílica (Ferreira, 1987). É a fácies de bordadura do maciço de Tabuaço, contactando o CXG no seu limite NE. No entanto, fácies similar estende-se para sul aflorando entre o granito de Aricera-Sendim-Dacotim e o granito da Laboreira e, inclusivamente a sul deste (Figura 3.4).

O granito de Aricera-Sendim-Dacotim (forma um corpo elíptico em que o eixo maior mede aproximadamente 20 km e o eixo menor mede por sua vez 8 km) constitui a fácies interna do maciço de Tabuaço, e corresponde também a um granito de 2 micas, caracterizado por apresentar grão médio a grosseiro e por apresentar uma textura isótropa (Ferreira, 1987). Admite-se a possibilidade do granito de duas micas da Aricera constituir uma fácies intrusiva independente da do granito de Sendim-Dacotim por possuir uma granularidade mais fina a média e por apresentar em alguns locais uma textura porfiróide (Ferreira, 1987). Com efeito, o contacto com o granito de Sendim é descrito como sendo intrusivo e encontra-se bem definido (Ferreira, 1987). O granito da Laboreira aflora a SE do granito de Aricera-Sendim-Dacotim formando também um corpo elíptico orientado aproximadamente N60°W (cujo eixo maior mede 8 km e eixo menor mede 4.3 km). Difere do granito de Aricera-Sendim-Dacotim por a biotite ser rara ou estar ausente e por apresentar uma granulometria mais grosseira (Ferreira, 1987; Sousa e Ramos, 1991). Em síntese, o granito da Laboreira corresponde a um granito de duas micas (embora a biotite seja rara) e de grão grosseiro. Apresenta uma foliação incipiente (N60W) que pode tornar-se penetrativa ao longo de estreitas faixas.

Capítulo 3 – Enquadramento Geológico

Uma das características que se apresenta comum a todas as fácies do maciço de Tabuaço é a presença em proporções apreciáveis de turmalina (Sousa & Ramos, 1991), o que sugere a influência de um fluido magmático altamente diferenciado (Silva & Neiva, 1990).

No seu conjunto, o maciço de Tabuaço apresenta uma forma elipsoidal, cujo eixo maior se encontra alinhado segundo a direção N60°W, concordante com as estruturas Variscas, e intrui os metassedimentos do Complexo Xisto-Grauváquico (CXG), do grupo do Douro, segundo o eixo de um anticlinal definido pelas formações do CXG (Ferreira *et al*, 2010). Considerado de origem tardi-D3 (300-315 Ma.) (Ferreira *et al.*, 1987), a sua génese aparenta ser concomitante com o período onde o metamorfismo regional atingiu o seu pico máximo (310 ± 5 M.A) (Ferreira *et al.*, 1987). No entanto, recentemente foi obtida uma idade de cristalização U-Pb em zircão para o granito da Laboreira de c. 310 Ma (Pereira, 2015, pers comm.). A **Tabela 3.1** mostra uma síntese das idades radiométricas absolutas para algumas das fácies graníticas aflorantes na região.

O metamorfismo de contacto de baixo grau observável nas rochas encaixantes sugere que a instalação deste maciço tenha ocorrido a um nível crustal elevado (Ferreira, 1987). Estudos de Silva & Neiva (1990) apontam que a instalação dos magmas graníticos se processou a uma temperatura próxima dos 700 ° C e a uma pressão aproximada de 4kbar, completando-se a cristalização em torno dos 450 ° C. Os mesmos autores classificam o granito como sendo do tipo S, resultado da fusão parcial de materiais metassedimentares.

O maciço de Penedono, a sul do maciço de Tabuaço, estende-se desde Penedono até à população de Salzedas e apresenta também uma orientação N60°W. Também é descrito como sendo um granito de duas micas, distinguindo-se do maciço de Tabuaço sobretudo por apresentar uma foliação. Por esta razão é descrito como sendo um granito sintectónico (sin-D3) (Sousa & Ramos, 1991). No mapa patente na **Figura 3.4**, distinguem-se duas fácies graníticas: uma correspondente ao granito da Senhora da Graça e outra característica dos granitos de Leomil e Vale Frade (Ferreira *et al*, 1987). O granito de Sra. Da Graça é bordejado pelo Granito de Penedono-Salzedas e o Granito de Monte Gordo (Descritos em Ferreira *et al*, 1987), que não se encontram visíveis no mapa da **Figura 3.4**. O maciço de Penedono contacta a Norte com uma estreita faixa xistenta que, em termos gerais separa os dois maciços, pese embora em alguns locais contacte diretamente com o Maciço de Aricera-Sendim-Dacotim.

Os granitóides que compõem o maciço de Penedono são bastante heterogéneos, ocorrendo na forma granitos, granodioritos e tonalitos. Os contactos entre as fácies graníticas podem ser nítidos ou graduais. O maciço apresenta uma deformação interna patente numa foliação N60°W que tende a ser sub-paralela a bandas de migmatização nos metassedimentos. Este facto, sugere uma instalação do maciço sin – D3 (Ferreira & Sousa, 1994), sublinhando a forte influência da zona de cisalhamento Malpica-Lamego (**Figura 3.9**). Ferreira *et al* (2010) sugere também que o facto a foliação ser muito regular (N60°W) no maciço de Penedono em detrimento do que se verifica no maciço de Tabuaço possa indicar que este último se encontre mais afastado da sua raiz.

Ocorrem aplo-pegmatitos no interior de ambos os maciços, com uma orientação aproximadamente NE-SW. Ocorrem também nos metassedimentos do CXG, com orientação N60°W, paralelos às estruturas de deformação existentes nas rochas encaixantes (Sousa & Ramos, 1991).

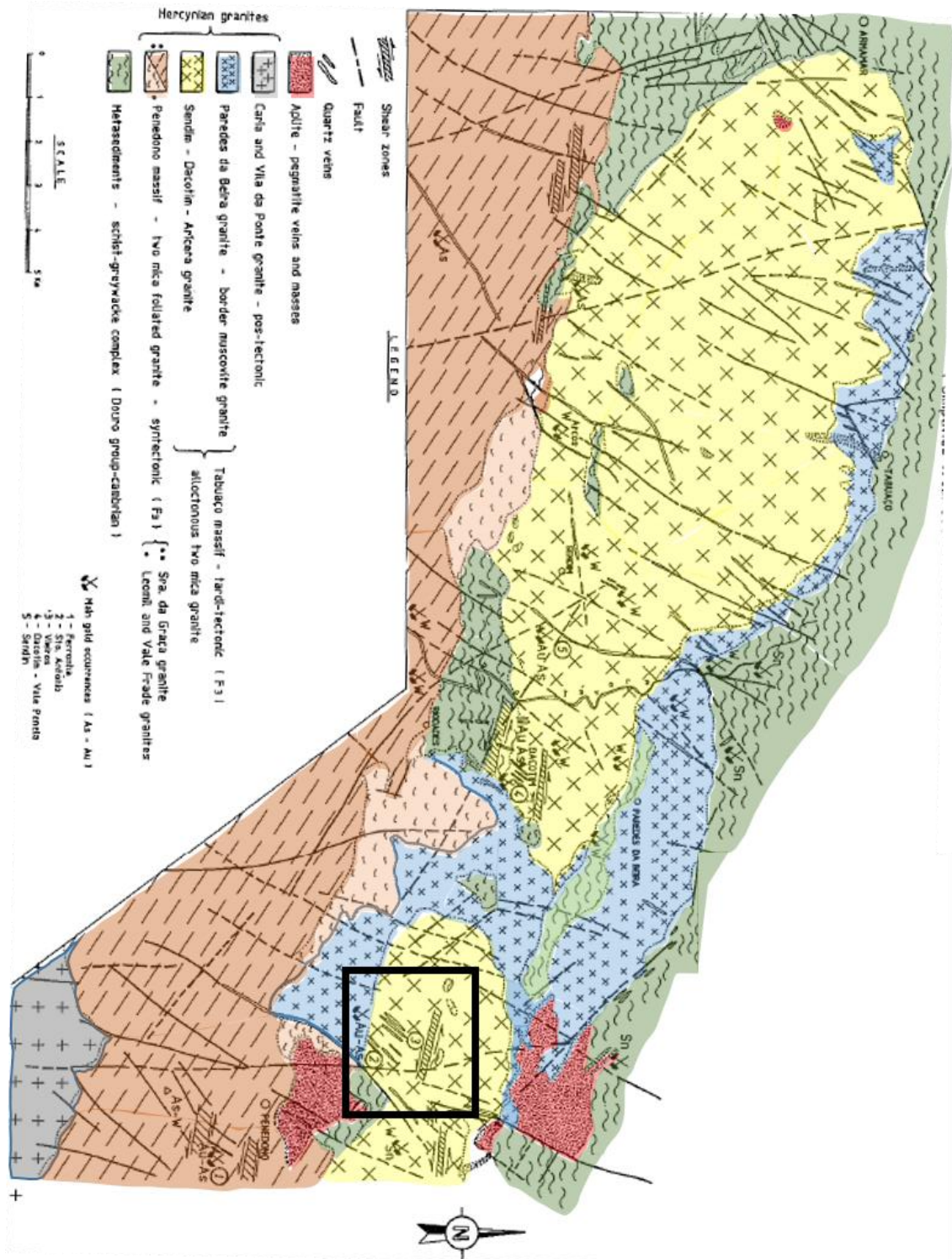


Figura 3.4 - Geologia à escala das mineralizações de Penedono (Adaptação Sousa e Ramos 1991).

Capítulo 3 – Enquadramento Geológico

Tabela 3.1 - - Síntese das idades radiométricas absolutas para algumas das fácies graníticas aflorantes na região

Litologia		Idade	Método de datação	Autor	
Granitos Sin a Tardi-D3	Maciço de Leomil - Vale de Frade	Granito de Vale de Frade	325-330 M.A	Datação Radiométrica K-Ar	Ferreira <i>et al.</i> 1987
		Granito de Ponte Coimbra	N/D	N/D	
	Maciço de Penedono	Granito de Senhora da Graça	315 – 320 M.A.	Datação Radiométrica K-Ar	Ferreira <i>et al.</i> 1987
		Granito de Penedono - Salzedas	310 – 315 M.A.	Datação Radiométrica K-Ar	
	Maciço de Tabuaço	Granito de Paredes da Beira - Tabuaço	311 ± 7 M.A.	Datação Radiométrica Rb-Sr	Cerejo, 2013
		Granito de Sendim – Laboreira	310 M.A.	U-Th-Pb	Pereira, 2015
Granitos Pós-orogénicos	Granito de Caria		300 M.A.	Datação Radiométrica K-Ar	Ferreira <i>et al.</i> 1987
	Granito de Vila da Ponte		285 – 290 M.A.	Datação Radiométrica K-Ar	Ferreira <i>et al.</i> 1987

3.4 - Tectónica

Os efeitos tectono-magmáticos que resultaram da convergência entre o supercontinente Gondwana e terrenos/microplacas limítrofes e a Laurência/Báltica com consequente fecho do Oceano “Rheic” (**Figura 3.5**) ficaram expressos, à escala global, na chamada Cadeia Varisca na qual se inclui o segmento Europeu . O Maciço Ibérico como parte da cadeia Varisca Europeia retém esse historial de acreção que se estendeu desde o Devónico Médio ao Pérmico inferior (ca. 370 – 290Ma) (Dallmeyer and Ibarguchi, 1990; Escuder - Viruete *et al.*, 1994; Diez Balda *et al.*, 1995; Rodríguez *et al.*, 2003, Gutiérrez *et al.*, 2011; Arenas and Catalán, 2003; Martínez Catalán *et al.*, 2003; Ribeiro *et al.*, 2007; Gómez Barreiro *et al.*, 2007; Bastida *et al.*, 2010).

A complexidade da Cadeia Varisca Ibérica resulta das diversas etapas colisionais construtoras do orógeno, as quais foram delineadas por Martínéz-Catalán *et al.*, 2007 com base em informação estrutural e geocronológica relevante (Dallmeyer *et al.*, 1997; Escuder-Viruete *et al.*, 1998; Días *et al.*, 1998; Martínez-Catalán *et al.*, 2007; Montero *et al.*, 2004; Bea *et al.*, 2006; Castiñeiras *et al.*, 2008) (Fig. 3.6). O uso de metodologias de datação absoluta isotópica cada vez mais evoluídas, tem permitido circunscrever com mais exatidão os processo tectónicos e magmáticos envolvidos, os quais poderão ser repartidos por quatro etapas de deformação dúctil, sem no entanto excluir a sua sobreposição em função de condições locais e da diacronicidade dos processos colisionais.

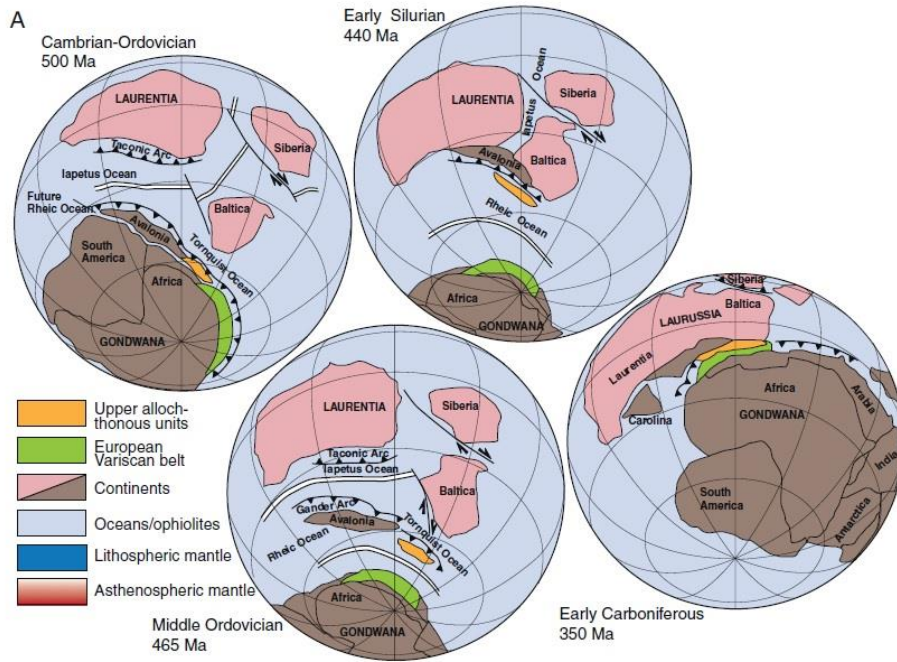


Figura 3.5 - Representação esquemática das fases colisionais entre os super continentes Gondwana e Laurência/Báltica e as fases de abertura e fecho do oceano Rheic (Modificado de Winchester *et al.*, 2002; Gómez Barreiro *et al.*, 2007; Martínez-Catalán *et al.*, 2007). Retirado de Weil *et al.* (2013)

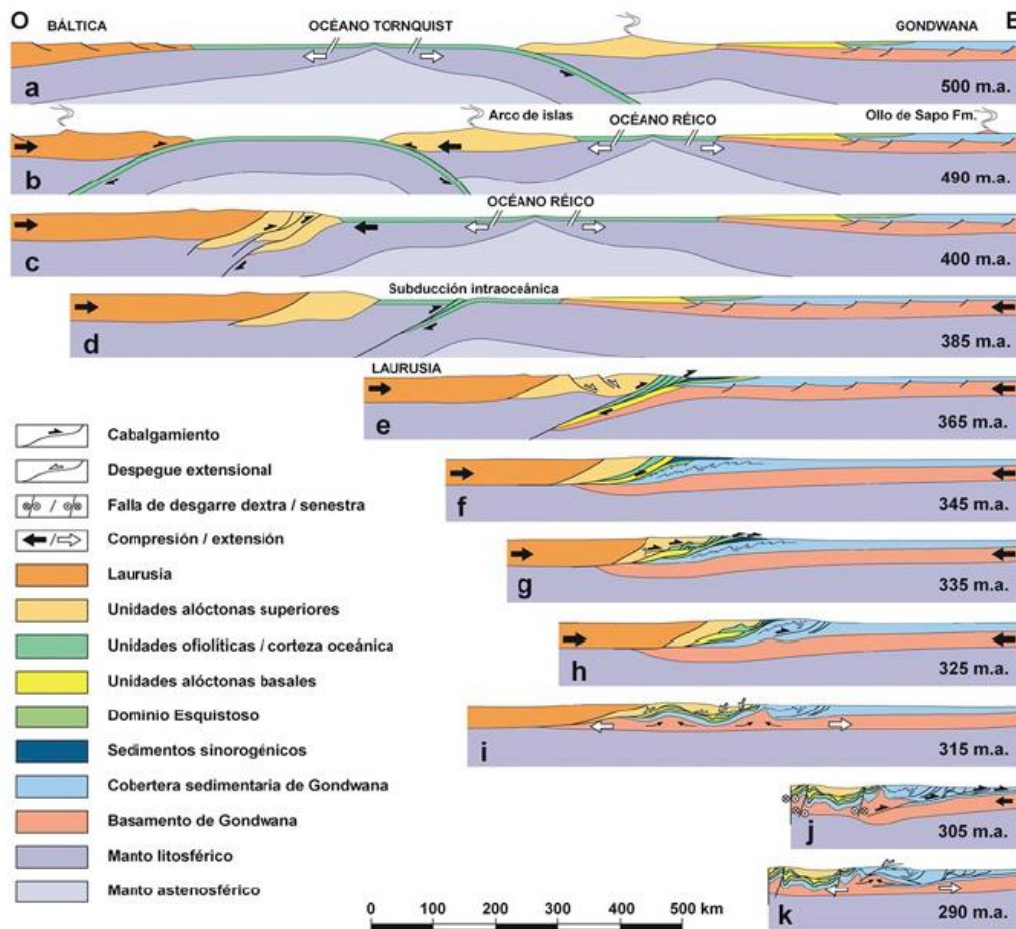


Figura 3.6 - Conjunto das etapas construtoras do orógeno Varisco delineadas por Martínez-Catalán *et al.* (2007). (Retirado de Martínez-Catalán *et al.*, 2007).

Capítulo 3 – Enquadramento Geológico

D1– Encurtamento crustal (c. 390-370Ma): Embora se considere que a obdução e imbricação dos complexos ofiolíticos representativos das unidades alóctones do NW da Ibéria esteja balizada no intervalo 390-375Ma (Martinez-Catalán *et al.*, 2007; Nance *et al.*, 2010), os seus efeitos constritivos estão geralmente limitados ao intervalo (c. 370-350Ma - Devónico Sup-Carbónico Inf). Esta etapa de encurtamento crustal traduz-se sobretudo numa tectónica de carreamentos imbricados e instalação das nappes associada a grandes dobras recumbentes com vergência para Este, na direção do núcleo do chamado Arco Ibero-Armoricano.

D2 – Colapso orogénico (c. 350 - 320 Ma): O contínuo encurtamento crustal levou ao colapso extensional do orógeno Varisco (Escuder-Viruete *et al.*, 1994; Díez Balda *et al.*, 1995; Arenas & Catalán, 2003; ; Martínez-Catalán *et al.*, 2003; Martínez Catalán *et al.*, 2009; Bastida *et al.*, 2010; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011). Etapa associada à geração de grandes sistemas extensionais (cisalhamentos extensionais ou «detachments»). O intervalo em torno dos 320Ma é tido como sendo o que mais se adequa à geração das estruturas extensionais e processos tectono-magmáticos relacionados. No entanto, trabalho recente (Díaz Alvarado *et al.*, 2013) mostrou que a instalação sequencial de corpos intrusivos associados a zonas de cisalhamento extensionais pode estender-se até aos 312-303Ma.

D3 – Desenvolvimento de Zonas de Cisalhamentos à escala do Maciço Ibérico (c. 310-305 Ma): Correspondem a grandes sistemas transcorrentes dúcteis e dúcteis frágeis em regime transpressivo e transtensivo. Segundo Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2015 a maioria destes cisalhamentos desenvolvem-se sobre um orógeno linear prévio e evoluem com a sua flexão em torno de um eixo vertical gerando um orógeno curvo (oroclinal) (**Figura 3.8**). A datação através do sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de cristais de Moscovite sincinemática com vários destes cisalhamentos permitiu deduzir uma idade em torno dos 308 ± 3 Ma para o seu desenvolvimento (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2015).

D4 - Encurtamento crustal que deforma as estruturas anteriores, gerando dobras muito amplas de planos axiais sub-verticais e uma clivagem associada e localmente crenulações dos planos S prévios (c. 305 – 290Ma.)

Como se pode verificar, não está claro a transferência da fase D2 para a D3, sendo preferível antecipar uma sobreposição e diacronicidade dos processos. A formação do oroclinal iniciou-se à 310-305 Ma, levando ao estiramento (delaminação) da litosfera e conseqüente ascensão astenosférica, e por conseguinte, fusão à escala litosférica da crosta inferior/manto na ZCI (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011). Segundo este modelo, os magmas resultantes ascenderam à superfície (formando os granitos pós-orogénicos da ZCI) através de um conjunto de zonas de cisalhamento formadas concomitantemente com a formação do oroclinal cantábrico (Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2011) entre as quais destacam-se a ZCJPC e a ZCDML – Ver **Figura 3.8**

Da mesma forma, é importante salientar que a última etapa de encurtamento crustal começa a desenhar-se precocemente (durante a D3) se admitirmos o mecanismo de formação do Oroclinal Ibérico e conseqüente delaminação crustal tal como foi delineado por Gutierrez-Alonso *et al.* (2015).

Por forma a contextualizar temporalmente os processos envolvidos na génese das estruturas estudadas, recorrer-se-á ao cenário tectono-magmático evolutivo estabelecido para a generalidade dos granitos das Beiras /batólito das Beiras), segundo Azevedo e Valle Aguado (2006) (**Figura 3.7**) e que de uma forma geral se aproxima dos ciclos orogénicos mencionados.

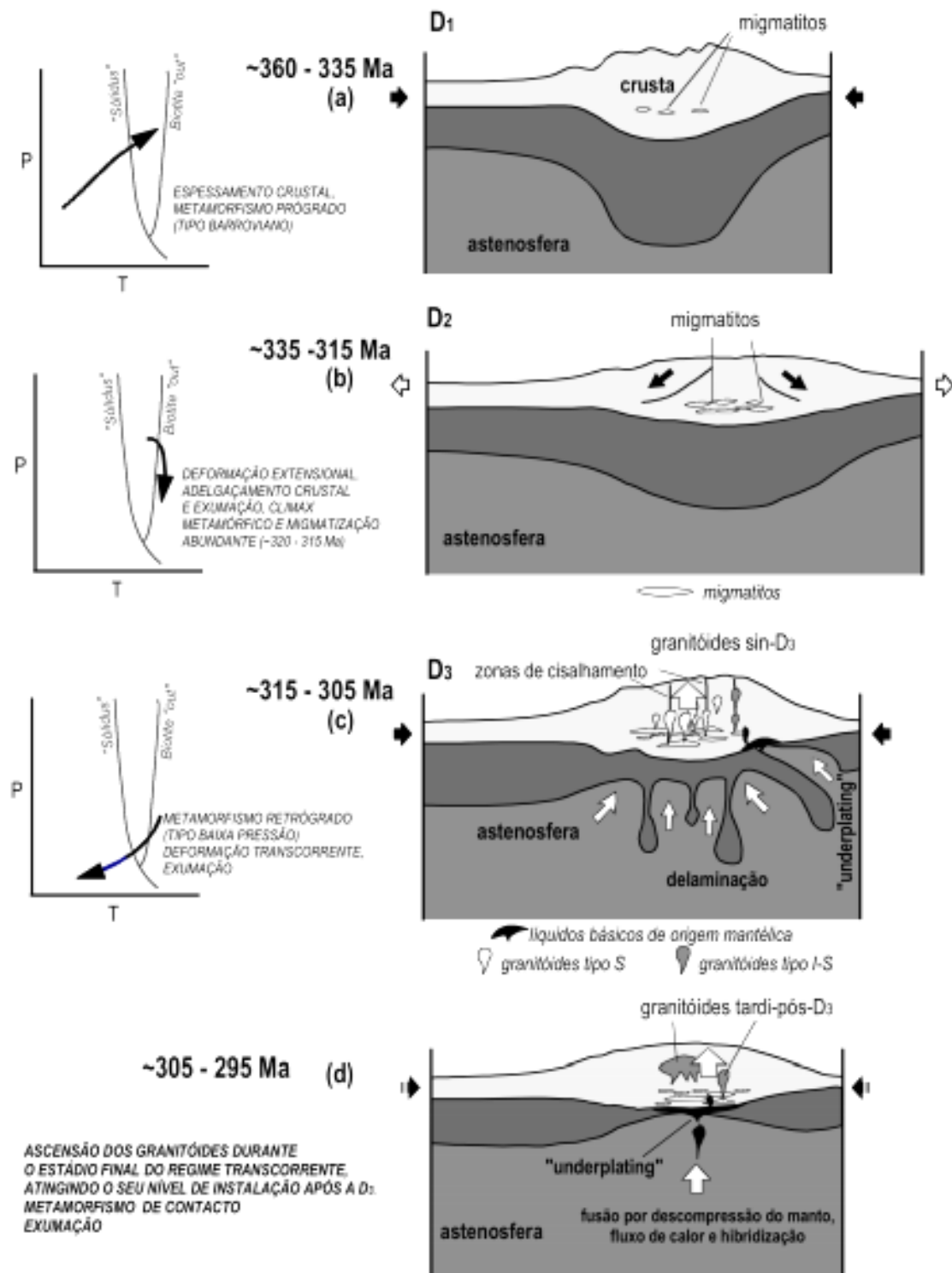


Figura 3.7 - Evolução tectono-magmática idealizada para os granitóides das Beiras segundo Azevedo e Valle Aguado (2006), com trajectórias P-T-t e cortes esquemáticos para os vários estádios evolutivos.

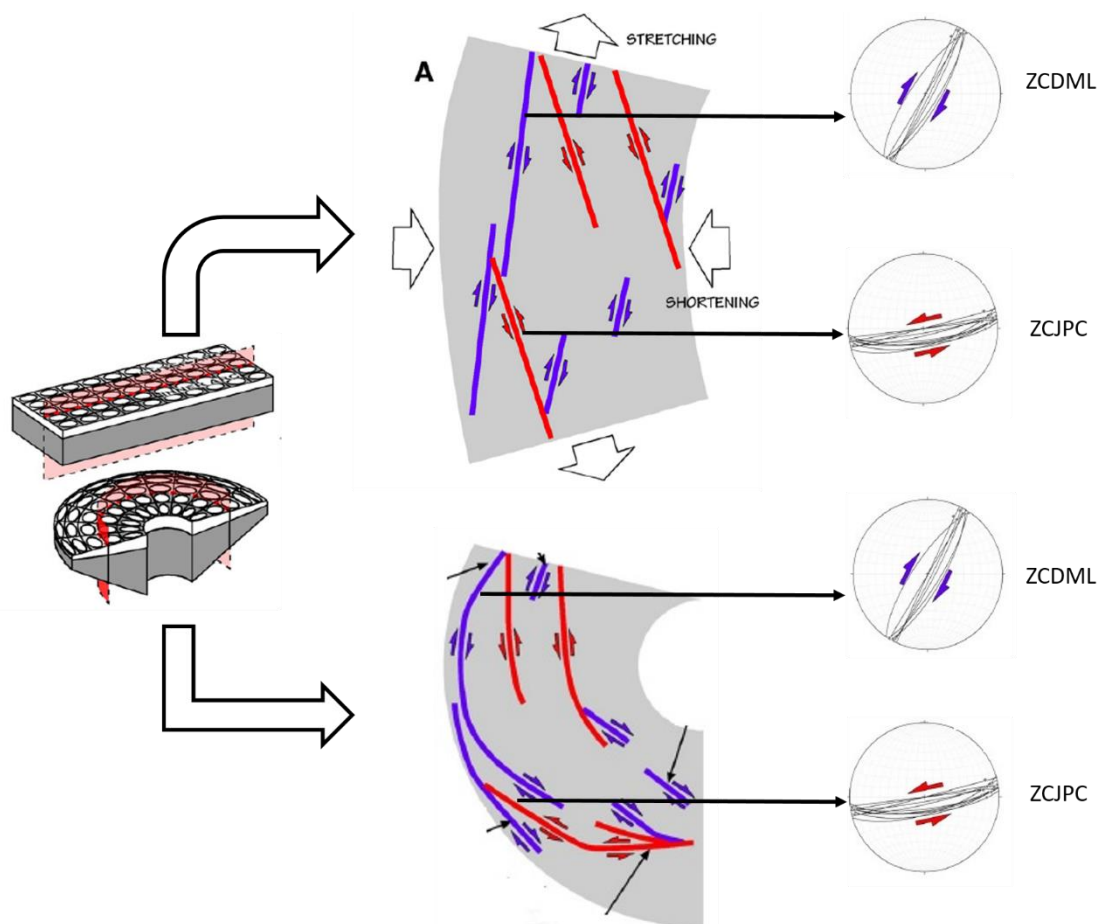


Figura 3.8 - Representação esquemática da formação de zonas de cisalhamento dúcteis como consequência do dobramento do orógeno Ibérico. Adaptado de Gutiérrez-Alonso *et al* (2015)

3.4.1 - Tectónica da região em estudo

Segundo Sousa & Sequeira (1989) o ciclo Varisco na região em estudo encontra-se sobretudo representado pelas fases D1 e D3, excluindo evidências locais relacionadas com o ciclo de deformação Câmbrio-Ordovícico (fase de deformação Sarda - Ribeiro *et al.*, 1990; Romão e Ribeiro, 1992).

O episódio de deformação mais antigo (ante-ordovícico) é visível através de flutuações de pendore de uma lineação L1, que parecem definir estruturas anticlinais, cujo eixo se encontra orientado N30°E, separados por largos sinclinais (Sousa & Sequeira, 1989). Os eixos anticlinais mencionados são coincidentes, por vezes, com grandes falhas com a mesma direção. A deformação referida não apresenta clivagem associada.

A fase de deformação D4 manifesta-se na forma de dobras megascópicas e mesoscópicas, com orientação geral N60W e plano axial subvertical (cujo pendore diminui à medida que se aproxima da bordadura granítica NE do maciço de Tabuaço). Ao plano axial destas dobras associa-se uma clivagem xistenta S4. Note-se que estas estruturas, as mais evidentes na região foram conotadas como estruturas de 1ª fase (Ferreira & Sousa, 1994).

A fase de deformação D3 encontra-se representada por dobras mesoscópicas, flexurais, assimétricas com eixos sub-horizontais, sendo homoaxiais com D1, a que se associa uma clivagem de crenulação S3 orientada NW-SE (inclinando para sul e com pendor geralmente inferior a 45°) (Ferreira & Sousa, 1994).

O sector em estudo está enquadrado pela área de influência de três grandes zonas de Cisalhamento (**Figura 3.9**): i) Zona de Cisalhamento Malpica–Lamego (ZCML) (Ponce de Leon & Choukroune, 1980) cuja zona de influência bordeja a Sul o Maciço de Tabuaço, estando aparentemente sublinhada pelo granito de Penedono; ii) Zona de Cisalhamento Juzbado–Traguntia–Penalva do Castelo (Iglesias & Ribeiro, 1981); iii) Zona de cisalhamento de Cisalhamento Douro-Beira (Valle Aguado *et al.*, 2000).

A Zona de Cisalhamento Juzbado-Penalva do Castelo (ZCJPC) (Iglesias & Ribeiro, 1981) estende-se ao longo de 200 km's, entre Juzbado (Espanha) e Penalva do Castelo, apresentando uma largura situada entre os 5 km e os 15 km, e um rejeito máximo de 65 km a 100 km (Iglesias & Ribeiro, 1981; Villar Alonso *et al.*, 2000 in Pereira, I. 2014). A influência desta zona de cisalhamento condiciona a orientação geral das dobras D1-D2, as quais tendem a adquirir uma orientação aproximadamente E-W nas proximidades da ZCJPC. A mega-estrutura exhibe um movimento transcorrente esquerdo em regime de cisalhamento simples e em transpressão (Pereira, I. 2014) materializado, segundo este autor, em rejeitos verticais com 12 a 16 km de extensão. Gutiérrez-Alonso *et al.*, (2015), datou a ZCJPC em 309 ± 2.5 Ma, através do método de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em micas sintectónicas.

A Zona de Cisalhamento Dúctil Malpica-Lamego (ZCML) (Ponce de Leon & Choukroune, 1980), estende-se desde o extremo NW de Espanha, avançando para SE até à região de Lamego apresentando uma extensão total de 275 km's. É composta por um ramo Norte, que compreende o lineamento Malpica-Vigo e um ramo Sul que se estende de Vigo a Régua. O segmento Sul, que se encontra geograficamente mais próximo da área de estudo, exhibe evidências da ocorrência de um episódio de movimentação sinistrogira associado às fases de deformação Varisca D1 e D2, e movimentação dextra associada a D3 (Rodrigues *et al.*, 2010). O Padrão da ZCDML encontra-se associado ao afloramento de rochas granodioríticas porfiróides, especialmente na zona sul do traçado. A instalação destas rochas foi estruturalmente controlada por esta estrutura. A zona envolvente do troço Sul da ZCDML apresenta indícios de metamorfismo de baixa pressão (~0.4 Gpa) e de elevada temperatura (~550°C) (Rodrigues *et al.*, 2010). Esta zona de cisalhamento apresenta sistematicamente foliação sub-vertical e lineações sub-horizontais (mergulhando 8°S) ao longo do seu traçado (Llana-Fúnez *et al.*, 2000). Gutiérrez-Alonso *et al.*, (2015), datou a ZCDML em 310 ± 3 Ma, através do método de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. O somatório dos deslocamentos verticais é próximo de 15 km's no segmento Norte, diminuindo à medida que a zona de cisalhamento evolui para Sul (Llana-Fúnez *et al.*, 2000).

Zona de Cisalhamento de Douro-Beira (ZCDB) (**Figura 3.9**) corresponde também a uma importante estrutura varisca de direção NW-SE e movimento transcorrente esquerdo com componente vertical inversa (Valle Aguado *et al.*, 2000).

O prolongamento para Leste do contacto Norte do maciço de Tabuaço com os metassedimentos do Grupo do Douro (CXG) está sublinhado por acidente tectónico complexo, denominado por Zona de Cisalhamento de Juzbado –Moronta (Villar *et al.*, 1992) ou Zona de cisalhamento de Huebra - ZCH (Pereira, I. *et al.*, 2014; Pereira, I., 2014) (**Figura 3.10**). Este acidente dúctil e dúctil-frágil esquerdo corresponde a uma ramificação da ZCJPC que ocorre em Traguntia-

Capítulo 3 – Enquadramento Geológico

Moronta (Espanha) (Villar *et al.*, 1992). A **Figura 3.10**, permite enquadrar com mais rigor a área em estudo com as faixas de influência da ZCDML e da ZCJPC incluindo a ZCH.

Por último, é importante fazer referência aos acidentes tectónicos tardi-variscos que atravessam os granitos orogénicos da região (Mateus, 1995). Estes podem ser agrupados em dois sistemas de desligamento frágil, um deles orientado NNE-SSW, e o outro, orientado NNW-SSE, onde ambos apresentam indícios de movimentação polifásica. A idade relativa destas estruturas encontra-se compreendida entre o Estefaniano B-C e o período de instalação dos granitos calcoalcalinos tardios (280 ± 10 Ma) (segundo Ribeiro, 1974; Arthaud & Matte, 1975 *in* Mateus, 1995).

A geometria dos sistemas referidos sugere que o seu desenvolvimento se tenha devido à ação de um campo de tensões em que a direção de máxima compressão é horizontal, com orientação aproximada NS, a direção de menor compressão é também horizontal com orientação EW e σ_2 é vertical (Mateus, 1995).

Mateus e Noronha (2010), apontam a existência de um registo contínuo da deformação associada a estes acidentes sugerindo a influência de várias zonas de cisalhamento associadas ao traçado dos desligamentos tardi-Variscos. Os mesmos autores apontam ainda que a continuidade da deformação estabeleceu as condições necessárias a que ocorresse um aumento muito significativo da permeabilidade efectiva do meio rochoso no período pós ca. 300 Ma. Nos bordos dos maciços sin-D3 foram gerados importantes contrastes termo-mecânicos que favorecem a formação de zonas de cisalhamento dúctil a semi-frágil, que constituem zonas de fraqueza estrutural, onde a deformação tenderá a concentrar-se, e que desempenham um papel fundamental na nucleação dos desligamentos Tardi-Variscos (Reavy, 1989; Mateus, 1995, 2001; Marques *et al.*, 2002 *in* Mateus & Noronha, 2010).

O rejeito expresso pelos sistemas tardi-hercínicos, atualmente, resulta do somatório dos deslocamentos que decorreram entre o fim da orogenia Varisca e a atualidade, existindo correlação entre os episódios compressivos meso-cenozóicos e quaternários (Mateus, 1995). O soco Varisco acomodou a energia de deformação ao longo das estruturas frágeis pré-existentes convenientemente orientadas face ao campo de tensões atuante e a libertação brusca das tensões acumuladas resultou na rotura polifásica e heterogénea ao longo da fase Pirenáica, Bética e Plio-quaternária (Mateus, 1995). Ribeiro *et al* (1984) sugerem que foi na fase bética da orogenia alpina que as reativações mais importantes ocorreram, com base no fundamento que o campo de tensões se manteve muito homogéneo durante o Miocénico na Ibéria (Mateus, 1995). No quaternário ocorreram novas reativações associadas à rotação do campo de tensões, em que a direção de máxima compressão horizontal variou de NS sobre o maciço hespérico para WNW-ESE quando se aproxima da margem atlântica (Mateus, 1995).

Na notícia explicativa da folha 14-B da carta Geológica de Portugal, Ferreira & Sousa (1994) distinguem os seguintes sistemas de fraturas:

- i) Sistema de fraturas N60°W, subverticais, paralelas a S1. Desenvolveram-se essencialmente nas formações metassedimentares, apresentando-se condicionadas por fraturas posteriores.
- ii) Sistema de fraturas N20-30°E e as suas conjugadas, paralelas ao grande acidente da Vilariça, que se caracterizam por formarem grandes estruturas de falha, onde frequentemente se encontram encaixados grandes filões de quartzo, brechóide, como é exemplo o filão de S. Pedro das Águias.
- iii) Sistema de fracturação N-S a N10°W, que aparenta tratar-se do sistema mais tardio

Na área em estudo, a falha da Vilariça (**Figura 3.9**) constitui a estrutura tardi-varisca mais influente, encontrando-se representada pela família de fracturação NNE-SSW. Esta, desenvolve-se essencialmente na ZCI, prolongando-se ao longo de aproximadamente 250 km segundo a direção NNE-SSW até à ZOAL (?), cortando indiscriminadamente as formações alóctones e autóctones com uma movimentação horizontal, sinistrógria (Mateus, 1995; Mateus & Noronha, 2010). A falha da Vilariça encontra-se frequentemente associada a preenchimentos quartzosos e Mateus (1995), constata que os preenchimentos referidos se encontram associados à dinâmica dos fluídos, contemporânea dos eventos de nucleação e propagação da falha, sublinhando importantes ramificações e ondulações controladas pela distribuição das anisotropias estruturais pré-existentes. De destacar ainda a que os preenchimentos quartzosos referidos se encontram frequentemente associados a diferentes elementos metálicos.

A reativação deste acidente no meso-cenozóico e no quaternário resultou num movimento de desligamento oblíquo e esquerdo da estrutura, cavalgante para W-SW (Ribeiro, 1974, 1984; Cabral *et al.*, 1983 *in* Mateus, 1995). O movimento ocorreu ao longo dos troços cuja coalescência conferia um carácter contínuo à estrutura. A componente vertical do movimento encontra-se expressa essencialmente pela ocorrência de escarpas abrutadas (embora nalguns locais o movimento sofrido pelo soco varisco não seja claro), enquanto a componente horizontal se manifesta essencialmente no controlo do traçado das linhas de água, reativação de segmentos de falha “en échelon” e na presença em número considerável de bacias de desligamento (Longroiva, Vilariça, Macedo de Cavaleiros e Portelo por exemplo) bem como de estruturas do tipo “push up” (Mateus, 1995).

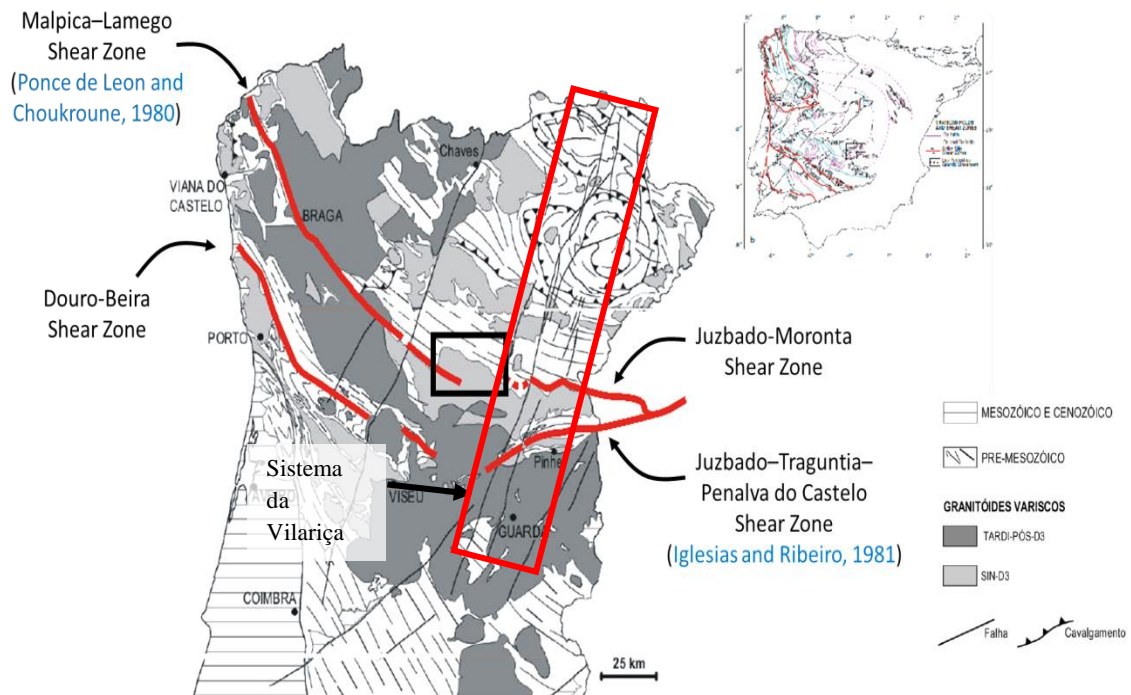


Figura 3.9 - Distribuição dos granitóides variscos sin-D3 e tardi-pós-D3 no Centro e Norte de Portugal (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1972). Retirado de Azevedo, M.R. & Valle Aguado, B., 2006. Destaque para os principais acidentes tectónicos (assinalados a vermelho) que condicionam a área em estudo (destacado a negro).

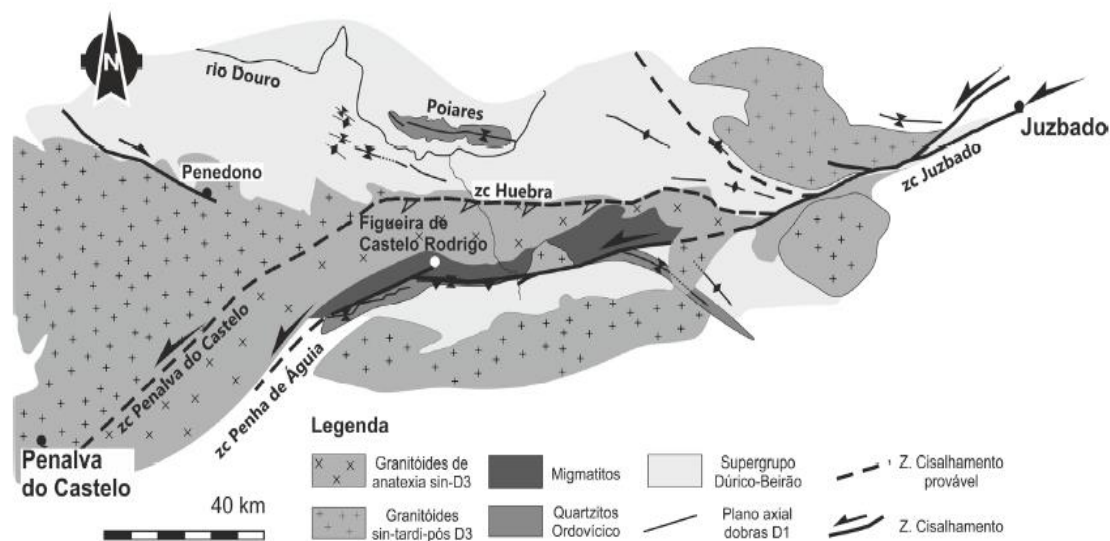


Figura 3.10 - Zona de cisalhamento Juzbado-Penalva do Castelo (ZCJPC) e principais estruturas associadas. Destaque para a posição de Penedono no presente contexto estrutural. Retirado de Pereira *et al* (2014)

3.5 - Geologia da concessão mineira de Penedono

As ocorrências de Ouro de Penedono encontram-se encaixadas no granito de Aricera - Sendim Dacotim – Laboreira, apresentam uma orientação média NE-SW e aparentam estar estruturalmente controladas pelo ramo sul do grande cisalhamento Malpica-Lamego, orientado NW-SE (Sousa & Ramos, 1991; Cathelineau *et al*, 1993; Goodman, 2010 (**Figura 3.9**). Cathelineau *et al* (1993), defende que embora as 3 principais mineralizações do distrito mineiro de Penedono (Santo António, Dacotim e Ferronha – **Figura 3.12**) estejam geneticamente associadas ao grande cisalhamento Malpica-Lamego, as características da deformação tendem a ser mais dúcteis para NW, isto é, o carácter dúctil é mais notório em Dacotim enquanto que em Ferronha predominam os aspetos de deformação frágil.

Considerando o conjunto das mineralizações de Santo António, Dacotim-Vale de Penela e Sendim, verifica-se que a sua disposição geral simula uma distribuição espacial de fendas de tração «en échelon», com direção compreendida entre N80°W e E-W. Este facto sugere a possibilidade de as “fendas «en échelon» se localizarem no interior de uma zona de cisalhamento intragranítica (Sousa & Ramos, 1991). Os mesmos autores também apontam a possibilidade de se tratar da continuação do grande cisalhamento de Braga Amarante (Malpica-Lamego), coincidindo com o limite entre o maciço de Tabuaço e o Maciço de Penedono. Neste contexto, o Jazigo de Ferronha aparenta estar condicionado pela mesma estrutura, mas encontra-se rejeitado por fracturas NE-SW, tardi-hercínicas.

Seguidamente proceder-se-á à descrição das principais mineralizações que compõem o distrito mineiro de Penedono (**Figura 3.11, Tabela 3.2**). Pretende-se assim sumarizar as principais características estruturais e mineralógicas-paragenéticas de cada ocorrência de modo a procurar algum tipo de correlação entre as mesmas.

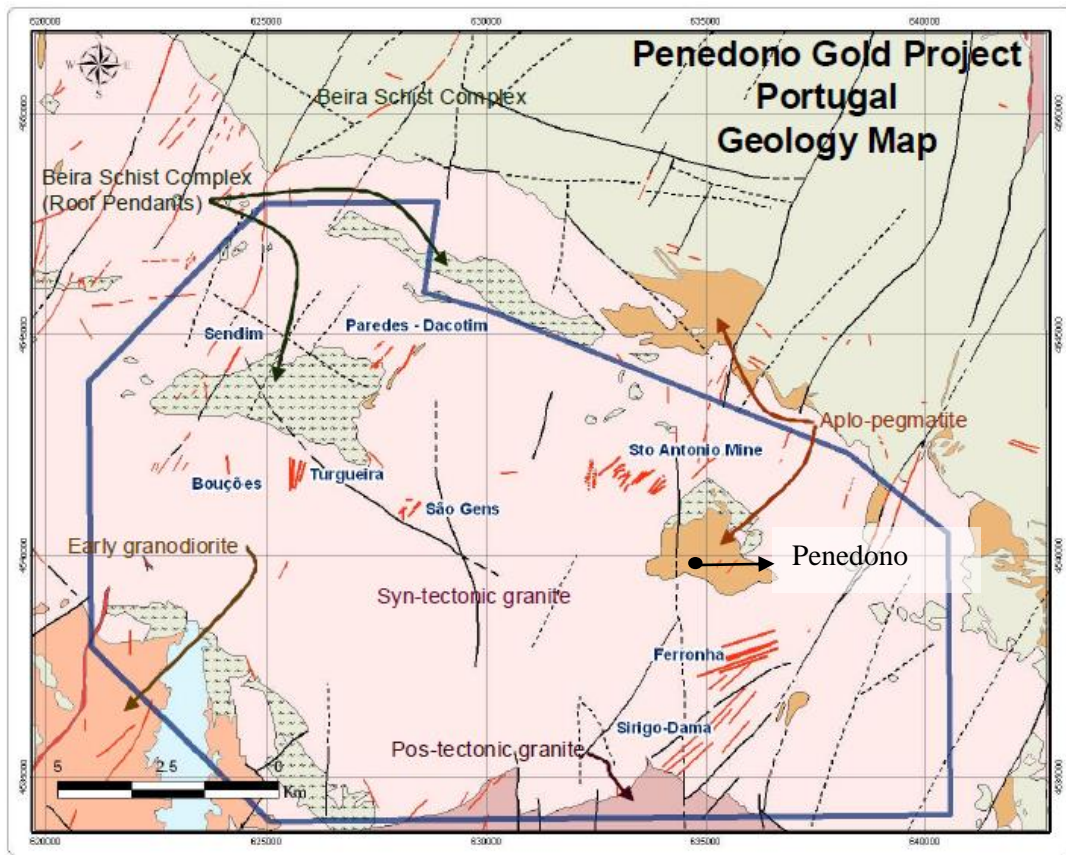


Figura 3.11 - Enquadramento das mineralizações que compõe a concessão mineira de Penedono na geologia local (Rio Narcea Gold Mines, 2006). Retirado de Goodman (2010)

Tabela 3.2 - Coordenadas das diversas ocorrências mineralizadas (expostas na **Figura 3.11**)

Ocorrência	Coordenadas Geográficas		Coordenadas Retangulares (m)	
	Latitude	Longitude	X (Easting)	Y (Northing)
Sto. António	N 41° 01' 01.62''	W 07° 24' 47.36''	633430	4541940
Ferronha	N 40° 58' 52.01''	W 07° 22' 55.79''	636110	4538000
Paredes-Dacotim	N 41° 02' 26.26''	W 07° 28' 46.45''	627800	4544460
Sendim	N 41° 02' 27.96''	W 07° 30' 56.60''	624760	4544460
Bouçães	N 41° 01' 09.89''	W 07° 31' 27.69''	624075	4542040
Turgueira	N 41° 01' 02.87''	W 07° 30' 20.84''	625640	4541850
S. Gens	N 41° 00' 31.47''	W 07° 28' 34.10''	628150	4540925

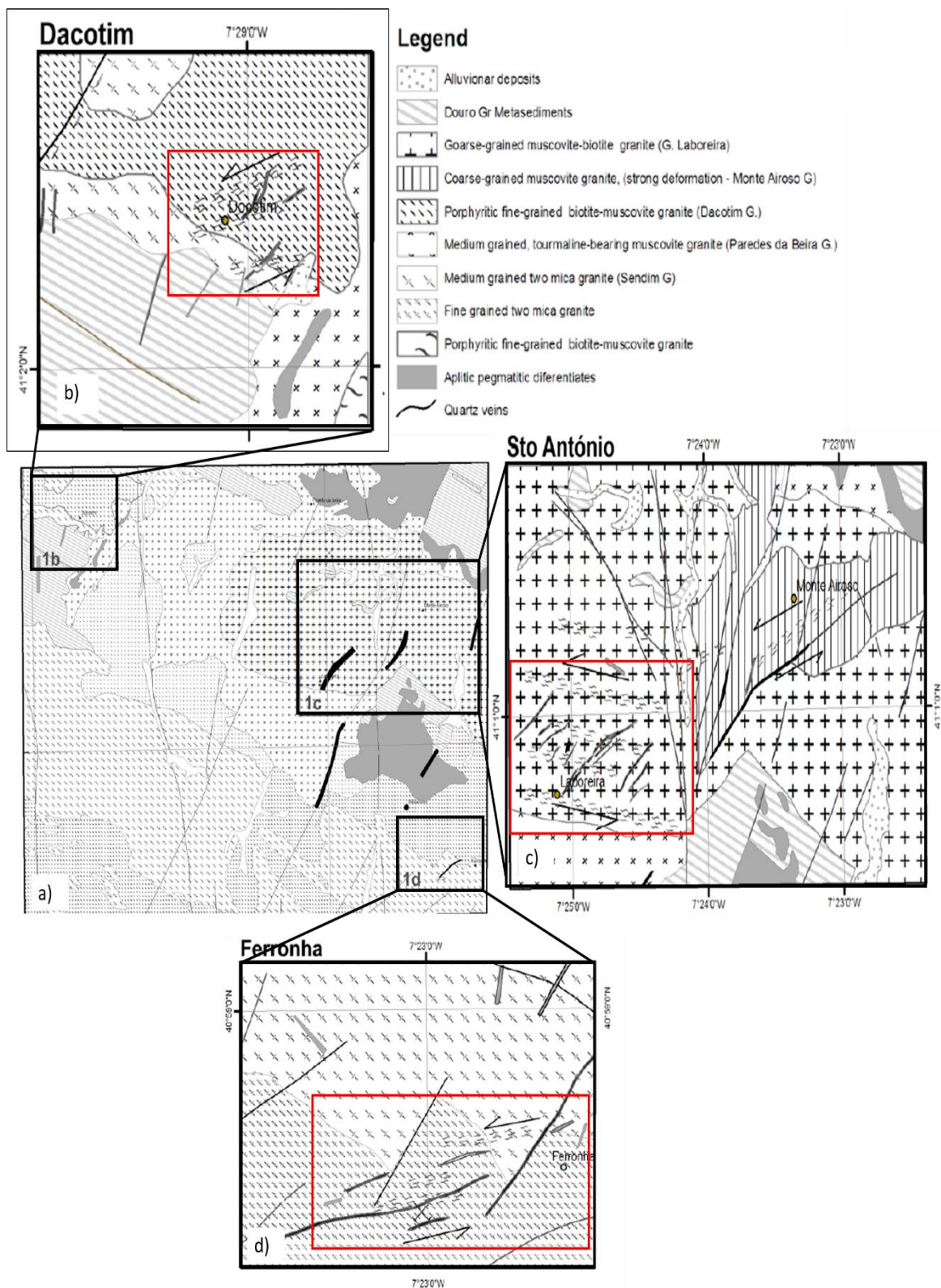


Figura 3.12 - Mapa das principais mineralizações de Penedono (a). Enquadramento das mineralizações de Dacotim (b), Ferronha (c) e Santo António (d) no contexto geológico e tectónico local. A vermelho, estão destacadas as áreas onde ocorrem as mineralizações, associadas a cisalhamentos intragraníticos, esquerdos. Adaptado de Ferreira *et al.*, 2010

3.5.1 - Minas de Ferronha

O Campo mineiro de Ferronha dista aproximadamente 1.5 Km para SE da vila de Penedono (Ver **Figura 3.11**). As mineralizações encontram-se encaixadas no granito de Penedono e no granito de Sra. Da Graça. As estruturas mineralizadas encontram-se orientadas ENE-WSW e a sul deste sector ocorre um *sheeted vein system*, de orientação geral NE-SW que aparenta cortar as primeiras estruturas referidas (Castelo Branco, 2003).

Mineralogicamente, os veios de Ferronha apresentam uma paragénese semelhante às mineralizações vizinhas, prevalecendo a Arsenopirite e a Pirite (Castelo Branco, 2003), mas onde se destaca também a ocorrência de Wolframite (Cathalinea *et al*, 1993).

Foram explorados 3 filões, em que os dois filões localizados mais a Sul apresentam atitude N65-70°E 70°S, enquanto o filão mais a Norte apresenta uma atitude N80°E 80°S (Sousa & Ramos, 1991). Os mesmos autores destacam um importante detalhe referente ao veio intermédio, onde a mineralização é mais abundante no encosto N que se encontra mais cisalhado. Nas proximidades das mineralizações foi encontrado um sistema de fraturação, preenchido com sulfuretos, com atitude N40-50°E 80°N.

3.5.2 - Minas Paredes – Dacotim

As mineralizações de Paredes-Dacotim encontram-se aproximadamente a 8 km para NW da vila de Penedono (**Figura 3.11**). Ocorrem de modo disseminado, na forma de impregnações e venulações quartzosas enriquecidas em arsenopirite e pirite (Castelo Branco, 2003). Neste sector existem pelo menos 8 corredores de cisalhamento, evidenciando deformação de carácter dúctil-frágil, com direção compreendida entre N20°E e N60°E (Castelo Branco, 2003).

A prospeção incide principalmente sobre o filão principal, orientado N45°E, subvertical, com uma persistência superior a 300m, sendo que os encostos da mineralização revelam greisenização e sericitização (Sousa e Ramos, 1991). Os mesmos autores constataam que os filonetes aflorantes à superfície, convergem em profundidade, formando um filão com 5 m de espessura.

3.5.3 - Mina da Ribeira (Sendim)

A mina da Ribeira localiza-se nas imediações da aldeia de Sendim e foi alvo de trabalhos mineiros no mesmo período em que ocorreu a exploração em Santo António (Castelo Branco, 2003). Nas mineralizações de Sendim foi explorado um único filão de quartzo brechificado (contendo Arsenopirite e pirite), orientado N50 – 55° E 80°S com espessura de 0.5m, encaixado no granito de Sendim (Ferreira & Sousa, 1989; Sousa & Ramos, 1991).

3.5.4 - Turgueira

As ocorrências mineralizadas de Turgueira, localizadas a 10 km para Oeste da vila de Penedono. Consistem essencialmente num sistema greisen orientado NE-SW (Gruenwald, 2010), associado a uma elevada concentração de vénulas quartzosas, contendo arsenopirite, pirite e algum

Capítulo 3 – Enquadramento Geológico

volfrâmio (Castelo Branco, 2003). A arsenopirite encontra-se distribuída de modo irregular em veios de quartzo, dentro do sistema de greisen acima referido (Gruenwald, 2010).

O ouro ocorre essencialmente dentro de fraturas nas fronteiras intergranulares (Gomes e Castelo Branco, 2003; Gruenwald, 2010). Gomes e Castelo Branco (2003) sugerem inclusivamente que as microfraturas referidas tenham sido geradas por tração como consequência da recuperação tectónica de planos de cisalhamento previamente formados.

O sistema encontra-se estruturalmente controlado por estruturas de deformação tangencial de componente direita, com orientação N10 – 20°E e N0 – 10°W, e um conjunto N30 - 40° W, inclinando suavemente para NE, com componente transpressiva (Castelo Branco, 2003).

A paragénese quartzo-arsenopirite-pirite é indicadora de que as mineralizações de Turgueira se encontram associadas à fase hidrotermal mais tardia, sobrepondo-se à paragénese quartzo-moscovite-turmalina associada aos episódios de greisenização e às mineralizações de volfrâmio (Castelo Branco, 2003).

3.5.5 - Santo António

As mineralizações auríferas de Santo António encontram-se encaixadas no granito da Laboreira. Este granito de grão grosseiro encontra-se cisalhado (com corredores de cisalhamento centimétricos a métricos) e foi considerado como sendo sin a tardi-Varisco (Fase D3) (Ferreira *et al.*, 1987; Sousa & Ramos, 1991; Cathelineau *et al.*, 1993; Ferreira & Sousa 1994). A mineralização materializa-se num conjunto de 13 (Castelo Branco, 2003; Gruenwald, 2010) ou 14 (Sousa & Ramos, 1991; Fleischer, 2012) veios de quartzo, consoante se considera o Veio 3 compartimentado ou não em 2 veios (Ver **Figura 3.13**). A arsenopirite constitui a fase sulfuretada principal, formando 10 a 15 % do conteúdo filoniano, o qual está encaixado em zonas de cisalhamento de carácter dúctil-frágil (Sousa & Ramos, 1991).

Os veios de quartzo apresentam uma distribuição “en échelon”, tendo uma orientação média de N45-50°E, subverticais estando a alteração hidrotermal (nomeadamente greisenização) patente no contacto entre os veios e o granito. No entanto, Fleischer (2012) sugere que os 14 veios de Santo António não têm geometria en échelon. O autor refere que os veios poderiam estar agrupados em 3 conjuntos distintos com disposição en échelon, em que cada um destes conjuntos teria sido originado por um par cisalhante de orientação distinta, o que, segundo o autor, é extremamente inverosímil de ocorrer numa área de tão reduzidas dimensões

Sousa & Ramos (1991) descrevem que o filão nº1 que está orientado N45-50°E, subvertical, encontra-se associado a uma família secundária de veios N10°E, subvertical e NS com mergulho N65°W. O Filão nº3 por sua vez está orientado N40°E e inclina 85° para NW.

Sousa & Ramos (1991) descrevem que as mineralizações sulfuretadas podem ocorrer de forma dispersa ou na forma maciça. No primeiro caso, a arsenopirite ocorre na forma de cristais idiomórficos com distribuição aleatória e geralmente, este aspecto textural, surge na zona central dos filões de quartzo. As mineralizações maciças tendem a ocorrer nas secções exteriores do veio, concentrando-se em fracturas paralelas à extensão do mesmo. Uma importante observação tem a ver com correlação positiva entre o grau de deformação à escala microscópica e a concentração de sulfuretos tal como foi diagnosticado por Leal Gomes (2000).

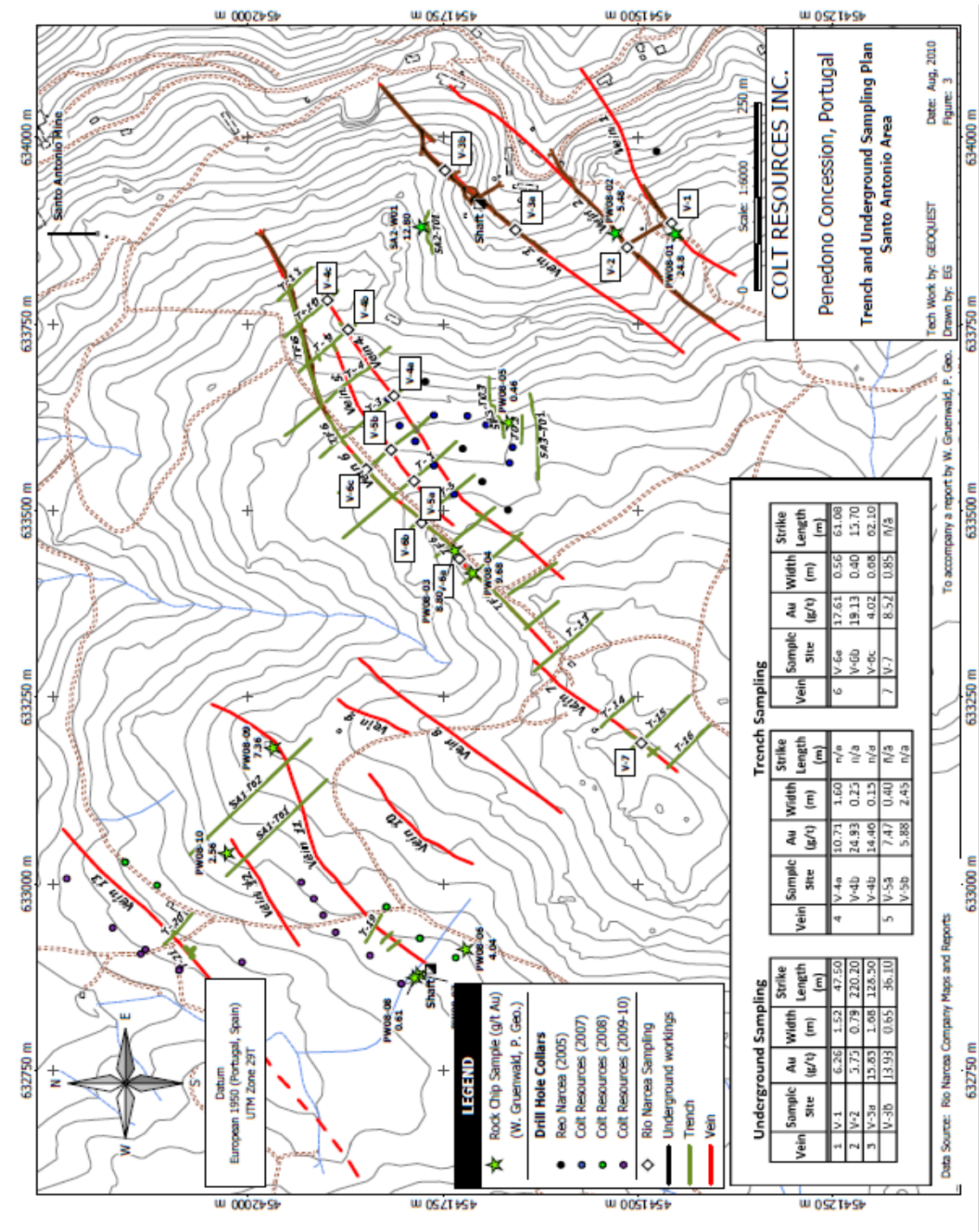


Figura 3.13 - Mapa das mineralizações de Santo António. Destaque para o detalhe do Veio 3, cuja segmentação leva alguns autores a considerarem que esta área contém 14 veios e não 13 veios. Adaptado de Gruenwald (2010).

Relativamente ao estilo de mineralização, Sousa & Ramos (1991) definem duas tipologias. Pode ocorrer de modo disseminado nos vários veios, nomeadamente na sua zona central, em que a arsenopirite ocorre na forma de cristais idiomórficos com distribuição aleatória. O segundo modo de ocorrência é maciço, usualmente nas secções exteriores do veio, concentrando-se em fracturas paralelas à extensão do mesmo. Geralmente, observa-se uma correlação positiva entre o grau de deformação e a concentração de sulfuretos.

Capítulo 3 – Enquadramento Geológico

A mineralização pode estar relacionada com duas fases quartzosas (quartzo branco leitoso e /ou quartzo cinzento-escuro) as quais estão frequentemente associadas a manchas de óxidos e hidróxidos de ferro. No encosto do filão o granito encontra-se mais greisenizado e uma foliação bem marcada é, por vezes cortada por cristais idiomórficos de arsenopirite.

Tabela 3.3 - Associação Paragenética das mineralizações de Penedono (Adaptado de Sousa & Ramos, 1991)

Minerais	I	II	III	IV (Supergénica)
Quartzo	————	————	————	————
Pirrotite	—			
Ouro	————	————	————	————
Arsenopirite	————	————	————	
Pirite	————	————	—	
Ferberite		————		
Biotite	—			
Scheelite		—	—	
Moscovite	—	————	————	
Monazite	—	—		
Ilmenite	—	————		
Ilmeno-Rútilo	—	—		
Feldspatos	————	—		
Andaluzite		—		
Zircão	—	—		
Apatite	————	————		
Calcopirite			—	—
Turmalina	————	————	—	
Blenda		————		
Rútilo	————			
Bismuto metálico			—	—
Molibdneite		————		
Bismutinite			—	—
Electrum			—	—
Telureto de Au e Ag			—	
Sulfotelureto de Ag			—	
Cocinerite			—	
Stoltzite			—	
Galena			—	—
Telureto de Bismuto			—	
Gladite			—	
Walpurgite			—	
Marcassite			—	—
Matildite			—	
Sulfureto de Pb, Bi, Ag			—	
Maldonite			—	
Bismite			—	
Prata nativa				—
Cerussite				—
Covelite				————
Calcocite				—
Arsenato de Fe (Escorodite)				————
Hidróxidos de Fe (Limonite)				—

Os estudos feitos ao microscópio por Sousa & Ramos (1991), permitiram distinguir 4 estágios de mineralização distintos cujas associações paragenéticas encontram-se representadas na

Estádio I. Corresponde a uma fase ainda muito condicionada por fluídos magmáticos e que está expressa em fendas ou fracturas de tração na rocha encaixante com cristalização de fases pegmatíticas e consequente greisenização. Esta fase está associada a paragénese do tipo feldspato + quartzo + mica + apatite + monazite e, mais tardiamente a quartzo + pirrotite + arsenopirite + pirite + ouro I.

Estádio II. Corresponde a um episódio de brechificação das fendas sendo acompanhado pela abertura e preenchimento de novos veios paralelamente às estruturas e sulfuretos prévios. Nesta fase ocorre deposição quartzo acompanhada de arsenopirite + pirite + ouroII + ferberite. Esta etapa é ainda acompanhada por greisenização e por feldspatização.

Estádio III. Esta fase está associada a um episódio de fraturação das fases minerais anteriores e consequente deposição em fissuras e vazios de arsenopirite, bismutinite, bismuto, galena, electrum (AuIII), sulfossais e teluretos.

Estádio IV. A última fase de mineralização corresponde a uma fase de enriquecimento supergénico que foi concomitante com nova fraturação do quartzo, formando-se arsenatos, ouro nativo, óxidos de ferro hidratados, covelite etc.

É importante salientar que Sousa & Ramos (1991) estimam uma temperatura de deposição da arsenopirite a inferior a 480 °C.

4 Metodologia

A metodologia utilizada na elaboração da presente Dissertação divide-se em 5 fases distintas (**Figura 4.1**). A primeira fase consistiu na elaboração de cartografia estrutural de elevada resolução, tomando como objeto de estudo dois afloramentos mineralizados. Nesta fase foram ainda colhidas amostras de granito nas áreas cartografadas, numa antiga galeria mineira (no prolongamento do veio nº6) e num local onde aflora o granito da Laboreira, fora da área de influência da zona de cisalhamento. A segunda fase compreendeu a interpretação estrutural da cartografia realizada, a hierarquização das estruturas observadas (de modo a selecionar as estruturas a serem utilizadas na modelação 3D) e ainda o estudo microscópico de amostras colhidas no campo (uma explicação mais detalhada dos métodos utilizados nesta etapa será exposta em dois pontos diferentes devido a tratarem-se de estudos distintos). A etapa seguinte consistiu na digitalização e georreferenciação da cartografia efetuada. Por último, foram analisados os “logs” de duas sondagens de onde foi retirada a informação mais relevante para o presente estudo. A informação obtida, permitiu o cruzamento com a cartografia, digitalizada, para a construção de um modelo 3D interpretativo.

No final, procurou-se inserir os resultados obtidos no enquadramento tectónico regional, isto é, associar as estruturas observadas, aos episódios de deformação Varisca observáveis na região.

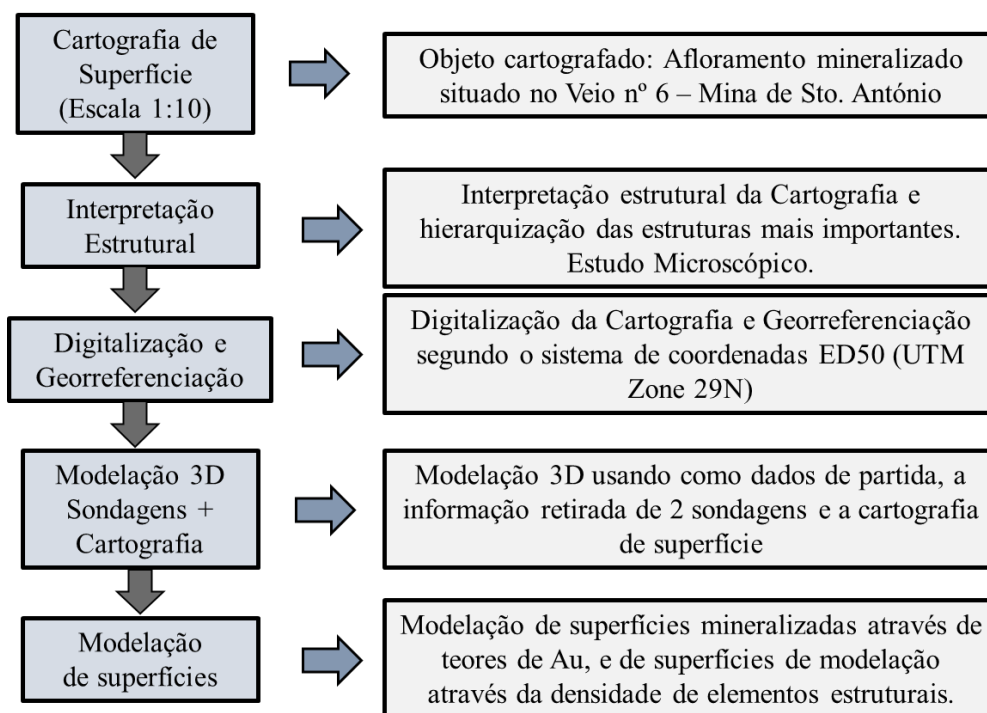


Figura 4.1 - Fluxograma representativo do encadeamento das etapas do presente estudo

4.1 – Cartografia de detalhe

A cartografia de detalhe foi realizada em dois afloramentos localizados em Santo António (doravante designados de afloramento nº 1 e afloramento nº 2 –**Figura 4.2**), nos quais as mineralizações em estudo encontram-se bem representadas, bem como as estruturas que controlam a sua disposição espacial (**Figura 4.3** e **Figura 4.4**).

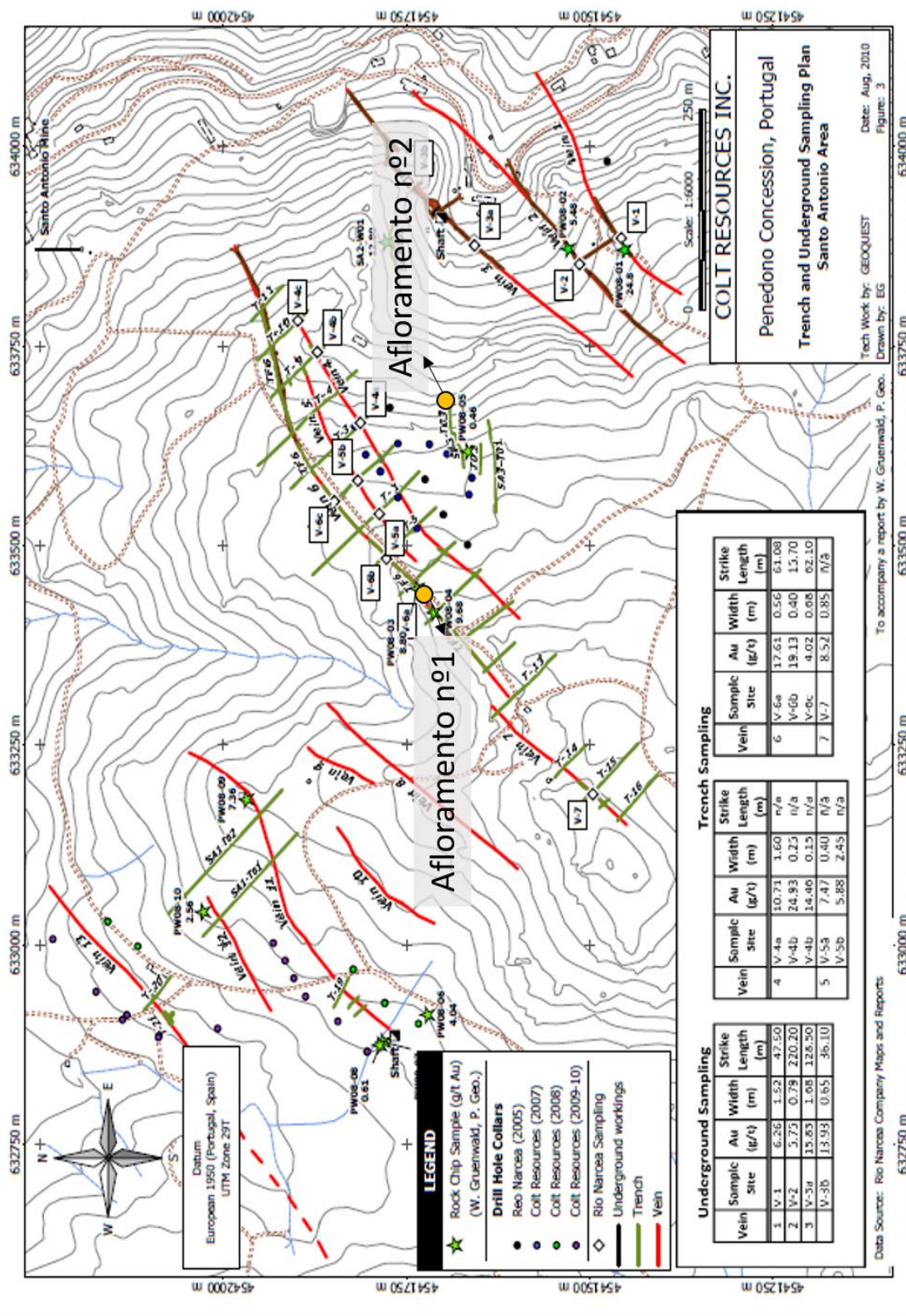


Figura 4.2 - Mapa das mineralizações de Santo António com as zonas cartografadas assinaladas a amarelo. Adaptado de Gruenwald (2010)

A Cartografia foi realizada à escala 1:10 de modo a representar, com o máximo detalhe, os diversos elementos estruturais observados na rocha tectonizada, tais como: i) superfícies C, de cisalhamento; ii) planos S; iii) estruturas T; e iv) outras fracturas. Deu-se especial atenção à relação entre as zonas mineralizadas e os elementos estruturais onde se inserem. Procedeu-se da mesma forma em relação aos preenchimentos aparentemente estéreis. As zonas de alteração foram, sempre que possível, individualizadas. Foi utilizada uma malha de amostragem com dimensão de 1m x 1m, de modo a subdividir o afloramento, e facilitar a sua cartografia (**Figura 4.3, Figura 4.4, Figura 4.5**).



Figura 4.3 - Vista geral do afloramento n°1. Fotografia tirada no sentido N50°E



Figura 4.4 - Vista parcial do afloramento n° 2. Fotografia tirada de Sul para Norte.

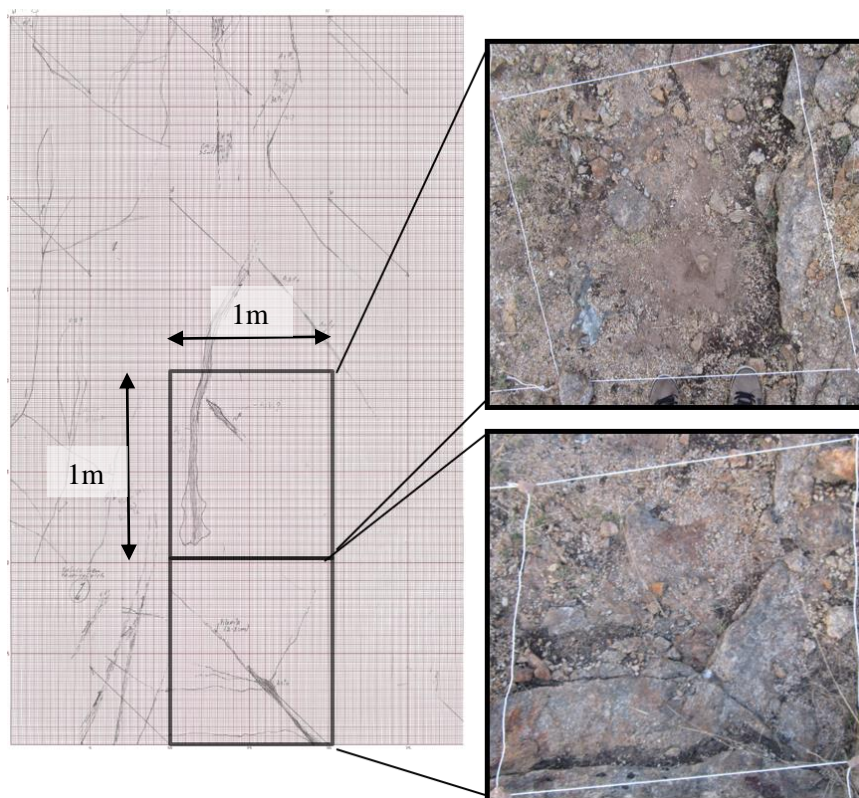


Figura 4.5 - Metodologia utilizada na cartografia. Visualização do modo como a informação recolhida no campo, em quadrículas de 1m,² fica sintetizada na cartografia

As coordenadas de cada afloramento cartografado foram marcadas com recurso a um recetor de GPS. Georreferenciou-se o canto inferior direito de cada zona cartografada, e a coordenada obtida foi posteriormente convertida para o sistema de coordenadas ED50 (European Datum 1950) UTM Zone 29N, de modo a se encontrar em concordância com o sistema de coordenadas utilizado pela empresa *Contécnica – Consultoria Técnica LTDA*, actual detentora dos direitos de prospecção mineral do local.

4.2 – Interpretação estrutural e hierarquização das estruturas cartografadas

Após a conclusão do trabalho de campo, procedeu-se à análise estrutural da cartografia efetuada acompanhada por estudos petrográficos.

Todos os suportes cartográficos (folhas de papel milimétrico) foram agrupadas num único objeto, o qual foi alvo de uma avaliação e re-interpretação dos diversos elementos estruturais. As estruturas mapeadas foram classificadas em: i) Fraturas; ii) Preenchimentos Quartzosos; iii) Preenchimentos com sulfuretos iv) Bandas de deformação cisalhante S-C no estado sólido; v) Zonas de Greisen e vi) Foliações-Fabrics (Ver **Figura 4.6**). A hierarquização foi feita com base na representatividade de cada estrutura no afloramento cartografado, e na influência que possam ter no controlo estrutural das zonas mineralizadas.

A análise estrutural geométrica tem como base esse suporte final, que foi posteriormente digitalizado. A análise geométrica conjuntamente com as observações efetuadas à escala

microscópica servem de base à análise cinemática e dinâmica. Os tipos de movimentação tectónica, bem como o campo de tensões associado, são integrados por forma a se tentar estabelecer um modelo de evolução das mineralizações cartografadas.

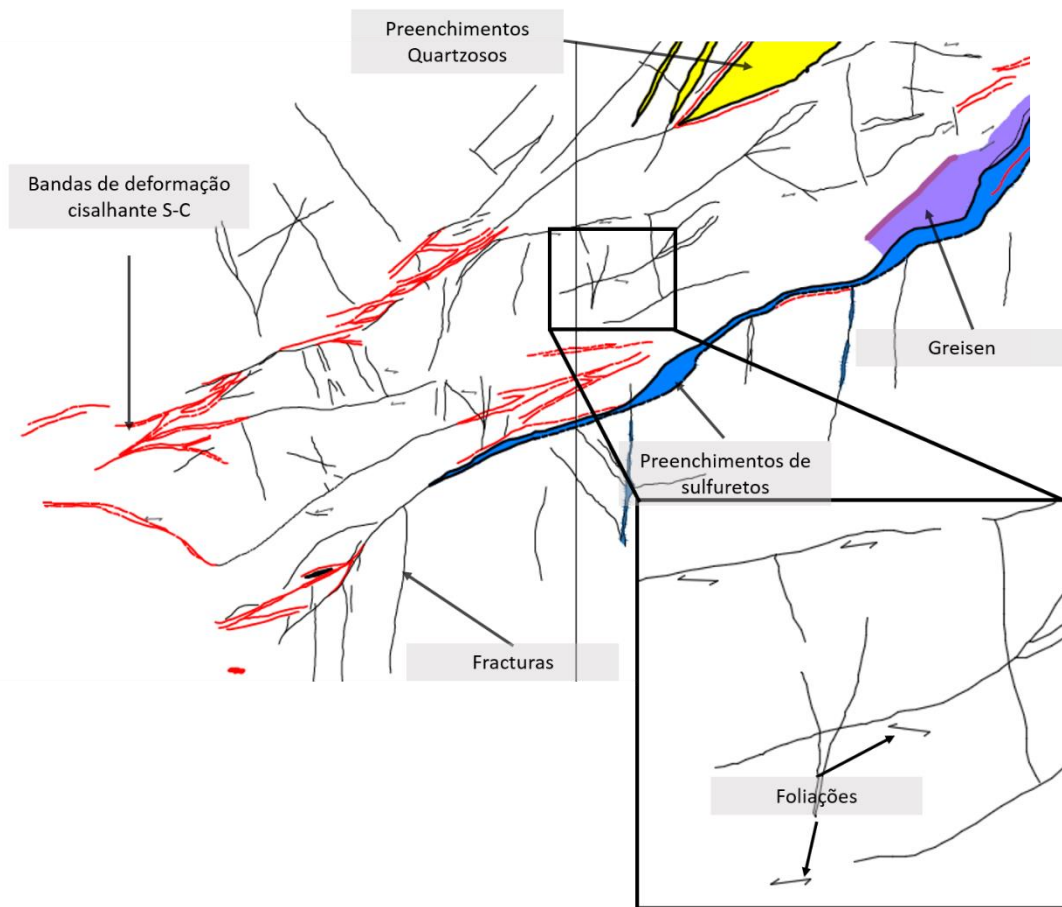


Figura 4.6 - Excerto da cartografia realizada no afloramento nº1 com indicação da tipologia de estruturas cartografadas.

Os resultados obtidos na análise da cartografia de detalhe, conjuntamente com as observações efetuadas à escala microscópica possibilitam a realização de uma análise cinemática e dinâmica, o que permite caracterizar os tipos de movimentação tectónica que ocorreram no afloramento cartografado, bem como o campo de tensões responsável pela sua cinemática. Com base nesta etapa, será proposto um esboço de modelo de evolutivo das mineralizações cartografadas.

4.3 - Digitalização e Georreferenciação da Cartografia

A digitalização da Cartografia foi efetuada recorrendo ao *software* Autocad Map 3D 2015. Nesta etapa foi desenhada digitalmente a cartografia realizada no campo, individualizando-se cada tipo de estrutura cartografada numa “*layer*” distinta. Deste modo, a informação foi sintetizada em objectos do tipo linhas (“*polyline*”), que são exportadas posteriormente para outro *software* de modelação tridimensional. Os resultados desta etapa podem ser observados na **Figura 5.3** e **Figura 5.4**, no subcapítulo correspondente à análise geométrica.

Nesta etapa foi também realizada a georreferenciação de todas as folhas cartografadas, de modo a uni-las num único mapa georreferenciado. Para tal, foi necessário atribuir coordenadas a dois

Capítulo 4 – Metodologia

vértices de cada folha, e todas as coordenadas foram calculadas a partir da coordenada obtida no campo. Considerando que em cada folha constam 12 quadrículas cartografadas, perfazendo um retângulo com 4 x 3 quadrículas, onde cada uma possui uma dimensão de 1m x 1m, então cada vértice pode ser calculado somando à coordenada de origem 3 metros (caso o vértice seguinte se encontre segundo uma direção perpendicular ao afloramento) ou 4 metros (no caso de o vértice seguinte se encontrar segundo uma direção paralela ao andamento do afloramento) (Ver **Figura 4.7**).

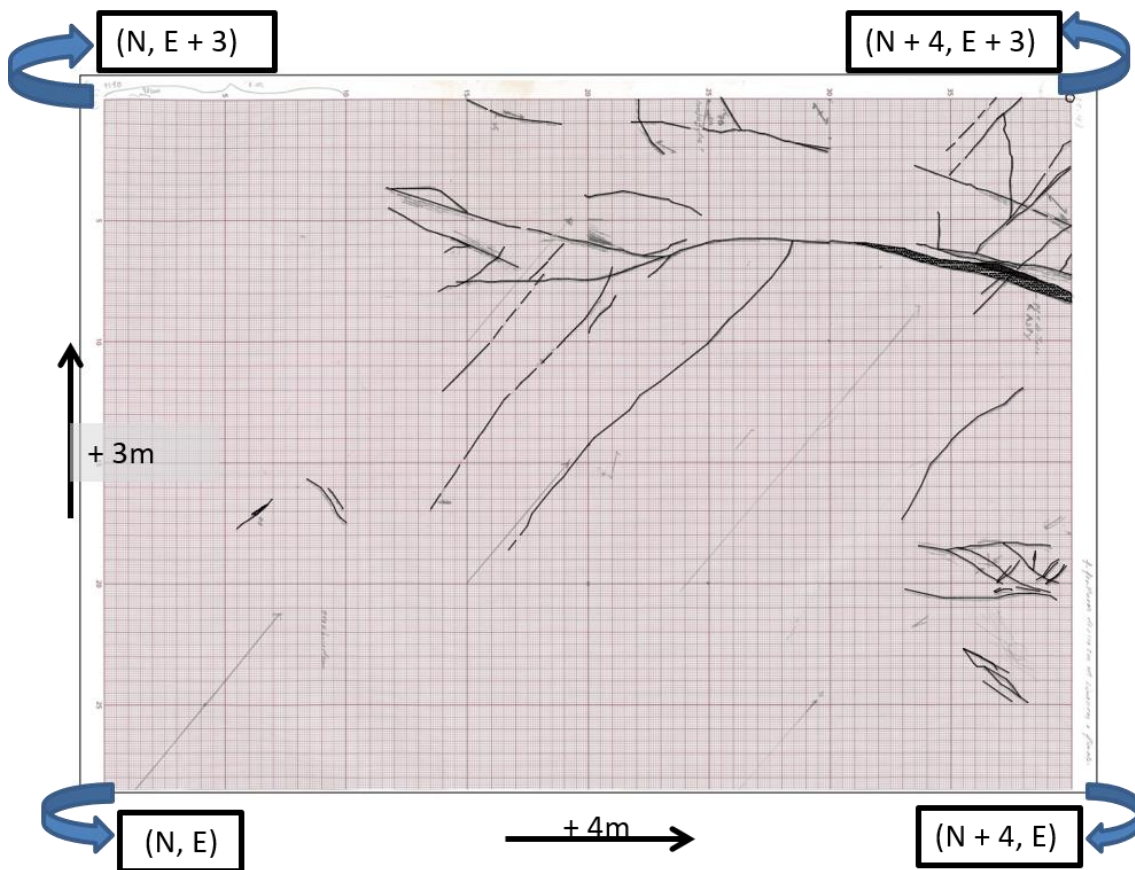


Figura 4.7 - Ilustração do processo de cálculo das coordenadas de cada vértice de cada folha cartografada.

É importante referir que o processo de digitalização foi realizado com todas as folhas alinhadas segundo a direção E-W. No final, rodou-se o mapa obtido de modo a ficar alinhado segundo a direção real do afloramento, isto é, segundo a direção N50°E. No caso da cartografia do afloramento 2, o mesmo esquema é válido, mas tendo em consideração que a cartografia foi feita segundo a direção NS, não foi necessário efetuar a rotação referida anteriormente.

4.4 - Análise Microscópica

O estudo microscópico de amostras colhidas constituiu uma ferramenta extremamente importante para a interpretação estrutural. Foi feito o estudo mineralógico e textural/estrutural de 10 lâminas delgadas, em que 8 dessas mesmas lâminas foram recolhidas em diferentes secções do afloramento 1. Na **Figura 4.8** encontra-se sintetizado o processo de aquisição das lâminas delgadas orientadas. A localização das amostras colhidas encontra-se exposta na **Figura 5.20**.

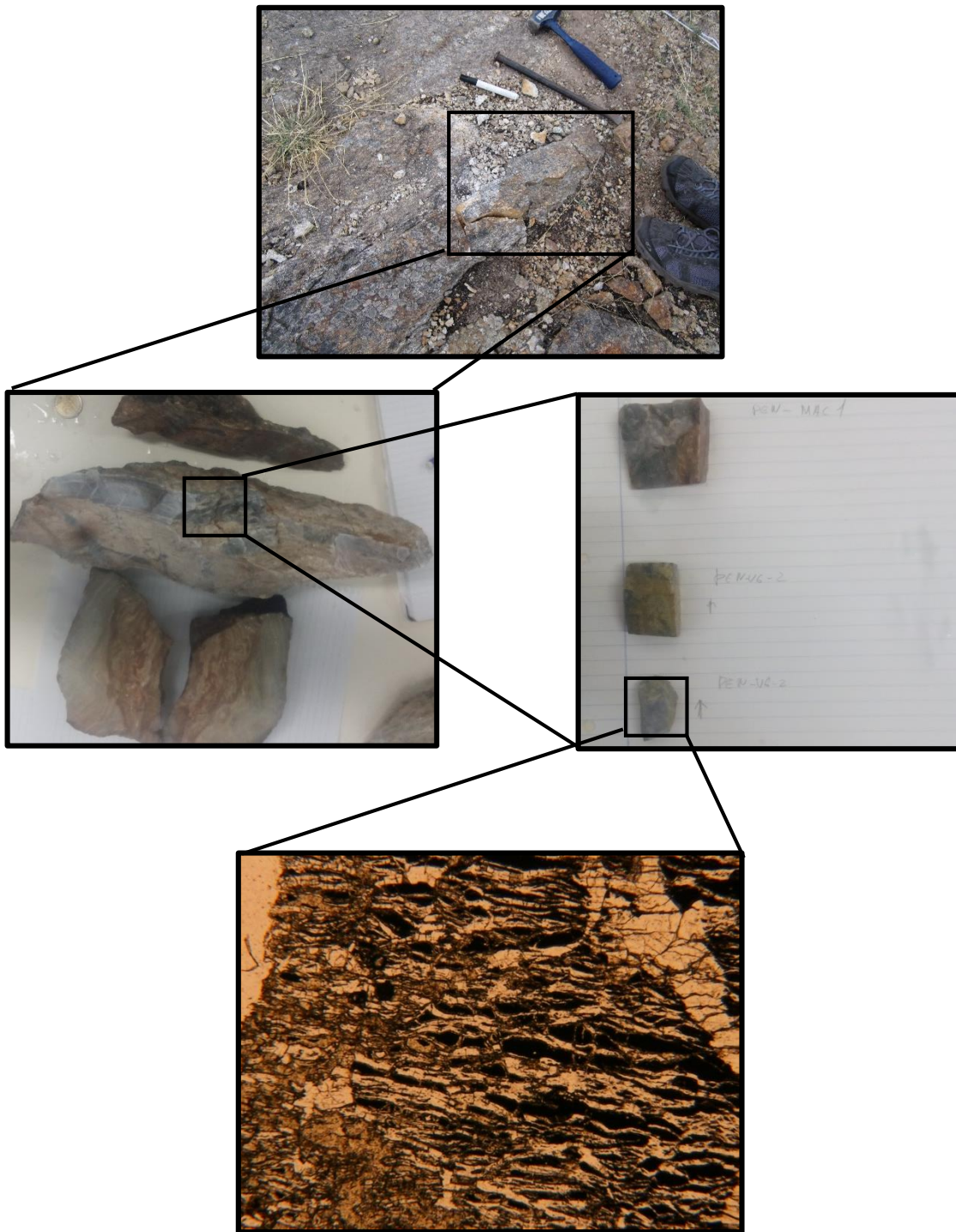


Figura 4.8 – Processo de aquisição de lâminas orientadas

A análise microscópica foi feita com o objetivo de realizar uma breve caracterização petrográfica do granito da Laboreira, identificando as diferentes fases minerais primárias e secundárias, os elementos microestruturais e, se possível, caracterizar indicadores de movimento. Considerou-se ainda o tipo de alteração hidrotermal exibida pelos granitos estudados, bem como a intensidade com que se manifesta. As evidências obtidas neste estudo serão preponderantes para definir o andar estrutural em que se instalou o granito da Laboreira e ainda para definir as condições termodinâmicas associadas à gênese das estruturas e da deformação cristalina observada.

4.5 - Construção do Modelo 3D

Na última etapa da presente dissertação pretendeu-se representar em 3D a geometria das mineralizações estudadas e o seu controlo estrutural, cruzando a informação de superfície, obtida a partir da cartografia, com a informação extraída a partir dos “logs” de duas sondagens locais (Ver **Figura 4.9**). A modelação foi feita com recurso ao *software Gemcom GEMS*.

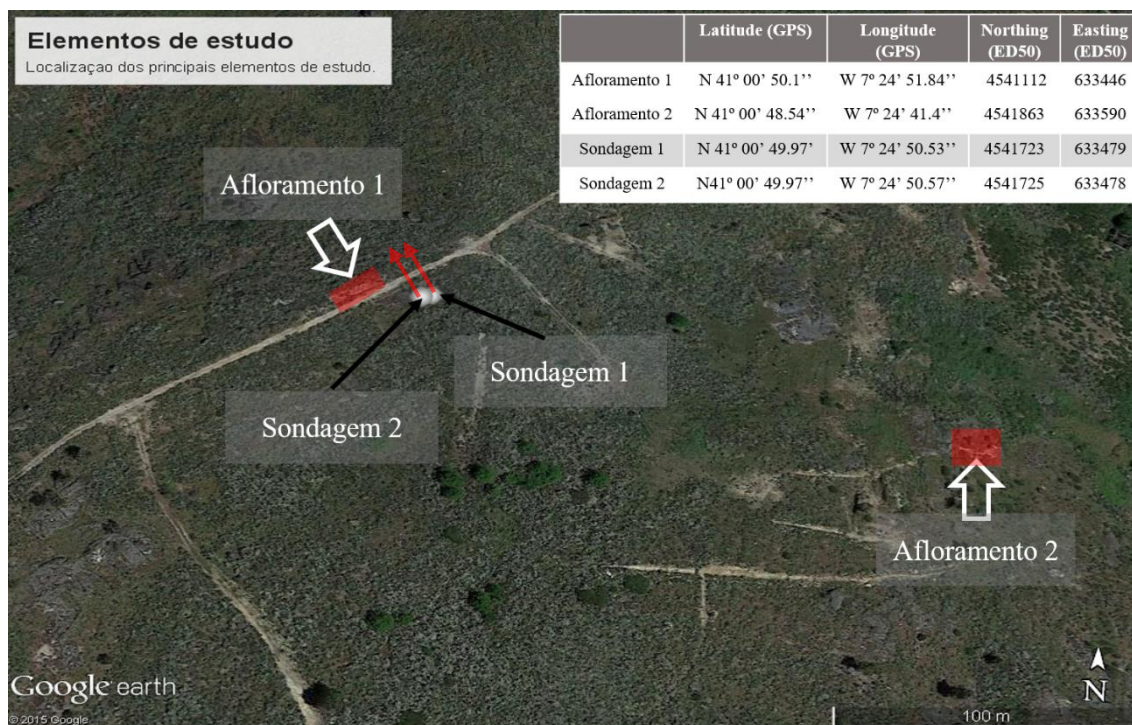


Figura 4.9 - Disposição dos elementos de estudo em fotografia aérea (as setas a vermelho representam o azimute das sondagens)

Para a presente etapa apenas será considerado o afloramento nº1, visto não existir informação disponível de sondagens realizadas no afloramento nº2, que permitam o cruzamento com a cartografia realizada. As sondagens foram realizadas sensivelmente no mesmo local. De modo a facilitar a leitura do texto, as sondagens referidas serão denominadas daqui em diante de sondagem 1 e sondagem 2. A sondagem 1 (N.E. 4541723, 633479) apresenta um azimute de 325° e inclinação de 45° enquanto a sondagem 2 (N.E. 4541723, 633478), apresenta igual azimute e inclinação de 75°. O primeiro furo atingiu uma profundidade de ~59m enquanto o segundo atingiu ~67m de profundidade. As sondagens dispõem-se perpendicularmente ao afloramento cartografado, intersectando o veio 6 a diferentes profundidades.

Esta última etapa foi composta por várias fases (**Figura 4.10**). A primeira fase consistiu na preparação dos dados de partida, isto é, a informação que consta no “log” das duas sondagens. Foi fornecida informação relativa a: i) coordenadas e profundidade de cada um dos furos; ii) azimute e inclinação; iii) informação estrutural; iv) caracterização geotécnica; v) informação relativa à recuperação do testemunho vi) caracterização litológica e; vii) teores de variados elementos químicos (tendo sido considerados para o presente estudo o ouro e o arsénio).

De modo a importar esta informação para o *software “Geovia GEMS”*, foi necessário criar classes de informação, de modo a permitir a leitura dos dados a importar. Assim sendo criaram-se classes para: i) Teor de Au; ii) Teor de As; iii) Somatório de elementos estruturais por intervalo de

sondagem¹ iv) Somatório de elementos estruturais por troço de sondagem, que perfazem um ângulo compreendido entre 0 e 30° com o eixo da sondagem; v) Somatório de elementos estruturais por troço de sondagem, que perfazem um ângulo entre 30 e 60° com o eixo da sondagem; vi) Somatório de elementos estruturais por troço de sondagem, que perfazem um ângulo entre 60 e 90°, e por último; vii) Densidade de elementos estruturais por troço de sondagem (**Figura 4.11**). Este último parâmetro foi calculado do seguinte modo:

$$\text{Densidade de elementos estruturais} = \frac{\sum \text{Elementos estruturais}}{\text{Comprimento do intervalo de sondagem}}$$

Com as classes de informação criadas, pretende-se avaliar uma possível relação entre teores de Au e elementos estruturais, em profundidade. A existência de um número reduzido de dados obrigou a uma categorização dos teores amostrados em baixos, médios, ou elevados através da construção de uma curva cumulativa dos teores de Au obtidos nas duas sondagens (**Figura 4.12**). Analisando a curva obtida, é visível a ocorrência de duas populações distintas. Uma delas é representativa de teores de Au inferiores a 0.1 ppm de Au, e a outra representa teores superiores a 0.1 ppm. Assim sendo, é razoável considerar este valor como o teor de corte a considerar, visto que aparenta constituir um bom marcador para diferenciar a população de teores anómalos, relativamente aos teores de *background*. De seguida, para o volume de dados acima de 0.1 ppm de Au, foram consideradas duas classes de valores, por representarem volumes de dados equivalentes, permitindo assim uma categorização mais representativa da distribuição dos teores. Uma delas compreende os valores entre 0.1 e 0.5 ppm de Au e a outra representa os valores acima de 0.5 ppm. Uma quantidade substancial de teores analisados está abaixo do limite de detecção estabelecido para o método de análise laboratorial utilizado, isto é inferior a 0.05 ppm (identificadas como Teor de Au < 0.05 ppm). Por motivos de compatibilidade com o *software* a usar, no *software Gems*, estas amostras foram reclassificadas por um teor equivalente de 0.025 ppm.

¹ É possível que a origem de algumas das estruturas consideradas no somatório de elementos estruturais esteja associada à realização dos furos, e é também possível que nos *logs* analisados não constem todas as fraturas existentes nos testemunhos recolhidos (Amaral, 2015, *Pers. Comm.*).

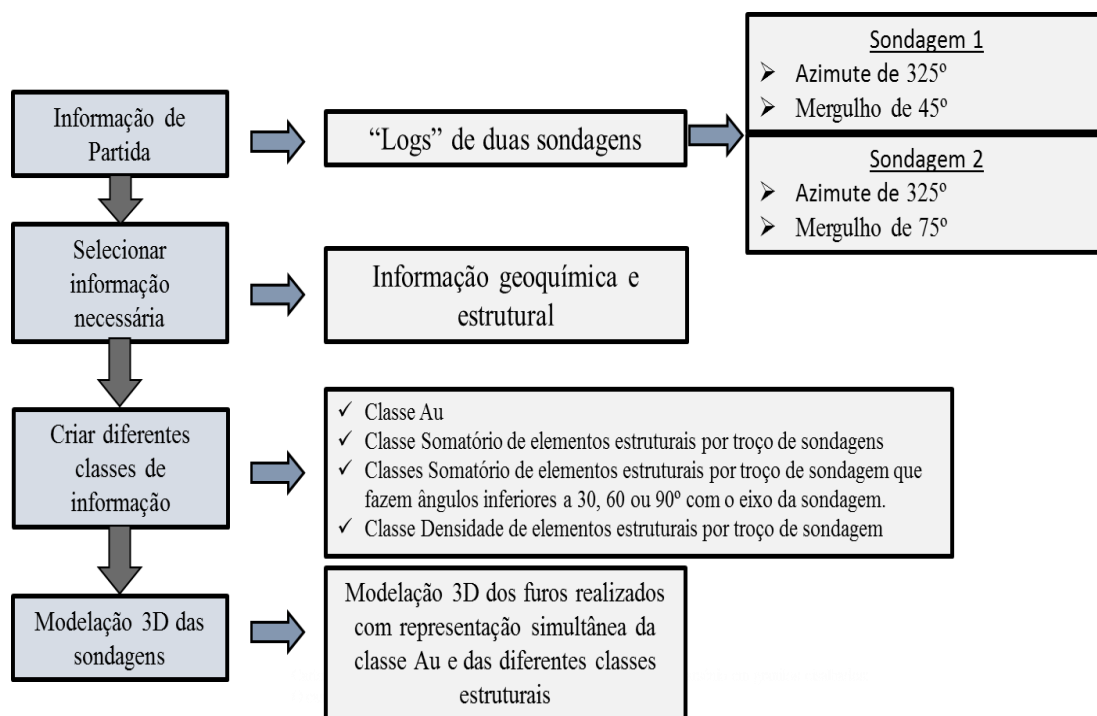


Figura 4.10 - Fluxograma representativo das etapas realizadas para a modelação 3D das sondagens locais

Seguidamente foi feita a importação dos dados, nos moldes referidos no parágrafo anterior. Foi também feita a importação da cartografia de elevada resolução, digitalizada no *AutoCAD*, com o objetivo de fazer o cruzamento entre a informação superficial e a de profundidade (**Figura 4.13**). A morfologia das mineralizações foi modelada com recurso à informação dos teores. Foi feita a ligação entre as zonas onde os teores de Au são superiores a 0.1 ppm e os veios mineralizados, à superfície. Relativamente à modelação do controlo estrutural, foi estabelecida a ligação entre as zonas mais deformadas em profundidade (isto é, os troços de sondagem que apresentam maior densidade de elementos estruturais), com as zonas mais deformadas à superfície (zonas de maior concentração de deformação cisalhante).

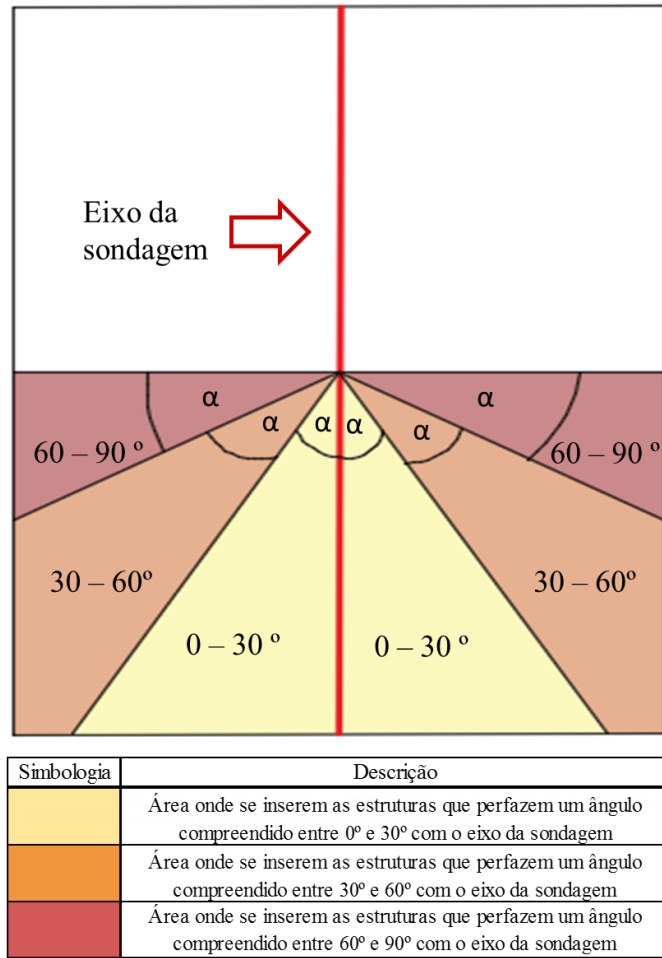


Figura 4.11 - Esquema ilustrativo das várias classes geométricas criadas

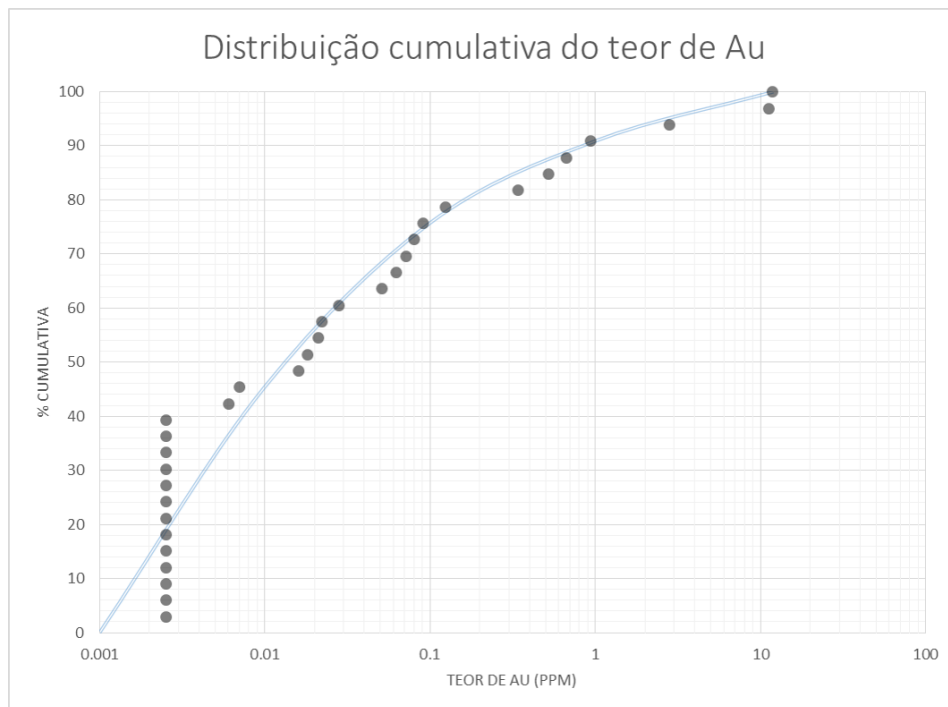


Figura 4.12 – Curva cumulativa da distribuição dos teores de Au obtidos nas sondagens realizadas no alvo de estudo

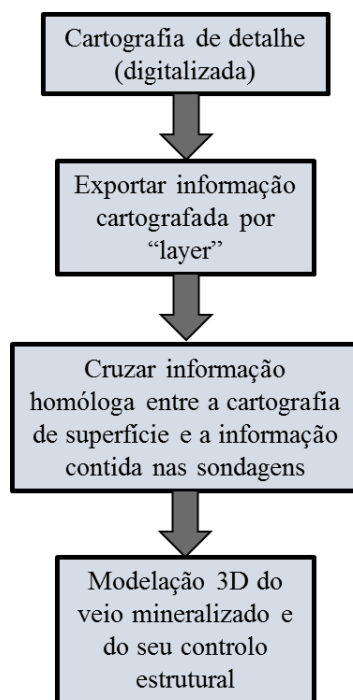


Figura 4.13 - Fluxograma representativo da criação do modelo 3D a partir da cartografia de detalhe e a informação contida nas sondagens

De modo a realizar a modelação das superfícies das mineralizações foi construída uma seção vertical no *software Geovia GEMS*. A mesma foi construída segundo o sentido do azimute da sondagem, de modo a poder visualizar os furos em profundidade, e conseguir marcar os pontos necessários para criar as superfícies (por triangulação).

As superfícies foram geradas por triangulação a partir de um conjunto de pontos marcados à superfície, ao longo das linhas correspondentes à cartografia de detalhe (**Figura 4.15**), e em profundidade, ao longo das sondagens (**Figura 4.16**).

Seguidamente, gerou-se por triangulação uma superfície auxiliar, onde foi colocada a cartografia do veio 4, 5 e 6 realizada pela empresa Rio Narcea (1999) que serviu de auxiliar para estender o veio para fora do afloramento cartografado. Para tal foi criada uma superfície por triangulação através da criação de um ficheiro *.tri*, onde constam os pontos a utilizar para realizar a triangulação. Foi criada uma superfície composta por apenas dois triângulos de modo a simplificar o processo. O ficheiro referido contém 6 pontos², que correspondem às coordenadas dos vértices da cartografia, onde dois desses pontos se repetem (Ver **Figura 4.14**).

² A cartografia corresponde a uma imagem retangular, que contém 4 vértices. Qualquer forma retangular pode ser subdividida em pelo menos dois triângulos, cada um deles contendo 3 vértices.

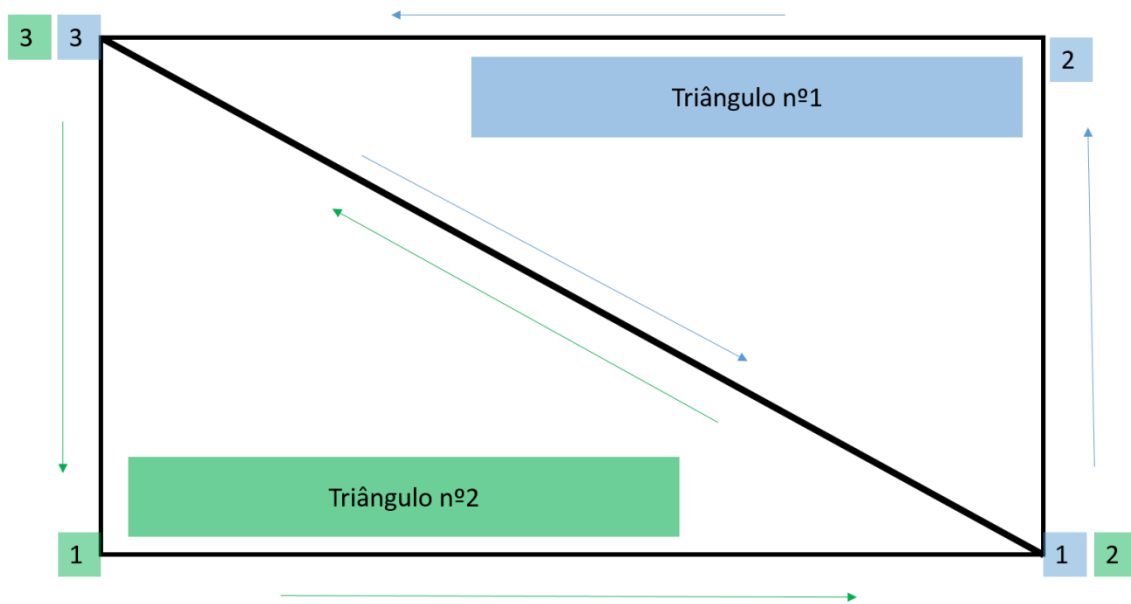


Figura 4.14 - Representação esquemática do processo de triangulação realizado para gerar a superfície onde se inseriu a imagem da cartografia georreferenciada.

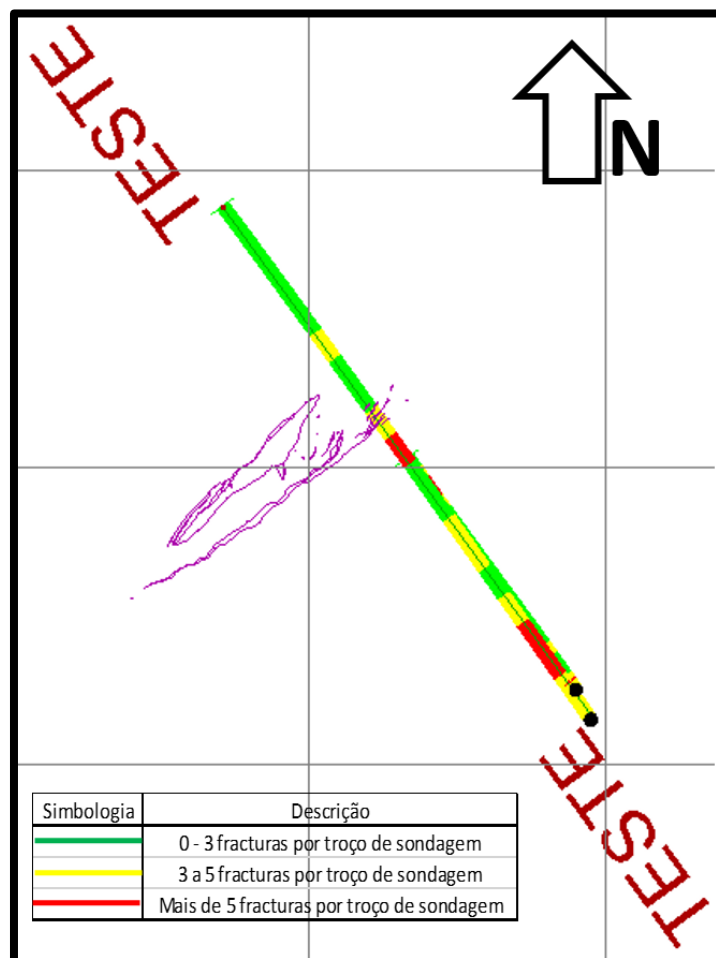


Figura 4.15 - Representação esquemática da disposição espacial das seções construídas em relação ao afloramento. A linha “TESTE” representa a primeira seção criada, e as linhas 4s e 5s representam as seções criadas paralelamente à seção teste. A roxo encontra-se visível o afloramento cartografado.

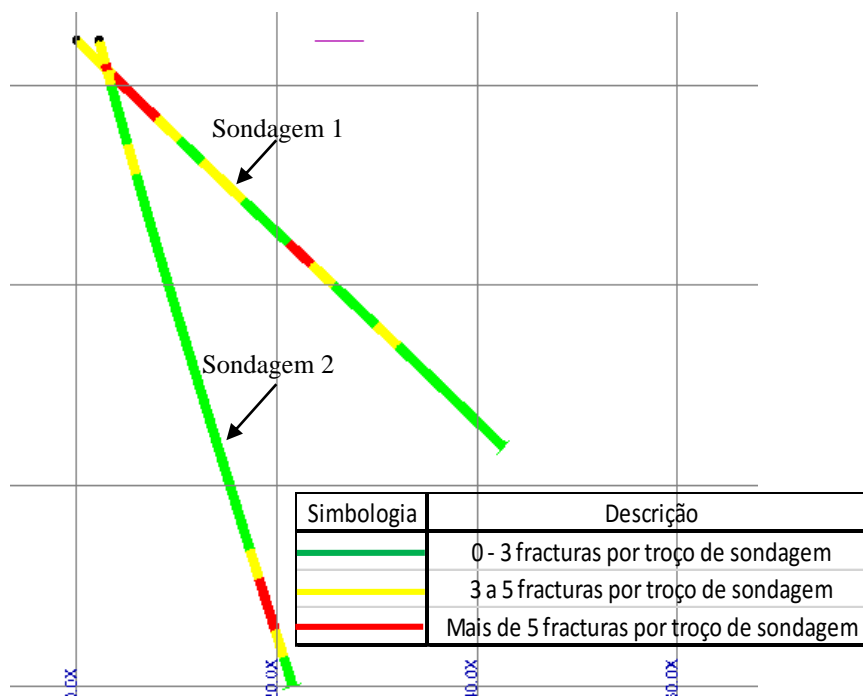


Figura 4.16 - Visualização em secção das sondagens consideradas no estudo.

5 Análise Estrutural

No presente capítulo será feita a análise estrutural (geométrica, cinemática e dinâmica) da expressão à meso-micro escala dos diversos elementos do objeto de estudo.

5.1 - Análise Macro-Mesoscópica da cartografia de detalhe

5.1.1 - Análise Geométrica e Cinemática

A cartografia de detalhe permitiu distinguir em ambos os afloramentos as seguintes estruturas principais, de origem mecânica (**Figura 5.1** – Afloramento 1, **Figura 5.2** - Afloramento 2):

- **Milonitos S-C**. Várias bandas correspondentes a estruturas S-C, e fraturas de cisalhamento resultantes de deformação cisalhante esquerda no estado sólido, de orientação média N60°E (variando entre N50°E e N70°E). Os Planos C têm orientação média N60°E e os planos S têm orientação média E-W;

- **Cisalhamentos C1 – P1**³. Estruturas cisalhantes **C1**, esquerdas, de carácter transtensivo, associadas a preenchimentos **P1**, geralmente enriquecidos em $Qz \pm Aspy \pm Au$, com orientação média N50°E, inclinando em média 80° para SE. Nas margens destes preenchimentos foram delimitadas estreitas faixas de greisenização (Figura 5.1 e 5.13).

- **Fraturas/Fendas de tração C2 - P2**. Correspondem a incrementos secundários de tração, testemunhados por várias fendas de tração simples orientadas N45-50°E, em “échelon”, com rotação progressiva dos eixos de deformação finita principais. Encontram-se associadas a preenchimentos quartzosos **P2** (estéreis ou associados a enriquecimentos auríferos, sobretudo, no caso de contactarem com os preenchimentos **P1**). Esta família está representada por fendas de pequena expressão (5 a 20 cm) e por estruturas de comprimento métrico (5 a 13 m) (Ver Figura 5.4);

- **Fraturas/Fendas de tração C3 – P3**. Correspondem a fracturas secundárias de direcção N-S e subverticais, associadas a preenchimentos quartzosos **P3**, com quantidades variáveis de sulfuretos, incluindo $Aspy III \pm Au III$;

- **Fraturas C4**. Corresponde a uma família de fraturas tardias, discretas, geralmente sem preenchimento associado e com reduzida extensão. Apresentam orientação bastante variável possuindo atitude média N10°W, subverticais. Por vezes é visível um ligeiro rejeito quando estas fraturas intersectam estruturas anteriores.

Seguidamente, será feita uma análise detalhada de cada afloramento, onde serão apresentados exemplos fotográficos destas ocorrências, e também serão realçados outros aspetos observados

³ Na nomenclatura adotada para nomear as estruturas estudadas, a letra C refere-se a “cisalhamentos” e a letra P a “preenchimentos”. Assim, a título de exemplo, ao ler-se estruturas C1 – P1 no texto, as mesmas referem-se aos cisalhamentos C1 com preenchimentos P1. As estruturas estão ordenadas cronologicamente.

que não são passíveis de serem agrupados na classificação exposta em cima. As atitudes médias das ocorrências listadas encontram-se sintetizadas nos estereogramas presentes na **Figura 5.3**.

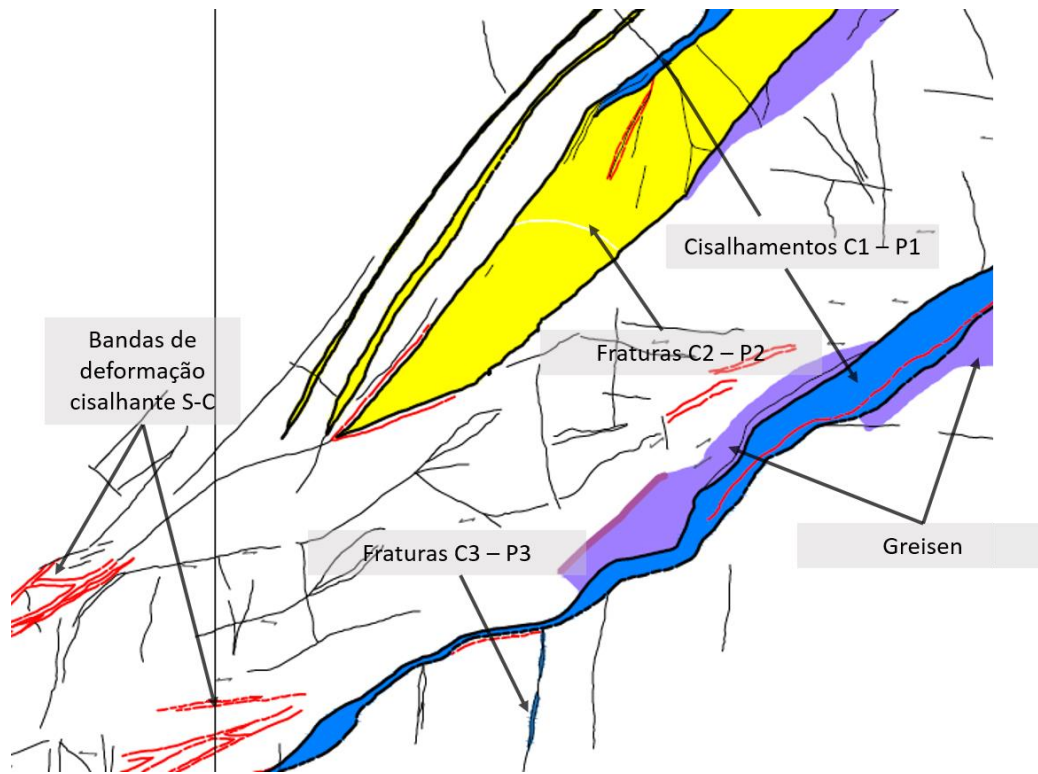


Figura 5.1 - Excerto da cartografia de detalhe realizada no afloramento nº1 onde se encontram patentes diversos tipos de estruturas identificadas com recurso à análise estrutural

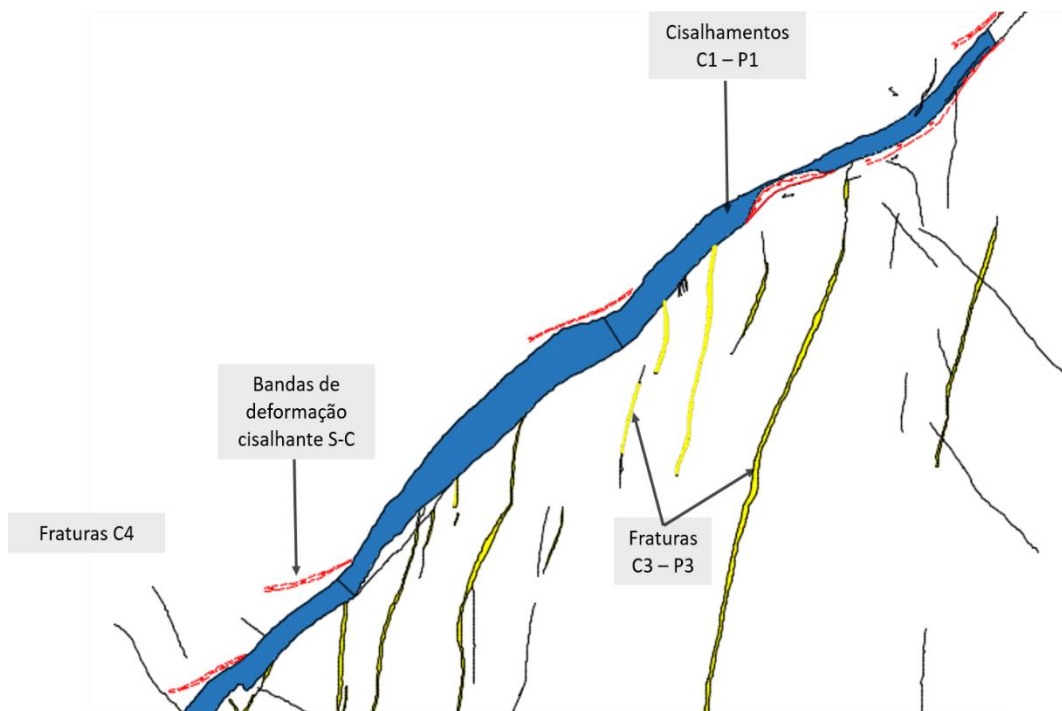


Figura 5.2 - Excerto da cartografia de detalhe realizada no afloramento nº2 onde se encontram patentes diversos tipos de estruturas identificadas com recurso à análise estrutural

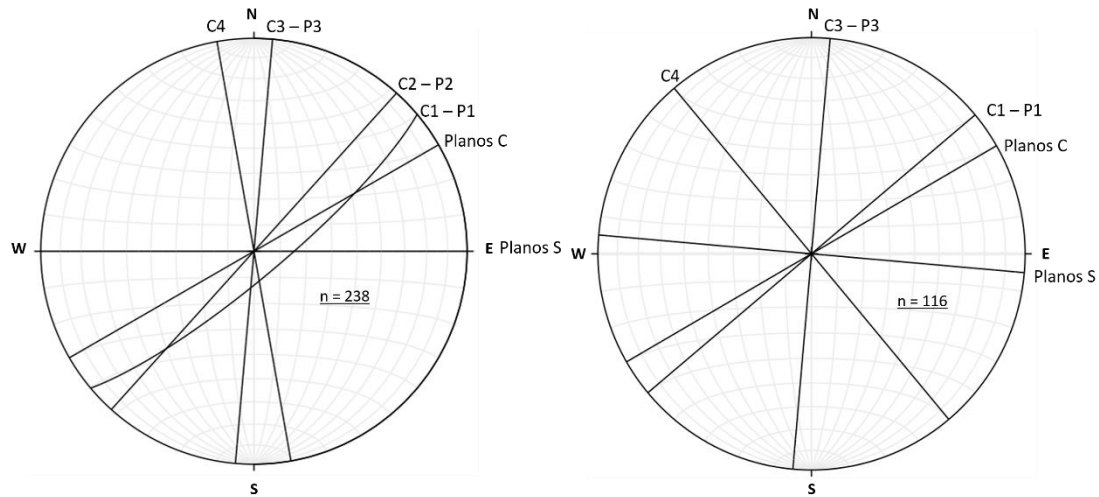


Figura 5.3 - Principais famílias de descontinuidades mecânicas. Os planos projectados correspondem a atitude média encontrada para cada família de estrutura. a) Projeção estereográfica realizada para o afloramento n°1. b) Projeção estereográfica efetuada para o afloramento n°2.

5.1.1.2 - Análise do afloramento 1

O mapa resultante da cartografia do afloramento n° 1 encontra-se exposto na **Figura 5.4**. Na zona envolvente do afloramento, o granito da Laboreira apresenta uma foliação tectónica plano-linear ténue de orientação aproximada E-W, marcada por alguma orientação preferencial do quartzo (Tal como será observado no subcapítulo seguinte) e pela elipticidade observada em encraves xistentos e microgranulares. No afloramento cartografado, este fabric intensifica-se ao longo de estreitas faixas em que o granito adquire uma textura milonítica dúctil-frágil penetrativa (**Figura 5.5**). Por vezes, estes milonitos evoluem para ultramilonitos onde se dá uma perda total dos elementos ígneos primários, observando-se apenas uma filonitização intensa (**Figura 5.6** e **Figura 5.7**). Estas zonas milonitizadas de carácter mais ou menos penetrativo estão relacionadas com a principal família de anisotropias mapeada as quais correspondem a planos S que localmente evoluem para planos C. Os **milonitos S-C** são bem visíveis no sector SE e N-NNW do afloramento, correspondendo à zona de influência de uma faixa com espessura centimétrica a métrica em cisalhamento simples (**Figura 5.8**). Estas superfícies C (a vermelho na **Figura 5.4**) têm uma atitude N50-60°E e são aparentemente subverticais. Apresentam um traçado ramificado com uma evolução anastomosada.

Estas bandas são ligeiramente oblíquas aos preenchimentos com sulfuretos (a azul na **Figura 5.4**) fazendo um ângulo compreendido entre 5 e 15° (Na **Figura 5.9** é visível a relação geométrica entre estas duas estruturas na área em estudo). No entanto, estas zonas de maior deformação cisalhante, por vezes, paralelizam localmente com as faixas ricas em sulfuretos (Estruturas **C1 – P1**). Estas faixas constituem descontinuidades mecânicas suscetíveis à sua recuperação dinâmica como demonstra o facto dos sulfuretos que selam estas estruturas apresentarem uma anisotropia sub-planar, paralela ao cisalhamento (**Figura 5.10**). Como se verificará adiante, estes corredores estreitos, intensamente tectonizados, estão igualmente patentes no veio de quartzo mais possante (**C2 – P2**), demonstrando o carácter transitório, mas persistente, entre a deformação por cisalhamento simples e a fraturação dilatacional (Ver quadrante NE do mapa na **Figura 5.4**).

O carácter heterogéneo da deformação está patente nas variações espaciais descritas da intensidade da deformação dúctil-frágil.

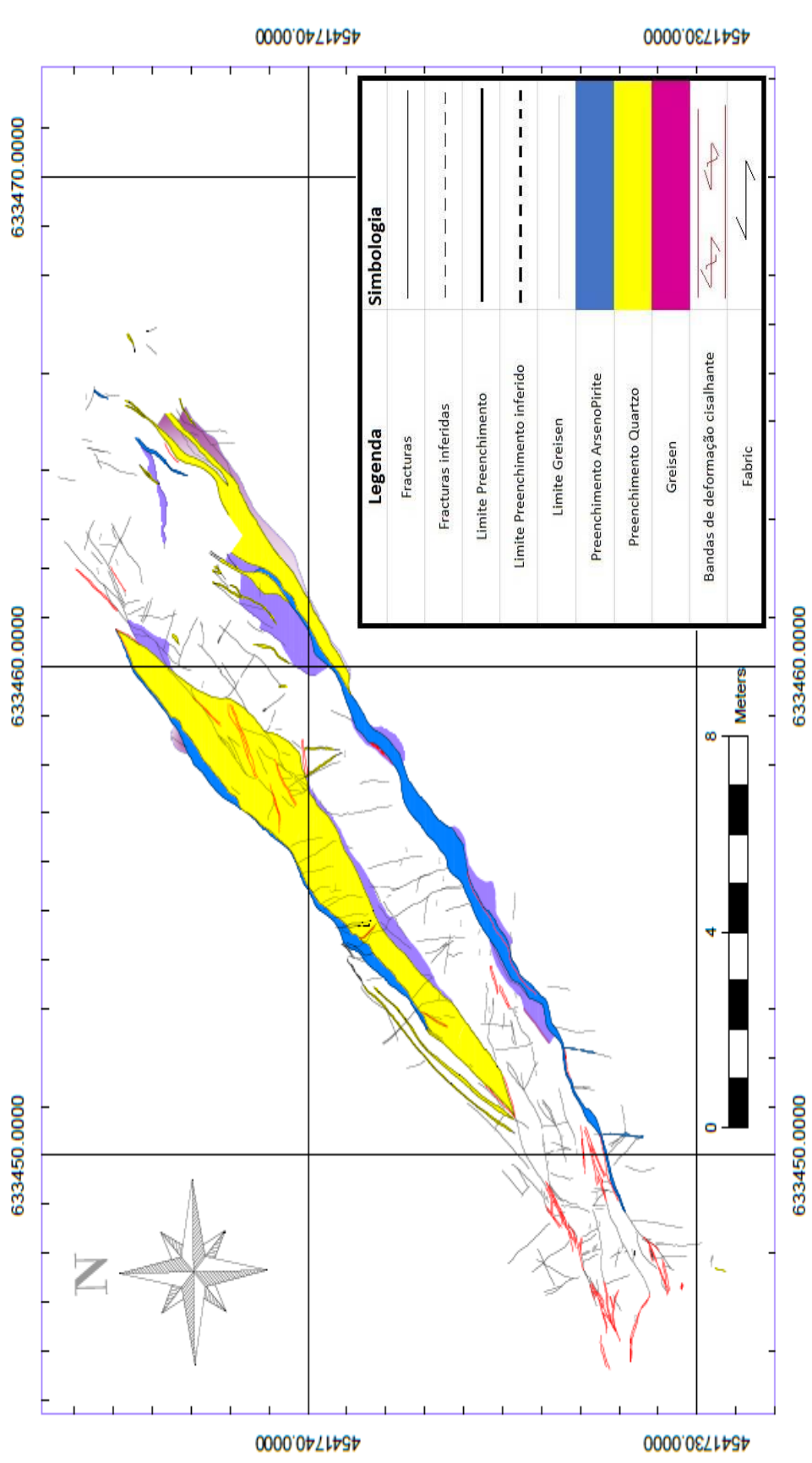


Figura 5.4 - Cartografia de elevada resolução efetuada à escala 1:10 do afloramento n°1. No Anexo I consta um exemplar com tamanho A3.

A ciclicidade e transferência das condições termodinâmicas, muito dependente da pressão de fluídos, está patente à escala mesoscópica na recuperação dúctil-frágil de milonitos que atravessaram o regime frágil, mas este aspeto é sobretudo visível à escala microscópica (Esta questão será explorada em maior detalhe no subcapítulo seguinte). As paredes do encosto dos veios revelam estrias subhorizontais e "slickensides" que indicam uma cinemática de desligamento esquerdo similar à deduzida através dos fabrics dúcteis-frágeis S-C.

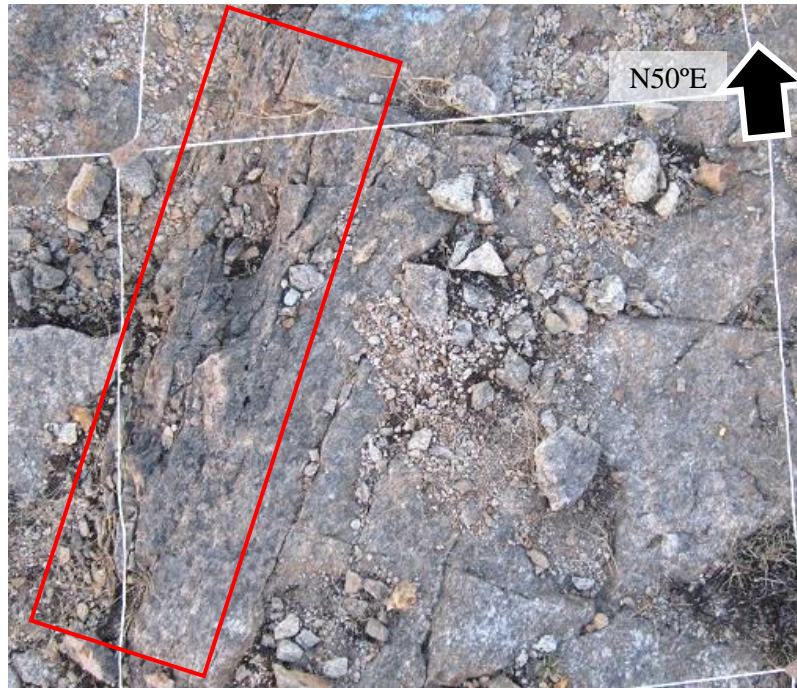


Figura 5.5 - Pormenor na zona SW da área cartografada. A vermelho encontra-se assinalado um domínio onde a foliação do granito evolui para uma textura milonítica Dúctil-Frágil, Penetrativa.

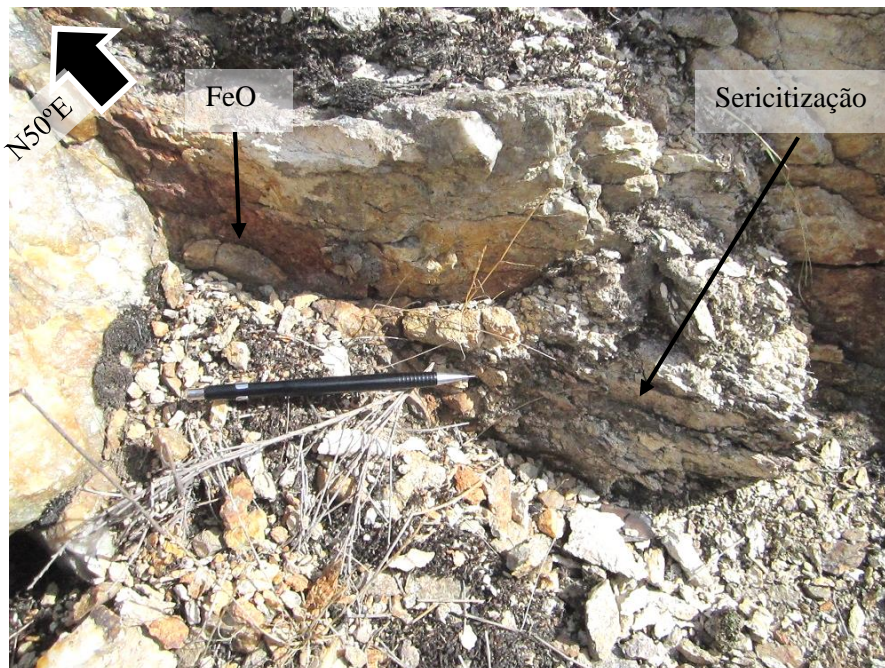


Figura 5.6 - Detalhe da alteração hidrotermal, associada às zonas onde os planos C são mais penetrativos à movimentação de planos de cisalhamento. Observa-se ainda a sericitização parcial do granito e alguns óxidos de ferro (FeO)



Figura 5.7 - Estado extremo de milonitização do granito da Laboreira onde se observa uma foliação milonítica muito penetrativa e convoluta encaixante de fendas de quartzo associadas a enriquecimentos de sulfuretos e óxidos de Ferro.

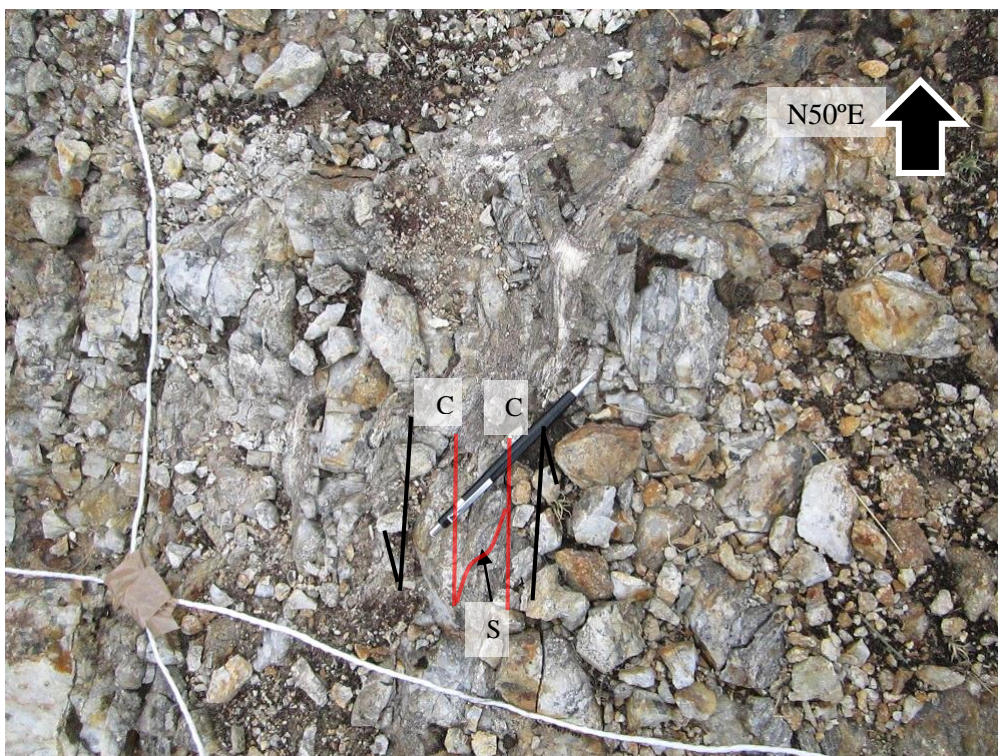


Figura 5.8 - Domínio onde se encontra exposto um elevado gradiente de deformação dúctil-frágil. O fabric milonítico S-C é indicador de movimento sinistrógiro (assinalado a vermelho na fotografia)

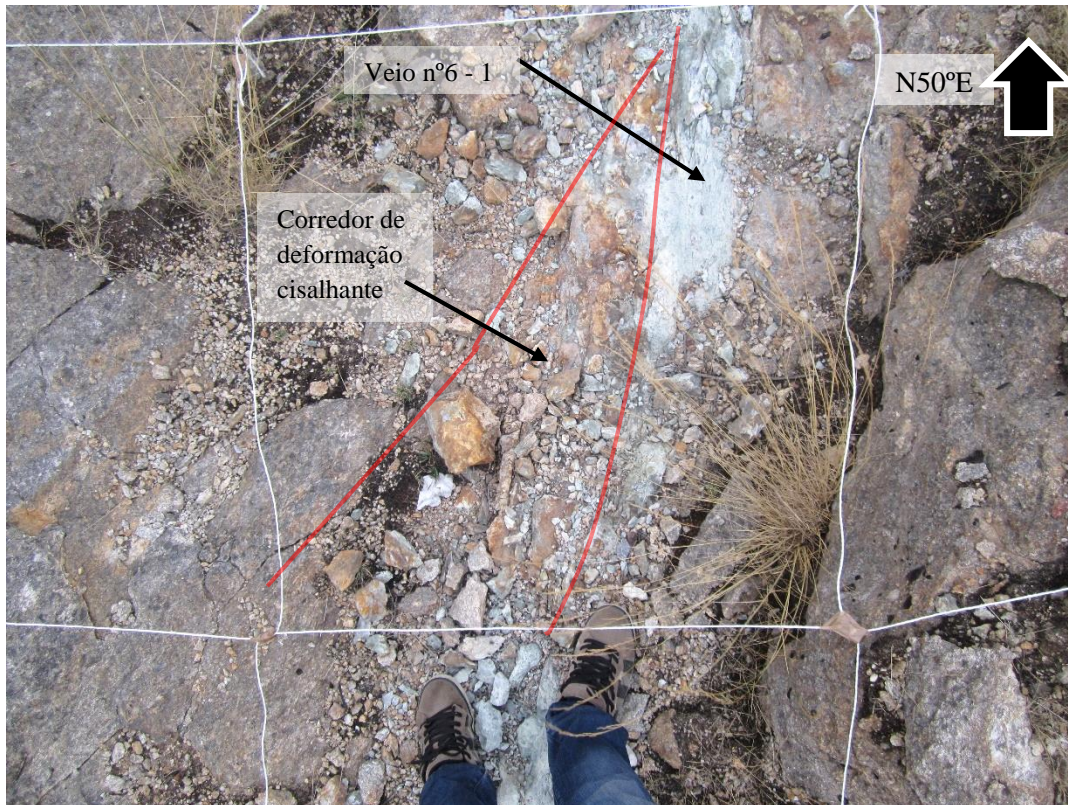


Figura 5.9 - Fotografia do afloramento 1 onde se encontra bem representada a relação geométrica entre os corredores de deformação cisalhante e os Preenchimentos P1.



Figura 5.10 - Recuperação dinâmica dos Preenchimentos P1 e aquisição de uma anisotropia paralela à tensão cisalhante máxima.

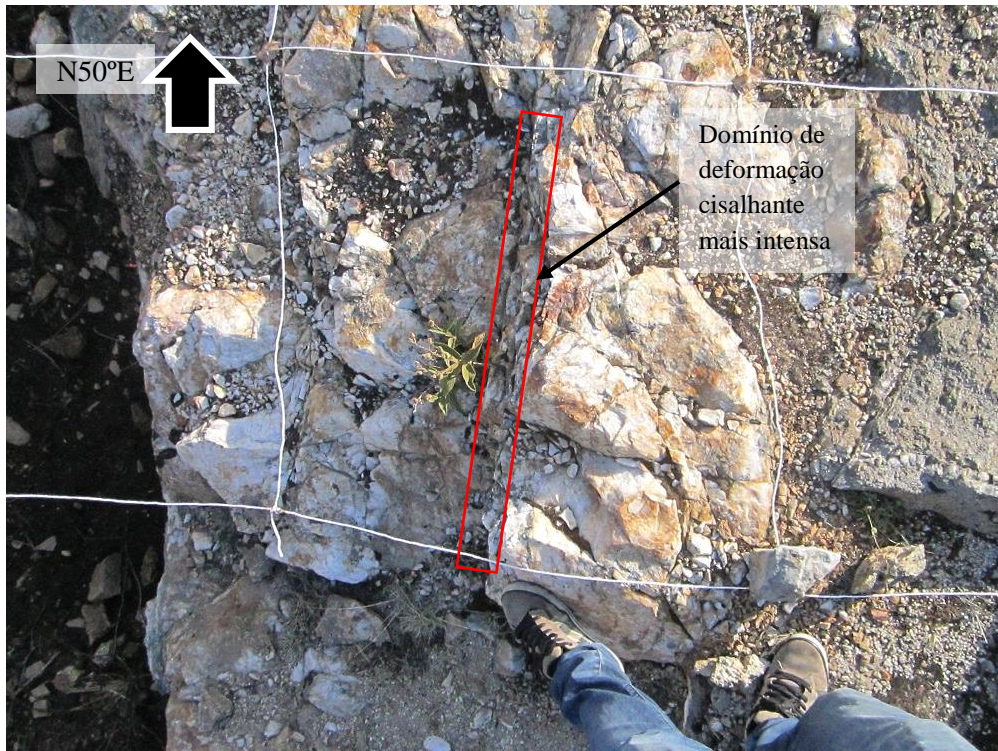


Figura 5.11 - Quartzo em veios correspondentes a estruturas **C2 – P2** posteriormente deformados por corredores centimétricos de forte tectonização. O domínio assinalado onde a deformação é máxima assinala um plano de cisalhamento.

As principais estruturas cartografadas no afloramento nº1 correspondem a dois veios mineralizados, apresentando a associação mineral $Qz \pm Aspy \pm Au$. As estruturas onde estes preenchimentos se encontram encaixados correspondem às estruturas **C1 – P1**, e indiciam deformação cisalhante transtensiva, esquerda. Estes cisalhamentos são intersectados por uma série de discontinuidades mecânicas, descritas em baixo:

- i) Fraturas N-S a N10E, subverticais. Correspondem às fraturas classificadas como **Fraturas C3 – P3**, as quais podem estar ou não seladas por alguns sulfuretos (com abertura que não ultrapassa os 2cm). Estas fraturas estão no quadrante S - SW do mapa estando conectadas com a faixa de preenchimentos **P1**.
- ii) Uma família de fraturas de orientação média N45E, subverticais que em alguns pontos coalescem com uma família com a orientação aproximada NW-SE, provavelmente definindo um sistema conjugado de ângulo $\theta = \sim 40-45^\circ$. Uma família de fraturas orientação similar (NW-SE) claramente intersecta os veios de quartzo e as fraturas **C2 – P2**, sendo-lhes posterior (**Figura 5.11**).
- iii) Regista-se ainda um terceiro conjunto de fraturas, discretas, com orientação média N10°W.

As mineralizações de $Qz \pm Aspy \pm Au$ encontram-se associadas principalmente às estruturas **C1 – P1** de orientação N50-60°E, às zonas de encosto entre as estruturas **C2 – P2** e as estruturas anteriores e, por último, a algumas discontinuidades **C3 – P3**.

De modo a facilitar a descrição de cada um dos veios aflorantes, estes serão denominados de veio nº6 – 1 (Veio Sul) e veio nº6 – 2 (Veio Norte) (**Figura 5.4**). A espessura máxima registada para o primeiro é de 0.45m e para o segundo é de 0.35m. É ainda visível que a geometria do veio nº6

– 2 (figura 5.4) se encontra fortemente condicionada pela ocorrência de um preenchimento quartzoso possante (P2), e pela mineração parcial da estrutura referida. Associado a esse contato é visível um elevado gradiente de deformação cisalhante (**Figura 5.12**).

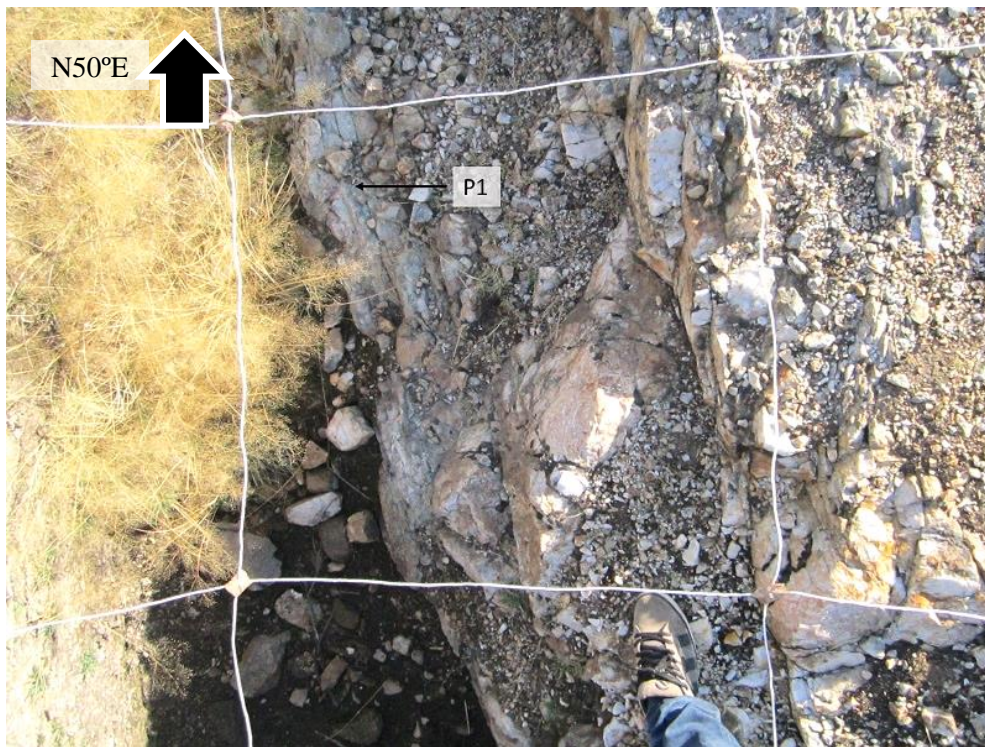


Figura 5.12 - Pormenor do veio n°6-2 (P1) condicionado pelo preenchimento de quartzo maior (P2) e por trabalhos de mineração anteriores

Destaca-se ainda a existência de zonas de forte alteração hidrotermal, principalmente associadas às mineralizações e planos de cisalhamento, tal como é visível na **Figura 5.13** (onde, inclusivamente, são observáveis pequenas disseminações de sulfuretos na rocha encaixante). O veio n°6 – 1 encontra-se associado a um envolvente de greisenização (**Figura 5.13**). A rocha encaixante do veio apresenta localmente indícios de silicificação e são também visíveis zonas de sericitização (**Figura 5.6**).

O mapa do afloramento n°1 (**Figura 5.4**) mostra o desenvolvimento de fraturas e veios centimétricos de quartzo ligeiramente oblíquos às faixas C-S e que configuram uma geometria “échelon” e uma cinemática esquerda da deformação cisalhante.

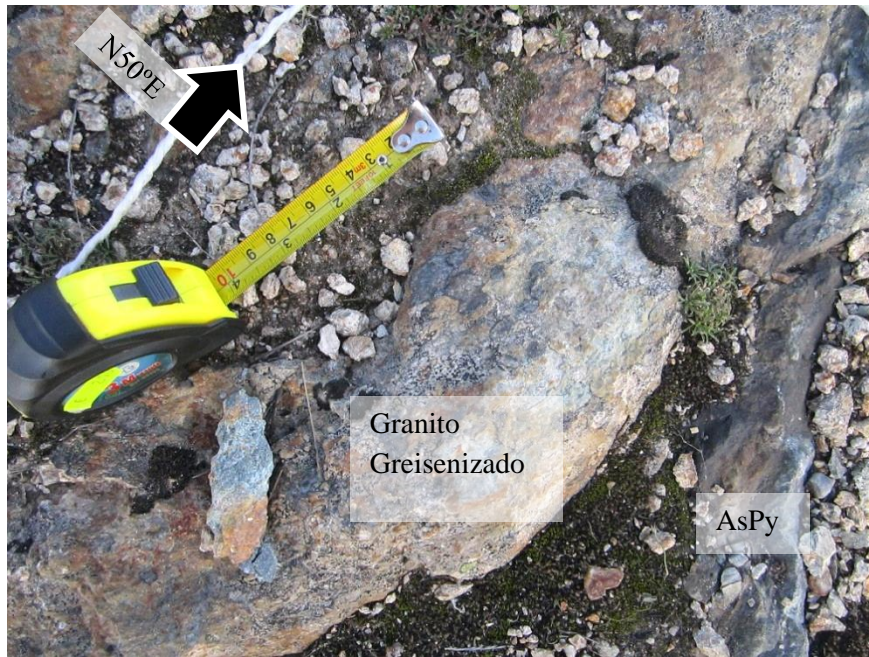


Figura 5.13 - Detalhe da greisenização da rocha encaixante do veio mineralizado e ligeira disseminação de sulfuretos na rocha encaixante

O cruzamento dos dados de superfície com os dados das sondagens permitiu estimar um valor aproximado para a inclinação de alguns dos planos estruturais mencionados e, desta forma, atribuir uma geometria geral à caixa tectonizada que alberga as mineralizações (Ver **Figura 5.14**) Este aspeto será descrito com mais pormenor no capítulo 6.

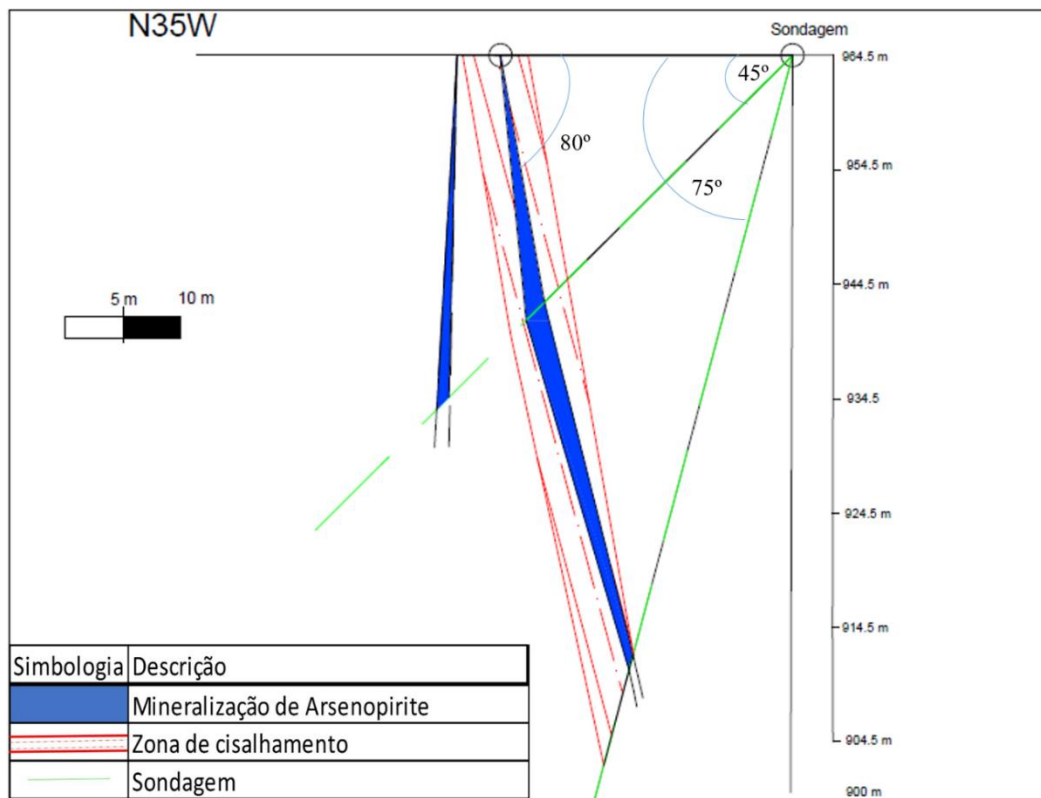


Figura 5.14 - Visualização em Secção das estruturas mineralizadas (azul) e a sua relação com uma zona de cisalhamento assinalada a vermelho (aflorento 1).

5.1.1.2 - Análise do afloramento 2

O mapa resultante da cartografia do afloramento nº2 encontra-se exposto na figura 5.15. As descontinuidades mecânicas no afloramento nº2 apresentam uma geometria díspar em relação ao Afloramento 1 (**Figura 5.4**) e em relação aos restantes veios mineralizados de Santo António (figura Santo António). Com efeito, constata-se que as estruturas **C3 – P3** de orientação ~N-S apresentam uma maior visibilidade, confluindo, no quadrante sul, com um veio (**Preenchimento P1**) de orientação NE-SW (**Figura 5.15** e **Figura 5.16**). É de destacar ainda a ocorrência de uma estrutura **C3 – P3** (mineralizada) com uma extensão de ~8.5 m (Ver quadrante E da **Figura 5.15**).

Uma das principais diferenças entre este afloramento e o anterior centra-se na menor representatividade das estruturas **C2 – P2**, que se associam aos objetos **C1 – P1** (Ver **Figura 5.4**).

De modo análogo ao afloramento 1, as zonas de interação entre as duas estruturas revelam um enriquecimento em sulfuretos nas descontinuidades N-S. Em contraponto com o afloramento anterior, as faixas de deformação cisalhante dúctil-frágil desenvolvem-se discretamente e apenas se refletem em estreitas bandas de deformação homogénea (1-2cm) com orientação ~N60E que deflectem o veio de quartzo ± sulfuretos (**Figura 5.15**, **Figura 5.17** e **Figura 5.18**). A relação geométrica entre estes cisalhamentos discretos e a geometria do veio mineralizado demonstra a simultaneidade entre a cedência por cisalhamento, (fazendo este um ângulo agudo com σ_1 (Compressão máxima de orientação local NW-SE) e a cedência por abertura, perpendicular à direcção de extensão máxima.

Neste afloramento, as mineralizações de $Qz \pm Aspy \pm Au$ estão associadas aos **Preenchimentos P1** de orientação N50-60°E e, tal como foi referido, também a uma série de estruturas **C3 – P3** de orientação ~NS que revelam um espaçamento médio entre si de 29 cm. Nas zonas onde estas estruturas ocorrem em maior concentração a sua equidistância reduz, localmente, para ~22 cm.

A geometria destas descontinuidades N-S sugere que possam representar roturas dilatacionais relacionadas com a interação de segmentos paralelos em cisalhamento esquerdo, representando fraturas extensionais à mesoscala (**Figura 5.16**).

Na projecção estereográfica onde se encontram sintetizadas as principais estruturas cartografadas neste afloramento, é visível que existe uma repetição no que concerne à família de estruturas **C2 – P2** (**C3 – P3** e **C'3 – P'3** – **Figura 5.3 b**). Esta distinção é visível na cartografia do afloramento em análise (**Figura 5.15**). Observa-se que as estruturas **C3 – P3** tendem a deflectir para W no quadrante SW da cartografia, enquanto à medida que se avança para NE, as estruturas tendem a deflectir ligeiramente para E.

Em contraponto com o afloramento nº1, não são observáveis indícios significativos de alteração hidrotermal. Observa-se a ocorrência de óxidos de ferro associados às estruturas **C3 – P3**, com e sem preenchimento (**Figura 5.16** – Com preenchimento, e **Figura 5.19** – sem preenchimento).

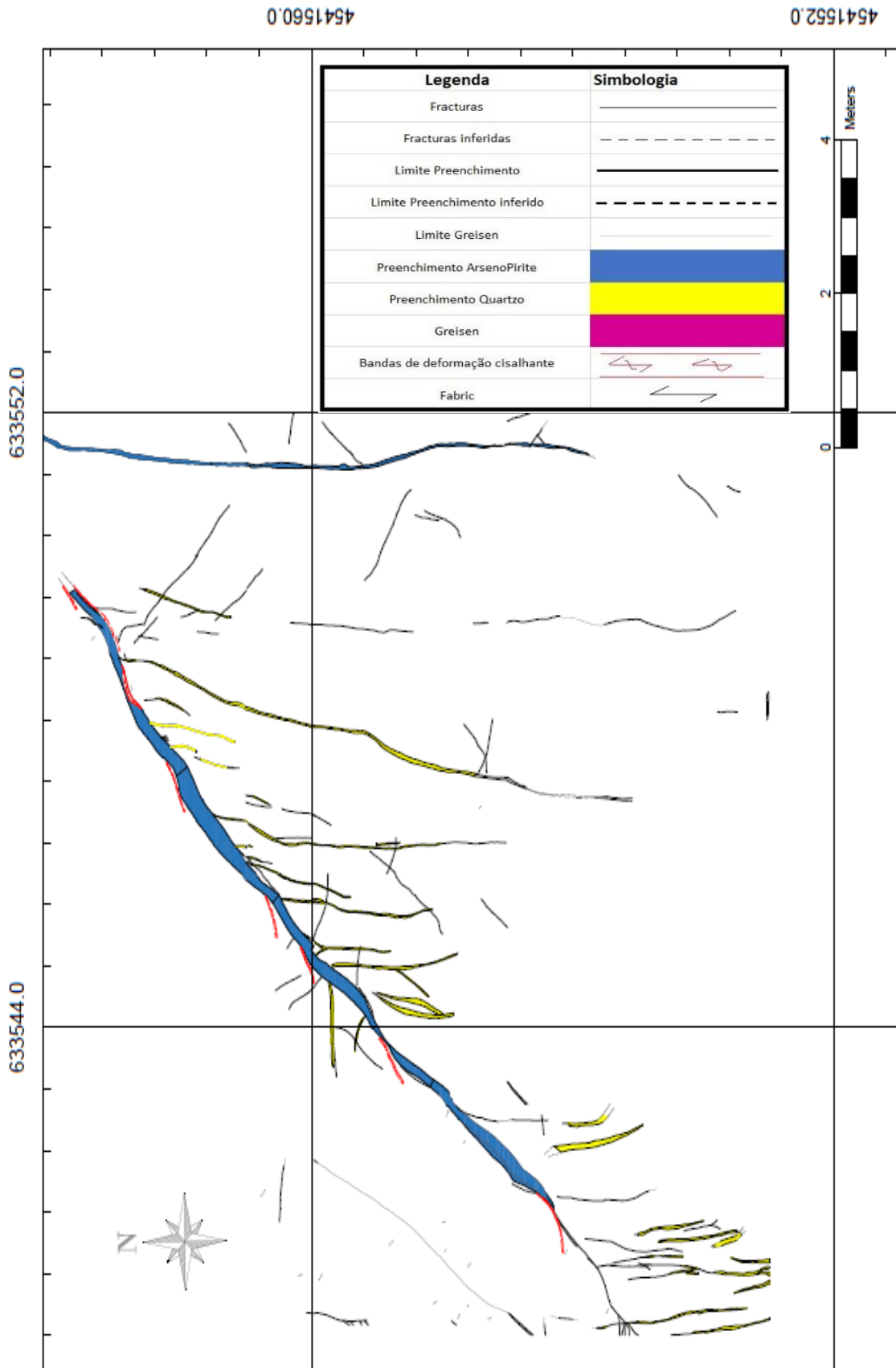


Figura 5.15 - Cartografia de elevada resolução efetuada à escala 1:10 no afloramento n°2. No Anexo II consta um exemplar com tamanho A3.

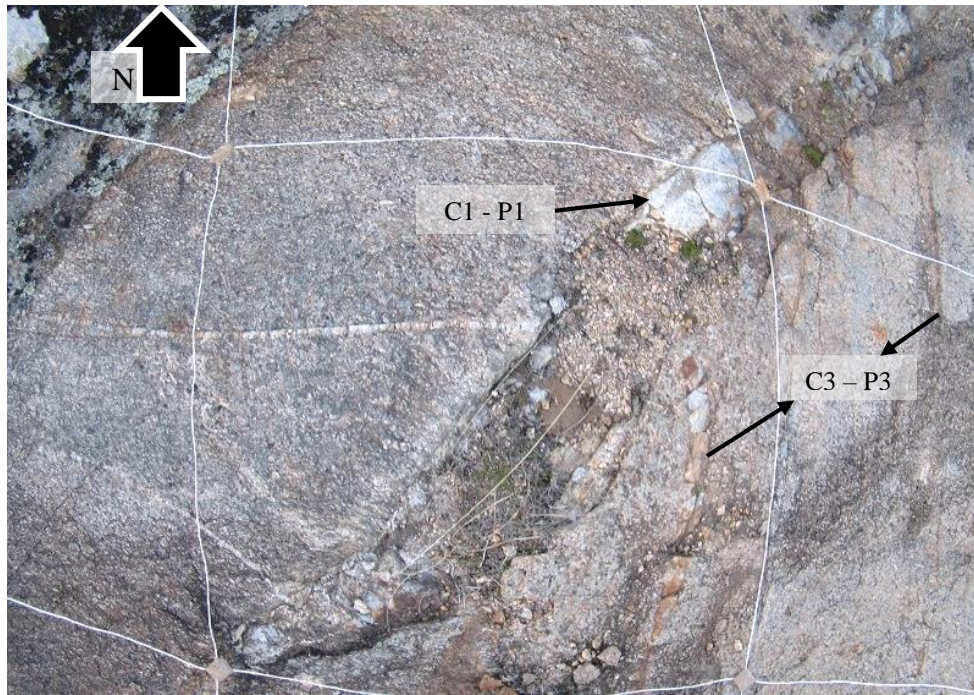


Figura 5.16 - Seção do afloramento onde é visível a confluência dos preenchimentos P3 em direção a P1

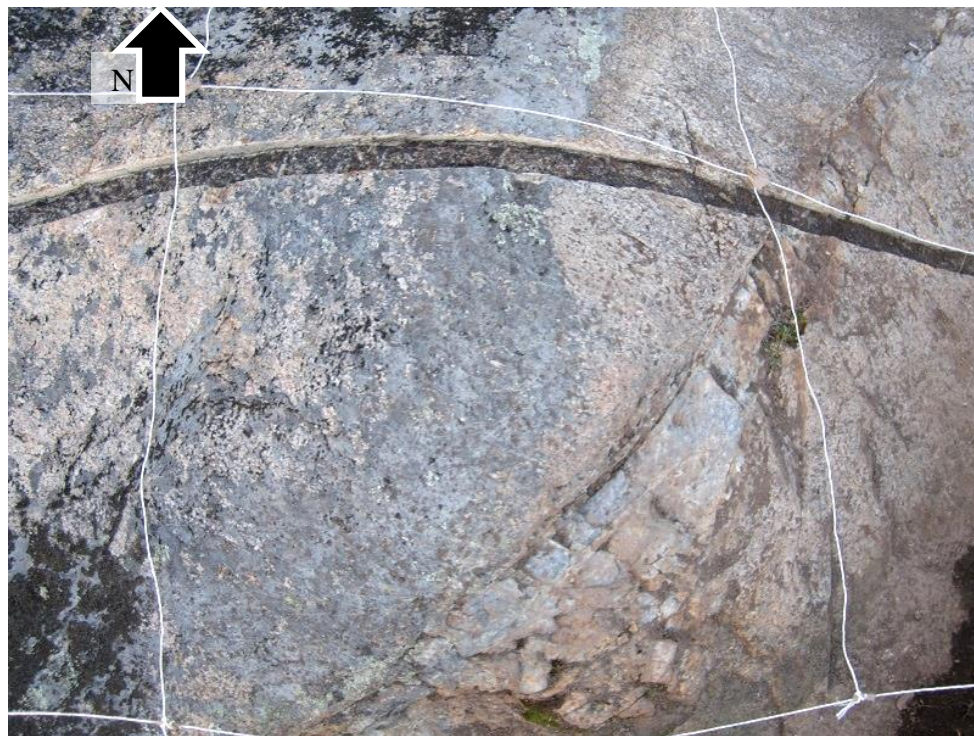


Figura 5.17 - Seção do afloramento onde é visível a existência de um fabric penetrativo dúctil frágil, no contacto entre os veios e a rocha encaixante



Figura 5.18 - Pormenor onde é visível a influência dos cisalhamentos discretos na geometria do preenchimento P1. No exemplo exposto, a influência do cisalhamento leva à constricção total da estrutura (no domínio assinalado a vermelho)



Figura 5.19 - Pormenor onde é visível a ocorrência de óxidos de Ferro numa descontinuidade C3 – P3.

5.1.2 - Análise Microscópica

As observações micropetrográficas têm como objetivo uma caracterização textural-estrutural do granito da Laboreira tectonizado (encaixante das mineralizações). Proceder-se-á a uma análise cinemática dos tectonitos como suporte da análise dinâmica realizada com base nas observações macro-mesoscópicas. Com base nas texturas de deformação intra-intercristalina e na sua partição mineralógica, procurar-se-á estabelecer as condições termodinâmicas vigentes durante a tectonização da rocha, e desta forma, inferir o andar estrutural em que ocorreu a deformação. Para tal, é necessário proceder-se a uma comparação entre o granito tectonizado e o granito fora da influência dos corredores da deformação cisalhante.

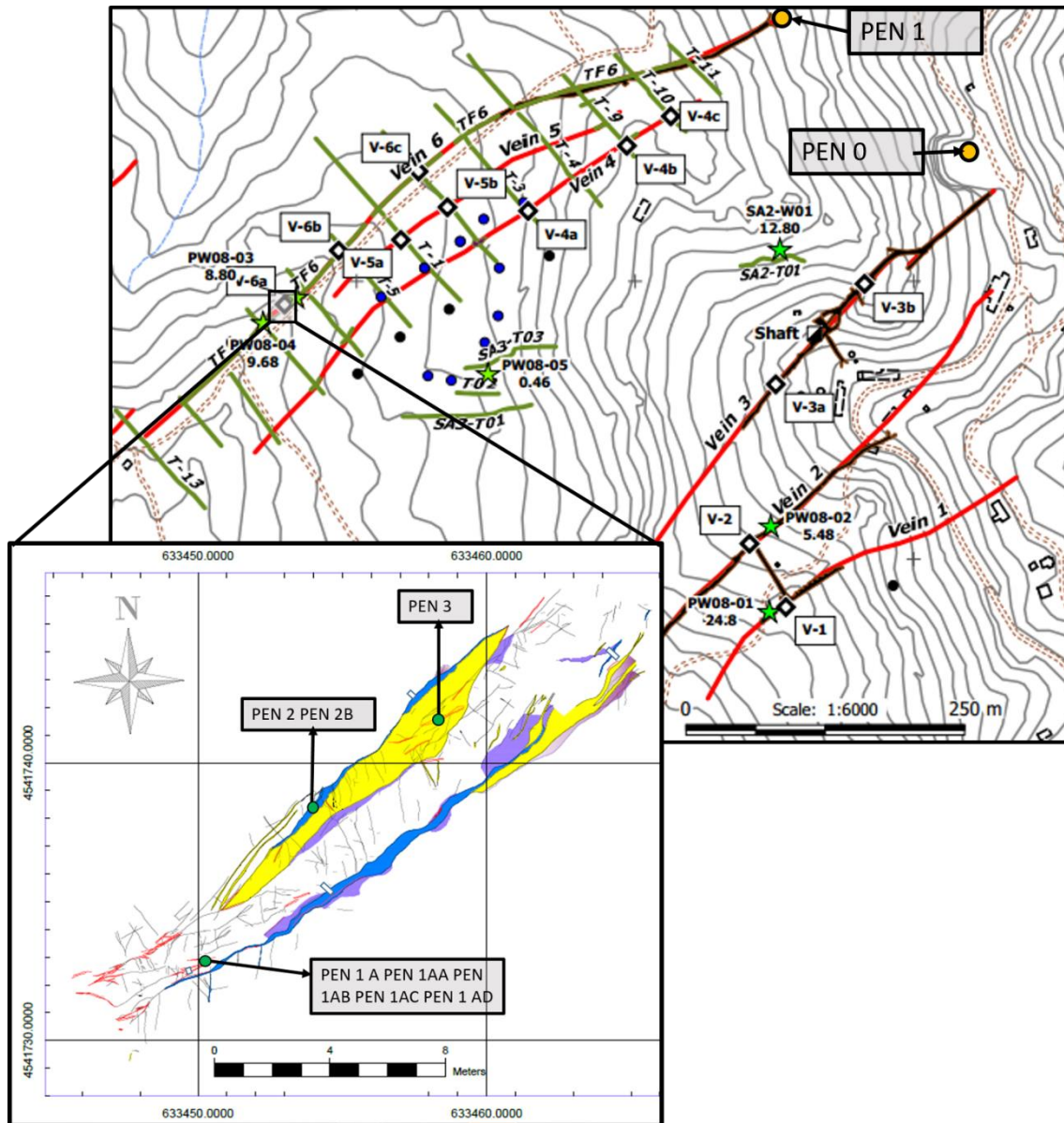


Figura 5.20 - Localização das amostras colhidas no presente estudo

O estudo foi efetuado com base em 10 lâminas delgadas (PEN 0, PEN 1, PEN 1A, PEN 1AA, PEN 1 AB, PEN 1 AC, PEN 1 AD, PEN 2, PEN 2B e PEN 3). A localização da proveniência das amostras encontra-se exposta na **Figura 5.20**. A amostra **PEN-0** corresponde à “amostra padrão” que é representativa do granito da Laboreira com deformação incipiente.

A amostra **PEN-1**, obtida junto de uma galeria no prolongamento do veio 6 para NW, representa filonito, onde já não se reconhece qualquer elemento da textura primária do granito (**Figura 5.21** e **Figura 5.22**). Esta amostra apresenta outra particularidade importante. Um veio de quartzo com ~38cm, subparalelo ao fabric milonítico (equivalente aos preenchimentos **P1**) é intercetado por várias fendas de tração **C3 – P3** seladas por quartzo (correspondentes aos preenchimentos **P3**) refletindo o que se observa no afloramento 1. Esta amostra é um testemunho da introdução multifásica de fluídos no sistema mineralizado e, conseqüentemente, do carácter cíclico dos episódios de rotura dilatacional em cisalhamento simples e em regime semi-frágil.

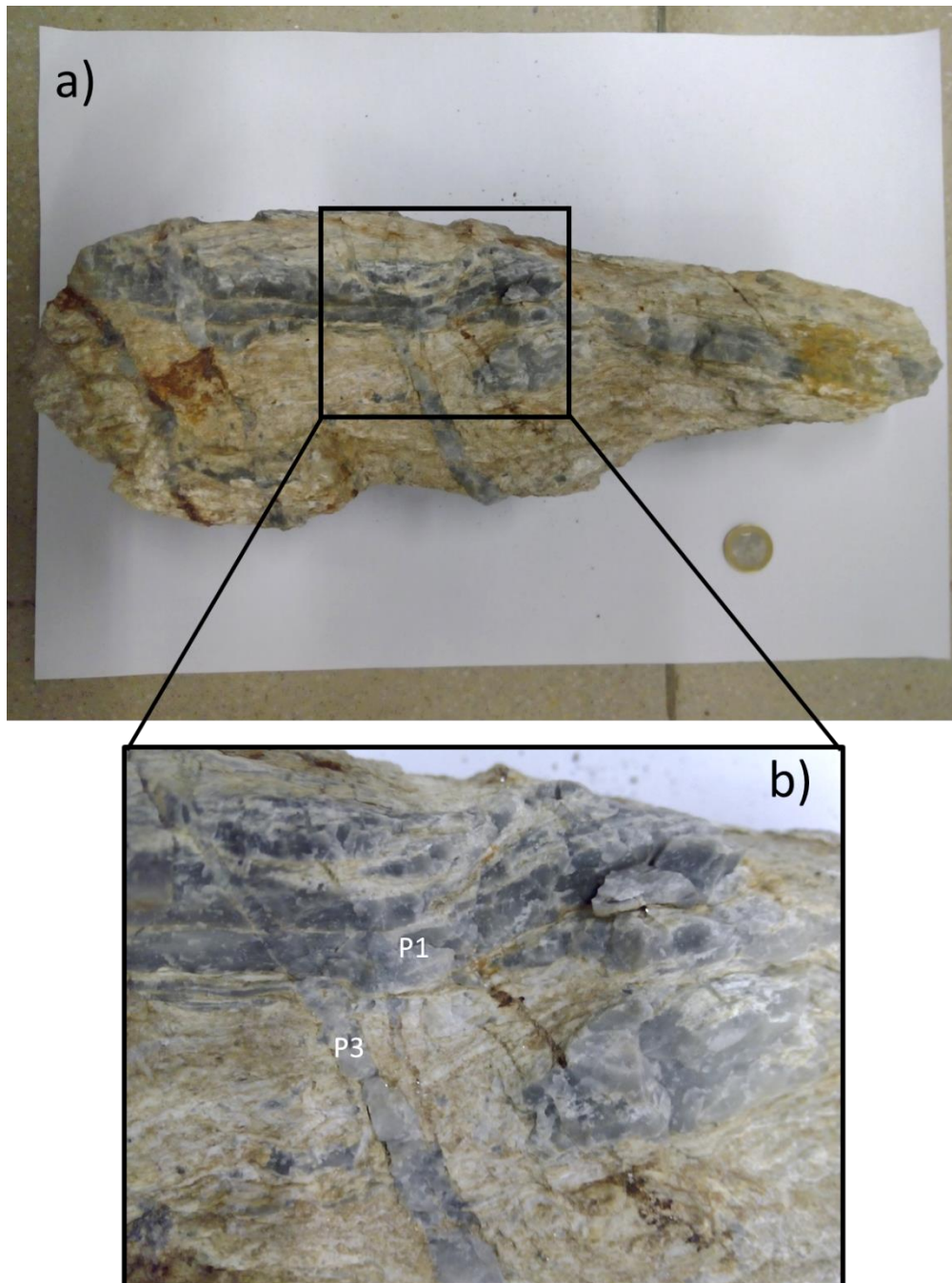


Figura 5.21 - a) Duas gerações de preenchimentos de quartzo no granito da Laboreira, extremamente tectonizado; b) Observação em maior detalhe da relação entre as duas gerações de preenchimentos.



Figura 5.22 - "Tension Gashes" ou Fendas extensionais subparalelas (equivalentes a **C3 – P3**) segmentando o preenchimento P1 subparalelo à foliação milonítica.

As Amostras PEN-1A, PEN-1AA, PEN-1AB, PEN-1AC, PEN-1AD foram colhidas no afloramento 1 e representam o granito da Laboreira nos corredores milonitizados onde se observa uma foliação S-C. Todas estas amostras estão orientadas segundo a direção do fabric milonítico e paralelamente à lineação de estiramento mineral sub-horizontal. As amostras PEN-2 e PEN-2B são representativas dos preenchimentos mineralizados P1. A amostra PEN-3 pretende representar os corredores miloníticos que segmentam os veios de quartzo encaixados nas estruturas **C2 – P2** (Ver localizações na **Figura 5.20**).

5.1.2.1 - O granito da Laboreira não cisalhado e cisalhado no sector de Santo António – amostra PEN-0 e amostras PEN-1A, PEN-1AA, PEN-1AB, PEN-1AC, PEN-1AD

O granito da Laboreira (com deformação incipiente) é um granito equigranular de grão médio a grosseiro composto pela associação Quartzo ± Plagioclase ± Feldspato k (ortoclase + microclina) ± Moscovite – Biotite. A biotite surge claramente subordinada em relação à Moscovite, e aparece quase sempre descolorada (lixiviada), embora muito raramente sugira que possa estar parcialmente cloritizada. A biotite encontra-se quase sempre associada a intercrescimentos com Moscovite (**Figura 5.23**). A turmalina é um mineral acessório abundante (**Figura 5.24**) estando o zircão, a apatite e a ilmenite igualmente representados. A microclinização parcial de alguns feldspatos observados (**Figura 5.27a**) pode estar eventualmente associada aos episódios de greisenização (e.g. Pirajno, 2009), característicos na área em estudo.

A sericite limita-se a nuclear na plagioclase e ou ao longo de alguns planos discretos em torno do feldspato (**Figura 5.24**). Uma foliação incipiente está gravada, localmente, numa certa orientação do quartzo, denunciando mecanismos de recristalização dinâmica no estado sólido (**Figura 5.25**).

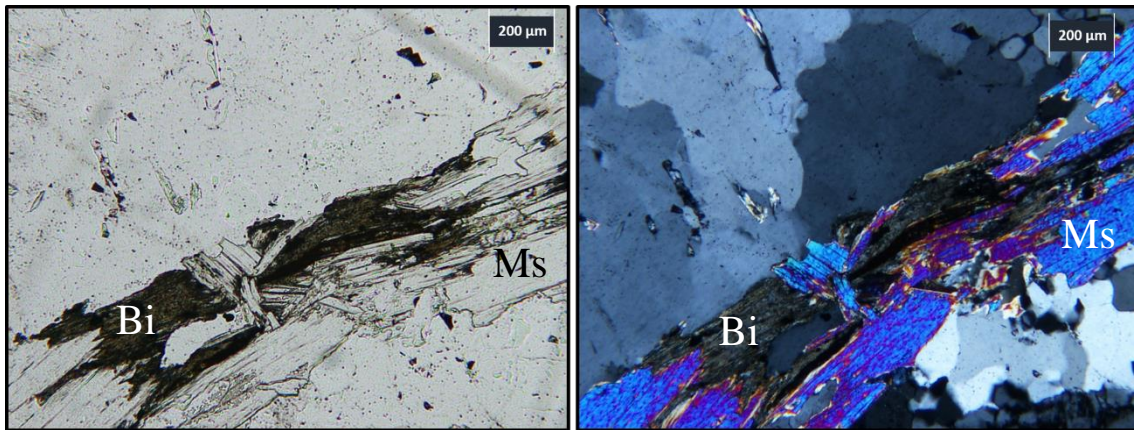


Figura 5.23 - Granito de Laboreira (fácies com deformação intracristalina incipiente). Presença de biotite intercrescida com Moscovite. a) Fotografia em nicóis paralelos. b) Fotografia em nicóis cruzados. Bi – Biotite, Ms – Moscovite.

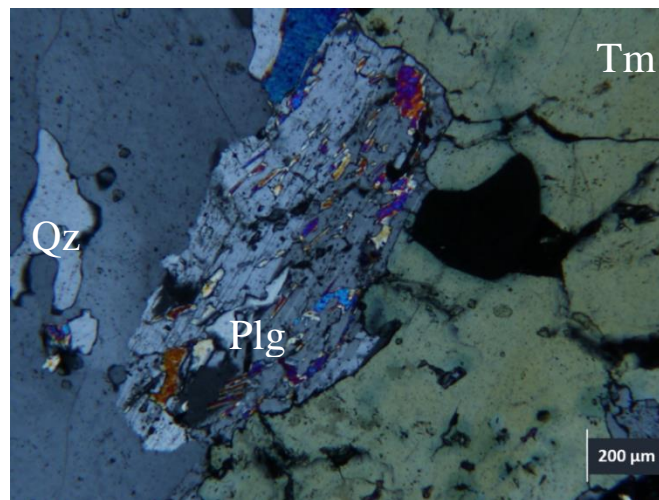


Figura 5.24 - Fotografia representativa da nucleação de Sericite num cristal de Plagioclase (amostra PEN-0). Plg – Plagioclase; Qz – Quartzo; Tm - Turmalina

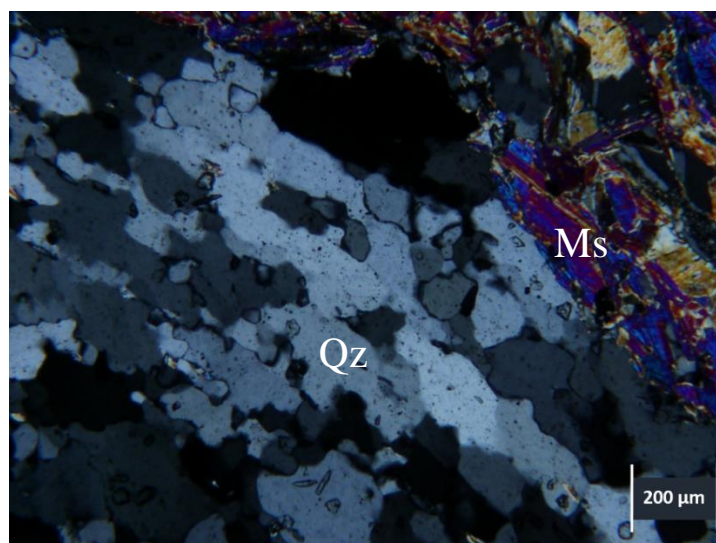


Figura 5.25 - Fotografia representativa do alinhamento preferencial dos cristais de quartzo (amostra PEN-0). Qz – Quartzo, Ms - Moscovite

O encaixante das mineralizações está afetado por corredores intragraníticos de espessura centimétrica a métrica de deformação cisalhante. As mesmas fases minerais observadas na fácies não deformada estão presentes, à exceção da biotite que está ausente, aspeto este sublinhado por Sousa & Ramos (1991). Destaca-se ainda a ocorrência considerável de Turmalina, tal como no granito não deformado. Um outro fator que ganha relevo nestes domínios é a intensificação, por um lado da sericitização em resultado da alteração sintectónica dos feldspatos e por outro da cristalização de uma moscovite grosseira sintectónica. Nos locais de fortes gradientes de deformação a filonitização pode ser intensa e apagar totalmente os componentes primários do granito (**Figura 5.21**).

Os principais aspetos resultantes de uma análise comparativa entre a amostra do granito da Laboreira (PEN-O), e o granito cisalhado estão patentes nas imagens das **Figura 5.26**, **Figura 5.27**, **Figura 5.28** e **Figura 5.30**. A análise foi feita comparando, individualmente, cada mineral constituinte do granito da Laboreira (as imagens que se encontram do lado esquerdo são representativas da amostra PEN-0, enquanto as imagens que se encontram do lado direito representam as restantes amostras).

A análise microtextural mostra que o granito da Laboreira absorve alguma deformação intracristalina (sobretudo visível no quartzo). Este facto está de acordo com a foliação muito incipiente que se observa em amostra de mão. A **Figura 5.26 (a e b)** mostra uma certa orientação preferencial do quartzo em resposta a mecanismos cristal-plásticos intracristalinos. No entanto existem focos onde o quartzo, com junções triplas entre os diferentes cristais, define uma textura granoblástica aparentemente isenta de deformação interna (**Figura 5.26 b**).

No granito cisalhado (**Figura 5.26 c**), o quartzo subidiomórfico desenvolve-se ao longo de bandas ou ocelos que se distinguem pela heterogeneidade da dimensão do grão o qual define diferentes estádios de subgranulação do grão por recristalização dinâmica e, portanto, demonstrando a partição espacial dos mecanismos dúcteis (**Figura 5.26 d, e**). Esses agregados de quartzo desenham um alinhamento preferencial. Por vezes, esses ocelos são constituídos por agregados policristalinos e polimineralicos e estão separados entre si por alinhamentos de micas brancas com grão de recristalização variável (**Figura 5.26 e**) e que fundamentalmente definem as superfícies C. Também se registam acumulações de quartzo em zonas de “sombra de pressão⁴”.

Em zonas de sombra de pressão, em torno dos ocelos de feldspato, os efeitos da recristalização do quartzo estão, comparativamente com outros sectores, mais amenizados (**Figura 5.28 c**).

⁴ As sombras de pressão ocorrem em condições de temperaturas reduzidas e elevadas pressões de fluidos. Nestas condições, existe um aumento da dissolução sobre pressão segundo o eixo de máximo achatamento e formação de fendas no contacto entre o grão rígido e a matriz que o envolve, paralelamente à direção de máximo alongamento. Os cristais que se formam nas referidas fendas constituem as sombras de pressão.

Granito da Laboreira (fora da influência da zona de cisalhamento)

Granito da Laboreira (na influência da zona de cisalhamento)

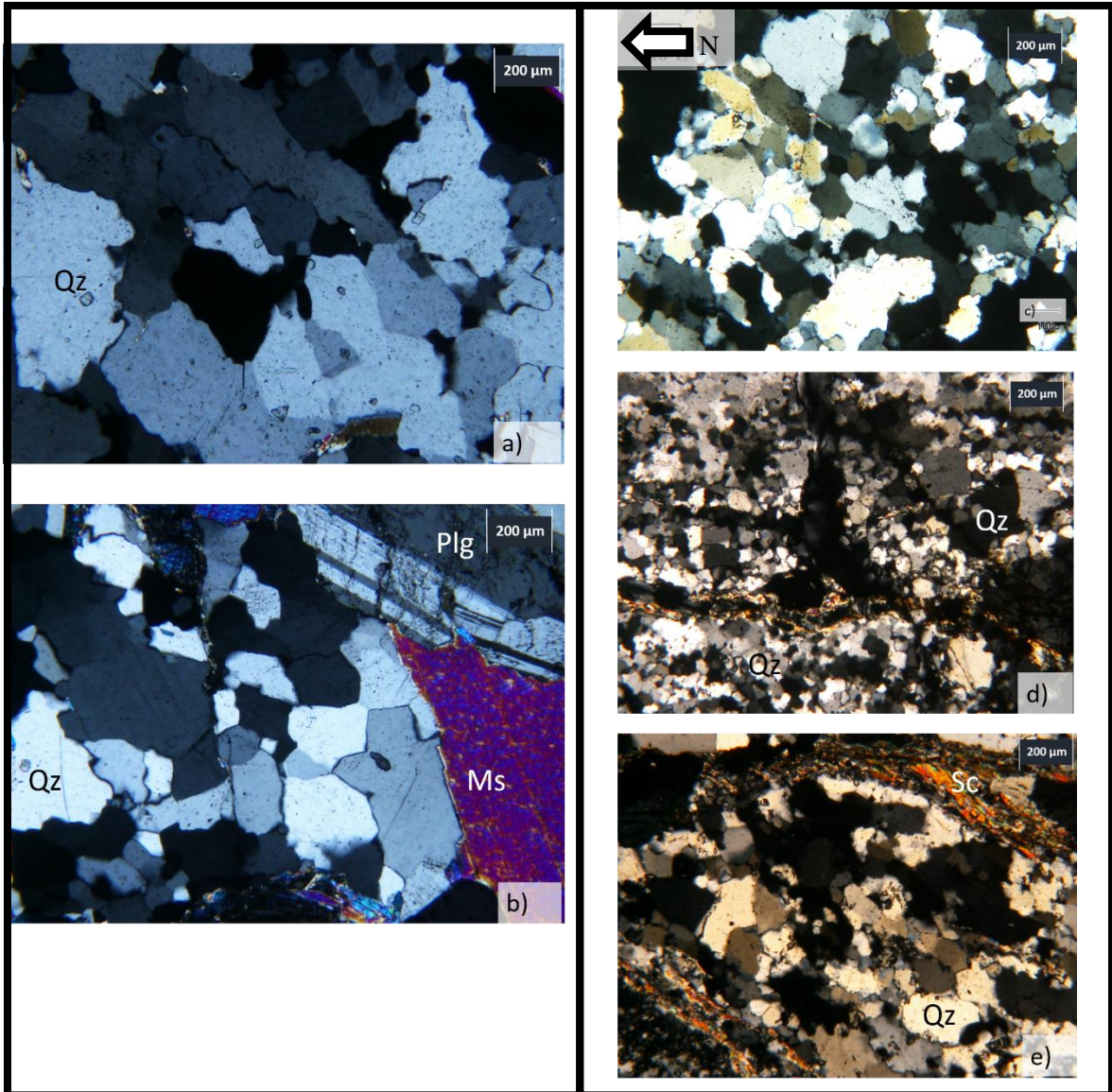


Figura 5.26 - Análise comparativa, à escala microscópica, do estado de deformação do quartzo em lâmina delgada. a) e b) representam fotografias da amostra PEN – 0, que constitui a amostra “padrão”, colhida fora da influência da zona de cisalhamento, enquanto c) representa uma fotografia da amostra PEN – 3, d) e e) representam fotografias da amostra PEN 1, colhidas de uma amostra fortemente influenciada por uma zona de cisalhamento. Legenda: Ms – Moscovite, Plg – Plagioclase, Qz – Quartzo, Sc - Sericite

Procedeu-se igualmente a uma comparação da tipologia da deformação intracristalina e da sua intensidade na Plagioclase e no feldspato potássico (**Figura 5.27** e **Figura 5.28**). Em ambos os casos o feldspato mais abundante é a Plagioclase, embora seja evidente que os processos de hidrólise e consequente transformação em mica branca sejam mais intensos em torno dos grãos de Plagioclase do granito milonitizado (**Figura 5.27 c e d**) ao contrário do que se observa no granito não cisalhado (**Figura 5.27 b**). Nas bandas de maior deformação cisalhante (superfícies

C) a intensidade da alteração sericitica é maior (**Figura 5.27 C**), formando frentes de filonitização separadas das bandas de quartzo recristalizado.

Mantos de sericite envolvem porfiroclastos de Feldspato K indicando que os processos de hidrólise não se resumem à plagioclase (**Figura 5.28 b**). No entanto, em regra, o Feldspato potássico desenvolve halos de intensa redução granulométrica por microfracturação (“*core-mantle mortar structures*”) nem sempre acompanhada de filonitização generalizada (pormenor da **Figura 5.28 d**). Estas texturas «mortar» são efectivamente constituídas por um agregado poliminerálico (quartzo + feldspato) de granularidade muito reduzida e marcam bandas de “fluência cataclástica e de recristalização incipiente do quartzo” em torno dos porfiroclastos relíquia de feldspato.

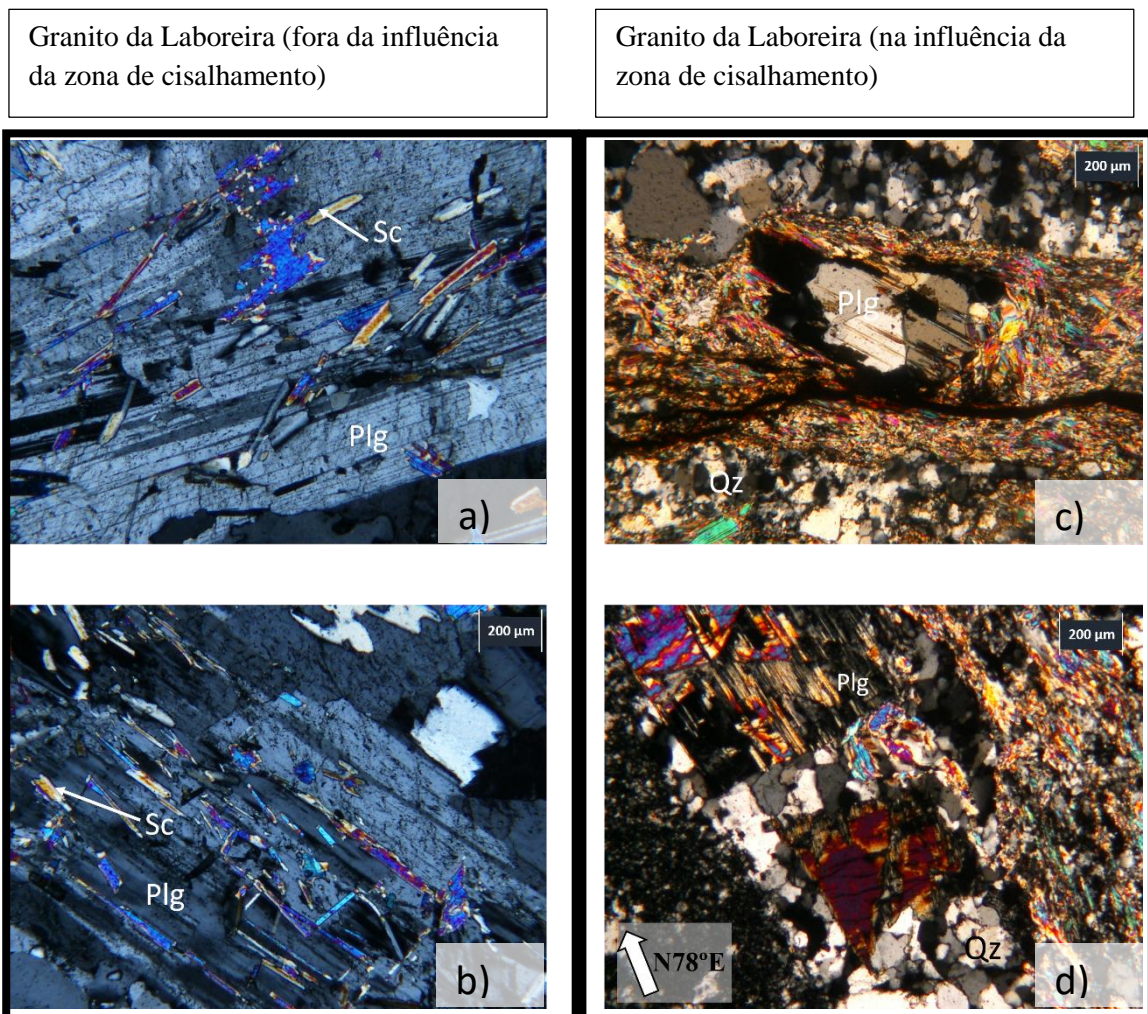


Figura 5.27 - Análise comparativa, à escala microscópica, do estado de deformação dos feldspatos em lâmina delgada. a) e b) representam fotografias da amostra PEN – 0, que constitui a amostra “padrão”, colhida fora da influência da zona de cisalhamento, enquanto c) e d) representa uma fotografia da lâmina PEN 1AD, colhidas de uma amostra fortemente influenciada por uma zona de cisalhamento. Legenda: Kfs – Feldspato K, Plg – Plagioclase, Qz – Quartzo, Sc – Sericite.

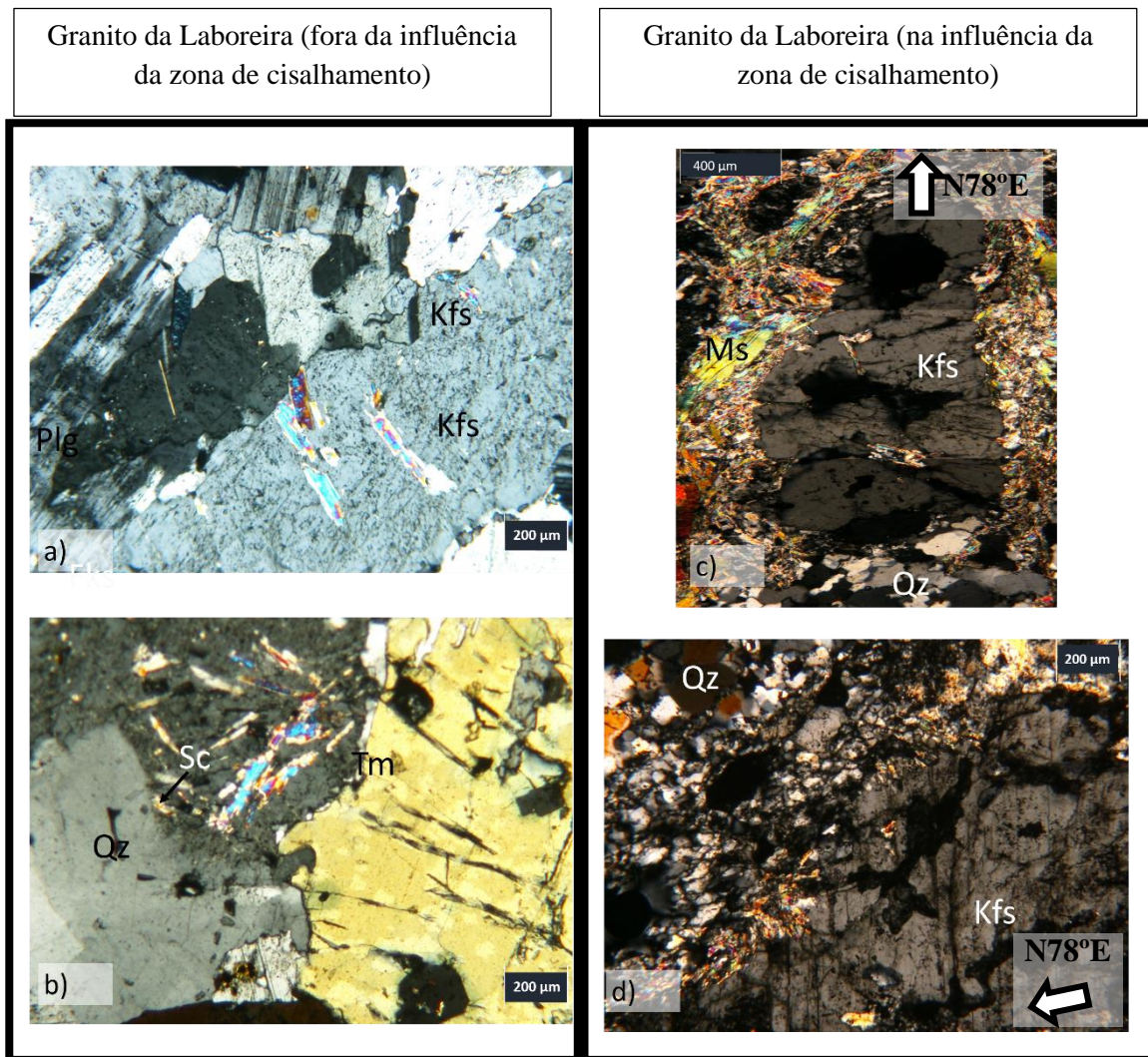


Figura 5.28 - Análise comparativa, à escala microscópica, do estado de deformação dos feldspatos K em lâmina delgada. a) e b) representam fotografias da amostra PEN – 0, que constitui a amostra “padrão”, colhida fora da influência da zona de cisalhamento, enquanto c) representa uma fotografia da amostra PEN 1A d) pertence à amostra PEN 1AA, colhidas de uma amostra fortemente influenciada por uma zona de cisalhamento. Legenda: Kfs – Feldspato K, Qz – Quartzo, Sc – Sericite, Tm – Turmalina.

As observações feitas aos diversos grãos de feldspato K sugerem que a deformação acomodada por este conjunto de minerais foi essencialmente frágil, com poucas manifestações de carácter dúctil-frágil que quando ocorrem manifestam-se através da recristalização incipiente ao longo dos microplanos de fracturação existentes no feldspato K.

As observações feitas relativamente ao estudo das fases minerais quartzosas, coadjuvadas com as ilaões retiradas da análise dos cristais de Feldspato K permitem sugerir que a deformação observada é característica da zona de de transição entre regime frágil e dúctil (Este aspecto é aprofundado no capítulo 7.2). Na Figura 5.29 é visível um excelente exemplo do contraste entre a deformação plástica do quartzo e a deformação frágil do feldspato K.

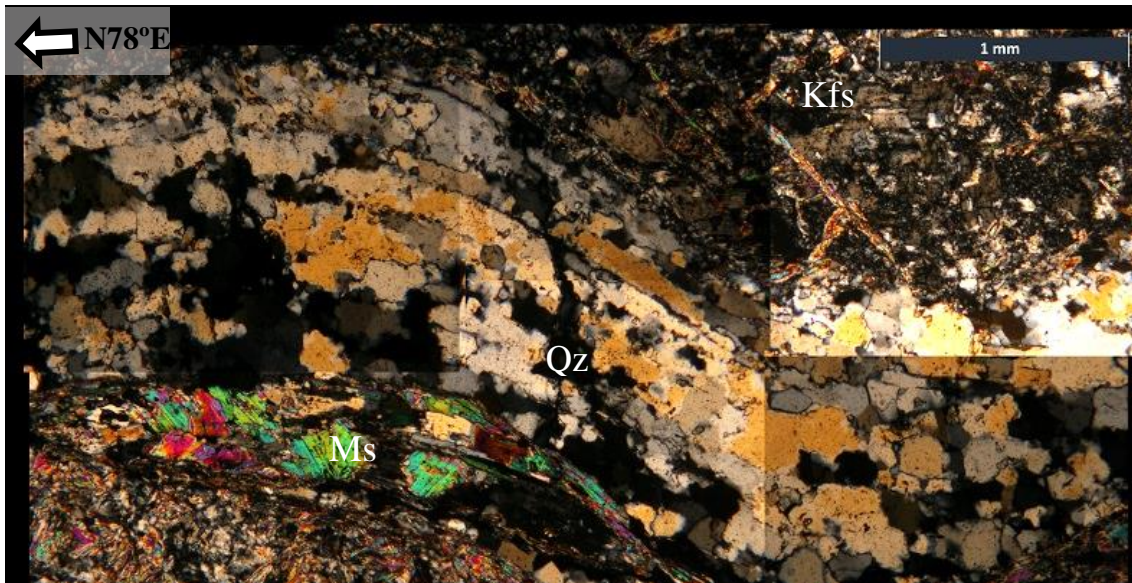


Figura 5.29 - Contraste entre a deformação dúctil do quartzo, que “flui” em torno do grão maior de feldspato K que por sua vez apresenta microfracturação e recrystalização ao longo desses planos. Amostra PEN 1AA. Kfs – Feldspato de potássio Ms - Moscovite, Qz - Quartzo

No granito cisalhado a Moscovite primária sofre igualmente fragmentação/redução do grão nas suas margens e encurvamento da clivagem (**Figura 5.30 c, d**). A clivagem sofre flexão junto aos planos C-S marcados por fitas de quartzo recrystalizado (**Figura 5.30 d**). A assimetria desenhada pela clivagem da Moscovite e o seu “bending”, juntamente com a assimetria dos alinhamentos de quartzo subgranular permite sublinhar as micro-foliações C e S e constituem um bom critério da cinemática esquerda associada a estes domínios em cisalhamento simples, dúctil-frágil.

Algumas micas brancas desenharam estruturas assimétricas com rotação e “sliding” entre grãos de Moscovite como consequência de deformação cisalhante esquerda (**Figura 5.31**). Estruturas do tipo “micafish” (**Figura 5.32**) sugerem que alguma Moscovite possa ser sincinemática e gerada por rearranjo e recrystalização dinâmica de grãos de moscovite primários e eventualmente a partir de sericite hidrolítica. Como se verá adiante, poderá surgir uma mica branca de origem hidrotermal tardia, cristalizando ao longo de planos de rotura dilatacional tal como é observável na **Figura 5.33**. A figura referida constitui um exemplo de que a precipitação de novas fases minerais na zona em estudo é sincinemática em relação ao cisalhamento simples em regime transtensivo.

Granito da Laboreira (fora da influência da zona de cisalhamento)

Granito da Laboreira (na influência da zona de cisalhamento)

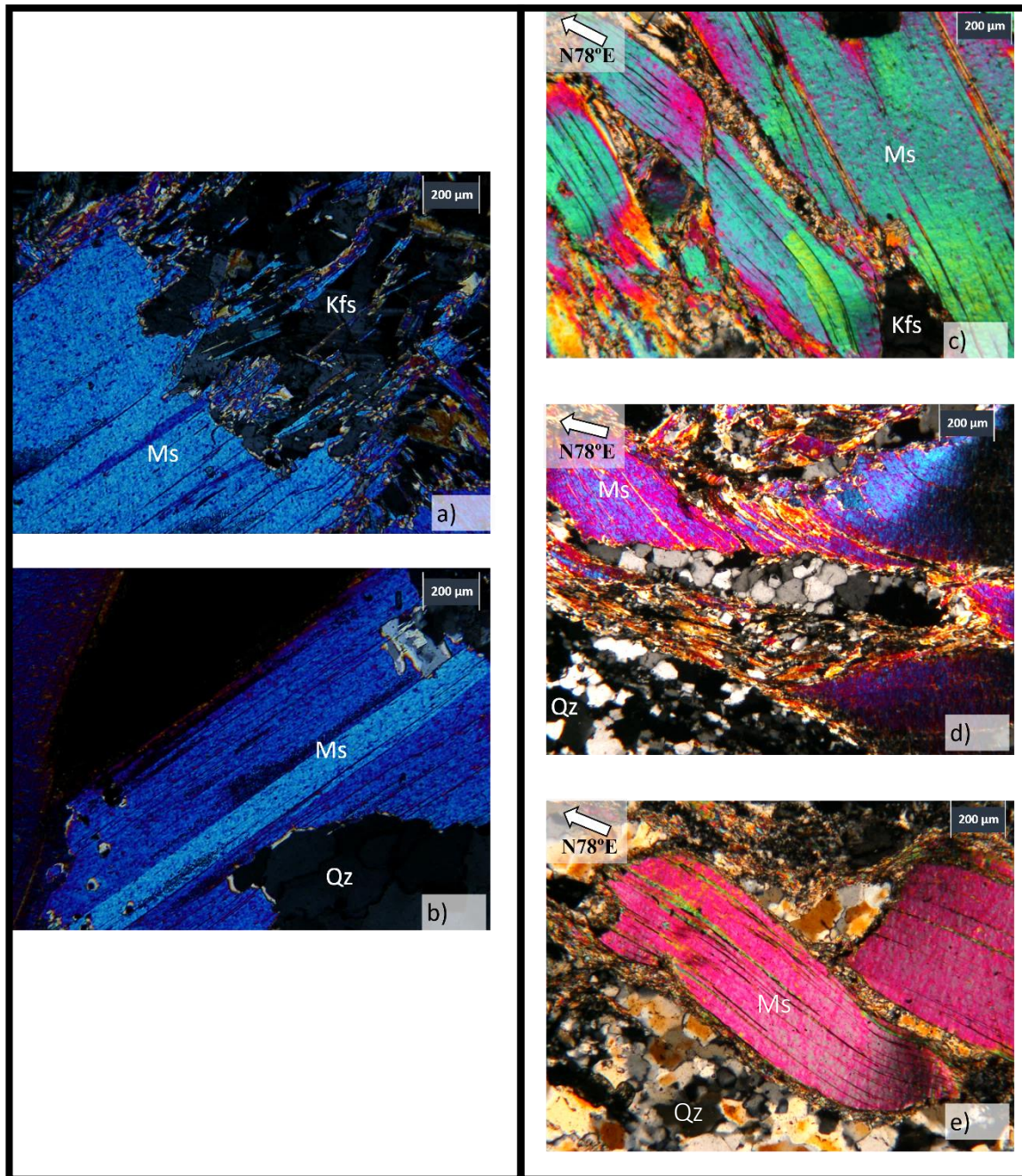


Figura 5.30 - Análise comparativa, à escala microscópica, do estado de deformação da plagioclase em lâmina delgada. a) e b) representam fotografias da amostra PEN – 0, que constitui a amostra “padrão”, colhida fora da influência da zona de cisalhamento, enquanto c) representa uma fotografia da amostra PEN 1AA, e d) e e) são representativas da amostra PEN 1 AB, colhidas de uma amostra fortemente influenciada por uma zona de cisalhamento. Legenda: Kfs – Feldspato K, Qz – Quartzo, Ms - Moscovite.

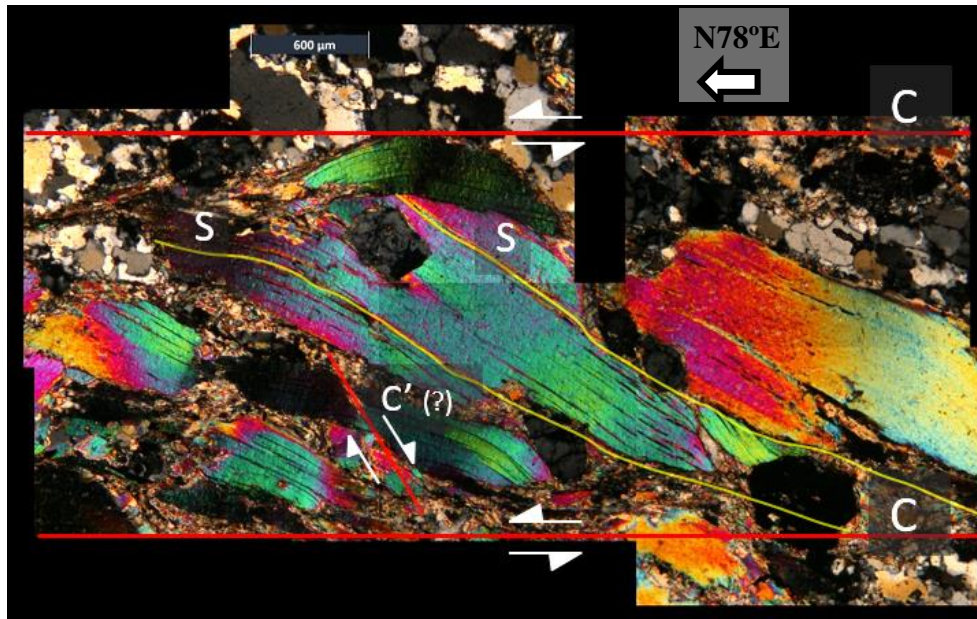


Figura 5.31 - Montagem fotográfica representativa de grãos de Moscovite que sofreram deformação cisalhante, exibindo o fabric milonítico S-C (amostra PEN 1AA).

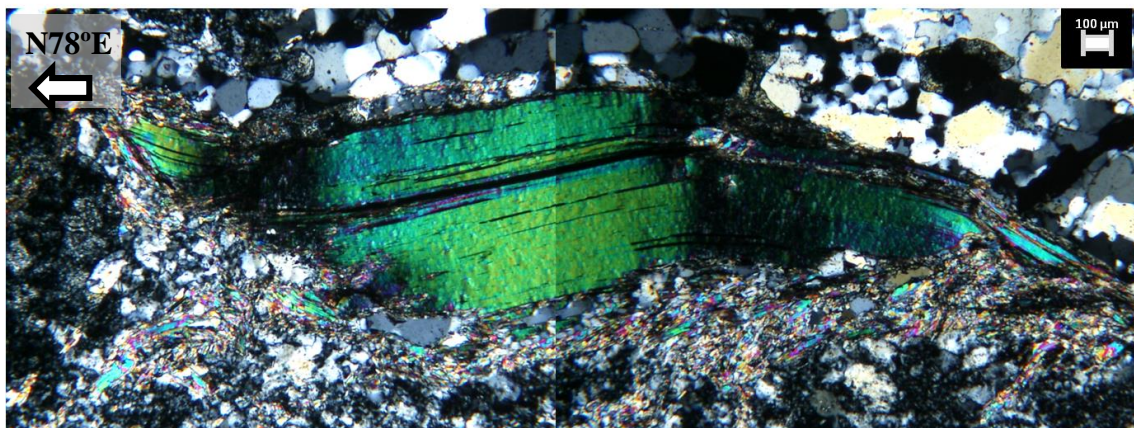


Figura 5.32 - Grão de moscovite, sincinemático, com aproximadamente 4mm de extensão exibindo uma estrutura do tipo "micafish", indicadora de movimento esquerdo. (Amostra PEN 1AC).

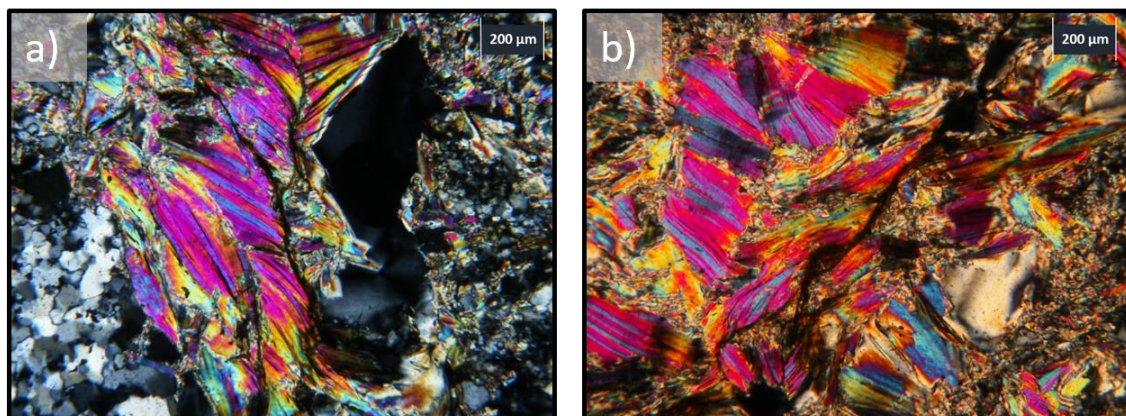


Figura 5.33 - a) Moscovite secundária hidrotermal ao longo de uma fenda de tração perpendicular à direção do fabric milonítico. b) Filonitização intensa nas imediações de um microplano de fraturação.

5.1.2.2 - Preenchimentos P1 e P2 – amostra PEN-2 e PEN-2B

Por último, considera-se as observações feitas relativamente à amostra PEN 2, retirada do veio mineralizado. As ilaões retiradas anteriormente encontram-se bem patentes nos cristais de arsenopirite, que revelam características de deformação de carácter dúctil-frágil. É perceptível uma primeira fase de deformação essencialmente frágil, onde ocorreu a cataclase dos cristais de arsenopirite. A recuperação semi-dúctil da arsenopirite fragmentada está patente na orientação preferencial da sua forma (**Figura 5.34**). A oscilação de fases de deformação acentuadamente mais frágeis ou dúcteis encontra-se intrinsecamente relacionada com flutuações de tensão efetiva, cuja variação poderá estar relacionada com a introdução episódica de fluidos.

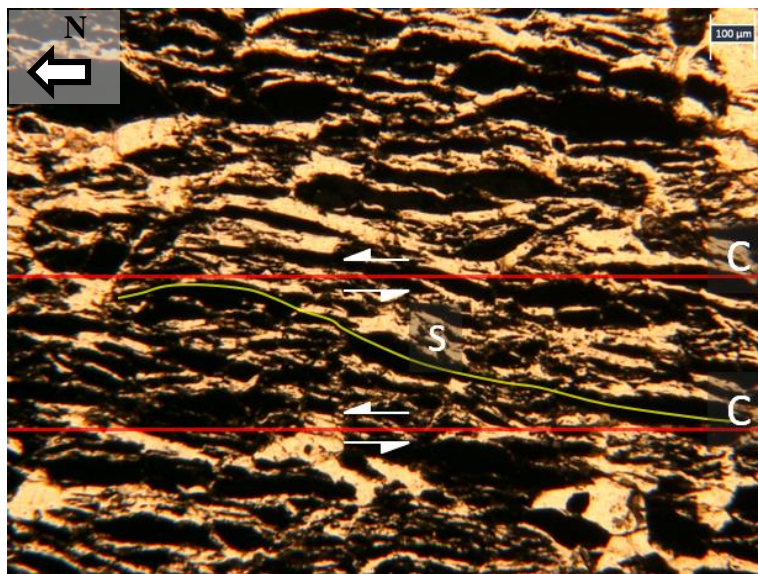


Figura 5.34 - Cristais de arsenopirite que expõem uma fase de recuperação dinâmica posterior a um fenómeno primário de cataclase (Amostra PEN 2). C – Planos C, S – Planos S

Estes preenchimentos consistem na fase principal da mineralização de Santo António de Penedono. Surgem em bandas isoladas ricas em Arsenopirite (com ou sem quartzo associado) ou surgem no encosto (“salbanda micéica”) de veios de Quartzo. As Lâminas observadas revelam a associação mineral $Qz \pm$ Arsenopirite e outros opacos não identificados.

5.2 - Análise Dinâmica

No presente subcapítulo pretende-se fazer a análise dinâmica das áreas estudadas, isto é, compatibilizar a geometria e cinemática das estruturas meso-microscópicas com o campo de tensões local que as gerou.

A zona em estudo (compreendendo ambos os afloramentos cartografados) representa uma zona de cisalhamento, onde são visíveis indícios de movimentação transtensiva esquerda, que evolui para desligamento puro. Como tal, considera-se σ_1 (direção de maior esforço compressivo), subvertical e σ_3 (direção de menor esforço compressivo) Sub-horizontal (Ver **Figura 5.35**).

A presente análise será feita tomando em consideração os resultados obtidos nos subcapítulos anteriores, referentes à análise geométrica e cinemática, à micro e meso escala. Considerar-se-á também o critério de rotura de Navier-Coloumb e o critério de rotura parabólico de Griffith, de modo a representar qualitativamente o estado de tensão associado à formação de cada família de

estruturas (Figura 2.8). O diferencial de tensão utilizado para representar os círculos de Mohr, referentes às diferentes situações em análise, foi feito com base em Sibson (2003) (Ver capítulo 2.1.5).

X – Direção de máximo alongamento

Z – Direção de máximo achatamento

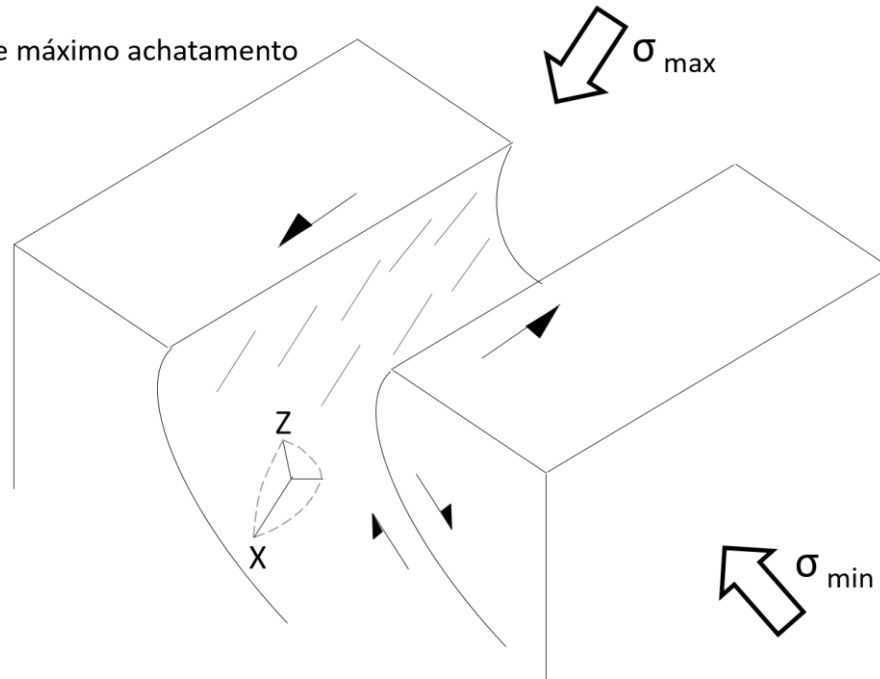


Figura 5.35 – Bloco diagrama ilustrativo de um modelo de movimentação transtensiva.

Com base nas relações temporais entre as diferentes estruturas foram definidos os seguintes sistemas:

i) Sistema Varisco Semi-Frágil (SVSF) – Este sistema engloba **Fabric milonítico S-C**, as estruturas transtensivas **C1 - P1**, as estruturas **C2 - P2** que testemunham um incremento secundário de tração ainda sob o efeito do mesmo regime em cisalhamento simples, e as estruturas **C3 - P3**, resultantes da recuperação dinâmico do conjunto anterior. As estruturas referidas estão ordenadas temporalmente e o conjunto apresenta características de deformação semi-frágeis. No entanto, os aspetos frágeis da deformação tendem a acentuar-se com a evolução do conjunto. Considera-se que a formação destas estruturas seja Sin-D3.

ii) Sistema Tardi-Varisco Frágil (STVF) – Neste sistema encontram-se agrupadas as estruturas que resultam da reativação, em regime frágil, do sistema anterior. Este sistema encontra-se representado por estruturas orientadas NS, resultantes da propagação de descontinuidades pré-existentes, que cortam as estruturas C1 - P1 e C2 - P2, e por um conjunto de fraturas tardias orientadas, em média, aproximadamente N10°W, aparentando delinear um sistema conjugado. Considera-se este sistema Tardi-D3.

Considerando a recente idade de recristalização para o granito da Laboreira de ca. 310 Ma (Pereira *et al.*, 2015, *Pers. comm*) como uma referência temporal, e assumindo que as estruturas mineralizadas cartografadas resultam fundamentalmente de deformação dúctil-frágil no estado sólido, então é possível inferir uma idade para os processos mineralizantes, que terão decorrido essencialmente após a instalação e arrefecimento do granito (Pós-310 Ma), tornando-os por

consequente Sin-D3. Os mecanismos de instalação e a relação com as principais zonas de cisalhamento a afectar a região serão discutidos no capítulo 7.

Passar-se-á então à descrição mais pormenorizada dos sistemas acima enumerados.

5.2.1 - Sistema Varisco Semi-frágil (SVSF)

O sistema Varisco semi-frágil (Sin-D3) foi o primeiro sistema de fracturação a ser gerado. Tem orientação média N50°E80°SE e associa-se às estruturas C1 - P1, compostas pela paragénese Qz ± Aspy ± Au, às estruturas C2 - P2, com preenchimentos essencialmente quartzosos, às estruturas C3 - P3 compostas por Qz ± Aspy e às bandas de deformação cisalhante S-C (Orientadas N60-70°E).

A partir da relação existente entre as estruturas pertencentes ao SVSF, nomeadamente entre os preenchimentos P1 e as bandas de deformação cisalhante, foi possível inferir o campo de tensões associado. Considerando que a orientação dos preenchimentos P1 é em média N50°E, que a orientação das bandas de deformação cisalhante é em média N60°E e que em condições de “*extensional shear*” o ângulo compreendido entre a direcção de máxima compressão e os planos de cisalhamento é inferior a θ_i ($25^\circ < \theta_i < 30^\circ$), admitiu-se que a direcção de máxima compressão (σ_1) associada à formação das estruturas SVSF é de aproximadamente ~N40°E (**Figura 5.36**). É importante realçar que esta direcção refere-se ao campo de tensões local, e foi obtida com base na relação geométrica dos elementos cartografados e segundo o sistema de coordenadas actual.

É igualmente importante sublinhar que as atuais relações angulares entre os diferentes objetos pode não corresponder às relações originais pois o conjunto foi sujeito a um regime de achatamento tardi-Varisco, o que se encontra perpetuado nos sistemas conjugados frágeis Tardi-D3.

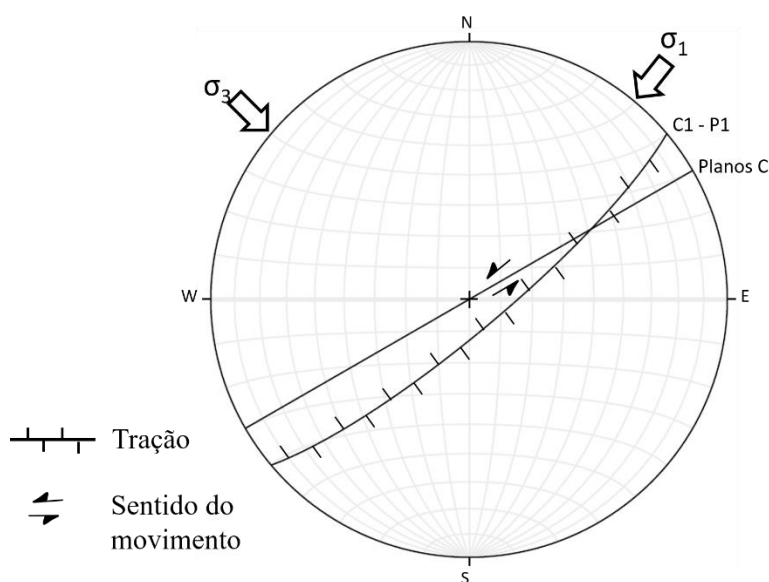


Figura 5.36 - Projeção estereográfica onde se encontra representada a atitude média das estruturas C1-P1 e dos planos C. A direcção de máxima compressão (σ_1) é de ~N40°E

A génese e evolução do SVSF aparenta ser consequência de deformação contínua em cisalhamento simples. A geometria apresentada por este sistema é compatível com um regime

tectónico local transtensivo esquerdo, sendo que a rotura mecânica das estruturas **C1 – P1** se deu por “Extensional Shear” (**Figura 5.37**). A não coaxialidade da deformação está materializada nos fabrics miloníticos, localmente penetrativos, e na assimetria dos objetos e foliações internas (S-C).

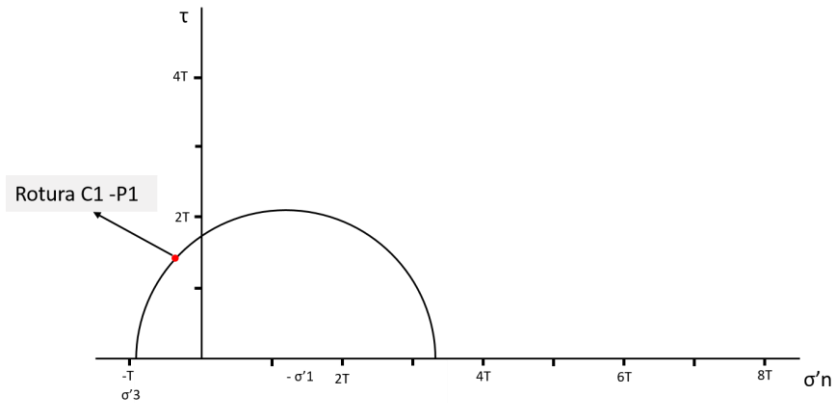


Figura 5.37 - Diagrama de Mohr onde consta uma representação hipotética e qualitativa do estado de tensão segundo o qual se terão formado as estruturas **C1 – P1**

Relativamente à formação das estruturas **C2-P2**, considerou-se que o mesmo campo de tensões pode ser responsável pela sua origem, visto que a sua geometria e distribuição espacial são compatíveis com abertura por tração pura em regime de cisalhamento simples. Com efeito, os objetos **C2-P2** orientados $\sim N40^\circ E$ são compatíveis com a abertura por tração segundo o mesmo campo de tensões que foi referido anteriormente (**Figura 5.38**). A reativação das estruturas **C1 – P1** encontra-se bem documentada no estudo microscópico (**Figura 5.34**).

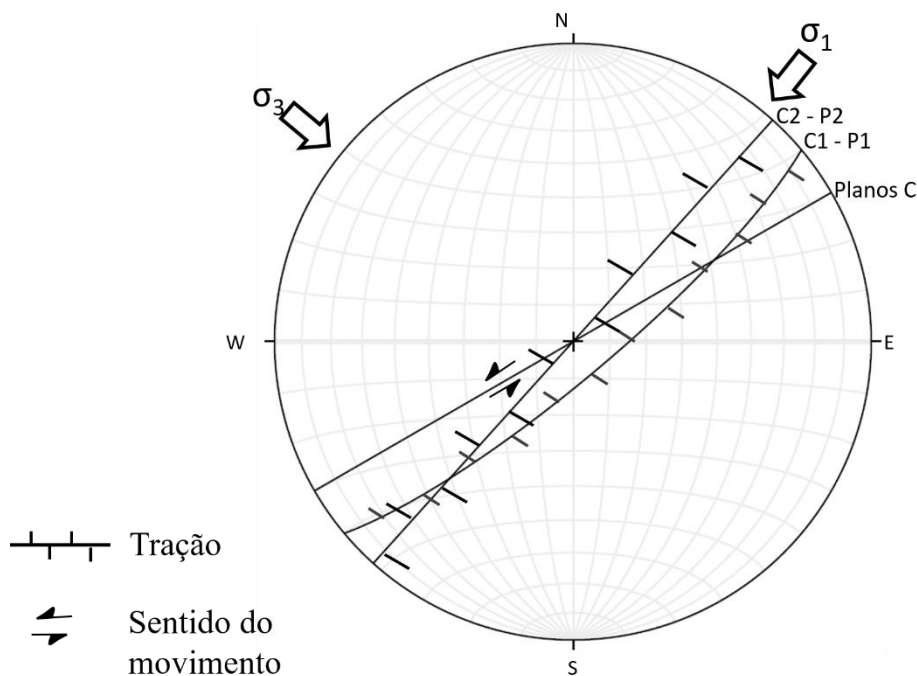


Figura 5.38 - Projeção estereográfica onde se encontram representada a atitude média dos preenchimentos P1, dos preenchimentos P2 e dos planos C. A direção de máxima compressão (σ_1) é $\sim N40^\circ E$

Não se admite que tenha sido necessária a rotação do campo de tensões para justificar as estruturas **C2 – P2**, uma vez que o modo de abertura do tipo I (“Tensile fractures”) está previsto nos modelos de rotura em cisalhamento simples de Riedel (**Figura 2.4**). No entanto as relações espaciais das diferentes estruturas sugerem que os objetos **C2 – P2** sejam posteriores aos objetos **C1 – P1**. Embora sejam visíveis fendas de tração “en échelon” na dependência da “caixa de deformação” em cisalhamento simples, o maior volume de fluidos quartzosos reparte-se por estruturas **C2-P2** e por discontinuidades prévias **C1 – P1** (**Figura 5.39**), o que indica que estas últimas representam zonas de fraqueza estrutural reativadas dinamicamente e recuperadas em termos de permeabilidade por fratura. Por este motivo, por vezes observam-se os preenchimentos sulfuretados P1 associados aos preenchimentos P2 enquanto noutros casos tal não acontece.

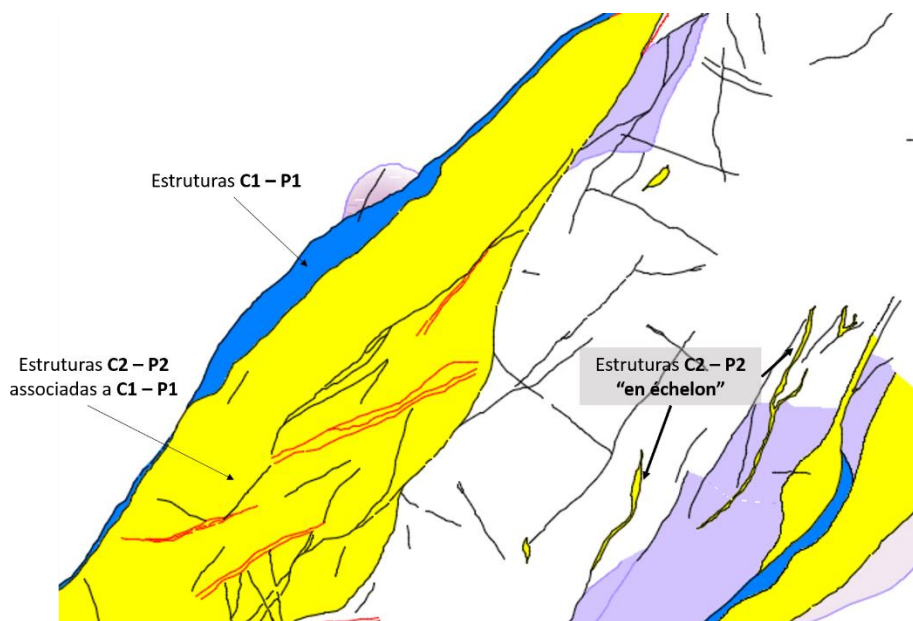


Figura 5.39 – Detalhe da cartografia de elevada resolução onde são visíveis os diferentes modos de ocorrência das estruturas **C2 – P2**

Em suma, a formação e evolução das estruturas **C1 – P1** e **C2 – P2**, são reflexo da deformação progressiva em que a presença episódica de um maior volume de fluidos desempenhou um papel fulcral. Os preenchimentos **P1** formaram-se segundo um estado de tensão que favorece a rotura por “*extensional shear*” enquanto os preenchimentos **P2** formaram-se progressivamente à medida que o estado de tensão oscilou entre o “*extensional shear*” e a tração pura “*Extensional failure*” (**Figura 5.40**). Estas oscilações traduzem-se na alternância de períodos onde ocorreu a acumulação de fluidos e períodos onde se deu a sua libertação. O carácter episódico da rotura por “*extensional shear*” e tração pura, e o conseqüente carácter “multi-stage” de injeção de fluidos, reflete-se na geometria final apresentada pelos preenchimentos **P1** e **P2** no afloramento 1 (Ver **Figura 5.41**). No afloramento 2, a geração e evolução da principal estrutura mineralizada (Estrutura **C1 – P1**) ocorreu segundo um mecanismo semelhante, embora o segundo estágio, relativo à formação dos preenchimentos **P2**, não seja visível.

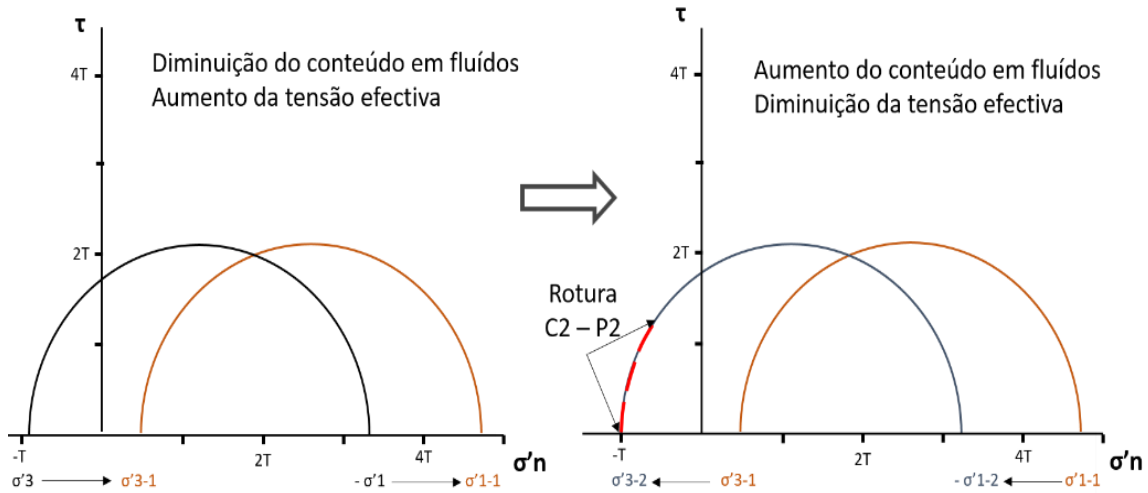


Figura 5.40 - Diagrama de Mohr onde consta uma representação teórica e qualitativa do estado de tensão segundo o qual se terão formado os preenchimentos P2.

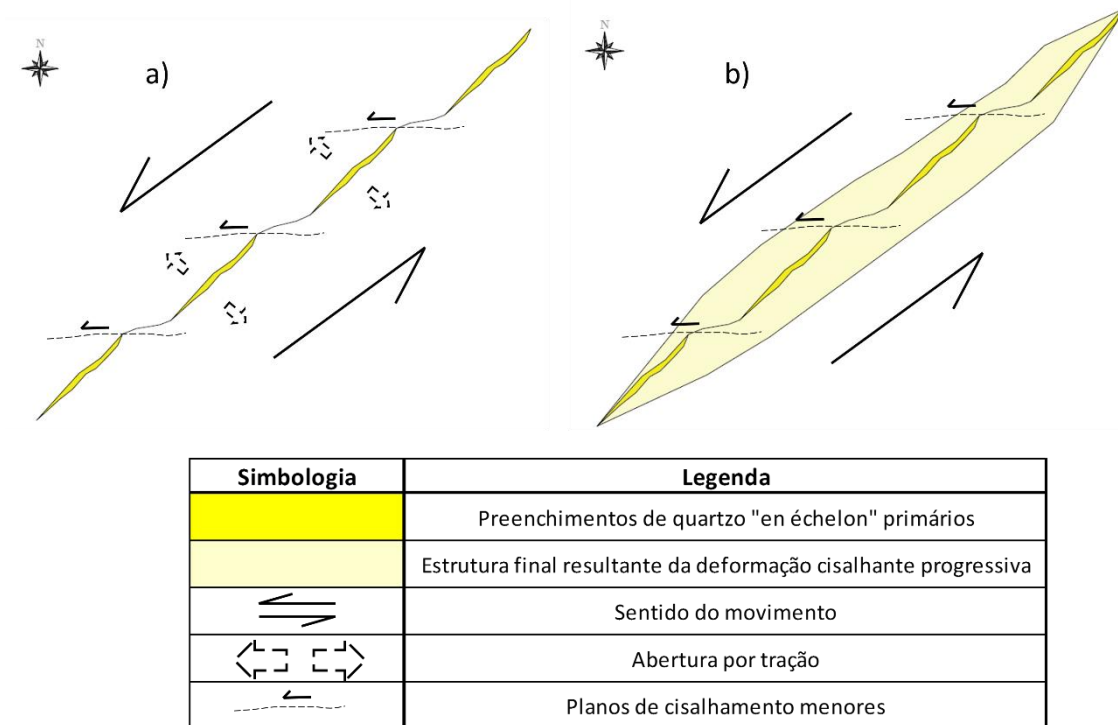


Figura 5.41 – Mecanismos de formação e evolução das estruturas C2 – P2. a) Formação de preenchimentos de quartzo “en échelon” primários. b) Abertura por tração de todo o conjunto.

As estruturas **C3 – P3**, com orientação ~NS aparentam resultar da recuperação das estruturas anteriores, num regime ligeiramente mais frágil (Embora ainda no domínio semi-frágil). Ao ocorrer nova movimentação esquerda dos planos previamente gerados, criaram-se as condições necessárias para que se formassem “dilational fault jogs” à mesoescala, que se encontram materializados pelas estruturas **C3-P3**. Neste contexto, uma vez mais, a pressão dos fluidos desempenha um papel fulcral, diminuindo a tensão efetiva e facilitando a abertura por tração.

A relação espacial entre estas fraturas e as estruturas prévias, sugere duas possibilidades:

i) A direção de máxima compressão (σ_1) rodou, adquirindo uma orientação \sim NS, próxima das estruturas **C3 – P3** (Ver **Figura 5.42**).

ii) O campo de tensões manteve a orientação associada à formação dos dois primeiros conjuntos de estruturas (**Figura 5.43**).

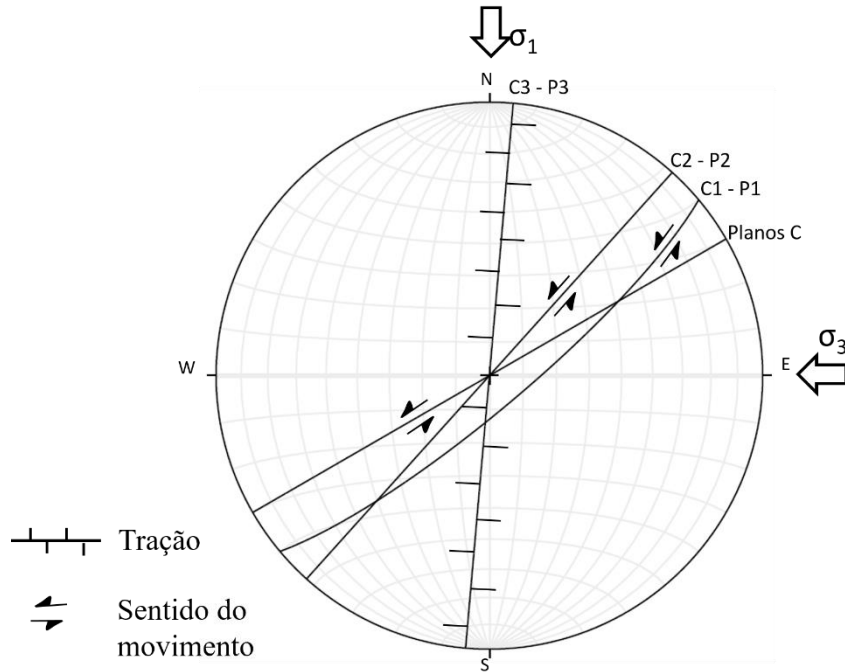


Figura 5.42 - Projeção estereográfica representativa da hipótese i) onde se encontram representada a atitude média das estruturas **C1 – P1**, **C2 – P2**, **C3 – P3** e dos **planos C**. A direção de máxima compressão (σ_1) é \sim NS.

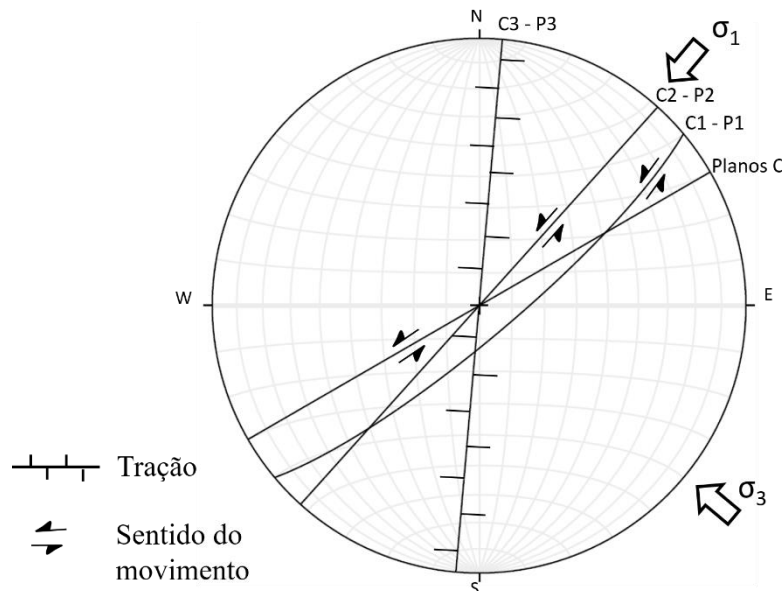


Figura 5.43 - Projeção estereográfica representativa da hipótese ii), onde se encontram representada a atitude média das estruturas **C1 – P1**, **C2 – P2**, **C3 – P3** e dos **planos C**. A direção de máxima compressão (σ_1) é \sim N40°E

A hipótese i) não se apresenta muito verosímil visto que se estas estruturas resultassem da ação de um campo de tensões NS, a sua distribuição espacial na concessão mineira de Penedono seria muito mais visível e a sua geometria não se encontraria condicionada pelas estruturas **C1 – P1** e pelos **fabric miloníticos S–C**. A inexistência de estruturas à meso e microescala que testemunhem a rotação progressiva do campo de tensões reforça a afirmação anterior.

A hipótese ii) apresenta-se mais compatível com as observações registadas no campo. As estruturas **C3 – P3** apresentam-se claramente subordinadas às estruturas **C1 – P1** e **C2 – P2**, o que se encontra testemunhado pelo facto de estas descontinuidades tenderem a surgir em apenas um dos flancos das estruturas **C1 – P1**. Estas estruturas ~NS tendem a surgir apenas num dos flancos das estruturas **C1 – P1** e **C2 – P2** e/ou na forma de ramificações dos objetos referidos (“*Horsetail fractures*”). Adicionalmente, é visível que as estruturas **C3 – P3** tendem a coalescer em ambos os afloramentos com a estrutura principal **C1 – P1** (Ver **Figura 5.44** e **Figura 5.45**). Estes aspetos reforçam que as estruturas **C3 – P3** podem corresponder a novas meso fraturas secundárias, de carácter dilatacional, geradas em “*dilational fault jogs*” à mesoscala, como consequência da recuperação e propagação das estruturas constituintes do SVSF.

No fundo, as estruturas **C3 – P3**, orientadas NS a N10°E, podem ter sido por geradas por “*reshearing*” do **fabric milonítica S-C**, das estruturas **C1 – P1** e **C2 – P2**, na medida que se verifique a condição $\tau > \sigma'n$ (**Figura 5.46**). A reativação destas anisotropias em desligamento (aspeto testemunhado pelo facto da maioria das estrias serem subhorizontais) induz a tração necessária para que se formem as estruturas **C3 – P3**. É possível que estas descontinuidades tenham funcionado como condutas que permitiram o escape episódico de fluidos, num processo análogo ao de bombagem sísmica (Sibson, 1975; 1990; 2003).

Analisando ainda a figura **Figura 5.46**, é visível que a condição de “*reshearing*” imposta pressupõe a inexistência de coesão nos principais planos movimentados. Esta assunção não é muito correta visto que a existência de preenchimentos nas estruturas em análise implica a existência de alguma coesão. No entanto, esta hipótese pode ser válida se considerarmos que no andar estrutural onde, potencialmente, se formaram os objetos em estudo, vigore um regime de deformação essencialmente semi-frágil. Nesta região da crosta, a resistência dos planos de falha tende a ser substancialmente menor (**Figura 2.7**), facilitando assim a recuperação das anisotropias previamente geradas. Adicionalmente, os mecanismos de deformação associados a este andar estrutural são de natureza essencialmente “quasi-plástica”, dos quais se destacam as movimentações do tipo “*dislocation creep*” associados à recristalização sintectónica (Sibson, 1977; Scholz, 1990).

É plausível que este sistema se encontre associado à terceira etapa mineralizante descrita por Sousa & Ramos (1991).

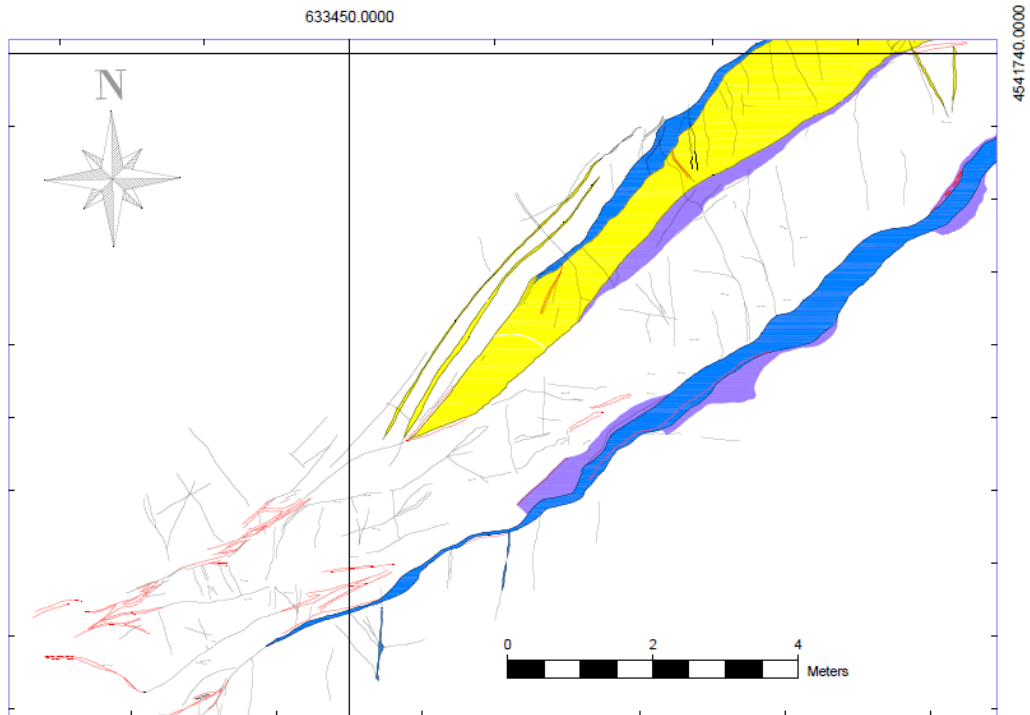


Figura 5.44 - Detalhe da confluência das estruturas C3 – P3 com as estruturas C1 – P1 no afloramento n°1

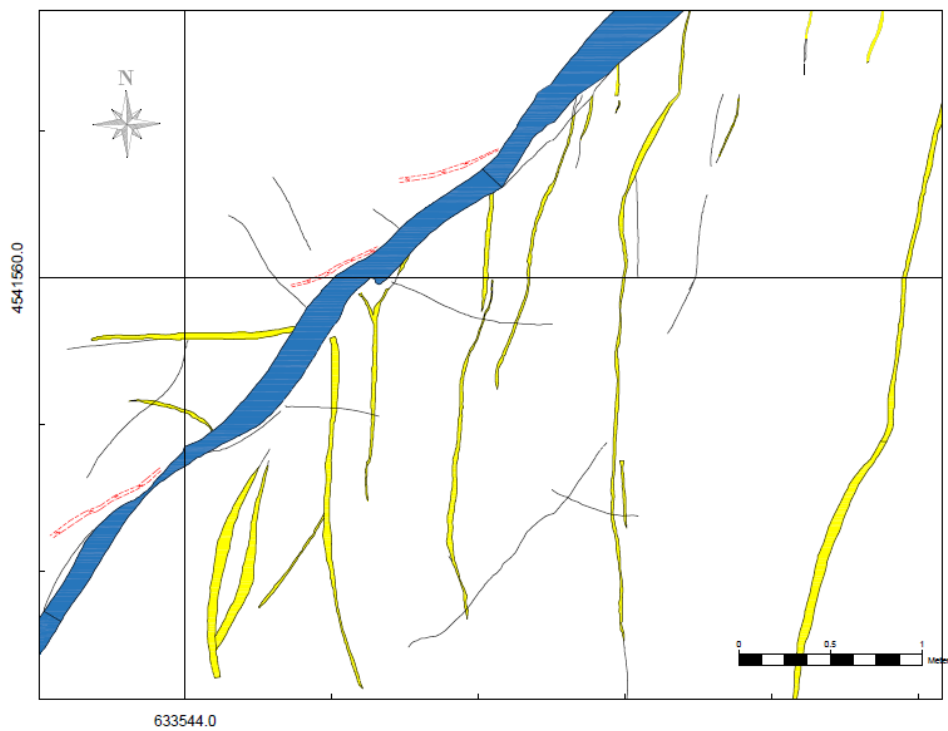


Figura 5.45 - Detalhe da confluência das estruturas C3 – P3 com as estruturas C1 – P1 no afloramento n°2

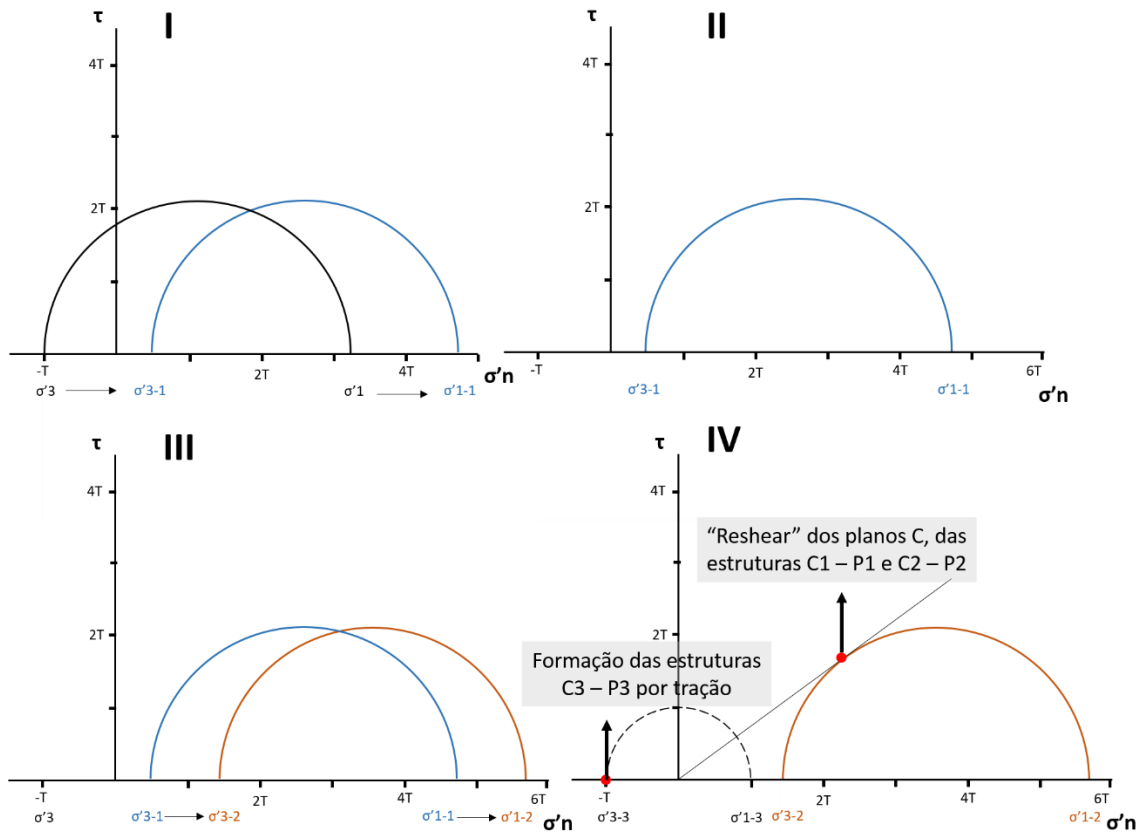


Figura 5.46 – Representação teórica da evolução do estado de tensão entre a formação das estruturas SVSF e as estruturas SVF. Os estágios I, II e III simbolizam um período em que ocorreu aumento da tensão efetiva o que potenciou que no estágio IV ocorresse o “reshear” dos **planos C**, das estruturas **C2 – P2** e **C3 – P3**, que induziu a tração necessária a que se formassem as estruturas **C3 – P3**

5.2.3 - Sistema Tardi-Varisco Frágil (STVF)

O **Sistema Tardi-Varisco Frágil (STVF)** está representado pelas estruturas **C4**, que correspondem a fraturas orientadas N30°W a NS que por vezes, aparentam desenhar um sistema conjugado. Estas discontinuidades cortam as estruturas **C1 – P1** e **C2 – P2** e podem ter sido geradas em resposta a um novo campo de tensões, provavelmente NS (**Figura 5.47**). No entanto, a segmentação dos veios mineralizados por estas estruturas é muito mais visível no afloramento nº1 do que no afloramento nº2 (Ver figura **Figura 5.44** e **Figura 5.45**).

Assim sendo, estas estruturas podem ser resultantes de um último aperto compressivo (Tardi-D3), associado a um campo de tensões regional ~NS (possivelmente associado à formação do sistema da Vilaria). Os efeitos associados a este novo campo de tensões encontram-se sintetizados no estereograma de situações limite exposto na **Figura 5.48**. Esta nova configuração resultou na propagação de algumas das estruturas **C3 – P3**, na segmentação do quartzo maciço (**P2**) e na formação do sistema **C4** que aparenta ser o sistema conjugado direito das estruturas prévias. É também visível que as estruturas **C1 – P1**, **C2 – P2** e os **Planos C** estão favoravelmente orientadas para que se dê a sua reactivação esquerda (“reshear”). No entanto, se as tensões vigentes não tiverem sido suficientemente elevada para que ocorresse nova movimentação ao longo destes planos (devido à coesão apresentada pelos preenchimentos de natureza quartzosa), o potencial de acumulação de fluidos terá sido substancialmente maior (**Figura 2.9**). Considerando que as

estruturas **C3 – P3** encontram-se favoravelmente orientadas para sofrerem um incremento de tração segundo o campo de tensões considerado, é provável que estas tenham atuado como condutas por onde foram injetados fluidos mineralizantes nesta fase (Figura 5.49). Tendo ainda em conta que as estruturas **C3-P3** contactam com os preenchimentos **P1**, por vezes atravessando-os (consequência do campo de tensões ~NS em análise), é bastante provável que esta interação tenha contribuído para o enriquecimento supergénico associado às estruturas NS – N10°E (tal como assinalado por Leal Gomes, 2000). Assim sendo, é verosímil que o **STVF** esteja associado à 4ª etapa mineralizante, descrita por Sousa & Ramos (1991).

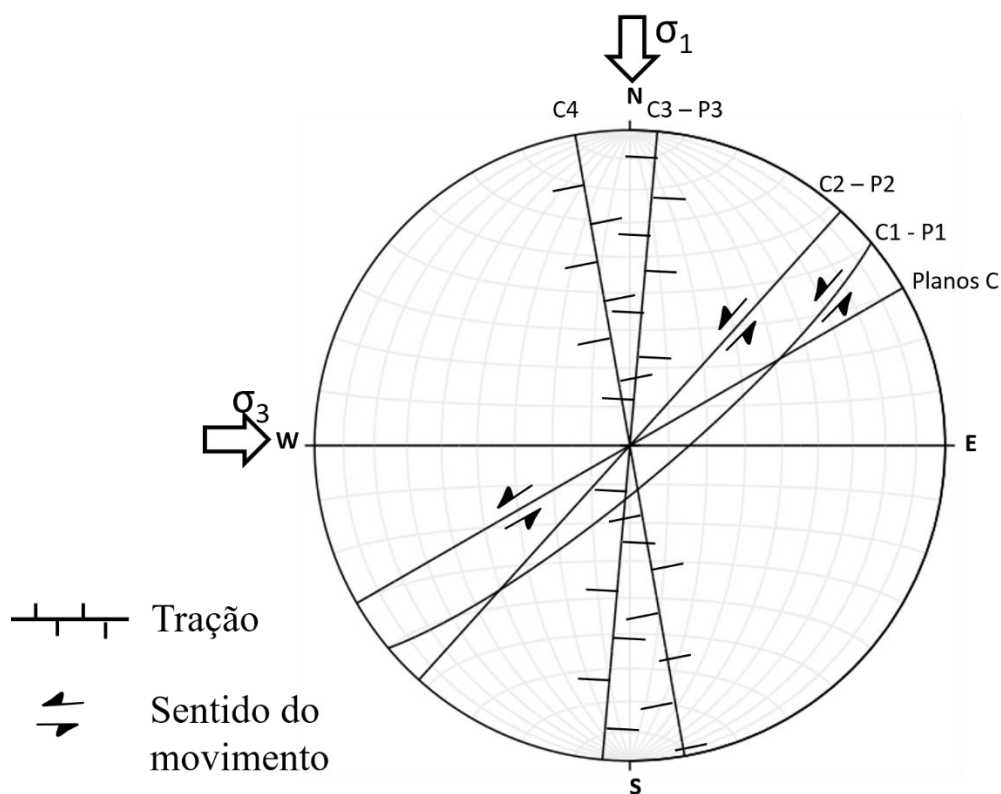


Figura 5.47 - Projeção estereográfica onde se encontram representada a atitude média dos preenchimentos P1, dos preenchimentos P2, dos Preenchimentos P3, dos planos C e das fraturas T3. A direção de máxima compressão (σ_1) é ~NS

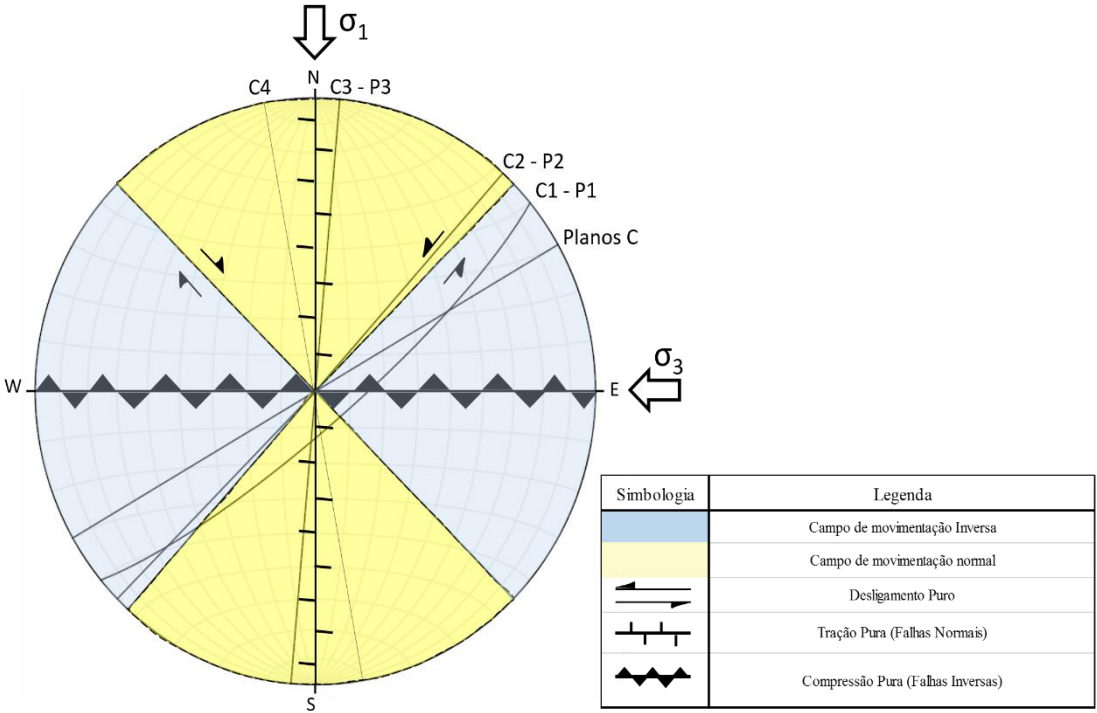


Figura 5.48 – Estereograma representativo das situações limite que podem ocorrer segundo um campo de tensões orientado ~NS.

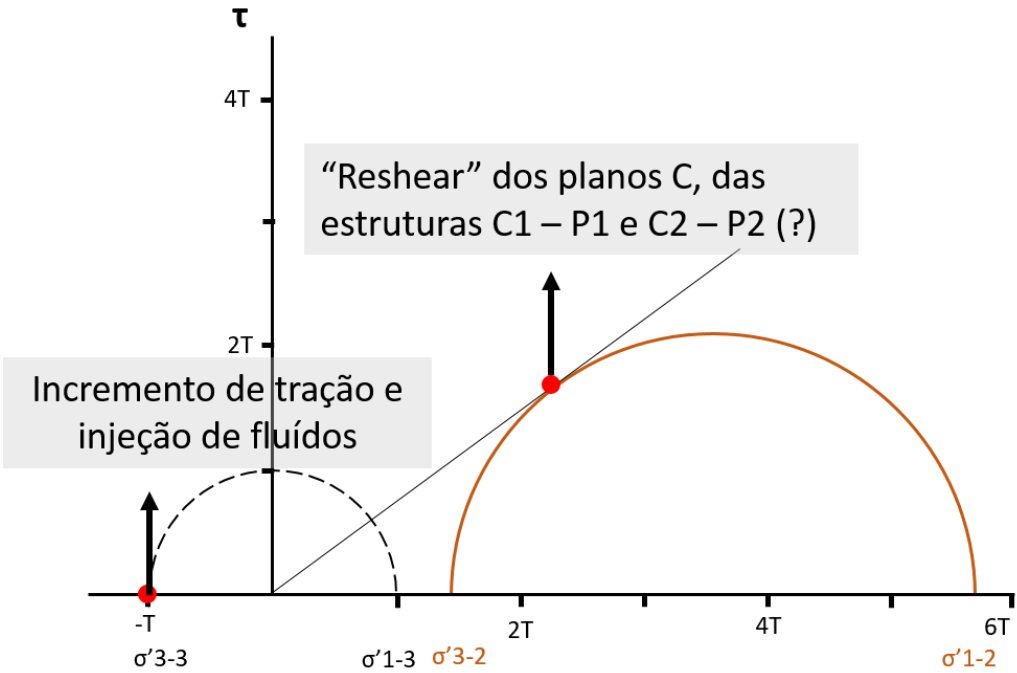


Figura 5.49 – Representação teórica do estado de tensão associado ao STVF

6 Modelação 3D com base em teores de Au e concentração de elementos estruturais

No presente capítulo procedeu-se à modelação dos corpos mineralizados situados na área em estudo, bem como das estruturas de deformação que os afetam. Os suportes de informação utilizados foram a cartografia de detalhe, realizada no afloramento nº1, e os “logs” de duas sondagens que intercetam o mesmo afloramento em profundidade. Considerando a diferença do grau de detalhe entre a cartografia de superfície e a informação contida nas sondagens, foi necessário trabalhar ambos os suportes de informação. Nesta etapa procurou-se obter um modelo 3D da disposição geométrica dos corpos mineralizados e do seu controlo estrutural.

6.1 – Análise dos dados de partida

Os dados de partida, fornecidos pela empresa Contécnica - Consultoria Técnica LTDA, contêm dados referentes ao testemunho de duas sondagens (não orientadas) e dois mapas com a localização das mineralizações conhecidas de Santo António. Um dos mapas é da autoria da empresa Rio Narcea – Gold Mines S.A., onde estão identificados 6 dos 13 veios que compõem as mineralizações em estudo, e ainda uma zona de maior detalhe, onde a cartografia foi realizada a uma escala maior e onde foram efetuadas ranhuragens. O segundo mapa corresponde ao mapa geral das mineralizações de Santo António, onde consta toda a informação existente relativa aos trabalhos de prospeção aí realizados. Foram ainda consultados vários relatórios técnicos, referentes a trabalhos de prospeção anteriores realizados em Santo António (Murton, 2007; Murton, 2008; Gruenwald, 2010)

A informação referente aos “logs” das 2 sondagens constitui o foco deste subcapítulo. Não foi necessário efetuar transformações significativas nos dados fornecidos, tendo apenas sido calculadas, a partir dos dados fornecidos, novas variáveis como o somatório de fraturas por troço de sondagem e a densidade de elementos estruturais⁵.

Foi feita uma análise expedita aos teores dos vários elementos, tendo-se confirmado a existência de uma forte correlação positiva entre o ouro e o arsénio, isto é, os teores mais elevados de Au estão espacialmente associados a teores mais elevados de As (e.g: Murton, 2008). Existe também correlação positiva do Au com o Bi, o Cu, o Te, a Ag, o Sb e o Se. Esta tipologia de análise não constitui o foco do presente trabalho, mas no entanto é importante procurar este tipo de associações de modo a contextualizar o objeto de estudo nas etapas de mineralização propostas por Sousa & Ramos (1991). Adicionalmente o número de amostras disponível não é suficiente para que se realize um estudo mais aprofundado, servindo este ponto, apenas, para verificar se os teores associados às sondagens se encontram em concordância com a análise paragenética realizada pelos autores referidos.

⁵ Os elementos estruturais referidos englobam as estruturas previstas por Riedel em cisalhamento simples, isto é, foliações miloníticas, planos C, planos S e planos T.

sondagem 2 não estar numa zona de grande deformação, encontra-se na vizinhança de uma zona com maior concentração de discontinuidades.

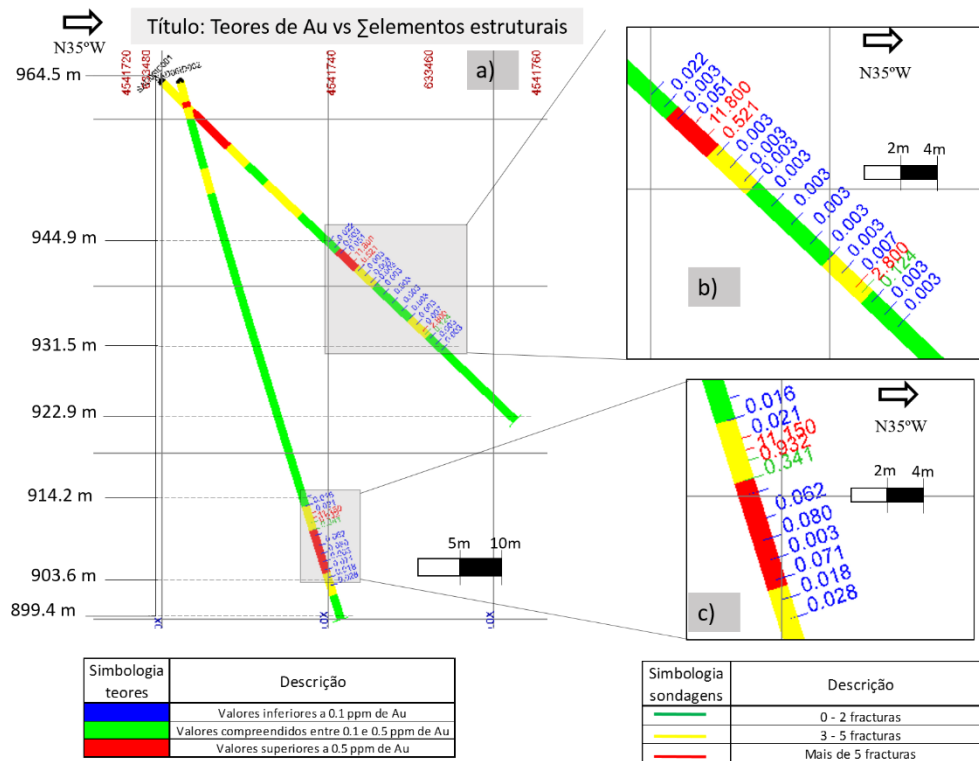


Figura 6.2 - Representação dos teores de Au e do somatório de elementos estruturais por troço de sondagem em profundidade. a) Visualização em seção vertical das sondagens consideradas para o presente estudo; b) Pormenor da sondagem; 1c) Pormenor da sondagem 2.

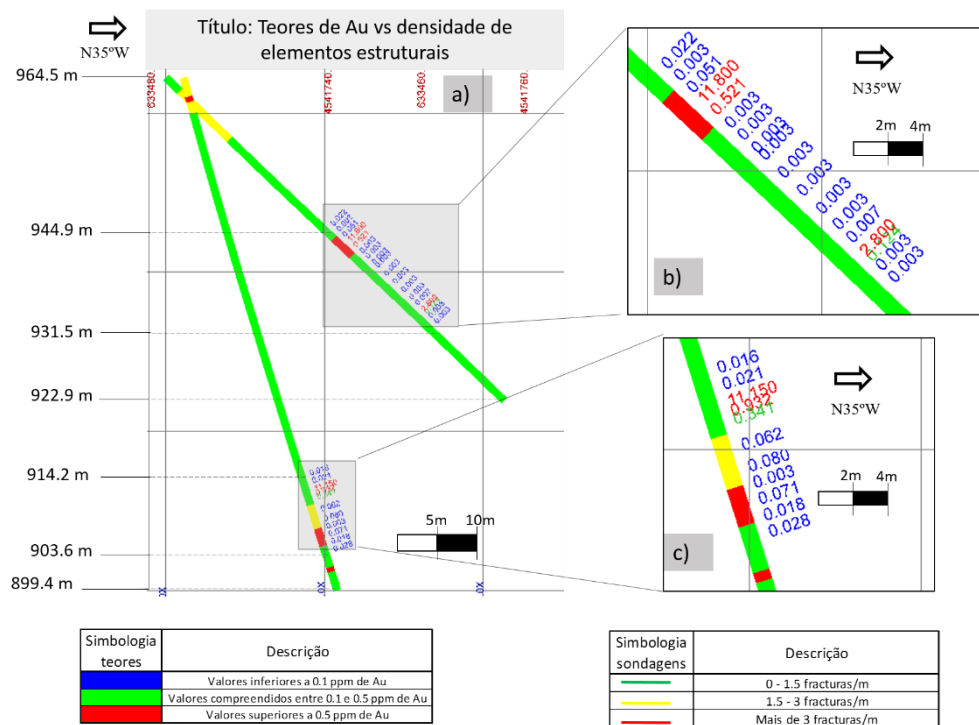


Figura 6.3 - Representação dos teores de Au e da densidade de fracturação por troço de sondagem em profundidade. a) Visualização em seção vertical das sondagens consideradas para o presente estudo; b) Pormenor da sondagem; 1c) Pormenor da sondagem 2.

Optou-se por representar os elementos estruturais na forma de somatório (por troço de sondagem), e na forma de densidade, devido ao facto de providenciarem indicações diferentes relativamente à influência dessas discontinuidades na distribuição espacial dos teores de Au. A densidade de discontinuidades indica a presença de sectores onde existe maior concentração de deformação dúctil-frágil, e no presente caso, permite inferir a posição central, em profundidade, dos cisalhamentos cartografados à superfície. O somatório de discontinuidades permite uma melhor percepção da quantidade de locais onde poderá ter ocorrido precipitação de fases minerais.

Seguidamente, representaram-se os teores espacialmente associados ao somatório de elementos estruturais que perfazem um determinado ângulo com o eixo da sondagem. De modo a simplificar o texto, este ângulo será doravante referido como ângulo α (Ver capítulo 4.5 - Figura 4.11). Na Figura 6.4, comparam-se os teores de Au e a existência de fraturas com $0^\circ < \alpha < 30^\circ$, verificando-se a inexistência de qualquer relação.

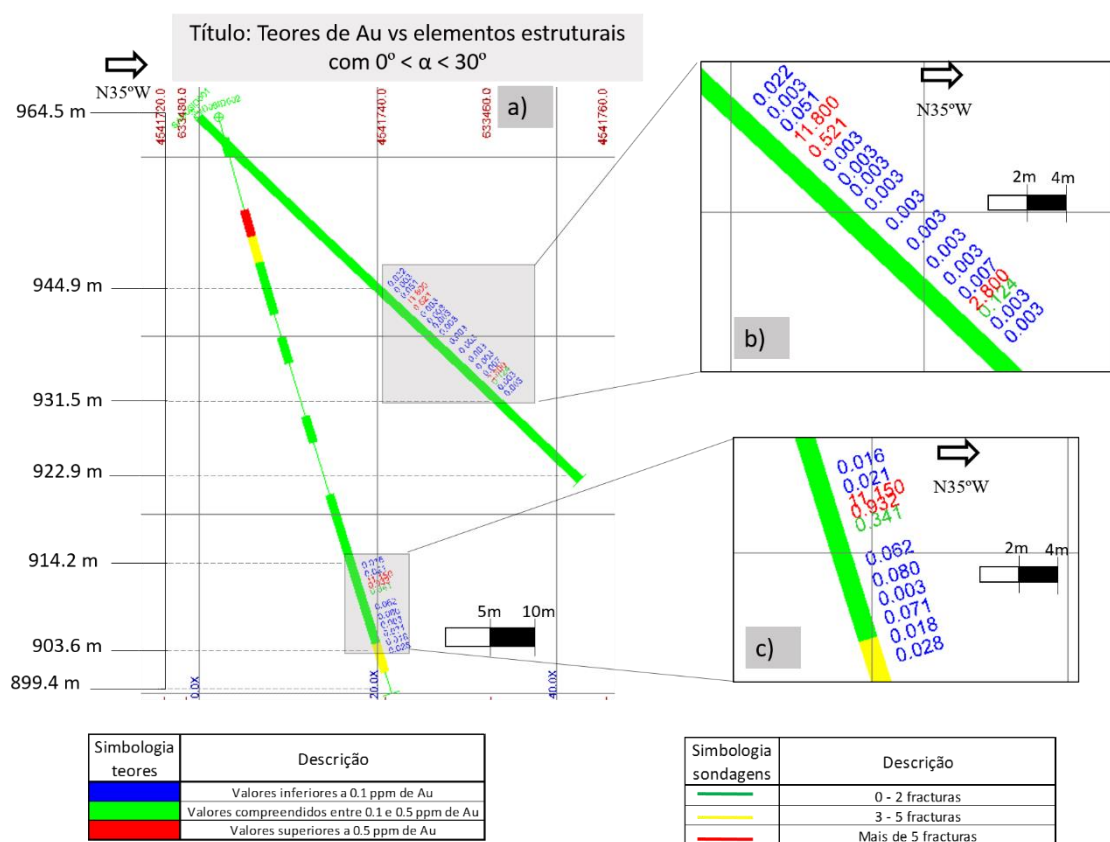


Figura 6.4 - Representação dos teores de Au e do somatório de discontinuidade com $0^\circ < \alpha < 30^\circ$, por troço de sondagem. a) Visualização em seção vertical das sondagens consideradas para o presente estudo; b) Pormenor da sondagem 1; 1c) Pormenor da sondagem 2.

Fazendo a mesma análise para as estruturas com $30^\circ < \alpha < 60^\circ$, é visível que existe uma relação entre as mesmas e a existência de zonas enriquecidas em Au (Figura 6.5). Em termos práticos (considerando que as sondagens não se encontram orientadas mas são subperpendiculares ao afloramento cartografado), isto significa que na sondagem 1, as estruturas intercetadas podem apresentar inclinações compreendidas entre os 75° SE e 75° NW ou 15° SE e 15° NW. No caso da sondagem 2, correspondem a estruturas que inclinam entre 75° SE e 45° SE ou entre 45° NW e 15° NW (Figura 6.6).

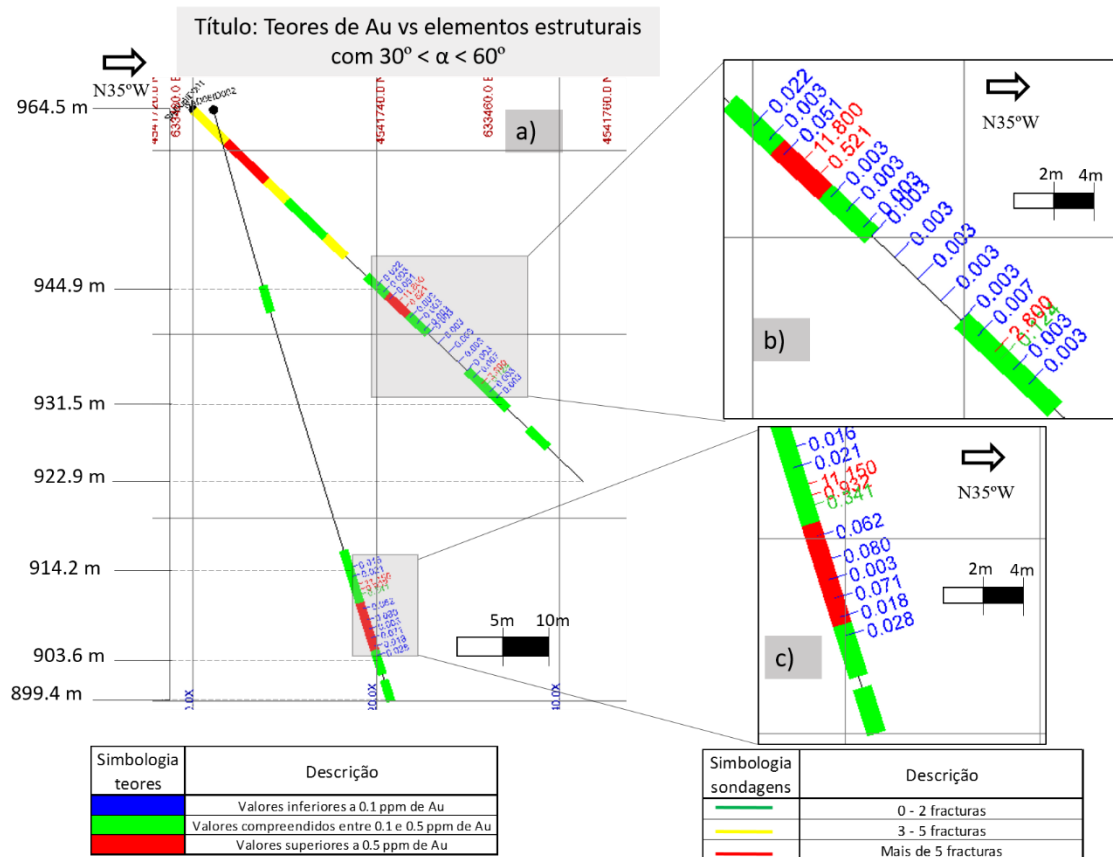


Figura 6.5 - Representação dos teores de Au e do somatório de descontinuidade com $30^\circ < \alpha < 60^\circ$, por troço de sondagem. a) Visualização em seção vertical das sondagens consideradas para o presente estudo; b) Pormenor da sondagem 1; 1c) Pormenor da sondagem 2.

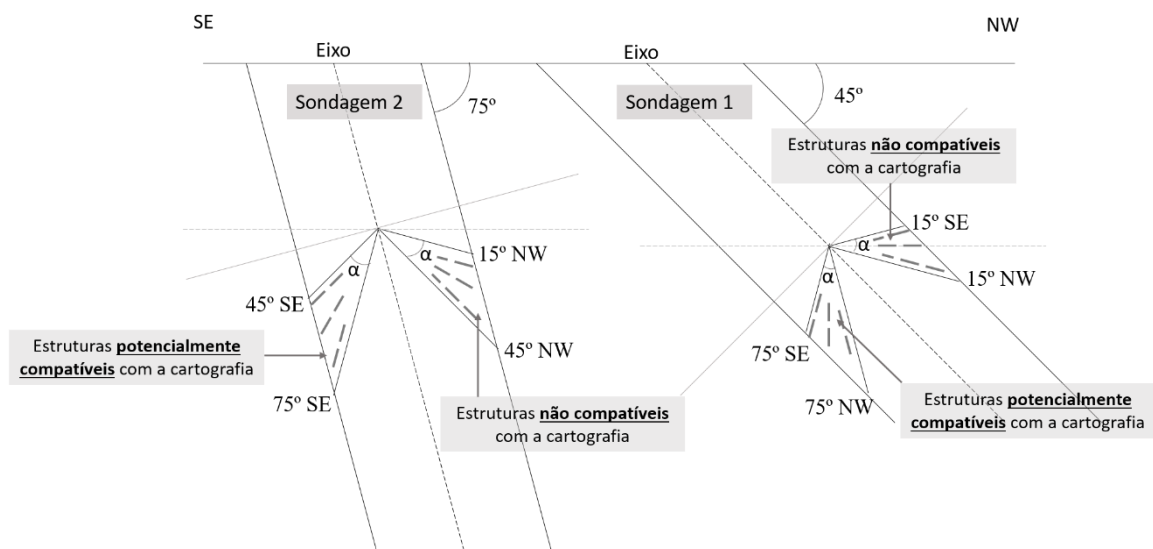


Figura 6.6 – Representação esquemática de todas as orientações possíveis que as estruturas com $30^\circ < \alpha < 60^\circ$ podem tomar

Por último, representou-se a relação entre os teores e as estruturas com $60^\circ < \alpha < 90^\circ$ (**Figura 6.7**). Verifica-se uma associação entre o segundo intervalo mineralizado na sondagem nº1 e a concentração de elementos estruturais com o ângulo α considerado. Visto que esta relação não se repete nos restantes intervalos mineralizados, pode-se, numa primeira análise, supor que poderá

não existir correlação entre estas estruturas e a concentração de Au. Analogamente ao que foi feito anteriormente, representaram-se todas as orientações possíveis que as estruturas intercetadas pelas sondagens possam tomar (**Figura 6.8**).

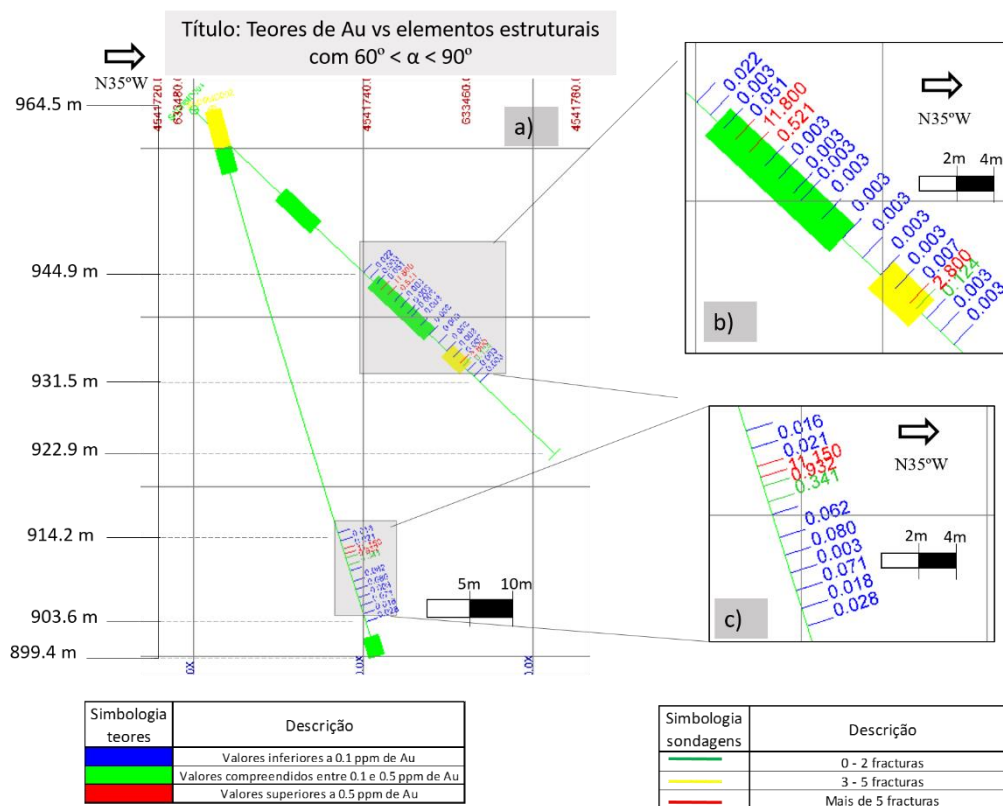


Figura 6.7 - Representação dos teores de Au e do somatório de descontinuidade com $60^\circ < \alpha < 90^\circ$, por trecho de sondagem. a) Visualização em seção vertical das sondagens consideradas para o presente estudo; b) Pormenor da sondagem 1; 1c) Pormenor da sondagem 2.

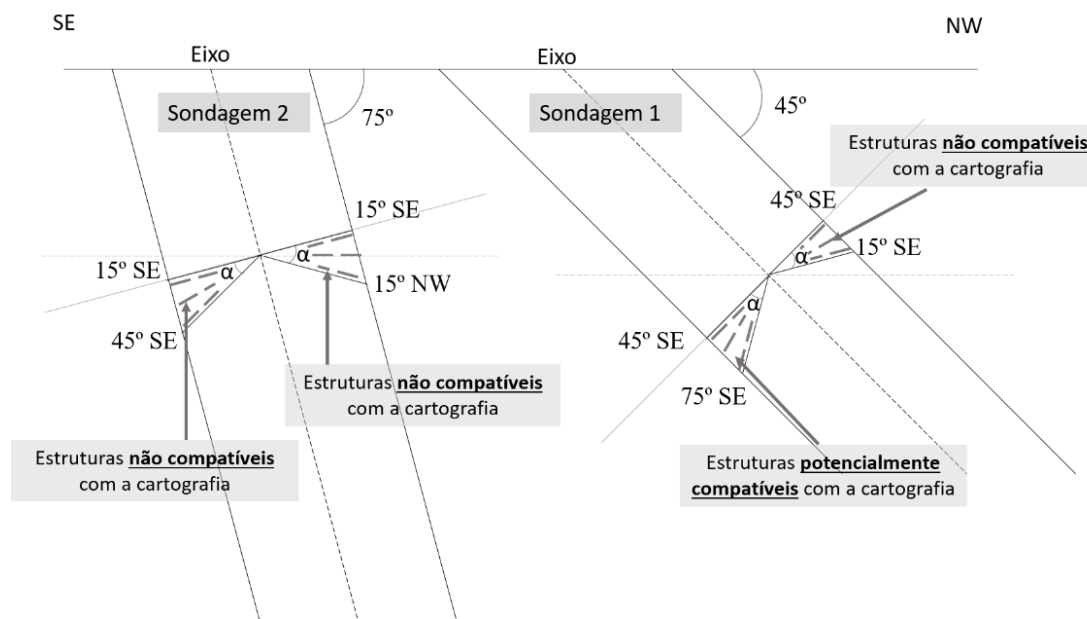


Figura 6.8 - Representação esquemática de todas as orientações possíveis que as estruturas com $60^\circ < \alpha < 90^\circ$ podem tomar.

Esta análise permite concluir que existe uma forte relação espacial entre os teores de Au e concentração de elementos estruturais, embora essa mesma relação não seja directa. Verifica-se que os teores mais elevados estão associados às zonas de maior deformação, mas também se encontram nas suas vizinhanças. Tal poderá dever-se ao fato de existir comunicação hidráulica entre diferentes estruturas, o que em termos práticos se traduz na possibilidade de os fluidos terem migrado das zonas mais deformadas, e precipitado Au imediatamente acima dessas zonas. A análise de um maior acervo de dados de profundidade permitirá verificar se este padrão é ubíquo.

Relativamente às classes angulares consideradas, verificou-se a existência de correlação entre as estruturas com $30^\circ < \alpha < 60^\circ$ e a presença de maiores concentrações de Au no primeiro intervalo mineralizado da sondagem 1 e no primeiro intervalo mineralizado da sondagem 2. Observou-se também a existência de uma relação espacial entre as estruturas com $60^\circ < \alpha < 90^\circ$ e a presença de teores de Au anómalos no segundo intervalo mineralizado da primeira sondagem. No próximo subcapítulo esta questão será aprofundada de modo a procurar uma explicação que relacione os aspetos mencionados.

Com base nas ilações retiradas a partir deste estudo foi possível definir um critério para geração de superfícies. Geraram-se dois tipos de superfícies; i) superfícies que delimitam zonas de maior deformação, a partir da cartografia de superfície e da informação estrutural presente nos “logs” analisados; e ii) superfícies que delimitam os veios mineralizados, a partir da informação geoquímica associada aos diferentes troços de sondagem.

6.3 – Modelação de superfícies para zonas de maior deformação e zonas mineralizadas

Tal como referido anteriormente, o critério para criação das superfícies mineralizadas consistiu em fazer corresponder zonas com teor de Au mais elevado (considerou-se que um teor de Au > 0.1 ppm poderia indicar a presença do veio – Ver capítulo 4.5), em ambas as sondagens, com os limites do veio mineralizado cartografado à superfície (**Figura 6.9**). O mesmo método foi aplicado para se proceder à criação das superfícies de maior deformação, fazendo corresponder as zonas de maior concentração de elementos estruturais com o fabric milonítico cartografado (**Figura 6.10**).

O processo consistiu na marcação de 8 conjuntos de pontos e na criação, semi-automática, das superfícies, limitadas por esses mesmos conjuntos. Desses, 4 são referentes aos veios mineralizados e os restantes referem-se aos limites das zonas de maior deformação cartografadas à superfície. A esmagadora maioria dos pontos foram marcados ao longo das linhas correspondentes aos veios mineralizados e às zonas deformadas, visto que se trata do suporte de informação com maior detalhe. Os restantes foram marcados ao longo das sondagens.

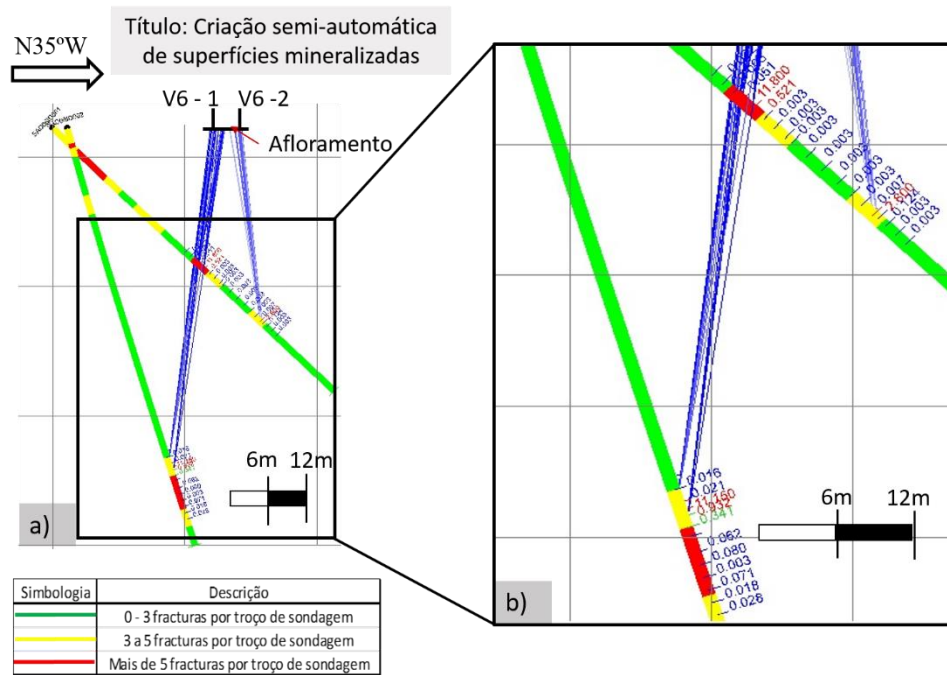


Figura 6.9 - Processo de criação das superfícies mineralizadas. Destaque na imagem b) para as zonas de maiores teores que foram utilizadas para marcar pontos

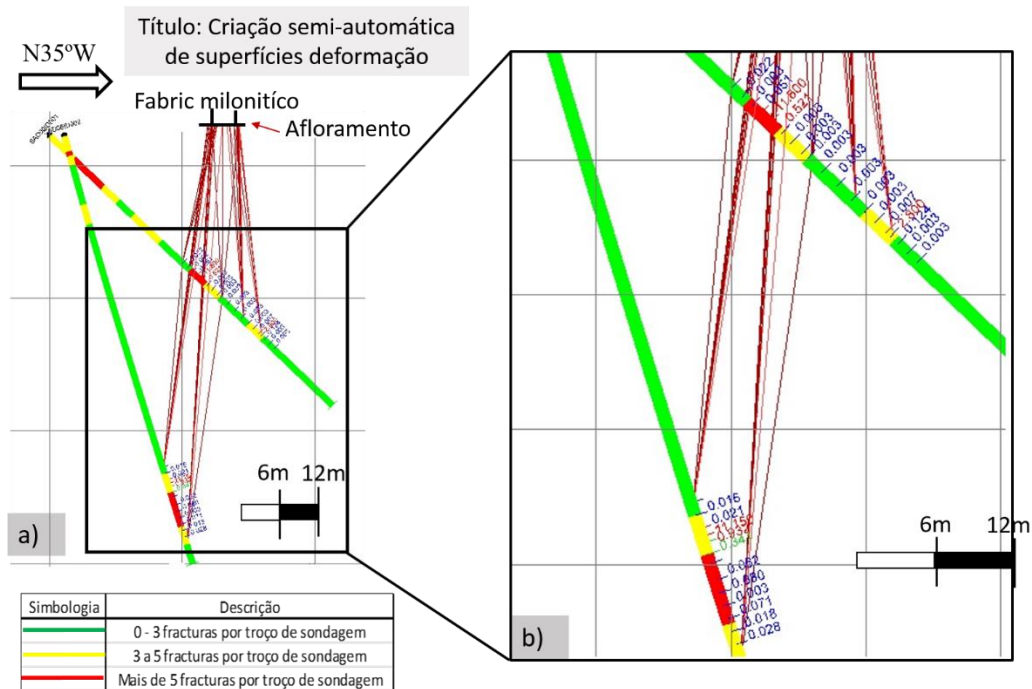


Figura 6.10 - Processo de criação das superfícies de deformação. Destaque na imagem b) para os limites das zonas de maior deformação que foram utilizadas para definir as zonas deformadas

Concluída a criação das superfícies correspondentes aos limites das zonas mineralizadas e das zonas de maior deformação, verificou-se que primeiras se encontravam constringidas pelas segundas (**Figura 6.11** e **Figura 6.12**). Este efeito mantém-se visível à medida que a profundidade aumenta. Esta relação entre os veios mineralizados e as zonas de maior deformação é também visível à superfície.

Foi também observado um aspeto morfológico bastante importante. Verifica-se que os veios mineralizados inclinam em sentidos opostos (**Figura 6.11** e **Figura 6.12**). O veio n° 1 inclina aproximadamente 80° para SE e prolonga-se pelo menos 51m em profundidade, enquanto o veio n°2 inclina aproximadamente 85° para NW e prolonga-se pelo menos 30 metros em profundidade. A disparidade verifica no sentido da inclinação dos dois veios, por si só, constitui uma hipótese bastante verosímil para que na sondagem n°2, não tenham sido intercetados os dois veios. Este aspeto será aprofundado no capítulo 7.

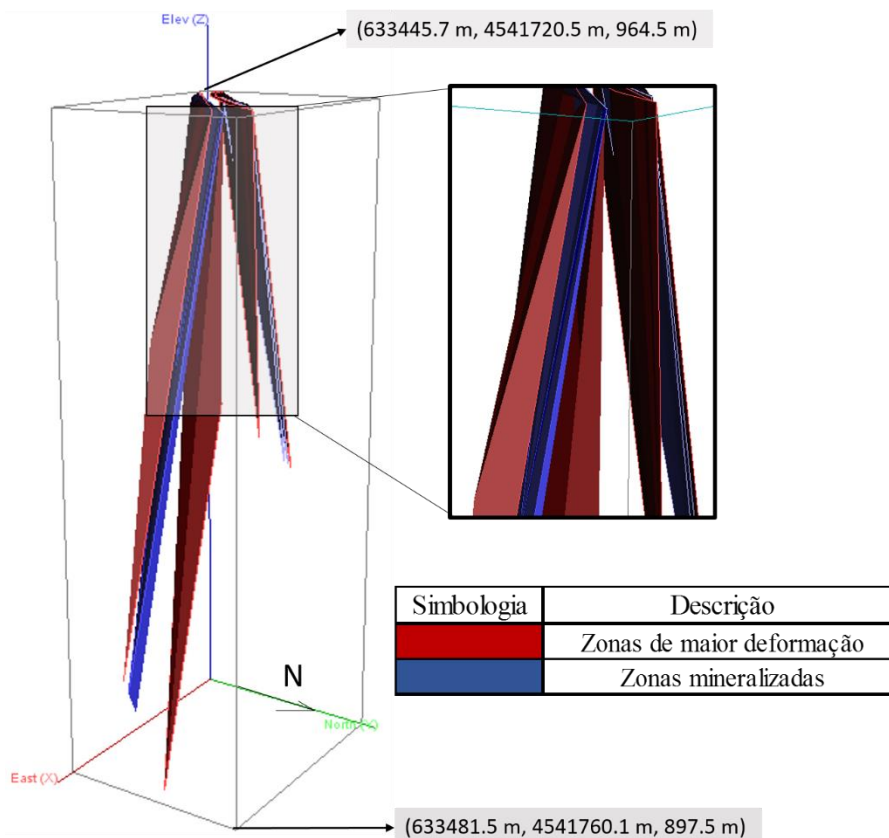


Figura 6.11 - Visualização a 3D das superfícies geradas (Sentido de visualização: NE-SW)

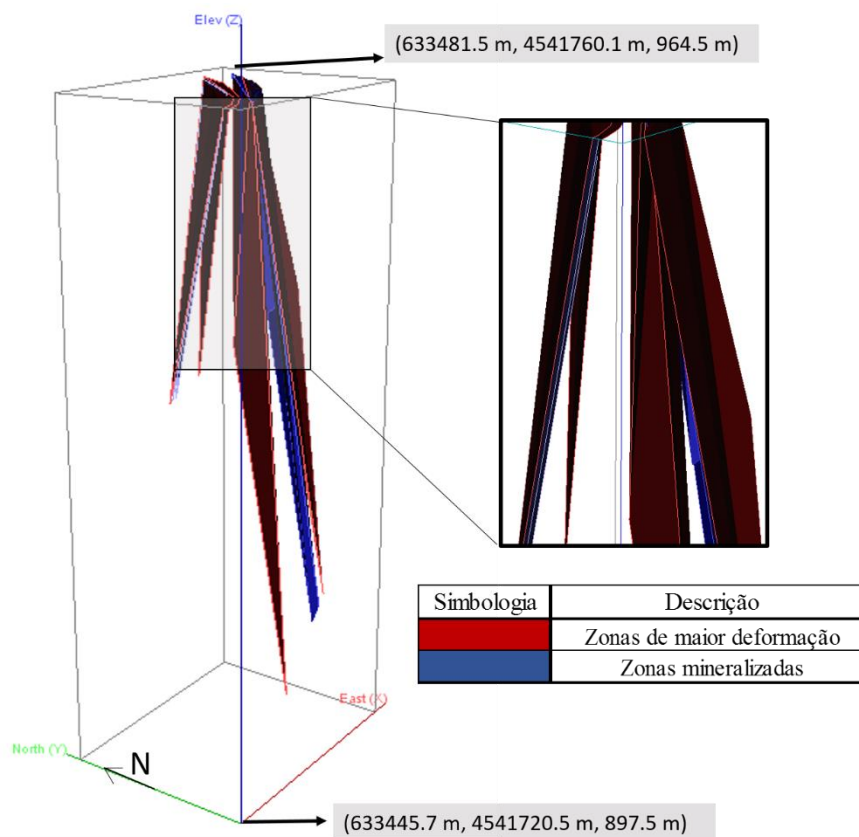


Figura 6.12 - Visualização a 3D das superfícies geradas (Sentido de visualização: SW-NE)

Após a criação destas superfícies, ponderou-se uma segunda hipótese para definir a morfologia das zonas de maior deformação. Um dos aspetos mais proeminentes da morfologia das zonas de cisalhamento é o seu carácter anastomosado, tanto à superfície, como em profundidade. Este carácter anastomosado resulta de contrastes mecânicos, e leva à individualização de domínios mais deformados e menos deformados. Este aspeto é visível na sondagem 1, onde aparenta existir um domínio substancialmente menos deformado, delimitado por duas zonas mais deformadas (Ver **Figura 6.2b**).

Assim, geraram-se novas superfícies de deformação de modo a propor um cenário alternativo em que existe uma zona de deformação maior, mas que bifurca ao aproximar-se da superfície (**Figura 6.13**). Esta hipótese pode explicar os aspetos que foram observados na análise das classes angulares (Ver capítulo anterior). Deste modo, é possível que os intervalos mineralizados intercetados pertençam a uma mesma estrutura bifurcada. De modo a gerar as novas superfícies, de acordo com a alternativa proposta, editaram-se os pontos iniciais a partir de onde se geraram as superfícies iniciais, acrescentando-se um ponto para onde irão convergir as superfícies de deformação. O resultado encontra-se exposto nas **Figura 6.14** e **Figura 6.15**.

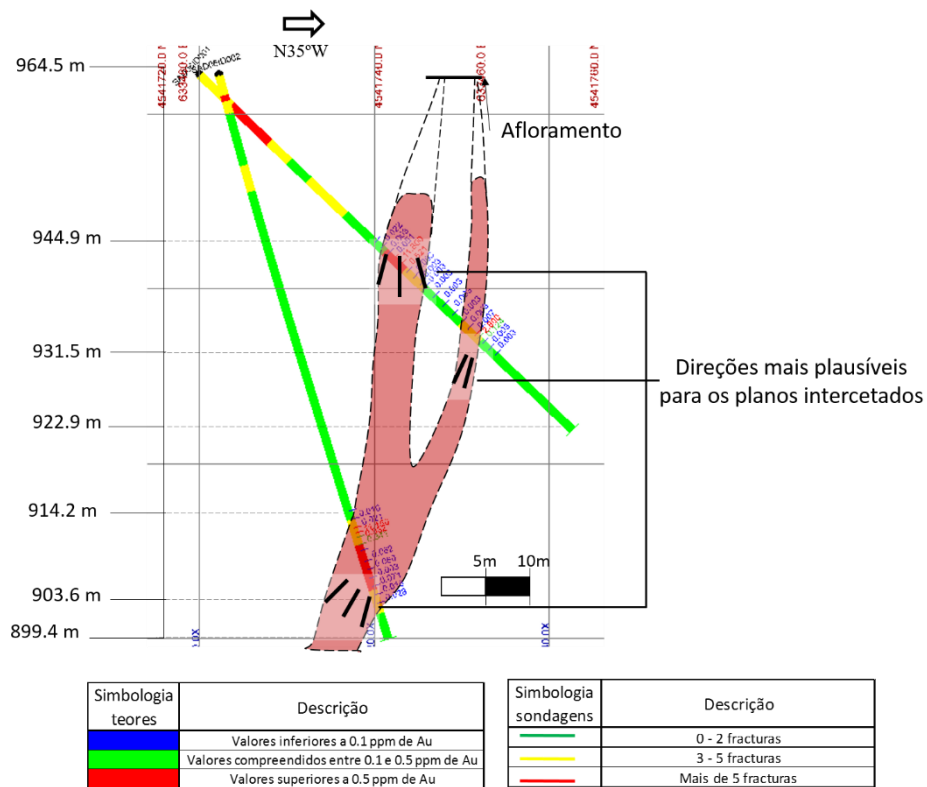


Figura 6.13 - Representação esquemática da morfologia das zonas de deformação (vermelho) de acordo com a hipótese de existência de uma bifurcação. As linhas negras representam as direções mais plausíveis para as descontinuidades intercetadas.

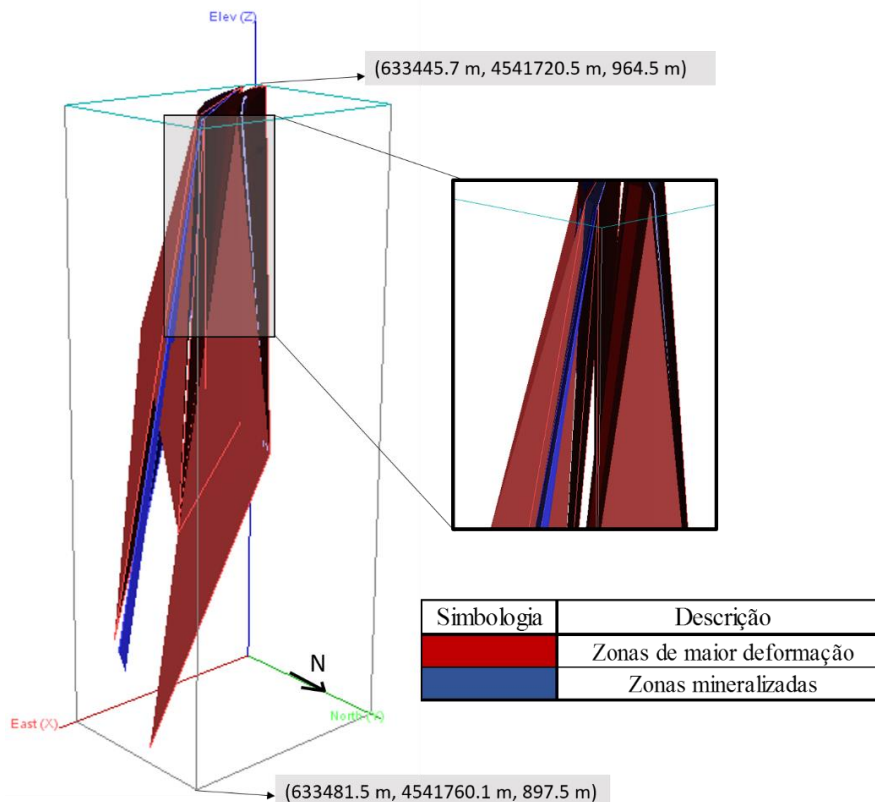


Figura 6.14 - Visualização a 3D das superfícies geradas segundo a hipótese de convergência das zonas de deformação em profundidade (Sentido de visualização: NE-SW).

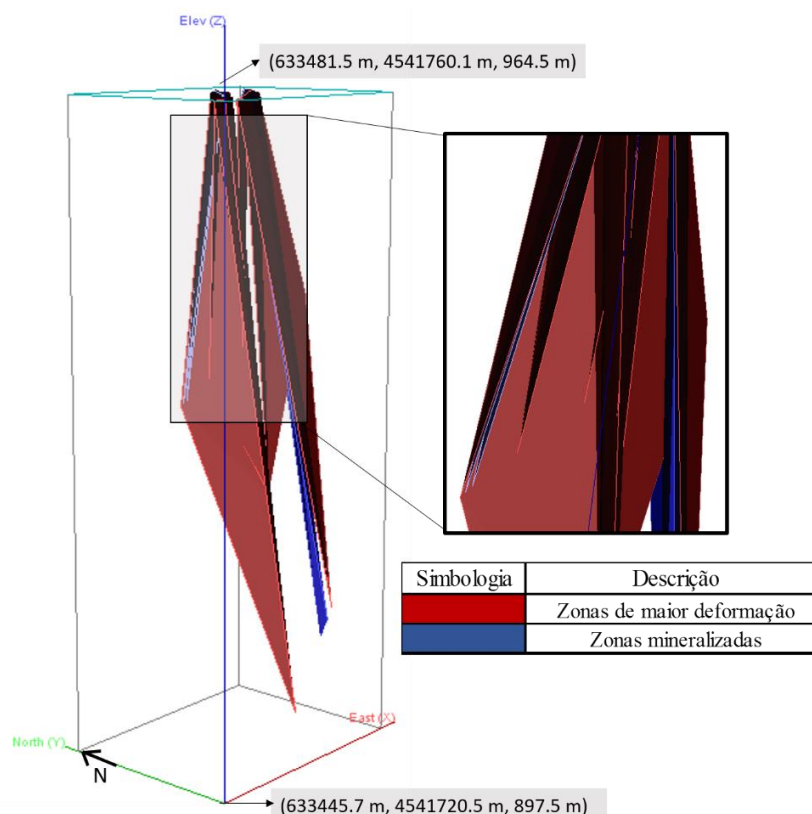


Figura 6.15 - Visualização a 3D das superfícies geradas segundo a hipótese de convergência das zonas de deformação em profundidade (Sentido de visualização: SW-NE).

A modelação das superfícies segundo a hipótese de que as zonas de deformação convergem em profundidade apresenta resultados similares no que diz respeito ao controlo estrutural das mineralizações. A morfologia dos veios mineralizados continua a apresentar-se envolvida pelas zonas de maior de deformação cisalhante (**Figura 6.12** e **Figura 6.13**). É necessário ainda acrescentar que para obter uma modelação 3D mais rigorosa seria necessário possuir mais dados de profundidade relativos à área em estudo. Não foi possível definir de modo mais claro as superfícies, o que dificulta a interpretação dos resultados de um modo mais pormenorizado.

Seguidamente, procurou-se extrapolar a cartografia de superfície com base no mapeamento das mineralizações de Santo António da autoria da *Rio Narcea – Gold Mines S.A.*⁶. Esta etapa foi realizada com a inclusão deste mapa no *GEMS*. Procurou-se estender as superfícies mineralizadas com base na cartografia do veio nº6 (Ver **Figura 6.16**), e prolongaram-se as zonas de maior deformação, mantendo-se a orientação da foliação milonítica. Este prolongamento foi feito para uma distância de ~80m, no sentido SW-NE. O objetivo deste método é procurar uma aproximação 3D da morfologia das mineralizações, à escala de todo o veio nº6. As superfícies foram geradas segundo o processo anterior. A diferença reside na informação cartográfica que se apresenta muito mais extensa. Isto significa que a triangulação foi feita tomando em consideração mais pontos à superfície, que convergem em profundidade para a localização da sondagem. Os resultados encontram-se expostos na **Figura 6.17** e **Figura 6.18**.

⁶ A presente etapa é puramente extrapolativa, pretendendo-se simular a morfologia a 3D do veio nº6 com base nos resultados obtidos à escala do afloramento cartografado. Como tal, a incerteza associada a esta etapa é bastante considerável.

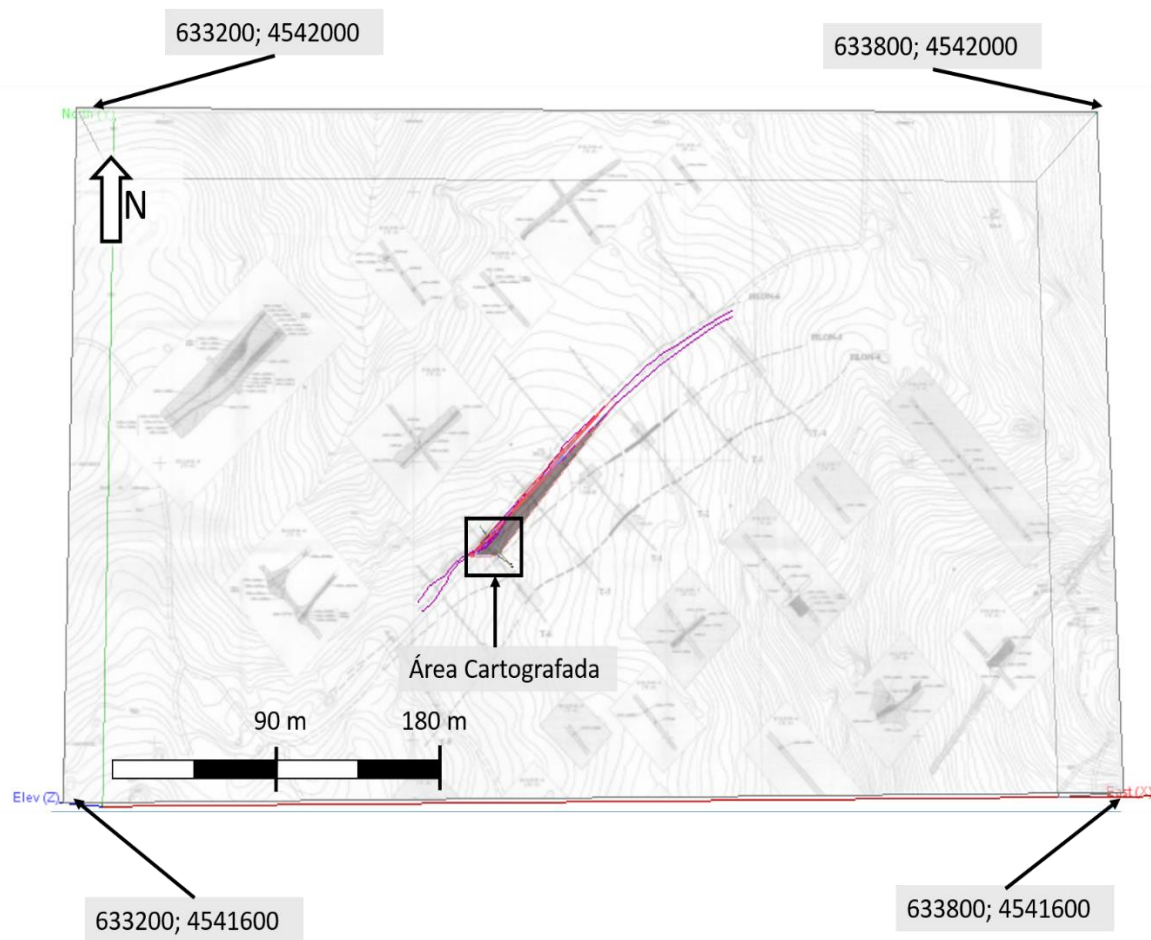


Figura 6.16 - Anexação do mapa dos veios 4,5 e 6, da autoria da empresa Rio Narcea – Gold Mines S.A. (1999), à presente modelação. As linhas a roxo representam a continuação do veio n°6

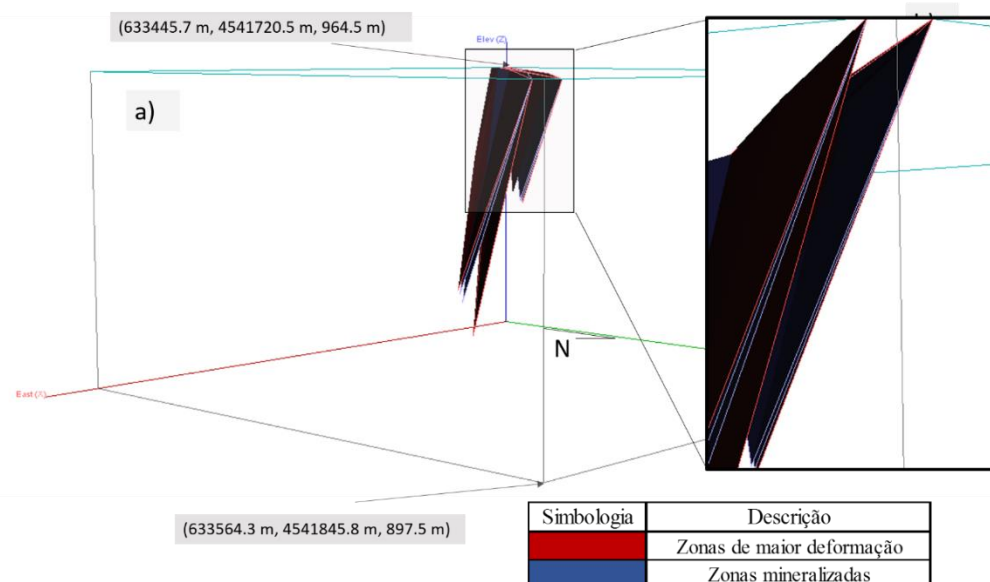


Figura 6.17 - Visualização a 3D das superfícies geradas, considerando a informação cartográfica à escala do veio n°6 (Sentido de visualização: NE-SW).

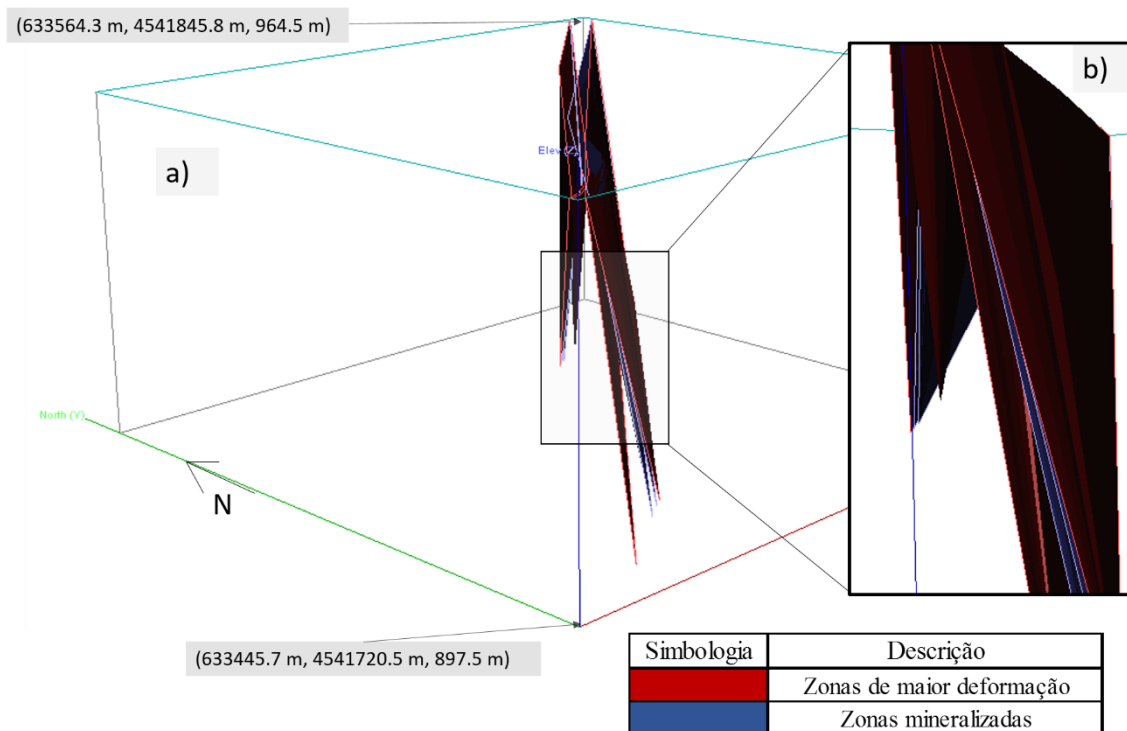


Figura 6.18 - a) Visualização a 3D das superfícies geradas, considerando a informação cartográfica à escala do veio n°6 (Sentido de visualização: SW-NE).

Analisando os resultados obtidos (**Figura 6.17** e **Figura 6.18**), e dada a informação disponível, é observável que o controlo estrutural observado à escala do afloramento cartografado se mantém à escala de todo o veio n°6. No entanto o grau de incerteza associado é bastante considerável visto não existir mais informação em profundidade que sustente a hipótese da morfologia do veio se manter praticamente inalterada em todo o seu comprimento. A repetição da metodologia exposta na presente dissertação, a novos alvos de prospeção poderia diminuir significativamente o grau de incerteza associado a este modelo.

Resumindo, nas situações modeladas, é visível que as zonas de maior deformação controlam a morfologia das mineralizações, sendo que as primeiras apresentam-se ligeiramente mais verticalizadas do que as segundas. Assim, De modo a modelar de modo mais rigoroso o controlo estrutural, seria necessário que o testemunho das sondagens se encontrasse orientado, de modo a conseguir estimar a correspondência entre as estruturas cartografadas e as estruturas intercetadas em profundidade. O acesso a mais “logs” de sondagens a intercetar o veio n°6 permitiria uma modelação mais precisa de toda a estrutura. No entanto, apesar de apenas se possuir informação de duas sondagens (O que corresponde a um acervo de informação muito reduzido para se realizar modelação 3D), os resultados obtidos são concordantes com as observações feitas na cartografia de superfície, validando assim os resultados obtidos nesta etapa.

7 Discussão de resultados

Á luz dos resultados obtidos à macro, meso e micro escala, foi possível registar várias observações. Com recurso aos conceitos teóricos no domínio da mecânica da fracturação, evolução de zonas de cisalhamento e a influência que os fluidos desempenham em todo o processo, proceder-se-á discussão dos resultados obtidos e das implicações dos mesmos

7.1 - Observações à escala mesoscópica

7.1.1 - Cartografia de detalhe e proposta de modelo evolutivo

A cartografia de elevada resolução permitiu distinguir as seguintes estruturas:

i) Faixas intragraníticas, onde é possível diagnosticar cisalhamentos (C), esquerdos, e uma foliação (S), que correspondem a **milonitos S-C**, gerados no estado sólido. Apresentam direção média N60°E, constatando-se ligeira obliquidade entre estas faixas e as mineralizações (~5 – 20°).

ii) Cisalhamentos **C1** evidenciam movimentação esquerda e estão associados a preenchimentos **P1**, geralmente enriquecidos em $Qz \pm Aspy \pm Au$, com orientação média N50°E 80°SE. Nas margens destas estruturas foi possível delimitar algumas zonas estreitas de greisenização. Estes cisalhamentos são interpretados como sendo cisalhamentos extensionais, sublinhando o carácter transtensivo local da deformação. A ligeira obliquidade em relação a P1 por vezes perde-se, existindo paralelismo entre as estruturas. Este facto sugere que os próprios planos C tenham funcionado como condutas para os fluidos mineralizantes.

iii) Cisalhamentos **C2**, resultantes de um incremento secundário de tração, testemunhado por várias fendas de tração simples orientadas N50°E, “en échelon”, com rotação progressiva dos eixos de deformação finita principais, e associados a preenchimentos quartzosos **P2** (estéreis ou associados a enriquecimentos auríferos (Aspy II + Au II), se contactarem com os preenchimentos **P1**).

iv) Fraturas **C3** correspondentes a fraturas secundárias de direção N-S a N10°E e subverticais, associadas a preenchimentos quartzosos **P3**, com quantidades variáveis de sulfuretos, incluindo Aspy. A espessura destas estruturas raramente ultrapassa os 2 cm.

v) Fraturas **C4**, que correspondem a estruturas tardias, que tomam orientação bastante variável (em média N10°W no afloramento nº1 e N30°W no afloramento nº2).

No afloramento nº1 predominam as estruturas mineralizadas C1-P1 e C2-P2, estando-lhe as estruturas C3-P3 subordinadas. Reflecte sobretudo a componente transcorrente e cisalhante esquerda de carácter extensional. Pelo contrário, no afloramento nº2 as estrutura C3-P3 estão muito bem representadas, sendo clara a relação entre a cinemática de reativação (esquerda) das estruturas C1-P1 e as tensões dilatacionais associadas à geração das fraturas C3-P3. A análise da cartografia, e as observações de campo registadas, sugerem que as mineralizações ocorreram de modo multifásico. Nas várias fases mineralizantes, os cisalhamentos, e as estruturas associadas, desempenharam um papel muito importante visto que aparentam ser responsáveis não só pela entrada de Au no sistema, mas também pela sua remobilização, e reconcentração em teores económicos. A geometria das estruturas e os seus preenchimentos sucessivo, ao longo de planos de cisalhamento e planos de ruptura extensional, sugerem uma componente transtensiva esquerda.

Capítulo 7 – Discussão de Resultados

A análise dinâmica permitiu dividir as estruturas cartografadas em 2 sistemas distintos (ordenados cronologicamente), e é possível associá-los às etapas mineralizantes definidas por Sousa & Ramos (1991): i) o **Sistema Varisco Semi-Frágil (SVSF)**, que aparenta estar associado às etapas mineralizantes I e II e III, e; ii) **O Sistema Tardi-Varisco Frágil (STVF)** que aparenta corresponder à última etapa mineralizante. O SVSF engloba as **foliações miloníticas S-C**, as estruturas **C1 – P1**, **C2 – P2** e **C3 – P3** e o STVF é constituído pelas fraturas tardias **C4** que atravessam todas as estruturas geradas anteriormente e por vezes aparentam delinear um sistema conjugado com **C3**. Com base nesta classificação, esboçou-se um modelo evolutivo (**Figura 7.1**– Afloramento 1 e **Figura 7.2**– Afloramento 2). É importante salientar que ao admitir-se um regime transtensivo na génese destas estruturas, a direção de máximo encurtamento estará subvertical, prevendo-se que a componente de cisalhamento simples seja acompanhada por extensão normal aos planos de cisalhamento.

Com a **Figura 7.3** pretende-se representar de modo qualitativo a flutuação das condições de permeabilidade por fratura e de pressão de fluidos em função do esboço evolutivo (exposto nas **Figura 7.1** e **Figura 7.2**) e do carácter multifásico das mineralizações, em coerência com essa evolução. Os modelos evolutivos preveem a rotura sísmica como mecanismo de injeção de fluidos, de acordo condições de máxima sobrepressão sustentável (**Figura 2.9**). Em seguida descreve-se a evolução das condições de pressão de fluidos e de permeabilidade por fratura:

- i) Inicialmente, antes da formação das estruturas **C1 – P1**, terão-se acumulado fluidos hidrotermais (na crosta sismogénica), o que terá levado à redução gradual da tensão efetiva até que ocorresse a rotura por “*extensional shear*”. Esta rotura resultou no escape dos fluidos, e, consequentemente, na redução brusca da tensão efetiva.
- ii) Seguidamente, ocorreu nova acumulação de fluidos (de natureza siliciosa), e consequente subida da pressão de fluidos (eventualmente por ação da barreira impermeável criada pelas mineralizações recém-formadas), culminando na formação das estruturas **C2 – P2**, ainda controladas por um regime de deformação cisalhante esquerda progressiva.
- iii) Após este evento, seguiu-se um novo período de acumulação de fluidos, culminando na recuperação das estruturas anteriores, induzindo a formação dos objetos **C3 – P3** por tração. Visto que as estruturas **C3 – P3** se encontram preferencialmente orientadas para se propagarem por incremento de tração, é bastante plausível que o escape de fluidos se tenha dado por essas descontinuidades.

Por sua vez, as estruturas **C4** correspondem aparentemente a fraturas tardias no ciclo Varisco. A sua génese sugere a ação de um campo de tensões (com σ_1 orientado ~NS) análogo ao que gerou o sistema da Vilariça.

Este modelo evolutivo prevê a redução cíclica da permeabilidade por fratura (como consequência do preenchimento das descontinuidades geradas) e a progressiva fragilização do sistema devido à diminuição da temperatura e pressão litostática, e aumento cíclico da pressão de fluidos (**Figura 7.3**). A evolução mecânica das estruturas acima mencionadas não deverá ser alheia aos efeitos da alteração hidrotermal.

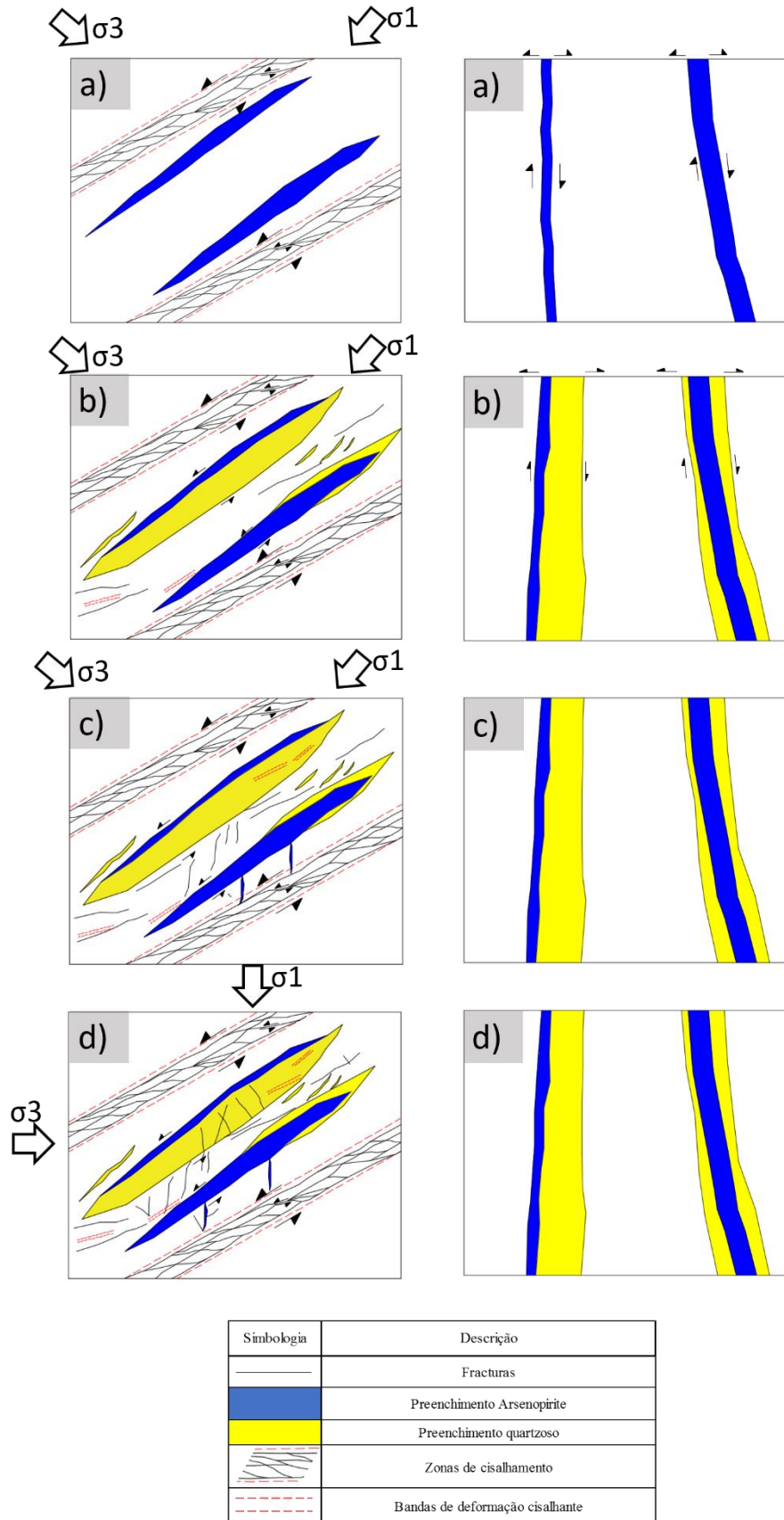


Figura 7.1 - Esboço evolutivo das estruturas associadas às mineralizações estudadas no Afloramento nº1. As imagens que se encontram à esquerda correspondem à visualização em planta e as imagens à direita correspondem a uma visualização em perfil a) Estágio I b) Estágio II, c) Estágio III e d) Estágio IV

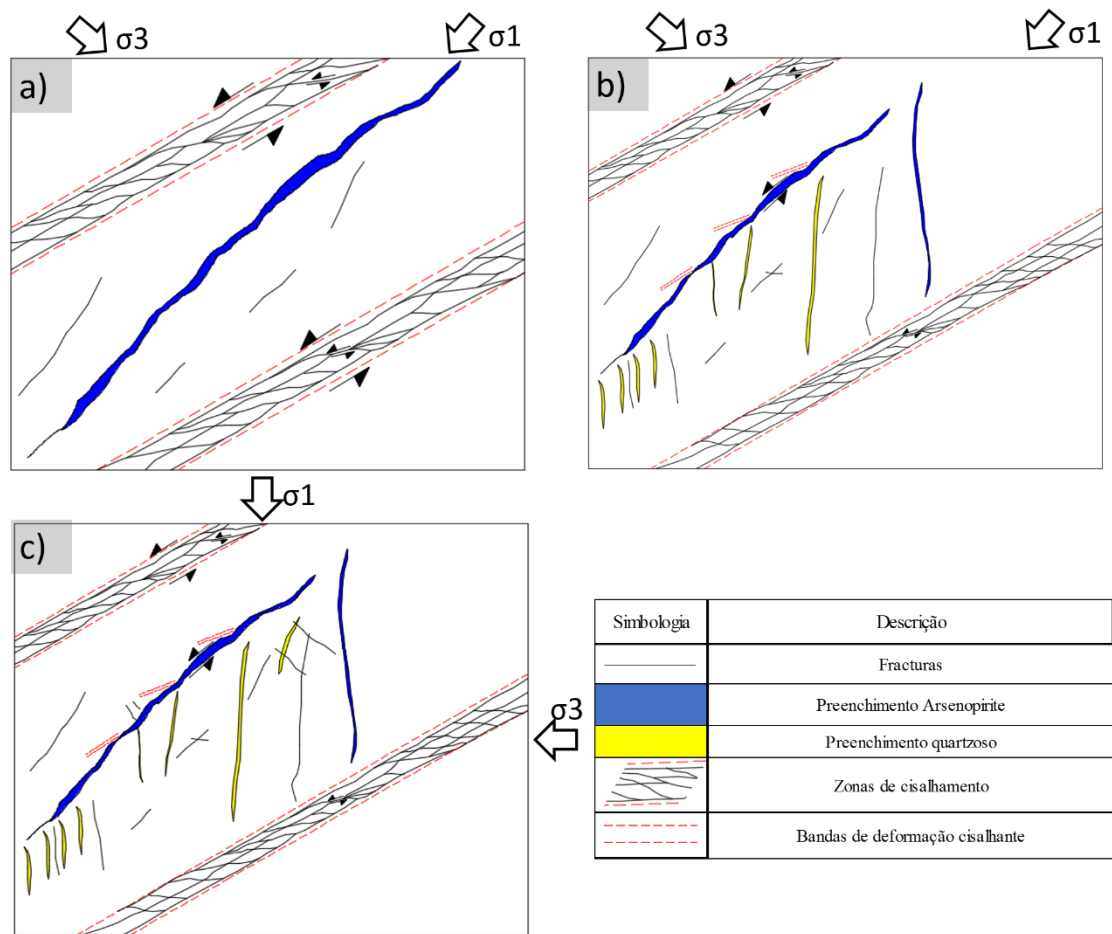


Figura 7.2 - Esboço de modelo evolutivo para as mineralizações cartografadas no Afloramento nº2. a) Estágio I; b) Estágio II e ; c) Estágio III.

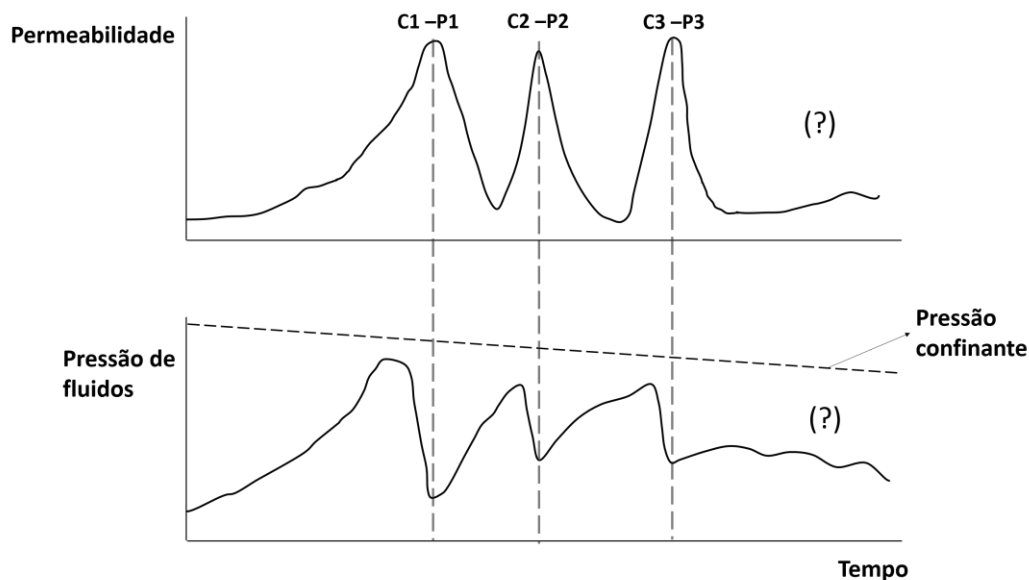


Figura 7.3 – Representação teórica da flutuação das condições de permeabilidade por fratura, e de pressão de fluidos, associadas às várias etapas mineralizantes.

Adicionalmente, é possível relacionar o modelo evolutivo, esboçado anteriormente, com as 4 etapas mineralizantes delineadas por Sousa & Ramos (1991) para as mineralizações de Penedono:

i) A primeira etapa mineralizante, descrita como aquela em que ocorreu a abertura associada aos cisalhamentos extensionais **C1 – P1**, está associada à paragénese **Quartzo I ± pirrotite ± arsenopirite I ± pirite ± ouro I**.

ii) A segunda fase, onde terá ocorrido a brechificação do filão e deposição de quartzo encontra-se testemunhada pelas estruturas do tipo “*crack-seal*”, visíveis nos veios estudados, indicando a ocorrência repetida do ciclo fraturação, injeção de fluidos e colmatação dessas fraturas pela precipitação de fases minerais. O Incremento de tração que levou à formação das estruturas **C2 – P2** testemunha a nova deposição de quartzo. Quando esse incremento dilatacional explora a fraqueza mecânica das estruturas **C1 – P1** prévias e novos fluidos siliciosos são injetados na interface com os preenchimentos **P1**, ocorre a remobilização e precipitação de **Qz II ± Aspy II ± Au II**.

iii) O terceiro estágio está sobretudo patente na precipitação de fluidos ao longo das estruturas **C3 – P3**, às quais se associa a paragénese **Qz III ± Aspy III ± Au III**. Sousa & Ramos (1991) descrevem que nesta fase terá ocorrido a fraturação das fases minerais formadas anteriormente e a deposição, nessas mesmas fraturas, de bismutinite, bismuto, galena, electrum, sulfossais e teluretos (em adição às fases minerais indicadas anteriormente).

iv) A última etapa mineralizante corresponde à alteração supergênica. Esta fase contempla a fraturação do quartzo, formação de arsenatos (Escorodite), óxidos de ferro hidratados, ouro nativo e covelite (entre outros). Nesta etapa mineralizante, salienta-se a importância das estruturas **STVF** (estruturas **C4**), que atravessam os preenchimentos **P1** e **P2**, e poderão ter desempenhado um papel preponderante no enriquecimento supergênico.

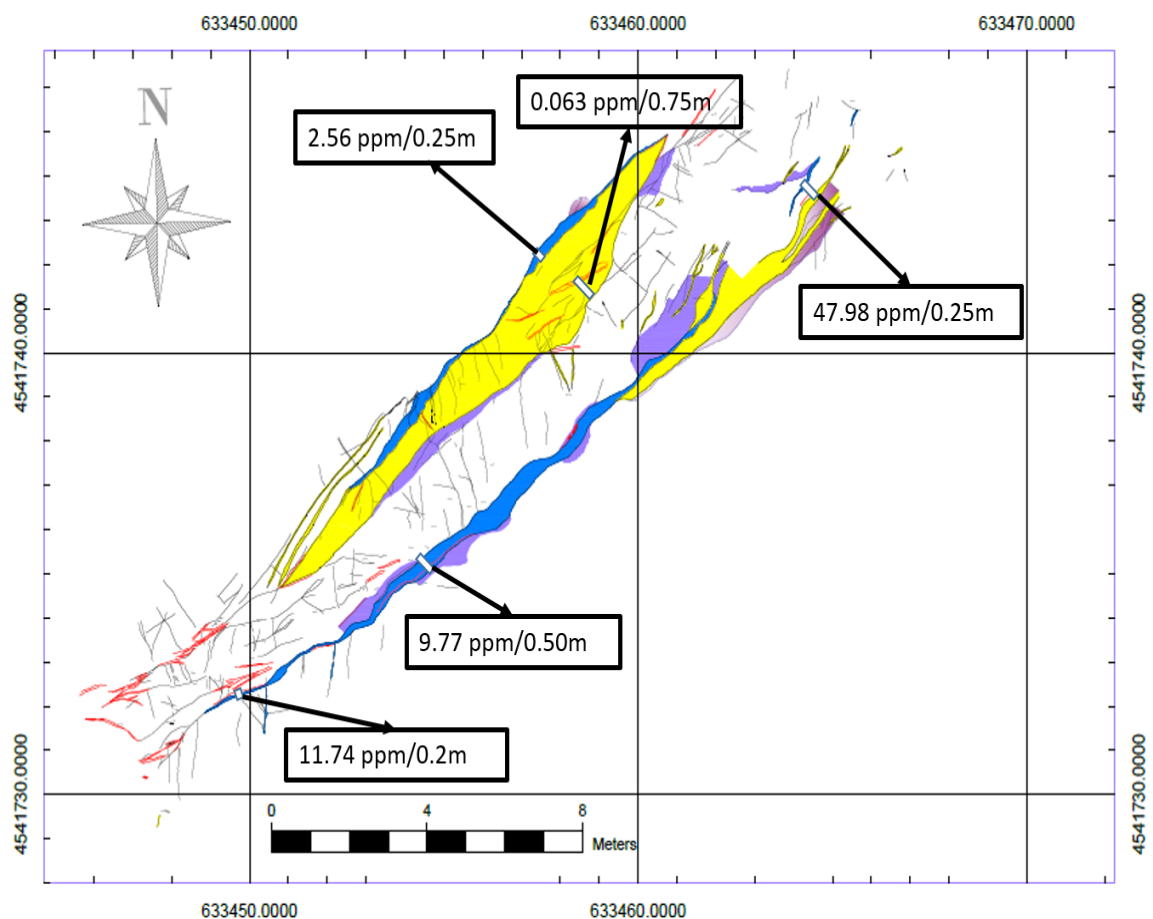


Figura 7.4 - Alguns dos teores resultantes de amostragem em canal realizada pela empresa Rio Narcea (1999), cruzados com a cartografia de detalhe elaborada no afloramento nº1.

Em síntese, é notória a importância que os cisalhamentos tiveram no processo de canalização de fluídos mineralizantes, bem como nos processos de enriquecimento supergênico. Combinando os resultados obtidos na campanha amostragem por canal efetuada pela empresa *Rio Narcea – Gold Mines* (1999) com a cartografia de detalhe realizada no afloramento nº1 (**Figura 7.4**), onde foram colocados alguns dos teores de Au na cartografia realizada, verifica-se que os teores mais elevados de Au estão associados aos corredores de maior deformação cisalhante C1 e aos preenchimentos P1. O contacto dos preenchimentos de quartzo P2 com os sulfuretos P1 parece ser condição necessária para que ocorra precipitação de Au nessa interface. Fora desse contexto, o quartzo P2 apresenta teores de Au residuais. Nova precipitação de $Qz \pm Aspy \pm Au$ está registada em algumas estruturas **C3 – P3**.

Do ponto de vista da prospeção mineira, as estruturas **C3 – P3** podem representar estruturas mineralizadas com potencial prospetivo, não apenas por apresentar paragénese auríferas, mas também por a sua geometria e orientação poderem condicionar, por defeito os cálculos de reservas (A maioria das sondagens observadas não foi projetada para intersecetar as estruturas **C3 – P3**).

7.1.2 - Modelação 3D

O estudo da informação contida nos “logs” das sondagens fornecidas permitiu associar os teores de Au mais elevados com zonas onde existe maior densidade de elementos estruturais (**Figura 6.2** **Figura 6.3**). Também foram observados teores económicos de Au no contato destes sectores mais deformados com o encaixante. Esta variabilidade espacial pode ser explicada se se considerar que as zonas mais deformadas se encontram em comunicação hidráulica com zonas menos deformadas, por onde poderão ter ascendido os fluidos mineralizantes, precipitando nesses locais as fases minerais auríferas. Esta evidência está de acordo com o descrito por Leal Gomes (2000), em que o autor aponta a existência de uma correlação positiva entre teores mais elevados de Au e a deformação de sulfuretos.

Com a modelação 3D, obteve-se um esboço a três dimensões da disposição geométrica das mineralizações em profundidade. Apesar de o volume de dados não permitir a representação a 3D de todas as estruturas cartografadas, o modelo obtido permite observar que as zonas de maior deformação cisalhante controlam estruturalmente os veios mineralizados. Esta observação é válida para as duas hipóteses morfológicas consideradas (Ver **Figura 6.11**, **Figura 6.12** e **Figura 6.14**, **Figura 6.15**). A observação tridimensional permitiu constatar possíveis variações no pendor das estruturas mineralizadas principais. Este facto pode dever-se à discrepância geométrica entre as zonas de cisalhamento e a atitude das estruturas dilatacionais associadas, as quais, aparentemente, inclinam menos para SE do que as superfícies C. Por outro lado, a interseção destes sistemas por cisalhamentos secundários (estrutura Riedel) pode induzir a rotação e translação dos veios principais, simulando pendores no sentido oposto ao esperado. A relação entre as diferentes classes angulares de elementos estruturais consideradas no presente estudo permitiu definir, com elevada probabilidade, a existência de uma morfologia bifurcada para a zona de cisalhamento, o que também pode justificar a inclinação díspar apresentada pelos dois veios mineralizados.

A importância do estudo pormenorizado das zonas de cisalhamento, e das mineralizações à meso e microescala, encontra-se demonstrada no presente estudo. Em linhas gerais, as observações à mesoscala são compatíveis com as observações de Fleischer (2012) que defende que as mineralizações de ouro de Santo António não devem ser simplesmente encaradas como fendas de tração “en échelon”, resultantes da ação de um par cisalhante com orientação semelhante às grandes estruturas regionais. Na realidade, as estruturas mineralizadas de Santo António devem ser vistas como cisalhamentos extensionais. A génese destas estruturas será explorada no capítulo 7.3.

Face ao exposto, sugere-se a repetição da metodologia apresentada no presente trabalho em novos alvos, de modo a estudar o controlo estrutural das mineralizações de Santo António numa maior extensão, e tentar estender as conclusões obtidas no presente estudo a uma área maior. A título de exemplo, veja-se a **Figura 7.5**, onde constam as localizações de afloramentos (onde seria repetida à abordagem exposta neste trabalho) e sondagens (hipotéticas) que permitiriam a modelação do controlo estrutural de todo o veio nº6.

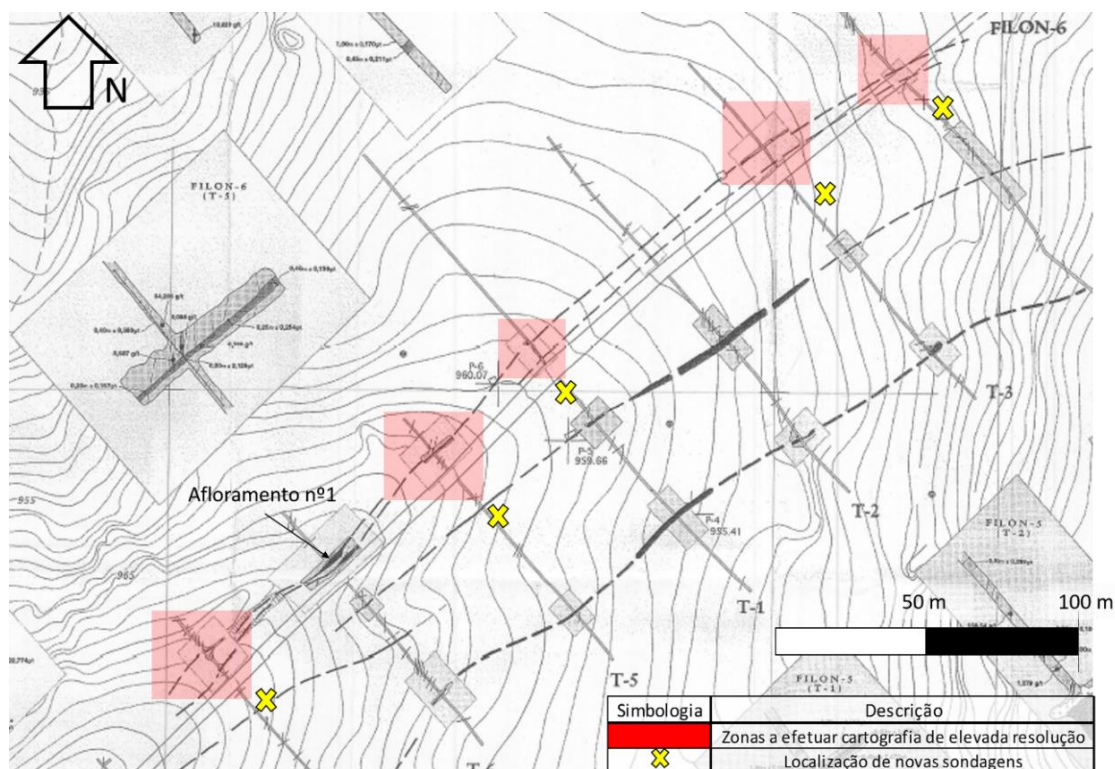


Figura 7.5 - Localização de novos locais para aplicar a metodologia apresentada no presente estudo. As zonas a vermelho representam afloramentos onde é visível o veio nº6.

7.2 - Observações à escala microscópica

O granito da Laboreira, quando afastado da envolvência das mineralizações, caracteriza-se por apresentar uma textura equigranular, de grão médio a grosseiro, composto pela associação $\text{Quartzo} \pm \text{Plagioclase} \pm \text{Feldspato k}$ (ortoclase + microclina) $\pm \text{Moscovite} - \text{Biotite}$. A turmalina é um mineral acessório abundante, estando o zircão, a apatite e a ilmenite igualmente representados. A biotite encontra-se quase sempre associada a intercrescimentos com Moscovite, sendo a sua ocorrência rara. Uma foliação tectónica, adquirida já no estado sólido, está gravada no granito da Laboreira, sobretudo numa orientação preferencial do quartzo e na recristalização que o mesmo evidencia. A recristalização incipiente do quartzo indica que o granito da Laboreira se terá instalado na zona superior da transição frágil – dúctil. Considerando o descrito é possível associar o desenvolvimento das mineralizações de Santo António às condições termodinâmicas análogas às descritas para a fácies de Xistos Verdes média a superior, onde a temperatura poderá ter oscilado entre os 400°C e os 500°C (Fitz Geral & Stüinitz, 1993 – Ver **Tabela 7.1**). Deste modo, é plausível que o granito da Laboreira se tenha instalado num andar estrutural superior, classificando-se assim as mineralizações como epizonais (Groves et al., 1998).

As observações à escala microscópica mostram que a deformação intra e intercrystalina observada no granito da Laboreira, encaixante das mineralizações, regista a transição de regime dúctil-frágil para um regime frágil. O regime dúctil-frágil está patente na recristalização incipiente do quartzo, desenvolvimento de “mica-fish” e microfracturação simples do feldspato (“Bookshelf structures”). Em Regime frágil ocorre a cataclase do quartzo e do feldspato, com o desenvolvimento de texturas do tipo “mortar”. Evidências de recristalização dinâmica no

feldspato apenas são observadas em contextos muito restritos, nomeadamente na fronteira de alguns grãos de feldspato, porventura, sublinhando planos de cisalhamento.

No entanto, evidências de recuperação semidúctil das texturas cataclásticas (exemplo: - processos cristal-plásticos pós-cataclase na arsenopirite – **Figura 5.34**) reflete a oscilação das condições termodinâmicas, ao qual não deverá ser alheia as variações na taxa de deformação e da pressão efetiva, eventualmente, por aumento periódico do conteúdo em fluidos. Os processos de alteração hidrotermal, resultantes da presença dos referidos fluidos, encontram-se presentes mas estão restritos às zonas de cisalhamento mineralizadas em todas as amostras estudadas, evidenciando os efeitos metassomáticos resultantes da interação entre os fluidos mineralizantes e a rocha encaixante. O tipo de alteração predominante é a sericitização, especialmente dos feldspatos. As zonas de greisenização observadas microscopicamente, encontram-se estruturalmente controladas pelo fabric milonítico, o que indica que a alteração foi não-pervasiva e sintectónica. A sericitização do feldspato é profusa nas zonas de maior deformação tangencial e os processos de cloritização ausentes.

O enquadramento temporal-relativo das fendas de tração quartzosas em relação à cedência por cisalhamento, e aos fabrics miloníticos, está bem documentado. Com efeito, a cedência por cisalhamento está documentada microscopicamente pela introdução secundária de Quartzo (II – III ?) e pela cristalização de uma Moscovite (II – III ?) perpendicularmente às microfracturas tractivas (**Figura 5.33**). A existência de microplanos de cisalhamento orientados ~N45-50°E é compatível (e reforça) com o descrito por Leal Gomes (2000) na caracterização do particulado aurífero nas minas de Santo António, Penedono. O autor defende que a última fixação aurífera se apresenta subordinada a um regime transpressivo e às aberturas controladas pelo deslocamento segundo as direções N10°-20°E. Estas observações são compatíveis com a geração das estruturas **C2 – P2** e com a reativação das estruturas **C1 – P1** e consequente abertura das fendas **C3 - P3**. O enriquecimento em Au resultará, por um lado, da introdução de novos fluidos hidrotermais e consequente remobilização do Ouro primário e por outro, da rotura por cisalhamento dos minerais que contém Au, nomeadamente a arsenopirite.

A elevada percentagem de Turmalina no granito da Laboreira, nos vários contextos texturais e estruturais descritos, sugere a intervenção de fluidos magmáticos tardios, francamente diferenciados na estabilização cristalina. A clara predominância da moscovite em relação à biotite (que se apresenta ausente, ou ocorre residualmente) foi interpretada por Silva & Neiva (1990) como sendo uma evidência de parentesco com um magma evoluído

Na comparação feita entre as várias amostras estudadas é possível distinguir 3 contextos texturais-estruturais distintos (**Figura 7.1**): i) Um correspondente ao granito da Laboreira na envolvente das zonas mineralizadas, o qual revela um micro fabric perpetuado sobretudo na deformação heterogénea do quartzo (**Figura 7.1 a**); ii) Um segundo contexto é referente ao granito encaixante das mineralizações, o qual é segmentado por zonas de cisalhamento de espessura centimétrica, onde a deformação cisalhante está sobretudo marcada por alinhamentos (foliações) definidos pelo quartzo subgranulado e recristalizado, resultante da diminuição do feldspato (**Figura 7.1 – b**); iii) quando os gradientes de deformação cisalhante se tornam francamente elevados, o granito adquire um aspeto claramente foliado, que à escala microscópica põe em evidência o carácter sincinemático da filonitização extrema, associada à alteração do feldspato fragmentado (**Figura 7.1 c**).

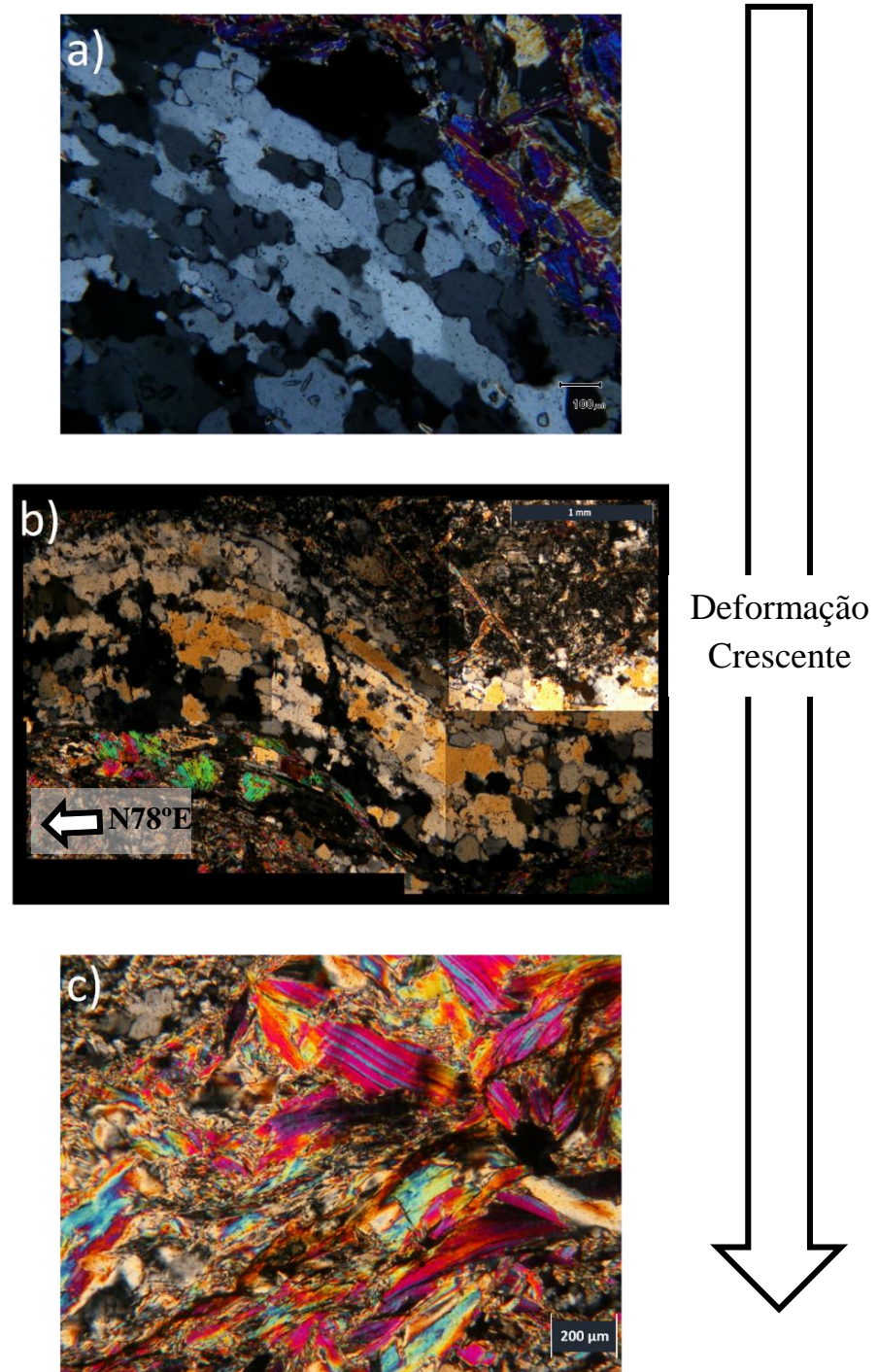


Figura 7.6 – Representação dos estágios de deformação observados. a) Estágio mínimo de deformação associada à amostra PEN 0. B) Estágio de deformação médio (Amostra PEN 1AA). C) Estágio de deformação mais intenso, registado na amostra PEN 1, onde a textura primária do granito foi obliterada.

Tabela 7.1 - Temperaturas de recristalização, mecanismos e aspetos de deformação de feldspatos em rochas naturalmente deformadas, compilado segundo os trabalhos de vários autores. Adaptado de Fitz Geral and Stünitz (1993)

Condições de deformação			Tipo de Feldspato	Tipo de deformação exibida	Mecanismo de Recristalização	Observações	Referências
Fácies metamórfica	Temperatura	Pressão					
Fácies Xistos-Verdes inferior	200 - 300 °C		Feldspato K	Apenas fracturação			Mitra, 1978
			Plagioclase				Simpson, 1985
			Plagioclase	Apenas fracturação			Debát et al., 1978
			Feldspato K			Recristalização incipiente ao longo das fracturas	Debát et al., 1978
Fácies de Xistos-Verdes média	300 - 500 °C		Feldspato K	Apenas fracturação			Mitra, 1978
			Plagioclase				Andrews, 1984
			Feldspato K	Apenas fracturação			
			Plagioclase	Apenas fracturação			O'Hara, 1988
	350 ± 50°C	2.5 kbar	Plagioclase	Recristalização	Nucleação limitada à rotação dos subgrãos	Nucleação ao longo das fronteiras dos subgrãos, "no twins"	Burg & Laurent, 1978
	< 450 °C	5 kbar	Feldspato K	Apenas fracturação			Burg et al., 1984
			Plagioclase	Apenas fracturação			
Fácies de Xistos-Verdes superior			Plagioclase	Recristalização (limitada)	Rotação dos subgrãos	"Core Mantle Structures". Menor conteúdo de Na em cristais recristalizados	Obee & White, 1985
Fácies de Xistos-Verdes superior			Plagioclase	Bandas Kink, Recristalização ao longo de fracturas	Nucleação		Simpson, 1985
			Feldspato K	Recristalização incipiente	Rotação dos subgrãos		Simpson, 1985
Fácies de Xistos-Verdes superior			Feldspato K	Recristalização marginal		Extinção ondulante. Predomina a fracturação	Capais, 1989a
			Plagioclase	Recristalização marginal			Capais, 1989b
	< 500 °C		Plagioclase	Recristalização incipiente	Rotação dos subgrãos		Fitz Gerald et al., 1983
	400 - 500 °C		Feldspato K	Recristalização	Rotação dos subgrãos	Myrmekites	Simpson & Wintsch, 1989
			Plagioclase	Recristalização			
	450 - 500 °C		Feldspato K	Recristalização predominante			Voll, 1976
			Plagioclase				
	450 - 550 °C		Feldspato K	Recristalização	Rotação dos subgrãos	Myrmekites	Simpson and Wintsch, 1989
			Plagioclase	Recristalização			
	< 500°C		Feldspato K	Recristalização incipiente	Rotação dos subgrãos	Tangled dislocation. Rotura devido a endurecimento	Sacerdoti et al., 1980
	500 °C		Plagioclase	Recristalização extensa	Rotação dos subgrãos	Crescimento granular por grain boundary migration após recristalização (static annealing)	Marshall & Wilson, 1976 Wilson, 1980
	>500 °C		Feldspato K	Recristalização dominante		A temperatura de 500°C representa uma importante transição no comportamento mecânico	Capais, 1989a; Capais, 1989b
			Plagioclase	Recristalização dominante			
Fácies Epidotítica-Anfibolítica			Feldspato K	Recristalização		Myrmekites	Simpson, 1985
			Plagioclase	Recristalização	Rotação dos subgrãos		
Fácies Epidotítica-Anfibolítica			Plagioclase	Fracturação		Recristalização do quartzo, quebra das ligações químicas dos feldspatos	Wakefield, 1977
			Feldspato K	Fracturação			
Fácies Epidotítica-Anfibolítica			Feldspato K	Recristalização		Extinção ondulante. Fracturação abundante, fracturas seladas, geminação, kinking	Takagi, 1989
			Plagioclase	Recristalização			

7.3 – Enquadramento das observações Meso – Micro no contexto Macro - Megascópico regional

A geometria e a cinemática das mineralizações de Penedono, em geral, e as de Santo António, em particular, é compatível com a movimentação esquerda das zonas de cisalhamento dúcteis-frágeis regionais com direção WNW – ESE.

Com efeito, sugere-se a possibilidade de os cisalhamentos intragraníticos que controlam as mineralizações auríferas de Penedono, corresponderem a cisalhamentos extensionais menores, gerados numa área de transferência, com similitude a um “*dilational fault offset*”, condicionado pelos grandes cisalhamentos Malpica-Lamego e Juzbado – Moronta (Também designado de Zona de Cisalhamento de Huebra) (**Figura 7.7**). Neste contexto, as mineralizações de Penedono estão inseridas num sector de contragimento cinemático à propagação dos acidentes tectónicos referidos e, por conseguinte, materializam o foco para a ação de mecanismos de bombagem sísmica (Sibson, 1975; Sibson 2003) sempre que a pressão de fluidos induz um estado de tensão que culmine em rotura súbita. Não se descarta a possibilidade da instalação do próprio maciço de Tabuaço ter sido controlada pelo mesmo regime transtensivo local. A geometria das mineralizações intragraníticas é consistente com a ação continuada da componente cisalhante transtensiva, a qual está expressa na periodicidade da deformação e rotura, na ciclicidade dos preenchimentos mineralizados e na reativação das descontinuidades prévias. A interpretação exposta é hipotética e carece de mais estudos de carácter estrutural e petrográfico de modo a comprovar.

Em termos de análise dinâmica, poder-se-á admitir que o ângulo compreendido entre a direção de máxima compressão e a direção das zonas de cisalhamento, esquerdas, ZCJM e ZCDML, responsável pela transpressividade destas estruturas (Pereira, 2014), poderá induzir, na zona de transferência entre elas, um regime transtensivo. Se admitirmos o modelo clássico de transpressividade (como é o caso da ZCJM e ZCDML), a direção de máximo achatamento e a direção de máximo estiramento encontram-se subhorizontais. Na área de transferência, a direção de máximo achatamento torna-se subvertical, em reflexo da transtensão dominante, mas a direção de máximo estiramento permanecerá subhorizontal. É importante referir que nesta aproximação, não está a ser considerada a inclinação das fronteiras da zona de cisalhamento. Deste modo, na zona de transferência, prevê-se que a componente de cisalhamento simples seja acompanhada por extensão normal ao plano de cisalhamento (componente de cisalhamento puro). Considerando que estas estruturas se formaram em regime semi-frágil, a rotura tractiva será súbita e induzida pela pressão de fluidos.

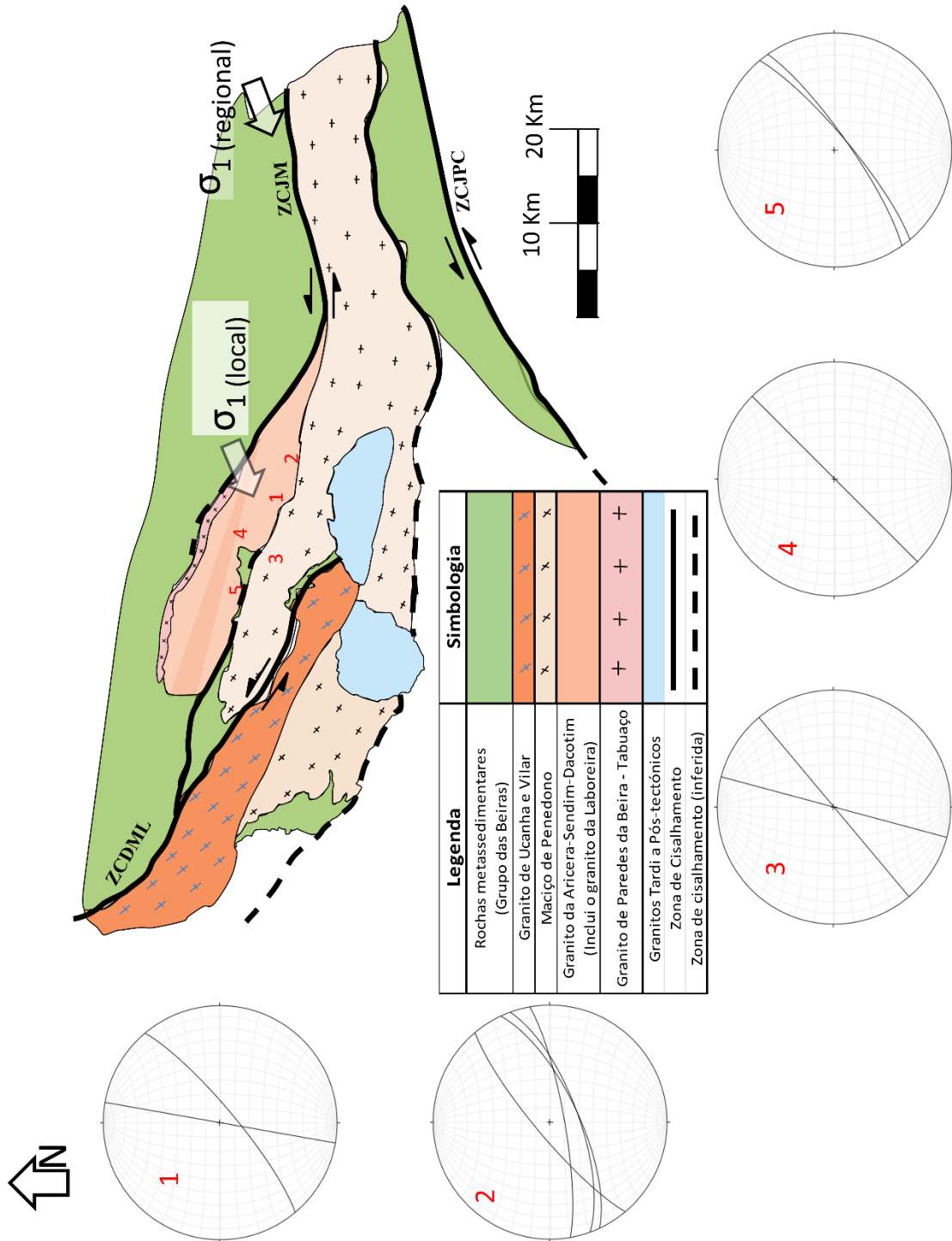


Figura 7.7 - Relação entre as principais zonas de cisalhamento à escala regional e o maciço de Tabuaço onde se encontram encaixadas as mineralizações estudadas. Destaque para as zonas de cisalhamento discretas presentes na área de transferência entre a zona de cisalhamento Juzbado-Moronta e a zona de cisalhamento Malpica-Lamego. Os números a vermelho simbolizam as diferentes concessões mineiras: 1 – Santo António; 2 – Ferronha; 3 – Turgueira; 4 – Dacotim; 5 – Sendim. Os estereogramas na periferia do mapa representam as atitudes das estruturas mineralizadas. A interpretação exposta é hipotética.

Capítulo 7 – Discussão de Resultados

O estado de tensão diferencial deduzido a partir das estruturas de Santo António de Penedono, quando cruzado com a idade absoluta de cristalização atribuída ao granito da Laboreira (ca. 310 Ma, Pereira Pers. comm., 2015) é compatível com a evolução tectono-magmática idealizada para os granitóides da Beira segundo Azevedo & Valle Aguado (2006). A idade atribuída ao granito da Laboreira, aponta para que a sua instalação tenha ocorrido durante a transição entre as fases D2 e D3, que representa uma transição entre uma tectónica extensional associada ao colapso da cadeia (Fase D2), e uma tectónica, essencialmente transpressiva, associada ao desenvolvimento de grandes zonas de cisalhamento transcorrente (Fase D3). Assim, admite-se que as zonas de cisalhamento onde se encontram encaixadas as mineralizações estudadas tenham sido geradas pela ação continuada de movimentação transcorrente da ZCJM e da ZCDML, estando o granito da Laboreira já instalado e consolidado próximo do limite crustal onde os processos de cedência elástico-friccionais competem com a cedência por processos “quasi-plásticos”. Este facto está bem documentado na recristalização dinâmica, localizada, do quartzo e na catáclase, por vezes extrema, do quartzo e do feldspato. A componente frágil da deformação, especialmente aquela associada ao STVF, encontra-se associada à fase D4, representando o efeito do último impulso compressivo, resultando na recuperação em regime claramente frágil de todas as estruturas e na geração dos sistemas conjugados de orientação aproximada NNE-SSW e NNW-SSE.

Por forma a inserir as mineralizações no enquadramento litológico e estrutural regional, foi realizado um perfil geológico na folha 14-B da carta geológica de Portugal (Moimenta da Beira), de SE para NW, a partir do qual resultaram duas interpretações distintas (**Figura 7.8** e **Figura 7.9**). No primeiro perfil (**Figura 7.8**), considera-se que as fácies graníticas aflorantes correspondem a intrusões tabulares, associadas à tectónica extensional Varisca (Fase D2 – onde ocorreu delaminação crustal). O granito da Laboreira poderá estar então relacionado com este período de climax metamórfico, associado geração de granitos do tipo S. Um segundo episódio de adelgamento e despressurização crustal levaria à génese dos granitos de Paredes da Beira – Tabuaço, datados ca. 311 Ma \pm 7 Ma (Cerejo, 2013), que se instalaram ao longo da mesma zona de cisalhamento extensional.

A segunda interpretação (**Figura 7.9**) foi feita considerando também o modelo tectono-magmático transtensivo exposto anteriormente. A principal diferença consiste em ter-se considerado que nesta segunda interpretação, os granitos que compõe o maciço de Tabuaço (Granito de Paredes da Beira – Tabuaço e Granito da Laboreira) instalaram-se na crosta média a superior na forma de lâminas subhorizontais. Os dois corpos tabulares estão separados por faixas de rochas metassedimentares do CXG (que formam “*roof pendants*”), preservadas na sua interface. Este modelo, compatível com o padrão cartográfico, explicaria o facto de algumas sondagens mais profundas intersectarem rochas metassedimentares (Amaral, 2014; Pers. Comm.). Por outro lado, ao consultar os relatórios técnicos onde constam alguns resultados dos programas de prospeção executados (Murton 2007; Murton 2008; Gruenwald, 2010), é visível que as mineralizações raramente são detetadas a profundidades superiores a 120m, facto este que poderá ser interpretado como uma mudança em profundidade da fácies granítica, cujas características mecânicas, a tornem menos susceptível à rotura. Este aspeto pode-se dever a anisotropias estruturais existentes entre o granito paredes da Beira-Tabuaço e o granito da Laboreira, tornando este último mais propício à formação das mineralizações. Uma outra hipótese considera as mineralizações terem-se formado entre a cristalização do granito da Laboreira e a génese do granito de Paredes da Beira – Tabuaço, cuja instalação teria obliterado as mineralizações em profundidades. Note-se que segundo Sousa & Ramos (1991) e Ferreira *et al*

(2010), o maciço de Tabuaço encontra-se mais deslocado das suas raízes comparativamente ao maciço de Penedono.

Em ambos os cenários propostos, é possível que as grandes zonas de cisalhamento ZCDML e ZCJM tenham contribuído para a instalação dos corpos graníticos aflorantes na região. A datação de moscovites sincinemáticas associadas a zonas de cisalhamento geradas na D3 Varisca (Gutiérrez-Alonso *et al*, 2015), indicou uma idade média de ca. 308 Ma para estes minerais. Esta idade reflecte as movimentações tectónicas dos grandes acidentes regionais, como resposta às fases iniciais do dobramento do orógeno Varisco que culmina na formação do oroclinal cantábrico. Com base nesta informação, é possível que as grandes zonas de cisalhamento referidas tenham acomodado a instalação do maciço de Penedono e de Tabuaço, através do modelo transtensivo já referido (revelando a diacronicidade existente entre as fases D2 e D3), contrastando com a instalação de outros corpos graníticos em regime transpressivo (Como é o exemplo do Complexo Anatético de Figueira de Castelo Rodrigo - Lumbrals – ver Pereira, 2014).

Importa realçar o peso de três factores que concorreram em simultâneo para a génese destes jazigos epigenéticos de carácter multifásico: i) Disponibilidade de grandes volumes de fluidos na crosta sismogénica; ii) Existência de uma fonte térmica que promova a circulação convectiva dos fluidos mineralizantes; iii) controlo estrutural que favoreça a permeabilidade vertical e a formação de mineralizações. Segundo o trabalho desenvolvido por Mateus & Noronha (2010), a delaminação litosférica (associada à D2 Varisca), e a consequente ascensão da astenosfera resulta na criação de gradientes geotérmicos bastante elevados, o que promove a circulação convectiva de fluidos de modo intenso em toda a crosta sismogénica, durante vários milhões de anos. Deste modo, ter-se-á que admitir volumes substanciais de fluidos na zona em estudo e uma fonte térmica que promovesse a sua circulação convectiva. O modelo de transtensão local, associado aos “*dilational fault offsets*” às escalas macro e mesoscópica, terá assegurado as condições mecânicas e dinâmicas favoráveis à rotura dilatacional que promoveu o escape súbito dos fluidos mineralizados para estas estruturas.

Durante a fase D2 a ascensão da astenosfera resultou na transferência da zona de transição dúctil-frágil para profundidades substancialmente inferiores ao normal (Mateus & Noronha, 2010). Assim sendo, é possível que tenham predominado mecanismos de deformação dúctil-frágil num andar estrutural superior. Posteriormente, já na fase D3, Azevedo e Valle Aguado (2006) apontam que o metamorfismo regional evolui no sentido retrogrado, o que favorece a deformação de carácter frágil.

Na presente discussão importa ainda realçar o trabalho de Noronha & Ramos (1993) onde é referido que as mineralizações auríferas do norte de Portugal resultaram de um longo processo hidrotermal em que os processos de deposição e concentração terão ocorrido num período compreendido entre ca. 300 Ma e 280 Ma.

Deste modo demonstra-se a importância de uma abordagem multidisciplinar e multiescalar no domínio da prospeção mineira. Combinando os dados obtidos à meso e microescala com o conhecimento atual da geologia regional, foi possível interpretar, segundo novas perspectivas, alguns aspetos da história geológica do sector, onde se insere a área em estudo. No domínio da prospeção mineira, seria interessante aplicar a metodologia apresentada no presente trabalho a outros depósitos minerais presentes na região, que partilhem algumas das características das mineralizações de Penedono.

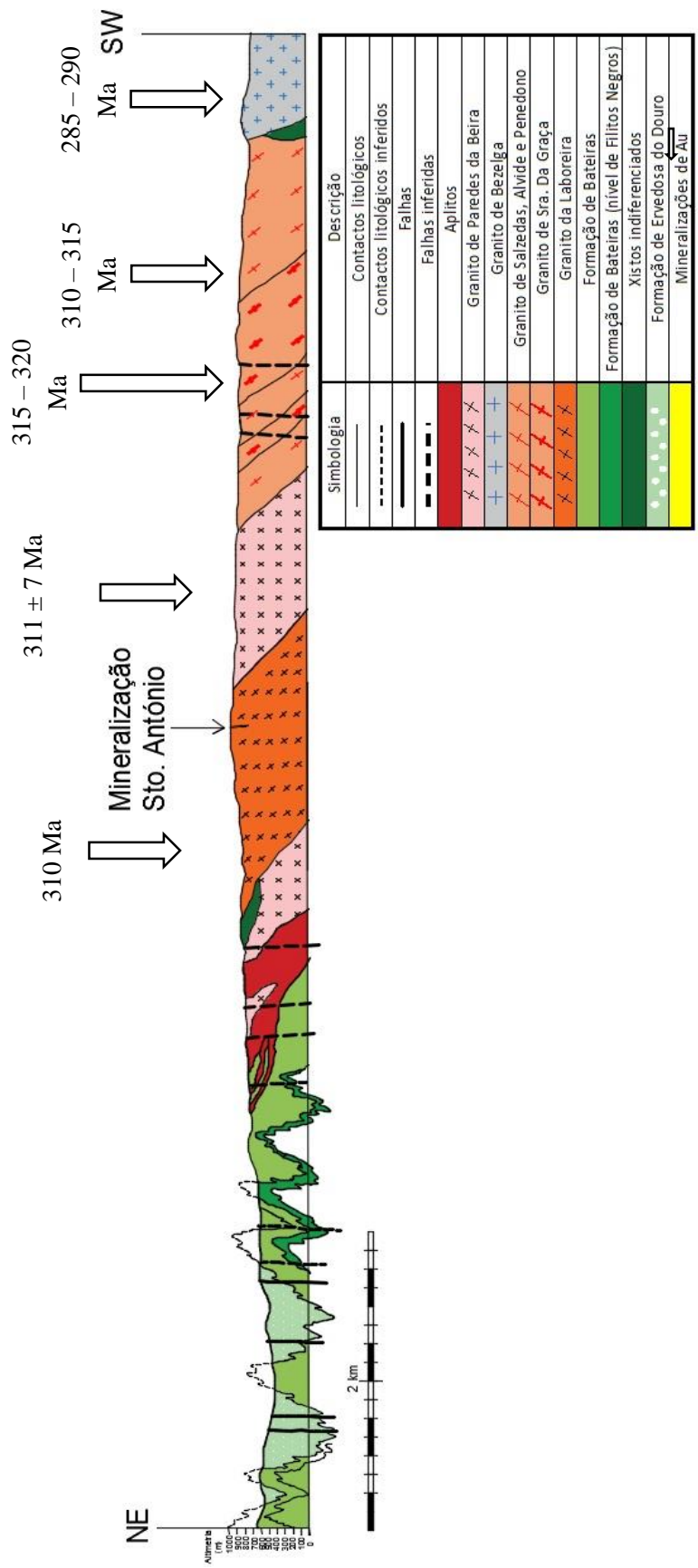


Figura 7.8 - Perfil interpretativo nº1, sem sobrelevação, à escala 1:50000 da folha 14-B da Carta geológica de Portugal. Destaque para a associação entre as diferentes fácies graníticas e as idades radiométricas correspondentes. As referências das datações radiométricas encontram-se na tabela 3.1

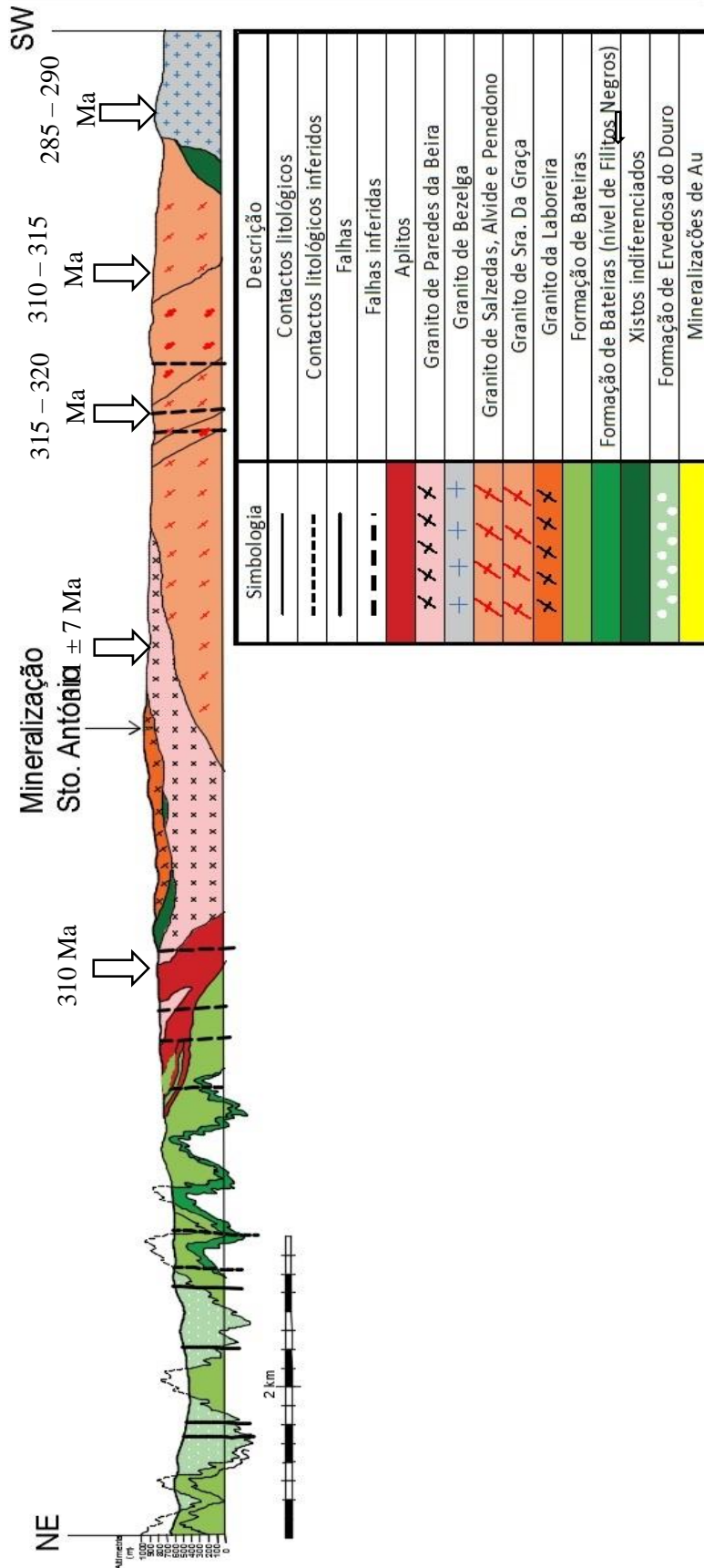


Figura 7.9 - Perfil interpretativo nº2, sem sobrelevação, à escala 1:50000 da folha 14-B da Carta geológica de Portugal. Destaque para a associação entre as diferentes fácies graníticas e as idades radiométricas correspondente. As referências das datações radiométricas encontram-se na Tabela 3.1.

8 Conclusões

Ao longo do presente estudo, testaram-se as vantagens da utilização de uma abordagem multidisciplinar no estudo do controlo estrutural dos processos mineralizantes em jazigos de ouro epigenéticos. Foram conjugados resultados obtidos através da cartografia estrutural de elevada resolução, do estudo microestrutural de amostras colhidas na área em estudo, da modelação 3D dos corpos mineralizados (e das zonas de cisalhamento que os controlam) e, no fim, procurou-se inserir a situação estudada no contexto das fases de deformação Varisca.

A Cartografia de detalhe permitiu distinguir várias estruturas cartografadas: i) **Milonitos S-C**, originadas como resultado da deformação cisalhante esquerda no estado sólido; ii) **Cisalhamentos C1**, orientados N50°E80°SE, com **preenchimentos P1** compostos por $Qz \pm Aspy \pm Au$, cuja génese se encontra associada a deformação cisalhante esquerda, evidenciando movimentação transtensiva; iii) Estruturas **C2 – P2** que testemunham um incremento secundário de tração associados a preenchimentos de quartzo; iv) Estruturas **C3 – P3**, Orientadas NS a N10°E, resultantes da recuperação dinâmica do conjunto de estruturas formadas anteriormente. Estes objetos associam-se a preenchimentos quartzosos encontrando-se enriquecidos em $Qz \pm Aspy \pm Au$ nas proximidades dos preenchimentos P1 e; v) Fraturas **C4**, que correspondem a estruturas tardias, e apresentam direção bastante variável (Em média N10°W).

As estruturas acima enumeradas foram agrupadas em dois sistemas distintos. O primeiro, o Sistema Varisco Semi-Frágil (SVSF), engloba os **Milonitos S-C**, os objetos **C1 – P1**, **C2 – P2** e **C3 - P3** (Ordenados cronologicamente). A análise estrutural conduzida ao longo da presente dissertação permitiu concluir que os mecanismos de deformação associados à génese destas anisotropias são de natureza semi-frágil, (embora seja notória uma evolução destes mecanismos no sentido da deformação frágil) e as estruturas que compõe este sistema são compatíveis com a ação de um campo de tensões orientado ~N40°E. O Sistema Tardi-Varisco Frágil (STVF) surge posteriormente, materializando-se nas fraturas **C4**, tardias, que por vezes, aparentam delinear um sistema conjugado com estruturas **C1 – P1** e **C2 – P2**, e por vezes atravessam-nas, sugerindo assim a ação de um campo de tensões regional orientado ~NS. Foi ainda observado que a génese das estruturas **C3-P3** se encontra controlada pelas estruturas **C1 – P1** e **C2 – P2**.

O Carácter “*Multi-Stage*” das mineralizações auríferas de Penedono é conhecido, tendo sido já evidenciado por diversos autores (e.g. Sousa & Ramos, 1991; Cathelineau *et al*, 1993; Leal Gomes, 2000; Castelo Branco, 2003). No entanto, a cartografia estrutural de elevada resolução e a análise microscópica realizadas no presente trabalho possibilitaram uma análise com maior pormenor dos aspetos multi-fásicos das mineralizações, possibilitando observar a acção de vários episódios de deformação, sucessivos, encontrando-se bem patente a ocorrência de deformação frágil a sobrepor uma fase dúctil - frágil anterior. Na análise dinâmica foi estabelecida a relação existente entre os episódios de deformação referidos e a presença de fluidos mineralizantes. Neste ponto sublinha-se a importância dos trabalhos de Sibson (1975, 2003), que constituem uma excelente abordagem no estudo de mineralizações associadas a a zonas de cisalhamento, onde, localmente, os fluidos desempenharam um papel fulcral (tanto do ponto de vista mecânico – diminuindo a tensão efetiva e facilitando a rotura por tração - como do ponto de vista químico – na greisenização, sericitização e silicificação da rocha encaixante). O presente estudo demonstrou que tipo de estado de tensão poderá ter estado associado à formação das várias descontinuidades, e a influência que os fluidos tiveram no processo.

Constata-se que as zonas de maior deformação milonítica tangencial coincidem com os intervalos de amostragem à superfície com teores mais elevados em Au, sobretudo, quando intersectam, ou evoluem, no contacto com as zonas mais enriquecidas em sulfuretos. Este aspeto foi observado a partir do cruzamento entre a cartografia de detalhe e a campanha de amostragem em canal elaborada pela *Rio Narcea Gold Mines S.A.* (**Figura 7.4**), e através da modelação 3D das mineralizações estudadas que demonstram que os veios mineralizados se encontram subordinados à deformação cisalhante. Este facto sugere que a deformação cisalhante controlou a génese das mineralizações primárias, e também os enriquecimentos locais em Au, associados a episódios de reativação posterior.

Deste modo, demonstrou-se a importância da cartografia estrutural de elevada resolução, como ferramenta central no estudo do controlo metalogenético de mineralizações associadas a zonas de cisalhamento. As estruturas onde se encontram encaixadas as mineralizações auríferas não devem ser encaradas como simples fendas de tração “en échelon” mas sim como zonas de cisalhamento, a menor escala, o que coincide parcialmente com as observações de Fleischer (2012). A reativação sucessiva destes planos contribui para que os teores mais elevados de Au se concentrassem nas zonas de maior concentração de elementos estruturais (ou nas suas vizinhanças). Com base na metodologia utilizada no presente trabalho foi possível sugerir critérios a utilizar na definição de novos alvos de prospeção, nomeadamente: i) A relação existente entre sectores com maior concentração de elementos estruturais e teores mais elevados de Au, e; ii) A presença de estruturas **C3 – P3** subordinadas às estruturas **C1 – P1**.

À escala macroscópica, foi estabelecida a relação entre as grandes zonas de cisalhamento, associadas à fase D3 Varisca, que ocorrem no NW da Ibéria (ZCML, ZCJPC, ZCJM) e instalação dos granitos onde se inserem as mineralizações. Sugere-se que os cisalhamentos intragraníticos que controlam as mineralizações (à escala de toda a concessão de Santo António) representem uma área de transferência entre a ZCML e a ZCJM, e a área em que ocorrem representa um “*dilatational fault offset*” à macroescala (segundo um mecanismo semelhante ao observado à escala mesoscópica). Deste modo, é possível que os granitos que se instalaram na zona em estudo tenham beneficiado de um regime tectónico local transtensivo, esquerdo. Foram realizados perfis geológicos (**Figura 7.8** e **Figura 7.9**) de modo a tentar demonstrar o impato desta hipótese na geometria das litologias regionais, em profundidade.

O estudo desenvolvido no âmbito da presente dissertação constitui a primeira de uma série de etapas de estudos de prospeção, cujo objetivo visado é o melhor conhecimento do potencial prospetivo das mineralizações auríferas de Penedono. Pretende-se repetir a metodologia exposta neste caso de estudo, em novos alvos de prospeção dentro da mesma concessão, de modo a procurar a reprodução das relações identificadas ao longo deste trabalho. O objetivo final passa pela representação tridimensional do controlo estrutural das mineralizações de Santo António. De modo a cumprir o proposto é necessário o acesso a um maior volume de dados de profundidade.

Reforça-se a importância em datar os vários fenómenos hidrotermais que se manifestam em toda a concessão mineira de Penedono. A constrição temporal destes fenómenos permitirá uma melhor compreensão da relação entre os processos mineralizantes, as fases de génese e instalação de granitoides, e as diferentes fases de deformação Variscas.

9 Bibliografia

- Arenas, R., Catálan, J. R. M. (2003) - Low-P metamorphism following a Barrovian-type evolution. Complex tectonic controls for a common transition, as deduced in the Mondonedo thrust sheet (NW Iberian-Massif). *Tectonophysics*, Vol. 365(1–4), pp. 143–164.
- Azevedo, M.R., Valle-Aguado, B, Nolan, J. Martins, M., Medina, J. (2005) - Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia the Beiras massif. The southern Variscan belt. *J Virtual Explor Electron Ed*. Vol. 19
- Azevedo, M.R., Valle-Aguado, B. (2006) - Origin and emplacement of syn-orogenic Variscan granitoids in Iberia the Beiras massif in *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. In Dias, R. Araújo, A., Terrinha, P. e Kulberg, J. C., (Eds). Univ. Évora, Évora. pp 107-121
- Bastida, F., Aller, Pulgar, J. A., Toimil, N. C., Fernandez, F. J., Bobillo-Ares, N. C., Menendez, C. O. (2010) - Folding in orogens: A case study in the northern Iberian Variscan Belt. *Geol. J.*, 45(5–6). pp. 597–622.
- Bea, F., P. G. Montero, Gonzalez-Lodeiro, F., Talavera, C., Molina, J. F., Scarrow, J. H. Whitehouse, M. J., Zinger, T. (2006) - Zircon thermometry and U-Pb ion-microprobe dating of the gabbros and associated migmatites of the Variscan Toledo Anatectic Complex, Central Iberia, *J. Geol. Soc.*, 163, pp. 847 – 855.
- Berthe, D. Choukroune, P., Jegouzo, P. (1979) – Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites. The exemple of the South Armorican shear zone. *Journal of Structural Geology*. Vol. 1. pp. 31-42.
- Bonnemaison, M., Marcoux, E. (1990) – Auriferous mineralization in some shear zones: A three stage model metallogenesis. *Mineral Deposita*, Vol. 25. pp. 96 – 104.
- Burg, J. P. (2014) – Strike-Slip and Oblique-Slip tectonics. ETH Zürich and Universität Zürich Geologisches Institut. pp. 163 – 182.
- Burg, J. P. (2015) – Ductile faults: Shear Zones. ETH Zürich and Universität Zürich Geologisches Institut. pp. 265 - 289.
- Castelo Branco, J. M. (2003) – O Campo mineiro de Penedono (Viseu, Portugal). *Trabalhos de prospecção e estado actual do conhecimento do potencial das mineralizações. A Geologia de Engenharia e os Recursos Geológicos*. Imprensa da Universidade. pp. 45 – 57.
- Castiñeiras, P., Villaseca, C., Barbero, L., Romera, C. M. (2008) - SHRIMP U-Pb zircon dating of anatexis in high-grade migmatite complexes of Central Spain: Implications in the Hercynian evolution of Central Iberia, *Int. J. Earth Sci.*, Vol. 97, pp. 35–50.
- Castro P., Coke C., Ferreira N., Llana-Fúnez S., Pamplona J., Pereira E., Pimenta P., Rodrigues B.C., Rodrigues J. (2010). *Evolução e Estrutura da Zona de Cisalhamento Dúctil Malpica-Lamego: Livro Guia da Excursão pós-congresso*. Rodrigues B.C. e Pamplona J. (Eds), VIII Congresso Nacional de Geologia, Braga, pp. 65.

Cathelineau, M., Boiron, M.C, Garcia Palomero, F., Urbano, R., Florido, P., Pereira, E.S., Noronha, F., Barriga, F., Mateus, A., Yardley, B. & Banks, D. (1993) - “A Multidisciplinary Studies of Au - Vein formation. Application to the western part of the Hesperic Massif (Spain - Portugal)”, 1993. Contract nº MA2M-0033 (C.E.C.), pp. 391.

Cerejo, T. (2013) – Geoquímica da área de S. Pedro das Águias – Concessão de Tabuaço. Universidade de Aveiro. 121 pp.

Chichorro, M. (1993)^a – Rotura Sísmica – Mecanismo promotor da circulação de fluidos. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Lisboa. 14p.

Chichorro, M. (1993)^b – Rotura Dinâmica – Iniciação e efeitos perturbadores. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Lisboa. 10p.

Chichorro, M. (1997) – Tectónica e permeabilidade por fractura do granitóide de Ifanes – Miranda do Douro (Trás-Os-Montes). Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. 102p.

Chichorro, M. (2006) – A evolução tectónica da zona de cisalhamento de Montemor-O-Novo (Sudoeste da Zona de Ossa Morena – Área do Santiago do Escoural – Cabrela). Universidade de Évora. pp. 5 – 52.

Chen, Y., Jiang, D. Zhu, G., Xiang, B. (2014) - The formation of micafish: A modeling investigation based on micromechanics. *Journal of Structural Geology*. Vol. 68. pp. 300 – 315.

Dallmeyer, R. D., and J. I. G. Ibarguchi (1990) - Age of amphibolitic metamorphism in the ophiolitic unit of the Morais allochthon (Portugal): Implications for early hercynian orogenesis in the Iberian Massif, *J. Geol. Soc.*, Vol. 147, pp. 873–878.

Dallmeyer, R. D., Catalan, J. R. M., Arenas, R., Ibarguchi, J. I. G., Alonso, G. G., Farias, P. , Bastida, F., Aller, J., (1997) - Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: evidence from Ar-40/Ar-39 dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, Vol. 277, pp. 307–337.

Díaz Alvarado, J., Fernández, C., Castro, A., Moreno-Ventas, I. (2013) - SHRIMP U–Pb zircon geochronology and thermal modeling of multilayer granitoid intrusions: Implications for the building and thermal evolution of the Central System batholith, Iberian Massif, Spain. *Lithos*, Vol. 175-176. pp. 104 – 123.

Díez Balda, M.A., Martínez Catalán, J.R. and Ayarza, P. (1995). Syncollisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics: the Salamanca detachment zone (Central Iberian Zone, Spain). *J. Struct. Geol.*, Vol. 17, pp. 163-182.

Díez Montes, A., Martínez Catalán, J.R and Bellido Mulas, F. (2010) - Role of the Ollo de Sapo massive felsic volcanism of NW Iberia in the Early Ordovician dynamics of northern Gondwana. *Gondwana Research*, 17, pp. 363–376.

Escuder Viruete, J., Arenas, R. and Martínez Catalán, J.R. (1994). Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, Vol. 238, pp. 117-138.

Fernández, C., Becchio, R., Castro, A., Viramonte, J.M., Moreno-Ventas, I., Corretgé, L.G., (2008) - Massive generation of atypical ferrosilicic magmas along the Gondwana active margin:

implications for cold plumes and back-arc magma generation. *Gondwana Res.* Vol. 14, pp. 451–473.

Ferreira, N., Macedo, C. A. R., Sousa, M. B. (1987) – Cronoestratigrafia dos Granitos da Região de Moimenta da Beira – Tabuaço – Penedono. In: IX Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular, Porto, 1965: actas e comunicações / Universidade do Porto. Faculdade de Ciências. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico. - Porto: Universidade do Porto. Faculdade de Ciências. Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, 1987. - pp. 287-302.

Ferreira, N., Sousa, M.B. (1994) – Notícia explicativa da folha 14-B da carta geológica de Portugal à escala 1:50000. Instituto Geológico e Mineiro. 53p.

Ferreira, N., Pereira, E., Castro, P., Rodrigues, J. (2010) - Paragem 9 (extra): Minas de ouro, Penedono. Pp. 51 – 63. *in*: Castro P., Coke C., Ferreira N., Llana-Fúnez S., Pamplona J., Pereira E., Pimenta P., Rodrigues B.C., Rodrigues J. (eds) - Evolução e Estrutura da Zona de Cisalhamento Dúctil Malpica-Lamego: Livro Guia da Excursão pós-congresso. Rodrigues B.C. e Pamplona J. (Eds), VIII Congresso Nacional de Geologia, Braga, 63p.

Fitz Gerald, J. D., Stünitz, H. (1993) – Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: Reactions and grain size reduction. *Tectonophysics*, Vol. 221. 267 – 297 pp.

Fossen, H., Tikoff, B. (1998) - Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: Holdsworth, R. E., Strachan, R. A., Dewey, J. E (Eds.) - Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 135, pp. 15-33.

Gomes, C. L. & Castelo Branco, J. M. (2003) – Tipologia do particulado aurífero tardio nas mineralizações de Penedono (Viseu, Portugal). Comun. Semana de Geoquímica, Coimbra. pp. 190 – 192.

Gómez Barreiro, J., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Castiñeiras, P., Abati, J., Díaz García, F., Wijbrans J.R. (2007) - Tectonic evolution of the upper allochthon of the O´rdenes Complex (northwestern Iberian Massif): structural constraints to a polyorogenic peri-Gondwanan terrane. In: Linnemann U, Nance RD, Kraft P, Zulauf G (eds) - The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision. *Geol Soc Am Spec Paper*, vol 423, pp. 315–332.

Goodman, S. (2010) - Penedono Gold Project Structural Study. Report prepared for Colt Resources Inc. SRK Consulting. SRK Project Number 3CC028.000. 32p.

Griffith, A. A. (1921) – The Phenomena of Rupture and Flow in Solids. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character.* Vol. 221. pp. 163 – 198.

Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. G., Robert, F. (1998) – Orogenic Gold Deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, Vol.13. pp. 7 – 27.

Gruenwald, P. (2010) - Technical report (NI 43-101) on the Penedono gold concession Northern Portugal. Colt Resources Inc. 62p.

Gutiérrez-Alonso, G.; Fernández-Suárez, J.; Jeffries, T.; Johnston, S. T.; Pastor-Galán, D.; Murphy, J. B.; Franco, M. P.; Gonzalo, J. C. (2011) - Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, Vol. 30. pp. 1-17.

Gutiérrez-Alonso, G.; Collis, A. S.; Fernández-Suárez, J.; Pastor-Galán, D.; González-Clavijo, E.; Jourdan, F.; Weil, A. B.; Johnston, S. T. (2015) - Dating of lithospheric buckling: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of syn-orocline strike-slip shear zones in northwestern Iberia. *Tectonophysics*, Vol. 643 pp. 44–54.

Healy, D., Sibson, R. H.; Shipton, Z.; Butler, R. (2012) - Stress, faulting, fracturing and seismicity: the legacy of Ernest Masson Anderson. In Healy, D., Butler, R. W. H., Shipton, Z. K. & Sibson, R. H. (Eds) - *Faulting, Fracturing and Igneous Intrusion in the Earth's Crust*. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 367, pp. 1–6.

Henley, R.W. (1991) – Epithermal gold deposits in volcanic terranes, in Foster, R.P., ed, *Gold metallogeny and exploration: Glasgow and London*, Blackie pp. 133 – 164.

Henley, R.W. (1992) – Strike-slip fault reactivation as a control of epithermal vein-style gold mineralization. *Geology*, v. 20, pp. 443 – 446.

Hodson, C. J. (1989) – The structure of shear-related, vein-type deposits: A review- *Ore geol revs.* Vol. 4 pp. 231 – 273.

Leal Gomes, C. (2000) – Análise Paragenética e Tipologia das expressões auríferas do depósito de Sto. António – Vieiros (Penedono). Relatório inédito p/ *Rio Narcea Gold Mines*. 20 p.

Linnemann, U., Pereira, M.F., Jeffries, T., Drost, K., Gerdes, A. (2008) - Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: New insights in the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). *Tectonophysics*, Vol. 361. pp. 21-43

Llana-Fúnez, S., Marcos, A. (2000) – The Malpica-Lamego Line: a major crustal-scale shear zone in the Variscan belt of Iberia. *Journal of Structural Geology* Vol. 23 pp. 1015-1030

Logan, J. M., Friedman, M., Higgs, N., Dengo, C., Shinamoto, T. (1979) – Experimental studies of simulated fault gauge and their application studies of natural fault zones. *Proc. Conf. VIII – Analysis of actual fault zones in Bedrock*. U.S Geological Survey. Open-file Rept. 79-1239 pp. 43 – 305.

López Plaza, M. and Martínez Catalán, J.R. (1987) - Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del Macizo Hespérico. *in*: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López-Plaza, M. and Rodríguez Alonso, M.D. (Eds.), *Geología de los granitoides and rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Rueda, Madrid, pp. 195-210.

Lyiangi, M. (1999) - Silicification and mineralization in hydrothermal deposits. *Chinese Science Bulletin* Vol .44 No. 1, pp. 1 – 4.

Martínez Catalán, J.R., Arenas, R. and Díez Balda, M.A. (2003) - Large extensional structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondoñedo nappe (NW Spain). *J. Struct. Geol.*, Vol. 25, pp. 1815-1839.

Martínez – Catálan, J.R., Arenas, R., Días García, F., González Cuadra, P. Gómez-Barreiro, J., Abati, J. Castiñeiras, P., Fernández – Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F. J., Valle Aguado, B. (2007) - Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt *in* . In: Hatcher R.D. Jr, Carlson M.P., McBride J.H. Martínez Catalán J.R. (eds.) 4-D framework of continental crust. The Geological Society of America – Memoir 200. pp. 407 – 423.

Martínez – Catálan, J.R., Aller, J., Alonso, J. L., Bastida, F. (2009) – The Iberian Variscan Orogen. Instituto Geológico e Minero de España. pp. 14 – 27.

Mateus, A. (1995), Evolução tectono-térmica e potencial metalogenético do troço transmontano da Zona da Falha Manteigas - Vilaríça-Bragança. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 1-195 (Vol. I), 1-994 (Vol. II).

Montero, P., Bea, F., Zinger, T.F., Scarrow, J.H., Molina, J.F., Whitehouse, M., (2004) - 55 million years of continuous antesis in Central Iberia: single-zircon dating of the Peña Negra Complex. Journal of the Geological Society of London 161, pp. 255–263.

Moura, A. Velho, J. L. (2011) – Recursos Geológicos de Portugal. Palimage, Universidade de Coimbra, pp. 141-142.

Murton, J. W. (2007) – NI 43 – 101 Technical Report on the Penedono Gold Concession, Northern Portugal. Prepared for Colt Capital Corp. 82 pp.

Murton, J. W. (2008) – 2007 Diamond Drill Report on the Santo António Project. Penedono Concession, Northern Portugal. Colt Resources Inc. 94 pp.

Nance, R. D., G. Gutiérrez-Alonso, J. D. Keppie, U. Linnemann, J. B. Murphy, C. Quesada, R. A. Strachan, and N. H. Woodcock (2010) - Evolution of the Rheic Ocean, *Gondwana Res.*, Vol. 17(2–3), pp. 194–222.

Neuzil, C.E. (1995) - Abnormal pressures as hydrodynamic phenomena. *American Journal of Science* 295, pp. 742 – 786.

Noronha, F., Ramos, J. M. F. (1993) – Mineralizações auríferas primárias no norte de Portugal. Algumas reflexões. *Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe, Coruña*. Vol. 18. pp. 133 – 146.

Pereira, E., Ribeiro, A., Castro, P. & De Oliveira, D. 2004 – Complexo Ofiolítico Varisco do Maciço de Morais (NE de Trás-os-Montes, Portugal). *In* Pereira, E., Castroviejo, R. & Ortiz, F. (Eds.), “*Complejos Ofiolíticos en Iberoamérica – Guías de Exploración para Metales Preciosos*”. Proyecto XIII.1 – CYTED, Madrid, España. pp. 265-284.

Pereira, I. (2014) – Petrologia e Geoquímica dos migmatitos e granitóides do sector Figueira de Castelo Rodrigo – Rio Águeda: Evolução litológica e estrutural no contexto da Zona de Cisalhamento Juzbado - Penalva do Castelo. Universidade de Évora. 171 pp.

Pereira, I.; Dias, R.; Bento dos Santos, T.; Mata, J. (2014) - Zona de Cisalhamento de Juzbado-Penalva do Castelo no sector de Figueira de Castelo Rodrigo: implicações para a exumação de rochas metamórficas de alto grau. *Comunicações Geológicas* Vol. 101, Especial I. pp. 289-292.

Pereira, M.F., Medina, J., Chichorro, M., Solá, A.R., Gámez, J.A., Linnemann, U., Silva, J.B., (2008) - Features of the Lower Ordovician unconformity and Vendian (Ediacaran) basement of

the SW Iberian Massif (Portugal and Spain). *In*: Königshof, P., Linnemann, U. (Eds.), From Gondwana and Laurussia to Pangea: Dynamics of Oceans and Supercontinents. 20th International Senckenberg-Conference and 2nd Gneitz-Conference. Final Meeting of IGCP 497 and IGCP 499. Abstracts and Programme. Frankfurt am Main., pp. 219–221.

Pereira M. F., Chichorro M., Sola A. R., Silva, J. B., Sanchez-Garcia, T., Bellido, F. (2011) - Tracing the Cadomian magmatism with detrital/inherited zircon ages by in-situ U-Pb SHRIMP geochronology (Ossa-Morena Zone, SW Iberian Massif). *LITHOS*, Volume: 123 Issue: 1-4 Special Issue: SI Pages: 204-217

Pereira, M.F., Linnemann, U., Hofmann, M., Chichorro, M., Solá; A.R., Medina, J., Silva, J.B. (2012)^a - The provenance of Late Ediacaran and Early Ordovician siliciclastic rocks in the Southwest Central Iberian Zone: Constraints from detrital zircon data on northern Gondwana margin evolution during the late Neoproterozoic. *Precambrian Research* (192– 195). Pp. 166–189.

Pereira, M. F., Solá, A. R., Chichorro, M., Lopes, L., Gerdes, A. and Silva, J. B. (2012)^b - North-Gondwana assembly, break-up and paleogeography: U-Pb isotope evidence from detrital and igneous zircons of the Ediacaran and Cambrian rocks of SW Iberia. *Gondwana Research*, Vol. 22, pp. 866- 881.

Pirajno, F. (1992) - *Hydrothermal Mineral Deposits – Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist*. Springer, Berlin, 709pp.

Pirajno, F. (2009) – *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer Netherlands, 1250 pp.

Ramsay, J. G.; Huber, M. I. (1987) –*The techniques of modern structural geology (Volume 2: Folds and Fractures)*. Academic Press. 342p.

Ribeiro, A., Munha, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, L., Fonseca, P., Araujo, A., Oliveira, T., Romão, J., Chamine, H., Coke, C., Pedro, J., (2007) - Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics* Vol. 26, 24 p.

Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R. D. (1990) - Geodynamic evolution of the Iberian Massif, *in* Dallmeyer R. D. & Martínez-García, E. (eds.) - *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 397-410.

Riedel, W. (1929) - Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie B*, pp. 354 – 368

Ritchie, R. O., McClintock, F. A., Nayeb-Hashemi, H., Ritter, M. A. (1982) – Mode III fatigue crack propagation in low alloy steel. *Metallurgical transactions A*. American Society for Metals and the metallurgical society of AIME. Vol. 13^a pp. 101-110.

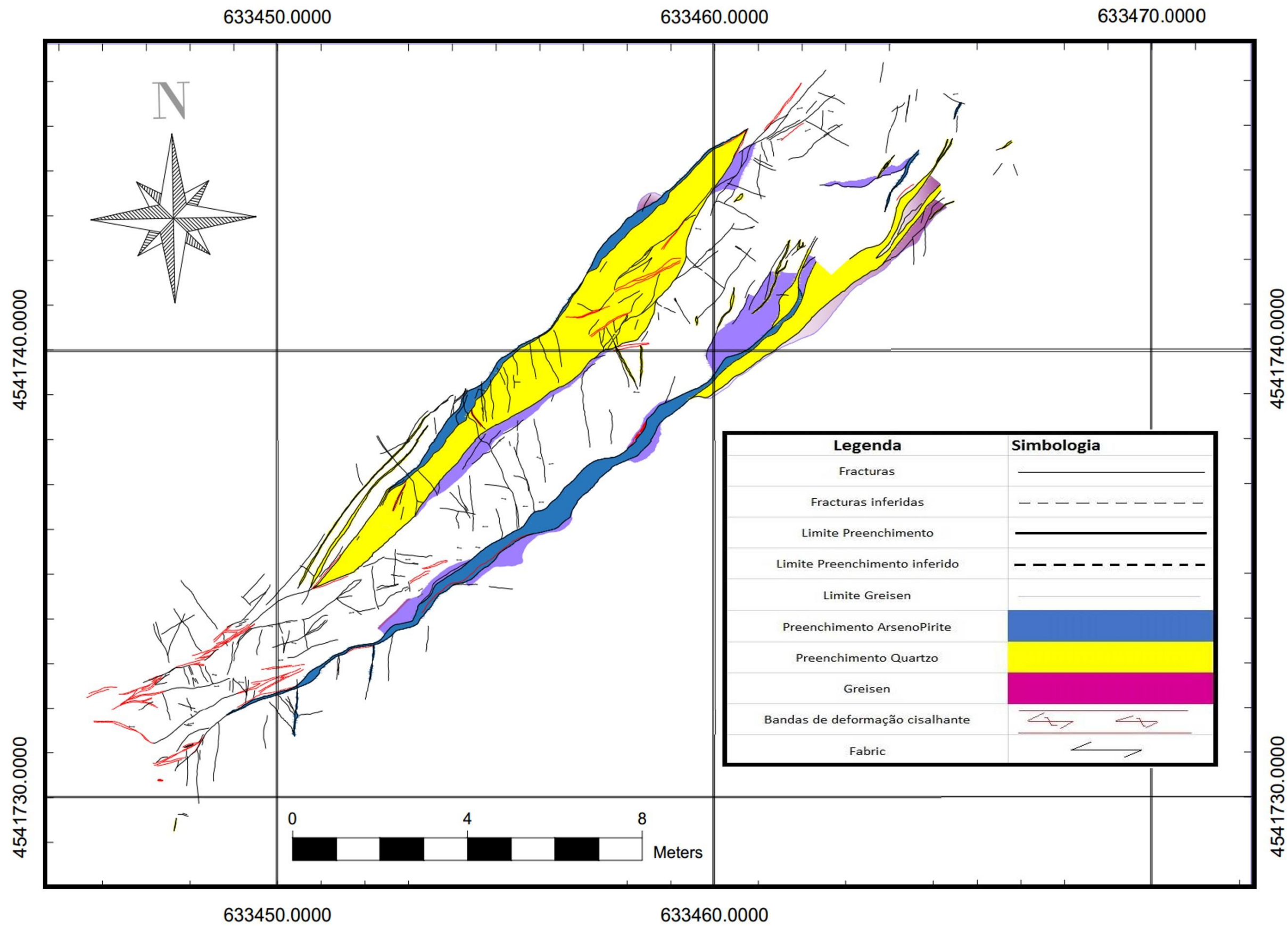
Robb, L. (2005) – *Introduction to ore forming processes*, Blackwell publishing, Uk. 373pp.

Rodrigues, B., Pamplona, J., Llana-Fúnez, S. (2010) – Enquadramento geológico regional – Uma visão global. *in* Castro P., Coke C., Ferreira N., Llana-Fúnez S., Pamplona J., Pereira E., Pimenta P., Rodrigues B.C., Rodrigues J. (eds.) - *Evolução e Estrutura da Zona de Cisalhamento Dúctil Malpica-Lamego: Livro Guia da Excursão pós-congresso*. Rodrigues B.C. e Pamplona J. (Eds), VIII Congresso Nacional de Geologia, Braga. Pp 11-13

- Rodriguez, J., Cosca, M.A., Ibarra, J.I.G., Dallmeyer, R.D. (2003) - Strain partitioning and preservation of Ar-40/Ar-39 ages during Variscan exhumation of a subducted crust (Malpica–Tui complex, NW Spain). *Lithos* Vol. 70, pp. 111–139.
- Romão, J. M. C. & Ribeiro, A. (1992) - Thrust tectonics of sardic age in the Rosmaninhal area (Beira Baixa, Central Portugal). III Congr. Nac. Geol. , Coimbra, Comum. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 78(2), pp.87-95
- Roylance, D. (2001) - Introduction to Fracture Mechanics. Department of Materials Science and Engineering. pp. 1 - 15 Massachusetts Institute of Technology Cambridge.
- Rutter, E. H., Maddock, R. H., Hall, S. H., White, S. H. (1986) – Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gauges. *Pageoph* 124. pp. 3 – 30
- Sanderson, D. J., Marchini, W. R. D. (1984) – Transpression. *Journal of Structural Geology*, Vol. 6, No. 5, pp. 449 – 458.
- Scholz, C. H. (1990) –The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge University Press. 439p.
- Sibson, R. H., Moore, J. M., Rankin, A. H. (1975) – Seismic Pumping – A hydrothermal fluid transport mechanism. *Geological Society. London*, Vol. 131pp. 653 - 659
- Sibson, R. H. (1977) – Fault Rocks and fault mechanisms. *Geological Society. London*. Vol. 133. pp. 191 - 213
- Sibson, R. H. (1987) - Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, v. 15, pp. 701-704
- Sibson, R. H., Robert, F., Poulsen, K. H. (1988) - High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, Vol. 16, 551–555 pp.
- Sibson, R.H. (1996) - Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology* 18, pp. 1031 – 1042
- Sibson, R.H., Scott, J. (1998) - Stress/fault controls on the containment and release of overpressured fluids: examples from gold–quartz vein systems in Juneau, Alaska, Victoria, Australia, and Otago, New Zealand. *Ore Geology Reviews* 13, pp. 293 – 306
- Sibson, R.H. (2000) - A brittle failure mode plot defining conditions for highflux flow. *Economic Geology* 95, pp. 41 – 48
- Sibson, R. H. (2003) - Controls on maximum fluid overpressure defining conditions for mesozonal mineralisation. *Journal of Structural Geology* 26 (2004) pp. 1127–1136.
- Silva, M. M. V. G.; Neiva, A. M. R. (1990) – Geochemistry of the granites and their minerals from Paredes da Beira – Penedono, northern Portugal. *Chem. Geol.*, 85 pp. 147 – 170.
- Silva, A . F., Ribeiro, A. (1985) – Thrust Tectonics of Sardic Age in the Alto Douro Region (Northeastern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, Vol. 71(2), pp. 151-157.
- Simpson, C., Schmid, S. M. (1983) – An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rock. *Geological Society of America. Bulletin* 94. pp. 1281-1288.

- Solá, A.R., Pereira, M.F., Williams, I.S., Ribeiro, M.L., Neiva, A.M.R., Montero, P., Bea, F., Zinger, T., (2008) - New insights from U Pb zircon dating of Early Ordovician magmatism on the northern Gondwana margin: The Urro Formation (SW Iberian Massif, Portugal), *Tectonophysics*, Vol. 461, 1-4: pp. 114 - 129.
- Sousa, M.B.; Sequeira, A. J. D. (1989) – Notícia explicativa da folha 10-D da carta geológica de Portugal à escala 1:50000 – Alijó. Serviços Geológicos de Portugal. 59p.
- Sousa M.B. (1983) – Litostratigrafia do CXG – Grupo do Douro (NE Portugal). Memórias e notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral Geol., Universidade de Coimbra. Nº 95. 62p.
- Sousa, M. B. Ramos, J. M. F. (1991) – Características geológico-estruturais e químico-mineralógicas das jazidas auríferas da região de Penedono – Tabuaço (Viseu, Portugal). *Estudos, Notas e Trabalhos D.G.G.M*, 1991, t.33 pp 71 – 96.
- ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R.A.J., Passchier, C. W. (2003) – Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics*. Vol. 372. pp. 1 - 21
- Valle Aguado, B., Martínez Catalán, J., Azevedo, M.R. (2000) - Structure of the western termination of the Juzbado–Penalva do Castelo Shear Zone (Western Iberian Massif). *Variscan–Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement*. *Basement Tectonics*, Vol. 15, A Coruña, Spain, Program & Abstracts, pp. 287-291.
- Viruete, J. E., Arenas, R. and Martínez Catálan, J.R. (1994). Tectonothermal evolution associated with Variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, Vol. 238, pp. 117-138.
- Weil, B. A., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S. T., Pastor-Galán, D. (2013) - Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: A geologic synthesis. *Tectonophysics*, Vol. 582. pp. 25 - 49

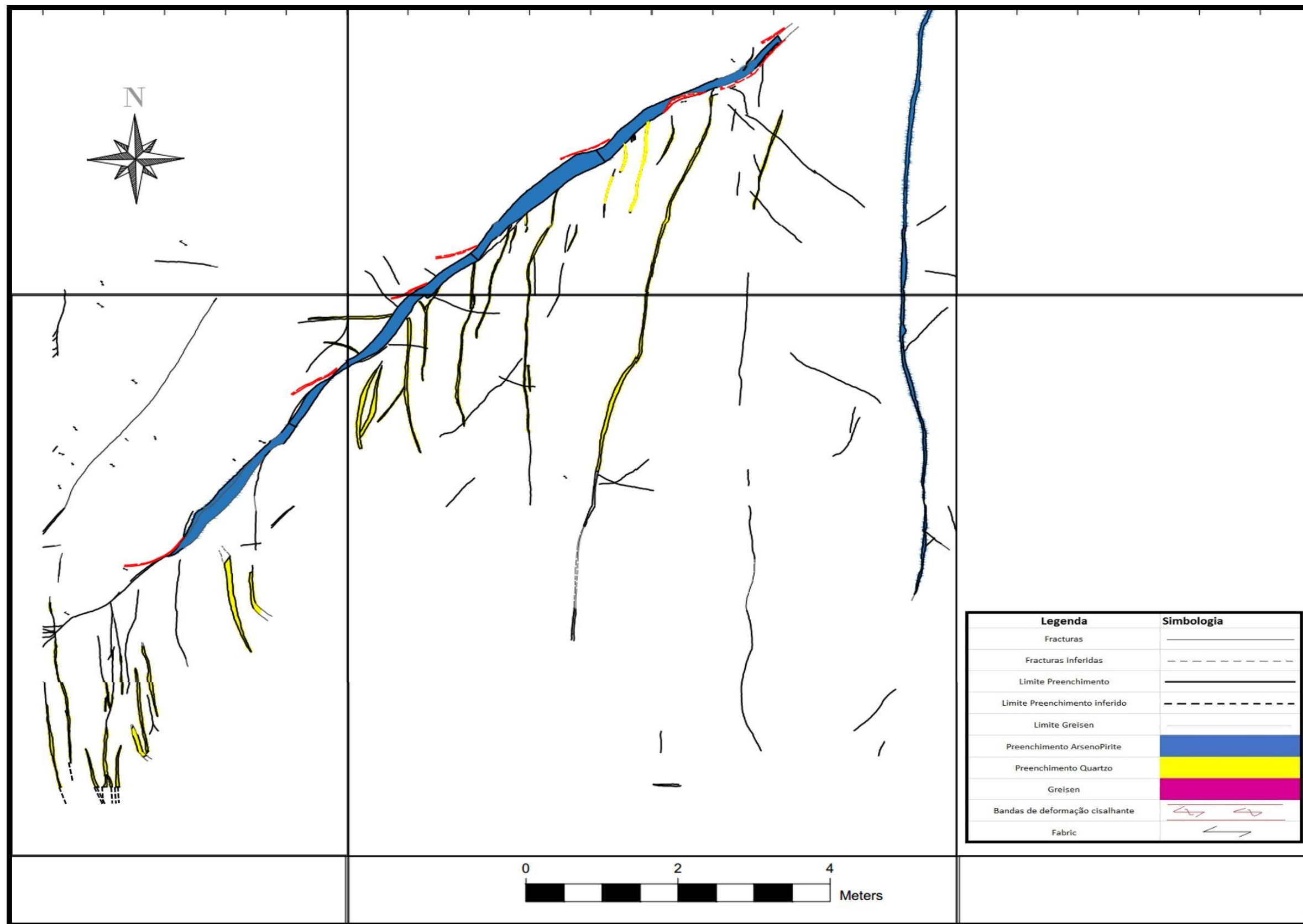
**Anexo I – Cartografia de detalhe do
afloramento nº1 (Tamanho A3)**



Anexo II – Cartografia de detalhe do afloramento nº2 (Tamanho A3)

633544.0

633552.0



4541560.0

4541552.0

