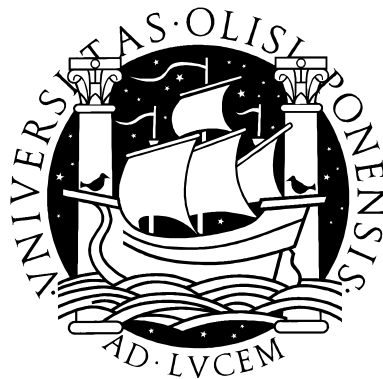


**UNIVERSIDADE DE LISBOA**  
**FACULDADE DE CIÊNCIAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do  
padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de  
sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica

Ana Sofia Correia Fernandes

**Mestrado em Geologia Económica**  
(Especialização em Prospecção Mineral)

2011



**UNIVERSIDADE DE LISBOA**  
**FACULDADE DE CIÊNCIAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do  
padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de  
sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica

Ana Sofia Correia Fernandes

Dissertação orientada pelo  
Professor Doutor Jorge M.R.S. Relvas (FCUL)  
e co-orientada pelo Mestre João X. Matos (LNEG)

**Mestrado em Geologia Económica**  
(Especialização em Prospecção Mineral)

2011



Aos meus pais=)\*



# ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	III
RESUMO	v
ABSTRACT	IX
CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 2: ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO	5
2.1. FAIXA PIRITOSA IBÉRICA	5
2.1.1. GEOLOGIA REGIONAL	5
2.1.2. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E METALOGÉNESE	10
2.2. MINERALIZAÇÃO DE SULFURETOS MACIÇOS NO LOUSAL	12
2.2.1. INTRODUÇÃO E ENQUADRAMENTO HISTÓRICO	12
2.2.2. CARTOGRAFIA GEOLÓGICA, LITO-ESTRATIGRAFIA E ESTRUTURA	15
2.2.3. SONDAGENS LS1 E LS02: IMPLANTAÇÃO E <i>LOGGING</i>	20
2.2.4. RECONSTITUIÇÃO ESQUEMÁTICA DA SEQUÊNCIA	30
CAPÍTULO 3: ANÁLISE PETROGRÁFICA E TEXTURAL DAS FÁCIES DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	35
3.1. AMOSTRAGEM; RECONSTITUIÇÃO DA POSIÇÃO DAS AMOSTRAS	35
3.2. COMPLEXO VULCANO-SEDIMENTAR	37
3.2.1. DOLERITOS	37
3.2.2. ROCHAS VULCÂNICAS BÁSICAS	39
3.2.3. XISTOS NEGROS	42
3.2.4. ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS	44
3.3. GRUPO FILITO-QUARTZÍTICO	48
3.4. ZONALIDADE DE ALTERAÇÃO MINERALIZANTE	52
CAPÍTULO 4: QUÍMICA MINERAL	61

4.1. FILOSSILICATOS	62
4.1.1. CLORITE	62
4.1.2. SERICITE	68
4.2. CARBONATOS	73
4.3. FELDSPATOS	78
CAPÍTULO 5: CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL ASSOCIADA À MINERALIZAÇÃO	81
CAPÍTULO 6: DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	107
BIBLIOGRAFIA	115
ANEXOS	121

## **AGRADECIMENTOS**

À Fundação para a Ciência e Tecnologia pelo financiamento para o Projecto INCA (Caracterização de recursos minerais essenciais para o desenvolvimento de tecnologias para aproveitamento de energias renováveis: Os minérios da Faixa Piritosa Ibérica como fonte de índio e outros elementos estratégicos de alta tecnologia), que me permitiu realizar esta dissertação de mestrado.

Ao Prof. Doutor Jorge Relvas, orientador da tese, pela paciência e dedicação que sempre demonstrou para comigo e para com o meu trabalho, sem dúvida foi fundamental para a realização deste. Um muito obrigado por me ter ajudado a crescer cientificamente!

Ao Mestre João X. Matos, co-orientador, pelo material fornecido e pelas dúvidas esclarecidas que muito contribuíram para este trabalho.

Ao Sr. Alberto Verde pelo seu trabalho de produção das lâminas delgadas, e pela paciência e disponibilidade demonstrada durante a produção do material de trabalho.

Ao Dr. Pedro Rodrigues pela realização de análises em microsonda electrónica.

Ao João Carvalho e Inês Cruz no esclarecimento de dúvidas existenciais.

Aos colegas de mestrado e à Ana Jesus, que sempre tiveram uma palavra de apoio e incentivo mesmo nas alturas mais difíceis e complicadas. A todos os que de alguma maneira contribuíram para este trabalho.

Aos amigos que sempre tiveram uma palavra de força, motivação e amizade para dar. Aos que nunca desistiram e sempre tiveram imensa paciência para me aturar. Aos que me confortaram e apoiaram...aos que estão sempre presentes! Acima de tudo obrigado pela amizade...!

Aos meus pais! As pessoas mais importantes da minha vida que, desde o início me incentivaram e apoiaram a fazer este mestrado e que nunca me deixaram desistir. Obrigado pelas palavras de apoio que me disseram e por todo o amor que me deram e continuam a dar dia a dia. Obrigado pela paciência e amor demonstrado mesmo nos dias

em que estava mais rabugenta e chateada, e um pedido de desculpa pela forma como muitas vezes vos respondi. Um muito obrigado por tudo, sem vocês não tinha conseguido chegar aqui...nem tão pouco ser quem sou hoje!

## RESUMO

A mina de sulfuretos maciços polimetálicos do Lousal situa-se na região NW da Faixa Piritosa Ibérica, ocorre num alinhamento de rochas aflorantes do Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS) e é delimitada a N, E e S pelos sedimentos da Bacia Terciária do Sado e, a W, por turbiditos da Formação de Mértola (GFBA). No Lousal foram definidos dois domínios onde ocorrem mineralizações de sulfuretos maciços, ocorrendo ambos no flanco SW de uma estrutura anticlinal principal. As massas de sulfuretos são em geral lenticulares, com possanças muito variáveis, ocorrendo encaixadas concordantemente com as rochas alteradas/mineralizadas de muro. A ocorrência dos sulfuretos é caracterizada por um estilo de mineralização predominantemente hospedada em xistos negros com pirite disseminada. A mineralogia sulfuretada é fortemente dominada por pirite, com proporções muito acessórias de calcopirite, esfalerite, galena, arsenopirite e estanita.

O objectivo deste trabalho é a caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica das rochas a muro das massas de sulfuretos maciços no Lousal, com vista a definir as diferentes zonas de alteração associadas a este sistema hidrotermal. O trabalho teve como base o estudo e amostragem de duas sondagens e respectivos perfis de implantação, efectuados e disponibilizados pela Empresa Pirites Alentejanas, S.A., bem como a cartografia e logs efectuados por Matos *et al.*, (in prep.). A integração desta informação permitiu a reconstituição esquemática da sucessão encaixante da mineralização num quadro pré-deformacional, circunstância que permitiu situar a zonalidade temporal e espacial da alteração hidrotermal mineralizante num quadro de interpretação metalogenética. Para além de um estudo petrográfico detalhado das paragénese secundárias e das relações texturais observadas, esta investigação inclui dados significativos de química mineral, relativos a clorites, sericites, feldspatos e diferentes gerações de carbonatos, e análises representativas de geoquímica de rocha total, obtidas em vinte amostras para um pacote extenso de elementos maiores e em traço. As amostras estudadas são na sua maioria rochas vulcânicas ácidas e, em menor proporção, rochas pertencentes ao Grupo Filito-Quartzítico e rochas vulcânicas básicas. A alteração expressa nas amostras varia de intensidade e apresenta diferentes expressões consoante a litologia afectada.

No Lousal foram definidas três zonas de alteração com base nas suas características texturais, mineralógicas e geoquímicas em ordem a um perfil de afastamento relativamente ao eixo do sistema hidrotermal mineralizante. Os trabalhos efectuados por Barriga (1983) e Relvas (1991) em Feitais e Gavião, respectivamente, e por Relvas (2000) em Neves Corvo, foram tidos como referência para este trabalho pois constituem bons exemplos de estudos na Faixa Piritosa Ibérica, dirigidos à compreensão e caracterização do padrão de alteração hidrotermal associado a este tipo de mineralizações.

A zona 1 corresponde à zona nuclear do sistema hidrotermal, sendo a alteração pervasiva e destrutiva em relação às características originais das rochas. Esta zona é caracterizada por uma lixiviação intensa dos álcalis e um aumento dos conteúdos em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$ . Nesta zona, as relíquias de rocha original são relativamente pouco abundantes, podendo a substituição ser total, dando lugar à formação de clorititos. A paragénese de alteração é constituída por clorite + quartzo  $\pm$  sericite + carbonatos + sulfuretos. Os sulfuretos são abundantes.

A zona 2a situa-se perifericamente à zona 1 e é também caracterizada por uma alteração intensa. No entanto, nesta zona, predomina a alteração sericitica relativamente à clorítica. A sericite é potássica e apresenta quantidades significativas de Ba; os conteúdos em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$  na rocha total são ainda relativamente elevados, devido à presença de clorite. Esta zona caracteriza-se por uma intensa sericitização, sulfuretização e alguma silicificação. A paragénese mineralógica é constituída por sericite + clorite + quartzo  $\pm$  carbonatos + sulfuretos. A zona 2b consiste no halo de alteração mais periférico da secção estudada na sequência de muro das mineralizações do Lousal, apresentando-se enriquecida em  $\text{Na}_2\text{O}$  relativamente às restantes zonas de alteração. Este sódio é justificado pelo aumento da molécula paragonítica na sericite e pela albitização dos feldspatos ígneos preservados. O facto de a alteração ser um pouco menos intensa, permitiu a preservação de algumas características mineralógicas e texturais da rocha original. A paragénese de alteração desta zona é constituída por sericite + quartzo + carbonatos + sulfuretos  $\pm$  clorite  $\pm$  epidoto. Durante o episódio mineralizante, verifica-se lixiviação dos álcalis e aumento de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$  na zona central do sistema hidrotermal. As zonas periféricas são caracterizadas pela fixação dos álcalis, K e Na, nas zonas 2a e 2b, respectivamente.

O padrão e assinaturas geoquímicas da alteração hidrotermal associada à formação das mineralizações do Lousal, aliados às características mineralógicas e químicas dos seus minérios, indicam que este jazigo é, no que se refere à fonte dos seus metais e à origem dos fluidos mineralizantes, um jazigo típico da Faixa Piritosa Ibérica. Embora limitados, os dados disponíveis para as mineralizações do Lousal, são consistentes com um ambiente genético de deposição do tipo *Brine Pool*, semelhante ao proposto para o jazigo de Tharsis.



## **ABSTRACT**

The polymetallic massive sulphide mine of Lousal is located in the NW region of the Iberian Pyrite Belt (IPB). It lies within an alignment of rocks that belong to the Volcanic-Sedimentary Complex (VS) and contact to the N, E and S with sediments of the Tertiary Basin of the Sado, and to the W with turbidites of the Mértola Formation. At Lousal two domains were defined where mineralization of massive sulphides have occurred, both of which situated on the SW limb of a main anticlinal structure. The orebodies are generally lenticular with variable thickness and conformably overlie altered/mineralized footwall rocks. The Lousal sulphides are well-known for being hosted by a thick succession of carbonaceous shales, which contain abundant disseminated pyrite, and accessory amounts of chalcopyrite, sphalerite, galena, arsenopyrite and stannite.

The goal of this work is to characterize the petrography, mineralogy and geochemistry of the footwall rocks and orebodies at Lousal, in order to define the hydrothermal alteration zoning associated to this ore-forming system. The research was ground on the study and sampling of two boreholes – LS1 and LS02, which logs and corresponding profiles were done and made available by the Pirites Alentejanas S.A. company. Previous work in the area includes detailed mapping and log interpretations by Matos et al. (in prep.). This study heavily relied on these high-quality data.

The integration of this information led to a tentative schematic reconstruction of the mineralization setting in a pre-deformation context, in order to place the alteration zones recognized in a spatial and temporal framework and thus allow some metallogenic constraints. Aside from a petrographic study of the secondary paragenesis and the observed textural relationships, this investigation also includes significant data regarding the mineral chemistry of chlorite, sericite, feldspar and several generations of carbonates and geochemical data for an extensive package of major and trace elements yield by twenty selected samples. The studied samples are mostly acid volcanic rocks; some belong to the Phylilite-Quartzitic Group and one is a basic volcanic rock (spilite). The alteration patterns identified in the samples is variably intense and exhibit different records according to the affected lithology.

At Lousal three alteration zones were defined based on textural, mineralogical and geochemical characteristics relative to a distance profile to the mineralizing

hydrothermal system axis. For this study, the works of Barriga (1983) and Relvas (1991) in Feitais and Gavião, respectively, and by Relvas (2000) in Neves Corvo were taken into consideration as they are good reference material on the study of the Iberian Pyrite Belt and focus the comprehension and characterization of the hydrothermal alteration pattern associated to this type of mineralization.

Zone 1 is the core area of the hydrothermal system. There, the alteration is pervasive and destructive regarding the original characteristics of the rocks. This zone is characterized by intense leaching of alkalis and increase in MgO and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content. In this zone, relics of the original rock are either rare or absent, leading to formation of chloritite. The hydrothermal assemblage is chlorite + quartz ± sericite + carbonates + sulphides. Sulphides are very abundant.

Zone 2a is peripheral to zone 1 and is also characterized for having intense alteration, although in this zone the alteration originates more sericite rather than chlorite. K-sericite shows significant amounts of Ba. The contents of MgO and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in the whole-rock are still relatively high, due to the presence of chlorite. It is a zone of intense sericitization, sulphidization and some silicification. The mineralogical assemblage is made up by sericite + chlorite + quartz ± carbonates + sulphides. In the studied footwall section of the Lousal ore-hosting sequence, the zone 2b is the most peripheral alteration halo recognized. It presents Na<sub>2</sub>O enrichment relative to the inner alteration zones. The higher Na<sub>2</sub>O content of the altered rocks is due both to the larger paragonitic component of the sericite and to albitization of the preserved feldspars.

The fact that the alteration is less intense here allows the partial preservation of the mineral and textural characteristics of the original rock. The alteration paragenesis in this zone is characterized by sericite + quartz + carbonates + sulphides ± chlorite ± epidote. As it is common in the IPB, the leaching of alkalis and MgO and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> enrichment at the core of the mineralizing system, is followed by the fixation of the alkalis at the peripheral alteration envelopes: K in Zone 2a and Na in Zone 2b.

The pattern and geochemical signatures of hydrothermal alteration associated with the formation of the mineralization in Lousal, coupled with mineralogical and chemical characteristics of the ores, indicates that this mineralization is a typical IPB deposit, regarding the origin of metals and ore fluids. Although limited, the available data are

consistent with a brine pool environment of deposition, similar to the genetic model proposed for the Tharsis deposit in Spain.



## CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

A Faixa Piritosa Ibérica (FPI) constitui uma das mais importantes províncias metalogenéticas do mundo para jazigos de sulfuretos maciços de metais básicos associados a rochas vulcânicas e sedimentares. Na FPI são conhecidos mais de 80 depósitos e ocorrências de sulfuretos maciços que representam mais de 1700 Mt de mineralizações sulfuretadas (Leistel *et al.*, 1998; Carvalho *et al.*, 1999). A dimensão, abundância e densidade destes depósitos são factores que fazem desta região um caso singular de produtividade metalogenética (Oliveira *et al.*, 2006). Ao longo de toda a FPI, além das mineralizações de sulfuretos maciços, também ocorrem centenas de pequenos jazigos estratiformes de manganês que foram intensamente explorados no passado (e.g., Carvalho *et al.*, 1999; Jorge, 2000) e numerosos jazigos filonianos de cobre, chumbo, bário e antimónio (Leistel *et al.*, 1998, Oliveira *et al.*, 2006).

Os vários depósitos da Faixa Piritosa Ibérica, quer em Portugal, quer em Espanha, já foram alvo de variados estudos dirigidos à compreensão e caracterização dos padrões de alteração hidrotermal associados às sequências a muro das massas mineralizadas (e.g., Munhá *et al.*, 1981; 1986; Barriga, 1983; Barriga e Kerrich, 1984; Relvas, 1991; 2000; Relvas *et al.*, 2006; Sanchez-España *et al.*, 2003). As rochas que hospedam os corpos mineralizados não são as mesmas em toda a extensão da província, incluindo xistos negros, xistos argilosos com maior ou menor componente carbonosa e rochas vulcânicas félsicas.

O presente trabalho, desenvolvido no contexto de uma dissertação de Mestrado, envolve conhecimentos prévios que servem de suporte conceptual e, simultaneamente, permitem estabelecer comparações quantitativas e qualitativas com outras mineralizações anteriormente estudadas nesta província. O desenvolvimento e problemática do estudo remetem para a análise e interpretação das assinaturas mineralógicas, texturais e geoquímicas do registo de alteração hidrotermal/mineralização associado às sequências a muro e stockwork do depósito de sulfuretos maciços do Lousal, bem como identificar e perceber elementos comuns e particulares deste jazigo relativamente a outros jazigos da FPI. Pretendeu-se ainda que esta abordagem pudesse contribuir para o enriquecimento de conhecimentos e critérios petrográficos, micro-analíticos e lito-geoquímicos dirigidos à prospecção de novos jazigos de sulfuretos maciços na FPI.

O depósito de sulfuretos maciços polimetálicos do Lousal corresponde a um antigo couto mineiro cuja exploração, fundamentalmente para enxofre, decorreu entre 1900 e 1988. Os sulfuretos ocorrem predominantemente hospedados em xistos negros com pirite disseminada e rochas vulcânicas félsicas, com presença significativa de minérios de matriz carbonatada e aspectos texturais muito particulares, sugerindo um estilo de mineralização relativamente pouco comum no lado português da FPI, mas que cedo despertou paralelismos com o jazigo de Tharsis, em Espanha (e.g., Strauss, 1970; Strauss e Madel, 1974), o que justificou para alguns autores um modelo metalogenético comum a estes dois depósitos (e.g., Tornos e Spiro, 1999; Solomon *et al.*, 2002).

O estudo foi efectuado no âmbito do projecto INCA (PTDC/CTE-GIN/67027/2006; D. Rosa, IR), tendo como base a amostragem de duas sondagens de prospecção efectuadas pela empresa Pirites Alentejanas/AGC, em 2008. A investigação efectuada com base nestas sondagens incluiu outros estudos desenvolvidos por investigadores do Laboratório Nacional de Energia e Geologia e da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, designadamente datação palinológica de sedimentos, análise de fácies vulcânicas, petrografia e geoquímica de minérios e análise dos seus conteúdos em metais de alta-tecnologia (In, Ge, Se).

Esta tese é constituída por seis capítulos. A esta breve introdução sucede um enquadramento geológico do jazigo do Lousal, onde são resumidamente passados em revista quer as principais características geológicas da FPI, quer os traços gerais dos processos metalogenéticos responsáveis pelos seus depósitos, e se descrevem os aspectos geológicos e mineiros particulares deste depósito, incluindo todo o trabalho prévio levado a cabo nas duas sondagens que se constituíram como objectos de estudo. No terceiro capítulo são descritos os critérios de amostragem, apresentados os vários litótipos intersectados e caracterizadas petrograficamente as diferentes fácies de alteração hidrotermal identificadas. É estabelecida uma reconstituição esquemática da zonalidade de alteração hidrotermal mineralizante associada à sequência de muro deste jazigo. Nos capítulos quatro e cinco, respectivamente, são tratados os dados analíticos de química mineral e de química de rocha total com vista ao reconhecimento das assinaturas geoquímicas da actividade hidrotermal que se associa às mineralizações do Lousal. Finalmente, no sexto capítulo, são sumarizados os aspectos comuns e particulares deste depósito no contexto da FPI, discutidas as conclusões resultantes do

**Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica**

estudo no contexto dos modelos metalogenéticos pré-existentes e vertidas algumas contribuições para os guias de prospecção geológica disponíveis na FPI.



## CAPÍTULO 2: ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO

### 2.1. FAIXA PIRITOSA IBÉRICA

#### 2.1.1. GEOLOGIA REGIONAL

A Faixa Piritosa Ibérica (FPI) localiza-se na Zona Sul-Portuguesa, unidade paleo-geográfica que corresponde ao ramo SW do orógeno Varisco europeu (*e.g.*, Ribeiro *et al.*, 1990). Esta região corresponde a uma das mais importantes províncias metalogenéticas do mundo para jazigos de sulfuretos maciços de metais básicos associados a rochas vulcânicas e sedimentares (Fig.2.1), prolongando-se entre Grândola e Sevilha, ao longo de uma faixa com cerca de 250 Km de comprimento e 60 Km de largura em média, a que equivale uma área de aproximadamente 12.500 Km<sup>2</sup> (Carvalho *et al.*, 1999).

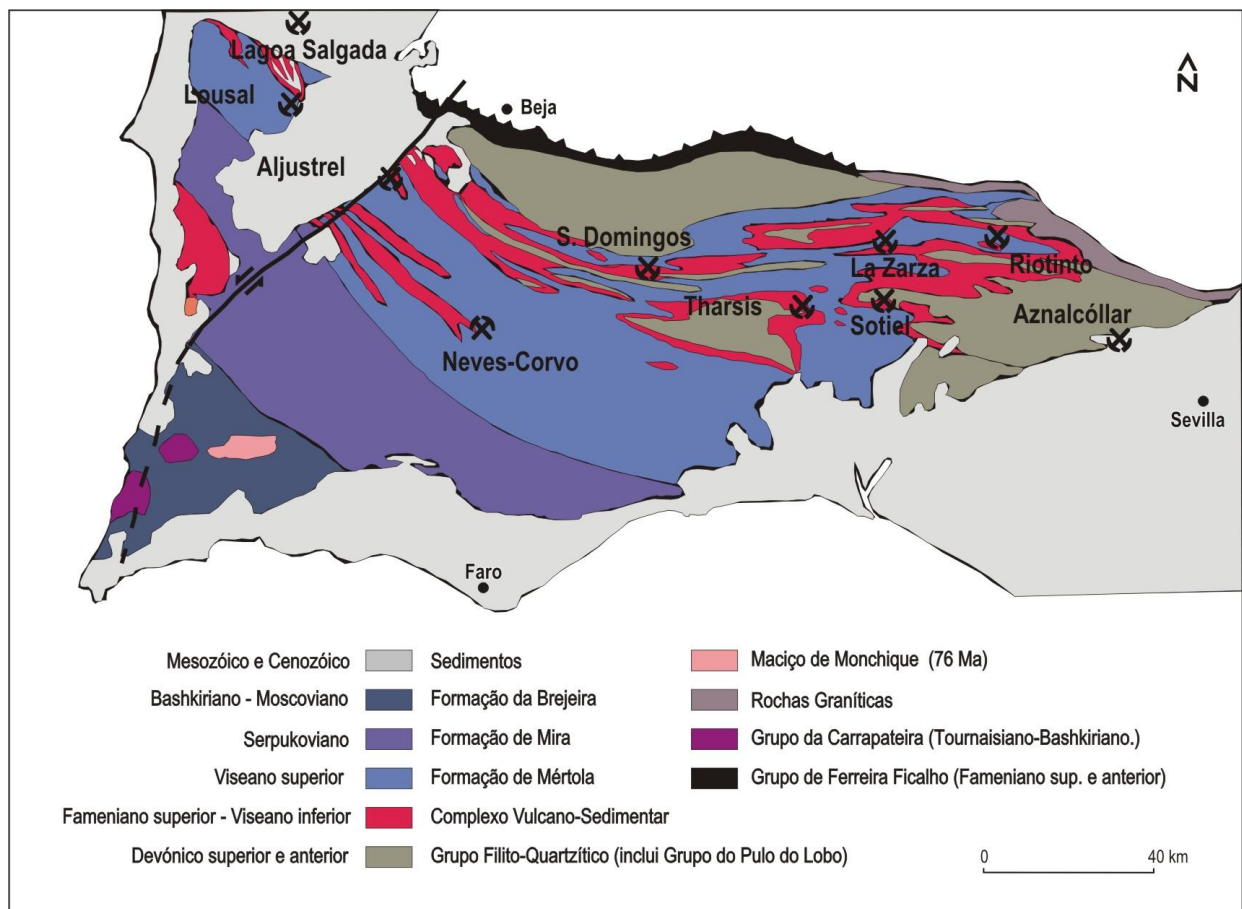


Fig.2.1: Mapa geológico simplificado da Faixa Piritosa Ibérica, no contexto da Zona Sul-Portuguesa e principais depósitos de sulfuretos maciços (Ad. de Oliveira *et al.*, 2006).

A sequência estratigráfica da Faixa Piritosa Ibérica é constituída por três unidades principais: o Grupo Filito-Quartzítico (GFQ), o Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS) e Grupo do *Flysch* do Baixo-Alentejo (GFBA; Oliveira *et al.*, 2006).

O Grupo Filito-Quartzítico constitui a unidade detrítica basal e é composto por filitos e quartzitos, com intercalações de siltitos e grauvaques, em cujo topo ocorrem por vezes lenticulas e nódulos de calcários com micro e macro fauna do Fameniano. Esta unidade representa as mais antigas rochas conhecidas, ocorre principalmente no núcleo dos anticlinais, a sua espessura é da ordem das centenas de metros e a sua base não é conhecida. A idade destas rochas foi determinada inicialmente com base no seu conteúdo em amonóides, conodontes, tendo sido situada no Devónico superior (Fransniano inferior-Estruniano Superior). Mais recentemente, recorrendo à palinostratigrafia, o intervalo de tempo correspondente à formação destas rochas foi alargado para o período que medeia entre o Estruniano Superior, no topo, e o Givetiano inferior (mais antiga datação registada até ao momento; Pereira *et al.*, 2010).

Sobre o GFQ assenta em concordância uma associação heterogénea de rochas vulcânicas e sedimentos de origens diversas que se depositaram em meio marinho, e que hospedam os jazigos de sulfuretos maciços e de manganês, a qual se designa por Complexo Vulcano-Sedimentar (Fameniano Superior -Viseano Superior). No entanto, também existem autores que designam esta unidade como Complexo Vulcano-Silicioso para pôr em evidência a abundância de rochas siliciosas (jaspes e chertes) na sequência vulcânica. A espessura do CVS varia entre os 100 e os 600 m, aumentando com a proximidade aos centros vulcânicos (Carvalho *et al.*, 1979; Oliveira, 1990).

O registo estratigráfico do CVS é caracterizado por cerca de 25% de rochas vulcânicas, e os restantes 75% por rochas sedimentares (principalmente por xistos ou filitos), que ocorrem acima, abaixo ou intercalados com as unidades vulcânicas. Este complexo compreende uma grande variedade de tipos litológicos que se encontram irregularmente desenvolvidos, e que mostram fortes variações laterais e verticais de fácies (Rosa *et al.*, 2010).

O vulcanismo na Faixa Piritosa Ibérica apresenta um carácter bimodal e incorpora vários episódios de vulcanismo intrusivo e extrusivo, sendo fortemente dominado por unidades félsicas ( $\approx 60\%$ ), com composições que variam entre os dacitos e os riólitos. As unidades máficas (basaltos) são subordinadas, e as rochas intermédias

(andesitos) bastante raras (Mitjavila, 1997; Tornos, 2006). No CVS reconhecem-se vários episódios vulcânicos de natureza félsica, cuja alternância, número de episódios e importância relativa variam lateralmente como seria de esperar entre distintos centros vulcânicos. As rochas máficas ocorrem ora associadas a centros vulcânicos bem individualizados, ora intercaladas em sequências onde as rochas félsicas se encontram variavelmente representadas (Munhá, 1983a).

A abundância de fósseis marinhos indica um ambiente deposicional submarino e a presença de xistos negros que ocorre ao longo de toda a sucessão pressupõe um ambiente sedimentar marinho pouco oxigenado (Oliveira *et al.*, 2006).

As mineralizações de sulfuretos maciços, bem como os depósitos de manganês ocorrem no CVS associados a fácies vulcânicas e xistos negros ou a ambos, estando relacionados com importantes períodos de vulcanismo submarino, essencialmente explosivo e predominantemente félsico (Barriga, 1983). As mineralizações de sulfuretos maciços polimetálicos ocorreram concomitantemente com as fases finais de importantes episódios de vulcanismo félsico, durante a fase de declínio da fase explosiva. No entanto, a posição original das mineralizações pode não ser a mesma da ocupada actualmente devido a possíveis movimentações significativas sin-sedimentares ao longo das vertentes dos aparelhos vulcânicos que, em certos contextos, poderão ter sido responsáveis por movimentações de massa significativas, que não devem ser confundidas com os movimentos tectónicos associados aos ciclos hercínicos compressivos. As massas mineralizadas foram assim classificadas, em termos de relação espacial com o vulcanismo por Carvalho (1979), como sendo jazigos enraizados, proximais ou autóctones, jazigos transicionais, ou como jazigos deslocados, distais ou alóctones (Fig.2.2).

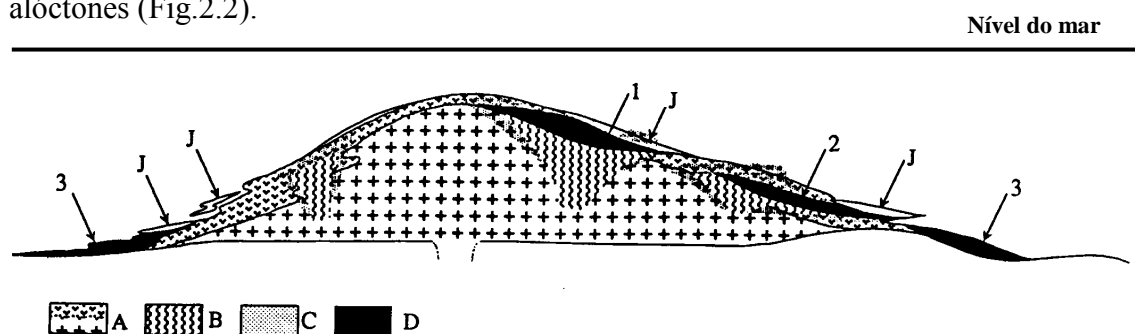


Fig.2.2: Tipologia dos depósitos de sulfuretos maciços vulcanogénicos na Faixa Piritosa Ibérica (segundo Carvalho, 1979). A- Rochas vulcânicas félsicas; B- Alteração clorítica forte e stockwork cuprífero; C- Alteração sericítica pronunciada; D- Sulfuretos maciços polimetálicos; 1- Massa autóctone; 2- Massa transicional; 3- Massa alóctone; J- Jaspe.

As massas autóctones caracterizam-se por se encontrarem enraizadas num stockwork sem que tenham existido movimentações significativas, enquanto as alóctones se localizam afastadas dos centros vulcânicos, nas passagens laterais às rochas sedimentares, ou até mesmo intercaladas nestas. Todas as situações intermédias são evidentemente possíveis e expectáveis.

Sobre o Complexo Vulcano-Sedimentar assenta o Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo (designado por *Culm* na literatura de língua espanhola), que é constituído por uma espessa sequência, superior a 5 Km, de xistos e grauvaques com níveis lenticulares de conglomerados intra-formacionais, havendo elementos de rochas vulcânicas tanto na constituição dos grauvaques como dos conglomerados. Este Grupo é constituído por três formações, designadas por Formação de Mértola, Mira e Brejeira (*e.g.*, Carvalho, 1979; Oliveira, 1983; Oliveira *et al.*, 1979; 2006; Pereira *et al.* 2008). Abundante evidência fóssilífera permite situar esta unidade entre o Viséano Superior (a Norte) e o Namuro- Muscoviano na região da Carrapateira (Oliveira, 1983).

Contemporaneamente com a deposição do *flysch* e após o final do vulcanismo tiveram início as primeiras manifestações da orogenia Hercínica, sendo a deposição deste Grupo controlada tectonicamente (Oliveira, 1983).

A Faixa Piritosa Ibérica constitui um dos cinco domínios tectono-estratigráficos em que se divide a Zona Sul-Portuguesa, sendo caracterizada pela sua complexidade estrutural como consequência de duas fases principais de deformação Hercínica que conduziram à formação de fortes dobramentos com desenvolvimento de clivagem xistenta, carreamentos e falhas de desligamento. A primeira fase de deformação, durante o Viséano Superior e com direcção NW-SE, originou dobras deitadas de grande envergadura, com carreamentos associados, onde a clivagem apenas afectou os níveis estruturais mais profundos. Uma segunda fase, durante o Muscoviano médio e superior, redobrou, por sua vez, as estruturas anteriormente formadas e deu origem a uma clivagem xistenta regional (Silva, 1989; Silva *et al.*, 1990). A progressão dos carreamentos e dobramentos associados à deformação é explicada por um modelo do tipo *thin-skinned*, sendo demonstrada esta progressão através de uma sequência do tipo *piggy-back* (Ribeiro e Silva, 1983; Silva *et al.*, 1990). Durante a fase final de deformação, na ZSP foram produzidas ou reactivadas numerosas falhas de desligamento, sinostrogiras e dextrógiras, com orientação predominante N, NW e NE.

Na ZSP, os fenómenos metamórficos são complexos e resultam da sobreposição de um evento de metamorfismo regional sobre os efeitos de um prolongado período de actividade hidrotermal, que antecede e acompanha a formação dos sulfuretos maciços. O primeiro está relacionado com as fases tardias do vulcanismo félsico, e é denominado de Alteração Regional, enquanto o segundo, e posterior, acompanha a primeira fase da deformação Hercínica. A Alteração Regional afecta a maior parte das rochas ígneas da FPI provocando a alteração de rochas máficas e félsicas, dando origem, no primeiro caso, a rochas de composição espilitica (Munhá e Kerrich, 1981), e, no segundo, a rochas de composição *quartzo-keratófírico* ou *quartzo-kalikeratófíricas* (Barriga, 1983). O regime convectivo que caracteriza os sistemas hidrotermais é resultado da circulação de água do mar através das rochas permeáveis, alimentada energeticamente por gradientes geotérmicos (fluxo térmico na crosta oceânica, presença de corpos intrusivos e extrusivos). A água do mar não modificada, um fluido moderadamente salino, efectua um trajecto descendente de percolação, e vai-se alterando gradualmente, tornando-se mais quente, redutor, ligeiramente ácido e enriquecido em metais resultantes da lixiviação das rochas. Quando se dá a ascensão destes fluidos, refluxo, estes foram entretanto profundamente modificados por reacção com as rochas encaixantes, aumentando a sua salinidade e temperatura, e transformando-se em poderosos agente de solubilização e transporte de metais (Franklin *et al.*, 1981; Barriga, 1983). A convecção dos fluidos ocorre através das rochas permeáveis subjacentes, atingindo profundidades que podem ascender a 3-4 km, ou mesmo mais, segundo alguns autores (Huston *et al.*, 1996). No caso da FPI, esta profundidade engloba as rochas pertencentes ao CVS e ao GFQ. A reduzida espessura apresentada pelo CVS (tipicamente inferior a 600 m) implica que a fonte dos metais sejam fundamentalmente os metassedimentos do GFQ. (Barriga, 1983; Tornos *et al.*, 2005).

Esta interacção altera a composição das rochas a muro e mobiliza a maior parte dos elementos, produzindo paragénese de alteração como resultado das modificações químicas e mineralógicas resultantes da circulação de fluidos.

O metamorfismo regional é caracterizado por baixo grau metamórfico, tem carácter essencialmente isoquímico, desenvolve-se em condições de baixa pressão e sob gradientes geotérmicos a variar entre 40-50°C/Km. Foram definidas quatro zonas metamórficas, com base na observação das paragénese metamórficas de rochas meta-

vulcânicas máficas e meta-sedimentares. O grau metamórfico aumenta para Norte, progredindo da fácies zeolítica (Zona 1), para as fácies da prenite-pumpelite e xistos verdes inferior (Zona 2 e 3), até à fácies dos xistos verdes, na zona da clorite (Zona 4) (Munhá, 1990).

### 2.1.2. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E METALOGÉNESE

As massas de sulfuretos maciços da FPI são conhecidas e exploradas desde tempos pré-romanos, principalmente como minérios de ouro, prata e cobre resultantes de zonas de enriquecimento supergénico de jazigos aflorantes (Carvalho *et al.*, 1976). Desde fins do século XIX e durante todo o século XX, aqui operaram cerca de 60 minas, tendo sido extraídas aproximadamente 280 milhões de toneladas métricas de sulfuretos maciços polimetálicos, principalmente para enxofre, e, em alguns casos, para o cobre e, por vezes, ferro, zinco e chumbo, metais preciosos e uma série de ligas metálicas contendo quantidades por vezes apreciáveis de Sn, Cd, Co, Hg, Bi, Se e muitos outros metais (*e.g.* Strauss e Madel, 1974; Barriga, 1990).

Na Faixa Piritosa Ibérica são conhecidos mais de 80 depósitos e ocorrências de sulfuretos maciços, representando mais de 1700 Mt de sulfuretos maciços (Leistel *et al.*, 1998; Carvalho *et al.*, 1999). Esta região também é conhecida pelo tamanho dos seus depósitos e pelas elevadas tonelagens que apresentam. Os principais centros mineiros conhecidos são: em Portugal, Neves Corvo, Aljustrel, Lousal e S. Domingos e, em Espanha, Rio Tinto, Tharsis, La Zarza, Aznalcóllar, Sotiel, Valverde, Concepcion, Las Cruces e Água Teñidas (Tabela 2.1). Em produção, subsistem ainda Neves Corvo e Aljustrel, do lado português e Las Cruces e Águas Teñidas, em Espanha.

É também importante referir a existência de centenas de pequenos jazigos estratiformes de manganês. Estes jazigos eram de pequenas dimensões e foram intensamente trabalhados no passado. Acresce dizer que se conhecem igualmente várias mineralizações tardias que resultam de processos de remobilização dos depósitos primários e se constituem como jazigos filonianos de metais base (*e.g.*, Barrigão, Cu, Pb-Ba e Sb) e de manganês (*e.g.*, Cercal, Mn-Fe-Ba).

**Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica**

Tabela 2.1: Tonelagens e teores de alguns dos grandes depósitos conhecidos da F.P.I (ad. Relvas 2002).

Depósito	Tonelagem (Mt)	Cu (%)	Zn (%)	Pb (%)	Sn (%)	Referências
<b>Rio Tinto</b>						
Sulfuretos	> 500	0,3	0,54	0,16		Garcia Palomero (1990)
Reservas	335	0,39	0,34	0,12		
<b>Neves Corvo</b>						
Sulfuretos	> 300	1,6	1,4	0,28	0,1	Carvalho, P. (1998, Comun. pessoal)
Reservas	100	3,46	3,54	0,8	0,25	SOMINCOR (1998, Dados não publicados)
<b>Aljustrel</b>	240	0,77	3,4	1,16		Leitão (1998)
<b>Tharsis</b>	110	0,5	2,7	0,6		Strauss and Madel (1974)
<b>La Zarza</b>	100	0,7	1,5	0,6		Strauss et al., (1981)
<b>Massa Valverde</b>	93	0,44	1,92			Costa e Parilla (1992)
<b>Aznalcóllar</b>	90	0,51	1,8	0,85		Pans et al., (1993)
<b>Sotiel</b>	75	0,56	3,6	1,34		IGME (1983, in Leistel et al., 1998)
<b>Los Frailes</b>	70	0,35	3,87	2,21		Pascual et al., (1997)
<b>Migollas</b>	58	0,88	2,23	1,12		Santos et al., (1993)
<b>Concepcion</b>	56	0,57	0,48	0,19		Miner (1993, in Leistel et al., 1998)
<b>Lousal</b>	50	0,7	1,4	0,8		Thadeu (1989)
<b>Las Cruces</b>	45	2,92	2,54	1,49		Knight and Videura (1999)
<b>Aguas Teñidas</b>	41	1,3	3,1	0,9		Miner (1993, in Leistel et al., 1998)
<b>La Romanera</b>	34	0,42	2,3	1,18		Miner (1993, in Leistel et al., 1998)

As mineralizações de sulfuretos na FPI apresentam formas lenticulares ou estratiformes, podendo variar de pequenas a grandes dimensões, com ou sem stockworks conhecidos associados, onde os sulfuretos ocorrem em veios ou disseminados. As mineralizações fazem-se hospedar principalmente por rochas vulcânicas félsicas e por xistos negros ricos em matéria orgânica.

Como já foi referido, este tipo de depósitos está relacionado com as fases finais do vulcanismo e resulta da ascensão de fluidos hidrotermais metalíferos, derivados principalmente da água do mar, através das rochas a muro, que são responsáveis por uma assinatura de alteração característica. Esta interação produz várias associações mineralógicas secundárias que definem uma zonalidade de alteração, que ocorre tipicamente com um padrão concêntrico em torno de uma zona nuclear de alimentação hidrotermal designada por stockwork central. Definem-se, com base nas paragénese de alteração, três zonas distintas: um núcleo fortemente cloritizado (Zona 1) e dois halos periféricos caracterizados pelo predomínio de sericite na associação secundária de alteração (Zonas 2 e 3; *e.g.*, Barriga, 1983; Relvas, 1991).

A paragénesse que caracteriza a Zona 1 é constituída por clorite + quartzo + sericite + pirite ( $\pm$  carbonatos  $\pm$  calcopirite  $\pm$  esfalerite  $\pm$  galena  $\pm$  estanita). Esta zona representa o núcleo mais intensamente alterado do sistema hidrotermal e a alteração é aqui normalmente pervasiva. Por vezes, quando a alteração é muito intensa e toda a rocha encaixante é substituída por clorite e sulfuretos, esta toma a designação de cloritito. A paragénesse de alteração que caracteriza as zonas 2 e 3 é constituída sobretudo por sericite + quartzo + pirite + clorite ( $\pm$  carbonatos  $\pm$  calcopirite). A sericite presente na Zona 2 é essencialmente potássica, enquanto a presente na Zona 3 se enriquece na sua molécula paragonítica. Nesta zona de alteração mais distal é comum a presença de feldspatos-relíquia.

A paragénesse sulfuretada característica dos minérios maciços é, nos seus traços gerais, semelhante à dos seus stockworks, sendo constituída predominantemente por pirite, esfalerite, galena e calcopirite, tendo como acessórios tetraedrite-tenantite, pirrotite, cassiterite e numerosos minerais-traço, como por exemplo, o electrum (Leistel *et al.*, 1998). Os tipos de alteração que acompanham os sulfuretos são a cloritização, sericitização, silicificação e carbonatização, constituindo os respectivos produtos os minerais de ganga mais característicos.

## 2.2. MINERALIZAÇÃO DE SULFURETOS MACIÇOS NO LOUSAL

### 2.2.1. INTRODUÇÃO E ENQUADRAMENTO HISTÓRICO

A mina de sulfuretos maciços polimetálicos do Lousal situa-se na região NW da Faixa Piritosa Ibérica (ver Fig.2.3), correspondendo a um antigo couito mineiro explorado fundamentalmente para enxofre entre o final do século XIX e o final do século XX. Nos dias de hoje, a aldeia mineira do Lousal é um exemplo de reabilitação sócio-económica e ambiental de uma área mineira degradada, através de um programa integrado de reabilitação (RELOUSAL, Fundação Frédéric Velge/Câmara Municipal de Grândola) assente na exploração das imensas potencialidades museológicas, turísticas, formativas e lúdicas deixadas por quase um século de lavra mineira contínua (Matos e Oliveira, 2003).



Fig.2.3: Poço Malacate nº1 e antiga estação de moagem de minério.

A mina foi descoberta e reivindicada em 1882, por António Manuel, ao ter identificado o chapéu ferro correspondente à alteração meteórica das massas *Sul* e *Extremo Sul*, situado na margem esquerda da Ribeira de Corona. A sua exploração iniciou-se em 1900 e cessou em 1988, tendo os direitos de exploração das pirites passado por vários concessionários (Tabela 2.2).

Tabela 2.2: Concessões e concessionários da mina do Lousal (ad. de Matos e Oliveira, 2003).

---

1885-1899 - Concessão A. Manuel e mais tarde Alfredo Masson
1900 - <b>Louzal</b> (conc. N°312) – Guilherme Ferreira Pinto Bastos e Waldemar d’Orey
1904- <b>Louzal Novo</b> (conc. n°368)
1910- Empresa Minas dos Barros
1915- Henrique Burnay & Companhia
1922- <b>Louzal n°2</b> (conc. n°1084), <b>Louzal n°3</b> (conc. n°1085). Outras concessões da mesma empresa situadas na região E e Ne do Lousal: <b>Sítio do Montado</b> (conc. n°1086) e <b>Cerro dos Arneirões</b> (conc. n°1107)
1934- Société Anonyme Belge des Mines d’Aljustrel
1936-1988- Mines et Industries S.A., Grupo SAPEC

---

No centro mineiro do Lousal foram originalmente definidas cerca de 18 massas de sulfuretos maciços polimetálicos, com uma tonelagem total de cerca de 50 Mt de sulfuretos e teores médios de 39% Fe, 0.7% Cu, 0.8% Pb, 1.4% Zn, 0.08% Co, 0.01% Ni, 45% S, 0.4% As, 0.03% Sb, 0.05% Mn, 0.2% Sn, 0.01% Cr, 8.5% SiO<sub>2</sub>, 1.5% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.1% CaO, 0.5% MgO, 0.02% BaO, 35g/t Se, 1g/t Ag e 20g/t Au (Matzke, 1971). É hoje consensual que este elevado número de diferentes massas individualizadas corresponde provavelmente a repetições devidas a dobramentos e desmembramento tectónico da sequência encaixante das mineralizações. Não obstante, a sua individualização física conduziu a que, durante os anos de exploração, a cada um desses corpos mineralizados tivesse sido atribuído um nome e uma descrição individualizada das suas características e dimensões (Tabela 2.3). Estas massas foram divididas em grupos consoante a sua localização. Assim, o Grupo Ocidental é constituído pelas massas Oeste, Sul e Extremo Sul (corpos mais superficiais), enquanto o Grupo Oriental (principal) inclui as massas Miguel e Central (corpos mais superficiais), António, Norte - Leste, Norte, Fernando, José (a mais possante, com 40 m de espessura) e José Sul (corpos mais profundos). A exploração destas massas foi feita à superfície (chapéu de ferro) nos primeiros anos de vida da mina, mas continuou sobretudo em profundidade, até cerca dos 500 m. A mina do Lousal foi assim, quase

Tabela 2.3: Principais massas de sulfuretos maciços da Mina do Lousal  
(Ad. de Strauss 1970; Matos e Oliveira, 2003).

Massa	Comprimento máximo (m)	Possança máxima (m)	Forma	Observações
<i>Sul</i>	100-55	14-10	Lenticular	Explorada até ao nível 45m (Poço Luís)
<i>Extremo Sul</i>	100-55	14-10	Lenticular	Explorada até ao nível 30m (P.Valdemar)
<i>Central</i>	140	25	Lenticular	Explorada a céu aberto até 45m de profundidade terminando em cunha a cerca de 15m abaixo
<i>Oeste</i>	70	12	Lenticular	Explorada desde a superfície até ao nível 60m (corta e poços Miguel e Corta Nova)
<i>Miguel</i>	30	8	Cilíndrica	Explorada entre os níveis 45m e 160m (poços Miguel e Corta Nova)
<i>José</i>	280	40	Lenticular e planar	Explorada entre os níveis 85m e 460m (poços I e II)
<i>José Sul</i>	70	16	Cilíndrica	Reconhecida entre os níveis 85m e 380m (Poço II)
<i>Fernando</i>	420	26	Planar	Explorada entre os níveis 60m e 460m (poços I e II), em prof. Forma duas lenticulas: 1ªVeia e 2ªVeia
<i>Mina Nova</i>	80	20		Reconhecida entre os níveis 190m e 300m, corresponde ao muro da massa Fernando
<i>Veia Nova</i>	110	10		Reconhecida entre os níveis 260m e 380m
<i>Norte</i>	170	22		Explorada entre a superfície e o nível 380m (poços I e II)
<i>Norte-Leste</i>	40	10	Planar e Cilíndrica	reconhecida entre os níveis 220m e 260m
<i>Norte Fundo</i>	130	12		Reconhecida ao nível 380m
<i>António</i>	150	10		Reconhecida ao nível 260m

exclusivamente, uma mina subterrânea, tendo as cortas a céu aberto, ainda hoje preservadas, servido apenas como fonte de inertes para o enchimento das galerias exploradas (Strauss, 1970; Matos e Oliveira, 2003).

Até à década de vinte, os chapéus de ferro e as zonas de enriquecimento supergénico das massas Oeste, Central, Sul e Extremo Sul foram explorados essencialmente para cobre. Foi a partir da década de trinta que o Lousal começou a ser explorado de forma mais intensiva, com o incremento da importância económica da exploração das pirites de modo a dar resposta ao aumento da procura de enxofre para o fabrico de ácido sulfúrico. O principal concessionário da mina foi a Companhia *Mines et Industries S.A.* (Grupo SAPEC) que laborou entre 1936 e o ano do encerramento, em 1988. Durante muitas décadas, em particular nos anos 50 e 60, as minas do Lousal foram um exemplo de modernidade quer nos métodos de exploração, quer nas relações de produção, consideradas muito avançadas para a época.

A pirite no Lousal faz-se acompanhar por uma panóplia de sulfuretos, tal como a calcopirite, galena, esfalerite, pirrotite, cobaltite, para além de ouro nativo e outros minerais portadores deste metal precioso. No final dos anos 50, início dos anos 60, a produção anual da mina atingiu cerca de 230.000-250.000 toneladas de minério, com cerca de 45% de enxofre e 0.7% de cobre, devido ao desenvolvimento das tecnologias de extracção mineral mecanizada e a melhoria dos processos de tratamento do minério, tendo-se mantido neste patamar até ao início da década de 70.

Ainda durante o período de funcionamento da mina, foram realizados vários trabalhos de prospecção geofísica, por diversas empresas, com o objectivo de encontrar novas massas de sulfuretos maciços ou o prolongamento em profundidade das existentes, com o intuito de assim aumentar as reservas conhecidas (Matos e Oliveira, 2003).

### **2.2.2. CARTOGRAFIA GEOLÓGICA, LITO-ESTRATIGRAFIA E ESTRUTURA**

A área onde se encontra a mina do Lousal corresponde a um alinhamento de rochas aflorantes do Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS) da Faixa Piritosa Ibérica, localmente designado por Complexo do Lousal, onde se insere igualmente a mina de Caveira. Esta mancha de rochas do CVS é delimitada a N, E e S pelos sedimentos da

Bacia Terciária do Sado e, a W, por turbiditos da Formação de Mértola (GFBA). As massas mineralizadas do Lousal ocorrem no flanco SW de uma estrutura antiforma (anticlinal do Lousal), que se apresenta segmentada por falhas tardias com orientação predominante N-S e NE-SW (Oliveira *et al.*, 2001 *in* Matos e Oliveira, 2003).

As unidades geológicas representadas na região Lousal-Caveira são, da mais antiga para a mais recente: (i) a Formação de Corona (Grupo Filito-Quartzítico), de idade entre o Fameninano Superior e Estruniano, e com espessuras na ordem dos 2000-3000 metros, aflora no núcleo do anticlinal e constitui a formação basal da sequência do Lousal, sendo constituída por filitos com componentes siltítica e carbonosa, siltitos e quartzitos; (ii) o Complexo Vulcano-Sedimentar, datado entre o Fameniano Superior e o Viséano Superior, apresenta espessuras entre os 1000 e os 1200 metros, e é composto por xistos argilosos, xistos siliciosos, xistos grafitosos e xistos negros por vezes grafitosos, e por rochas vulcanoclásticas e lavas de composição ácida, espilitos e diabases, jaspes e chertes; (iii) e o Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo (GFBA), que, na região, se faz representar pela Formação de Mértola (Viséano Superior), uma unidade turbidítica, com espessura quilométrica, constituída por grauvaques, siltitos, xistos e conglomerados. Os depósitos de pirite e manganês na região do Lousal são encaixados por xistos argilosos, xistos grafitosos, rochas siliciosas e vulcânicas ácidas e básicas (Complexo do Lousal), sequência que contacta a muro, semi-concordantemente, com a Formação de Corona e, a tecto, em discordância, com os turbiditos do GFBA (Strauss, 1970; Matos e Oliveira, 2003).

Strauss (1970) e Matzke (1971) cartografaram a área envolvente da mina do Lousal e interpretaram a sua estrutura (Fig.2.4), fazendo uso de critérios de subdivisão estratigráfica e de fácies assentes na ocorrência de determinadas “rochas-guia”, que consideraram características de um conjunto de diferentes séries: para o *Flysch*, os grauvaques; para a Formação de Corona, os quartzitos; para o Complexo do Lousal as vulcânicas, os xistos grafitosos, xistos siliciosos e as mineralizações de pirite e/ou de manganês. Na mina do Lousal, o CVS foi assim designado por Complexo do Lousal e subdividido, da base para o topo, em (Fig.2.4): (1) *Série do Quartzo-keratófiro*, constituída por lavas e metavulcanitos ácidos vulcanoclásticos; (2) *Série da pirite*, a que pertencem as várias massas lenticulares de pirite, associadas a xistos negros grafitosos com intercalações de rochas vulcanoclásticas, lavas básicas e ácidas; (3) *Série do*

**Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica**

*Quartzo-porfirítico*, composta por lavas e metavulcanitos com fenocristais de quartzo; e (4) *Série do manganês* ou *Série dos xistos siliciosos*, constituída por xistos argilosos e siliciosos com intercalações de lavas (espilitos) e rochas vulcânicas básicas (diabases), jaspes e níveis estratiformes de Mn (Strauss, 1970).

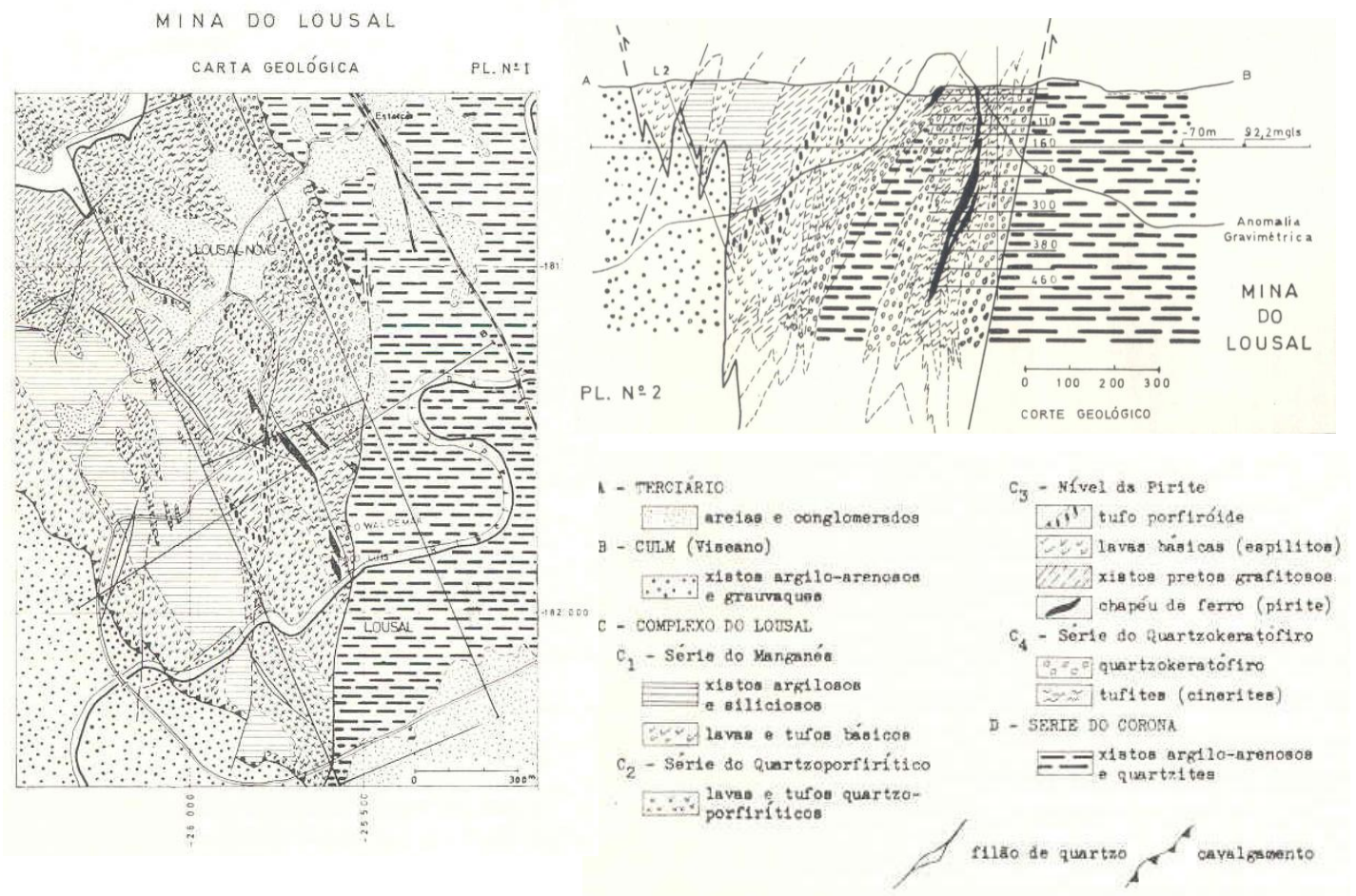


Fig.2.4: Mapa e corte Geológico da Mina do Lousal (ad. Matzke, 1971).

Matos e Oliveira (2003), Matos *et al.*, (2006; em prep.) e Rosa *et al.*, (2009; 2010) revisitaram o conhecimento disponível relativamente à geologia e estrutura da área mineira do Lousal, associando-lhe uma actualização da cartografia da área (Fig.2.5) e o estudo das fácies reconhecidas neste centro vulcânico e das assinaturas palinoestratigráficas das rochas sedimentares presentes na sequência. Através de esporos presentes no substrato detrítico do GFQ e no GFBA, mais concretamente na

Formação de Mértola, foi possível datar o primeiro como pertencendo ao Estruniano e o segundo como pertencendo à biozona NM do Viséano Superior (Pereira *et. al.*, 2008).

Segundo estes autores, o Complexo do Lousal apresenta-se fortemente afectado por dobramentos, carreamentos e várias famílias de falhas de desligamento. O núcleo central do antiforma é representado à superfície pela Formação de Corona. Esta unidade encontra-se parcialmente carregada sobre o Complexo do Lousal que, por sua vez, se encontra carregado sobre as formações do GFBA. À primeira fase de deformação hercínica associa-se uma primeira xistosidade, sendo que deformação posterior resultante da uma subsequente fase orogénica gerou novos dobramentos e foi responsável por ondulações nos eixos das dobras hercínicas mais precoces. Nas rochas menos competentes podem observar-se dobramentos com orientação geral NW-SE e acentuada xistosidade associada (Strauss, 1970, Matzke, 1971).

O vulcanismo, como já foi referido anteriormente, é bimodal mas predominantemente félsico. Os centros vulcânicos félsicos são constituídos por intercalações e variadas proporções de produtos resultantes de erupções explosivas e efusivas, pelos seus equivalentes re-sedimentados e por intrusões sin-sedimentares. O centro vulcânico do depósito de sulfuretos maciços do Lousal é constituído por lavas riolíticas, unidades piroclásticas e intrusões, estando os depósitos mineralizados associados a lavas. Sobre estas, assenta uma espessa sequência de xistos negros e cinzentos que hospedam as massas de sulfuretos maciços e intrusões riolíticas. O topo da sequência é constituído por um espesso intervalo de xistos com unidades basálticas (Rosa *et al.*, 2009).

As lavas são tipicamente porfíricas, quartzo ou quartzo-feldspáticas e constituem finos intervalos coerentes que são rodeados por intervalos bastante mais espessos de hialoclastitos. Podem apresentar uma brecha com matriz sedimentar no contacto a topo, que em muitos casos se formou devido à infiltração de sedimentos finos no hialoclastito.

As unidades piroclásticas são constituídas por *fiamme*, fragmentos de cristais de quartzo e feldspatos e matriz alterada que provavelmente foram cinzas vítreas. O *fiamme* ocorre em conjunto com clastos que não apresentam evidências de compactação. A maior parte das unidades piroclásticas félsicas consistem em níveis espessos de brecha pumítica (*fiamme*) grosseira e pobremente gradada que se

depositaram provavelmente a partir de correntes submarinas de elevada densidade, movidas por gravidade. Fácies de arenitos ou argilitos vulcanogénicos ricos em *fiamme*, difusa ou perfeitamente estratificados, podem igualmente ser abundantes e representar os equivalentes distais dos níveis de brecha pumítica grosseira anteriormente referidos (Rosa *et. al.*, 2009).

Na região do Lousal, o vulcanismo básico é bastante significativo no conjunto da actividade vulcânica que dá corpo à sequência vulcano-sedimentar local. O vulcanismo básico é fundamentalmente tardio, estando o seu início associado à diminuição da actividade vulcânica ácida, acompanhando-a quase até ao seu final (Schermerhorn *et al.*, 1987).

O depósito de sulfuretos maciços do Lousal está associado ao CVS, sendo representado nesta área por três unidades principais, da base para o topo: (i) xistos cinzento-escuros piritosos com lenticulas de sulfuretos associadas, intercalações de espilitos e de metavulcanitos félsicos xistificados localmente com texturas *fiamme* e fácies vulcaniclásticas, xistos cinzentos com nódulos siliciosos e vulcanitos coerentes de natureza riodacítica; (ii) xistos siliciosos com intercalações finas de chertes e de metavulcanitos ácidos finos sericíticos fortemente xistificados e diabases intrusivas associadas aos espilitos superiores; (iii) espilitos, localmente com fácies de *pillow-lava*, intercalações dispersas de jaspes e de xistos borra de vinho (Matos *et. al.*, 2006).

As massas de sulfuretos são em geral lenticulares, com o eixo maior orientado segundo os eixos das dobras. As mineralizações maciças, de possanças muito variáveis, ocorrem encaixadas concordantemente com as rochas alteradas/mineralizadas de muro. A intensidade da alteração e mineralização das rochas de muro diminui com o afastamento às massas. A morfologia das massas mineralizadas é fortemente controlada por falhas que marcam frequentemente os contactos de muro e tecto dos corpos piríticos e, por vezes, têm rejeitos significativos. O sistema principal de falhas de desligamento é caracterizado por movimentação direita e direcção N-S (falha de Corona), havendo outro sistema de falhas também importante que limita a massa Miguel a sul e tem direcção NE-SW (Matzke, 1971; Matos e Oliveira, 2003).

A ocorrência dos sulfuretos no Lousal é caracterizada por um estilo de mineralização predominantemente hospedada em xistos negros com pirite disseminada. Nos sulfuretos maciços abundam texturas primárias bandadas com gradação

granulométrica que indicam deposição por suspensão (*plume fallout*), as quais se constituem como bons critérios de polaridade estratigráfica. A identificação destas texturas nos minérios do Lousal foi considerada por alguns autores como indiciadora de um depósito do tipo alóctone (e.g., Carvalho, 1979). No entanto, o reconhecimento de uma zona enraizada de stockwork de alimentação, aliado à presença significativa de minérios de matriz carbonatada no Lousal, levou Tornos *et al.*, (1998, 2008), por analogia com o estilo de mineralização conhecido no jazigo de Tharsis, em Espanha, a propor para o Lousal uma origem do mesmo tipo, *i.e.* segundo um modelo genético de *brine pool*, numa bacia confinada do tipo *graben*. A esta discussão tornaremos adiante neste trabalho.

Na região do Lousal, as rochas que constituem a sequência turbidítica do GFBA fazem-se representar por uma monótona série de grauvaques e xistos argilosos com vários quilómetros de espessura que se diferenciam facilmente da Formação de Corona e do Complexo do Lousal.

### 2.2.3. SONDAGENS LS1 E LS02: IMPLANTAÇÃO E LOGGING

As amostras estudadas neste trabalho foram colhidas em duas sondagens realizadas em 2008, no perímetro mineiro do Lousal, no decurso de uma campanha de prospecção levada a cabo pela empresa Pirites Alentejanas, S.A.. A boca das duas sondagens dista cerca de 300 metros entre si, localizando-se LS1 a sul de LS02. A sondagem LS1 tem inclinação de 71° para Az57° e um comprimento de 966.0 m, ao passo que LS02 inclina 65° para Az60° e um comprimento de 839.5 m. O estudo agora efectuado fez uso do trabalho de cartografia geológica (Fig.2.5), interpretação geológica da estrutura (Figs.2.6 e 2.7) e *logs* destas sondagens realizado pelos geólogos das Pirites Alentejanas (Malhadinha Concession/Lousal Prospect; Anexo I), com base num levantamento à escala 1/5.000 anteriormente produzido pelo Serviço de Fomento Mineiro. A sondagem LS1 prolongou-se por 966 metros (Fig.2.6), ao passo que a sondagem LS02 tem 839.5 metros de comprimento (Fig.2.7). A amostragem efectuada para este estudo compreendeu um total de 70 amostras, sendo que 40 foram colhidas na sondagem LS1 e as restantes 30 correspondem a testemunhos da sondagem LS02.

A amostragem efectuada neste trabalho foi dirigida ao objectivo de representar adequadamente as diferentes fácies de alteração hidrotermal associadas à mineralização fissural e de sulfuretos maciços intersectadas pelas sondagens, hospedada quer em rochas vulcânicas ácidas e básicas e sedimentos do CVS, quer em sedimentos siliciclásticos do GFQ. Os perfis de implantação (Figs.2.6 e 2.7), bem como os *logs* descritivos das duas sondagens produzidos pelas Pirites Alentejanas, serviram de ponto de partida para ancorar a amostragem no contexto dos conhecimentos disponíveis. Adicionalmente, foi possível dispor de informação mais recente e pormenorizada, resultante do trabalho efectuado por Matos *et al.*, (em prep.). Esse estudo deu corpo a dois *logs* lito-estratigráficos detalhados da sequência do Lousal, servindo-se exactamente destas mesmas sondagens (Fig.2.8). Estes *logs* incorporam informação fina sobre a sucessão lito-estratigráfica, bem como dados palinoestratigráficos (Zélia Pereira, comunicação escrita, *in* Matos *et al.*, em prep.) e caracterização detalhada da mineralização/alteração que não constam ou não coincidem exactamente com a leitura que a observação dos perfis das Pirites Alentejanas torna possível fazer. O reconhecimento litológico das sondagens e amostragem realizados no âmbito deste estudo corrobora as observações de Matos *et al.*, (em prep.) expressas no *log* da Fig.2.8. Uma breve descrição macroscópica das litologias amostradas neste trabalho é, de seguida, apresentada.

#### COMPLEXO VULCANO-SEDIMENTAR (CVS)

##### *Doleritos*

Rocha sub-vulcânica básica, de grão fino a médio e cor verde a cinzenta, com matriz aproximadamente isogranular, no seio da qual se distribuem pequenos fenocristais de feldspato e se disseminam aleatoriamente concentrações de óxidos de ferro. O litótipo apresenta-se alterado igualmente para clorite, sericite e epidoto. A alteração clorítica e sericítica é, por vezes, intensa, alternando com passagens onde a epidotização se torna dominante. Nestes intervalos, diminui visivelmente a quantidade de óxidos de ferro. A rocha é cortada por veios de quartzo e carbonatos. Os sulfuretos presentes são essencialmente pirite (Fig.2.9-B).

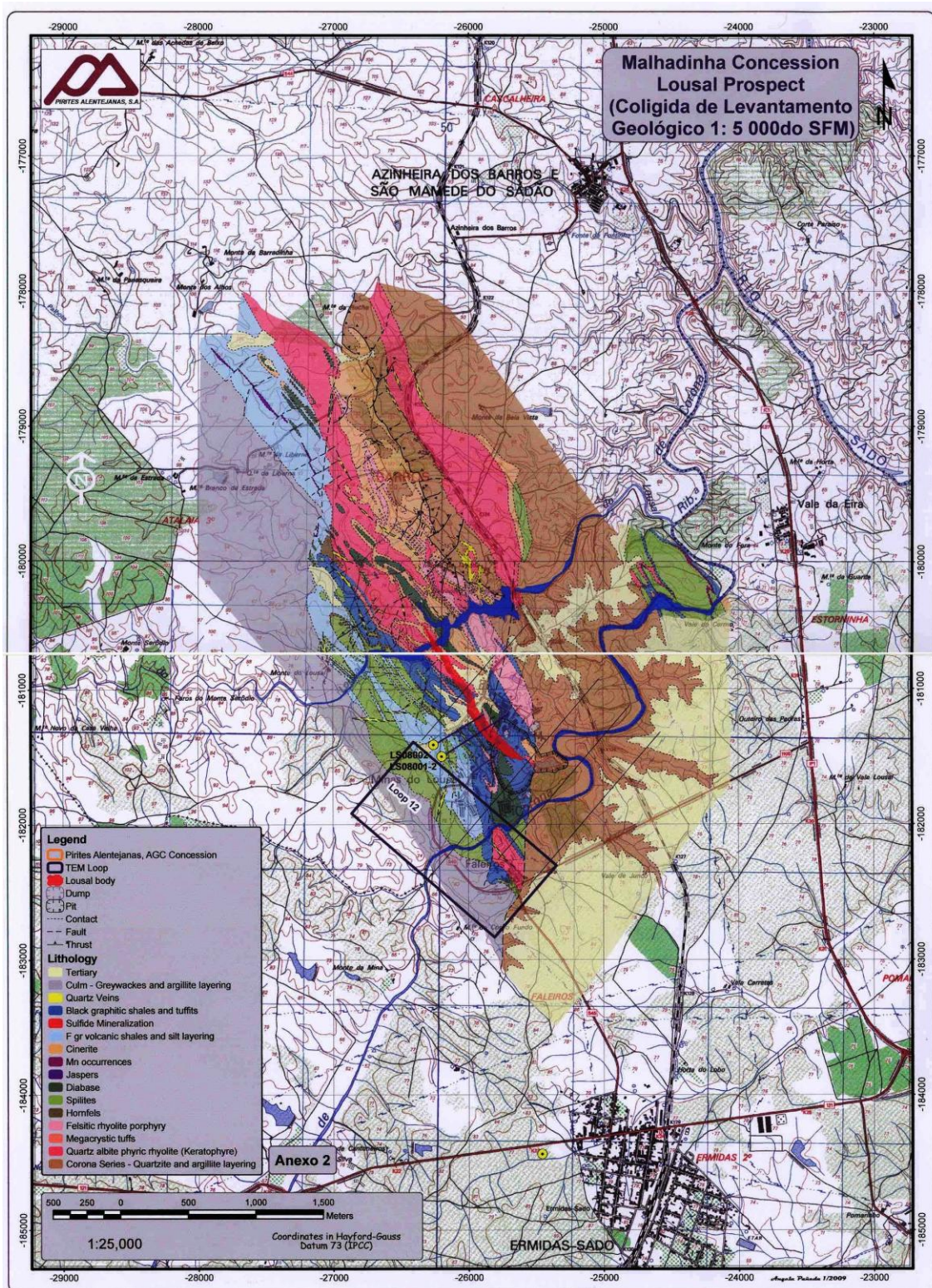


Fig.2.5: Cartografia geológica do perímetro mineiro do Lousal (ad. Pirites Alentejanas, 2008).

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica

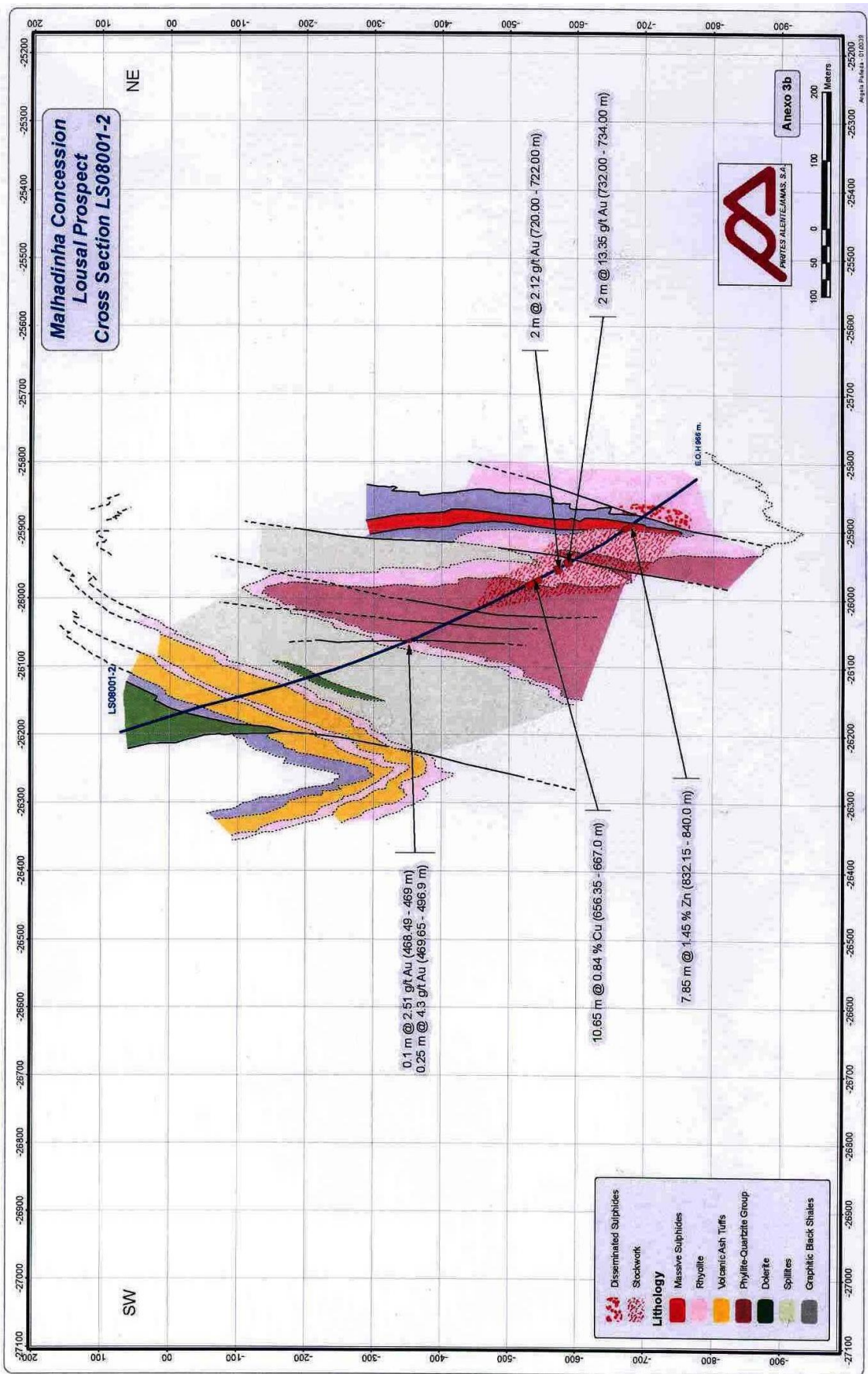


Fig.2.6: Perfil geológico de implantação da sondagem LS1 (segundo Pirites Alentejanas). 23

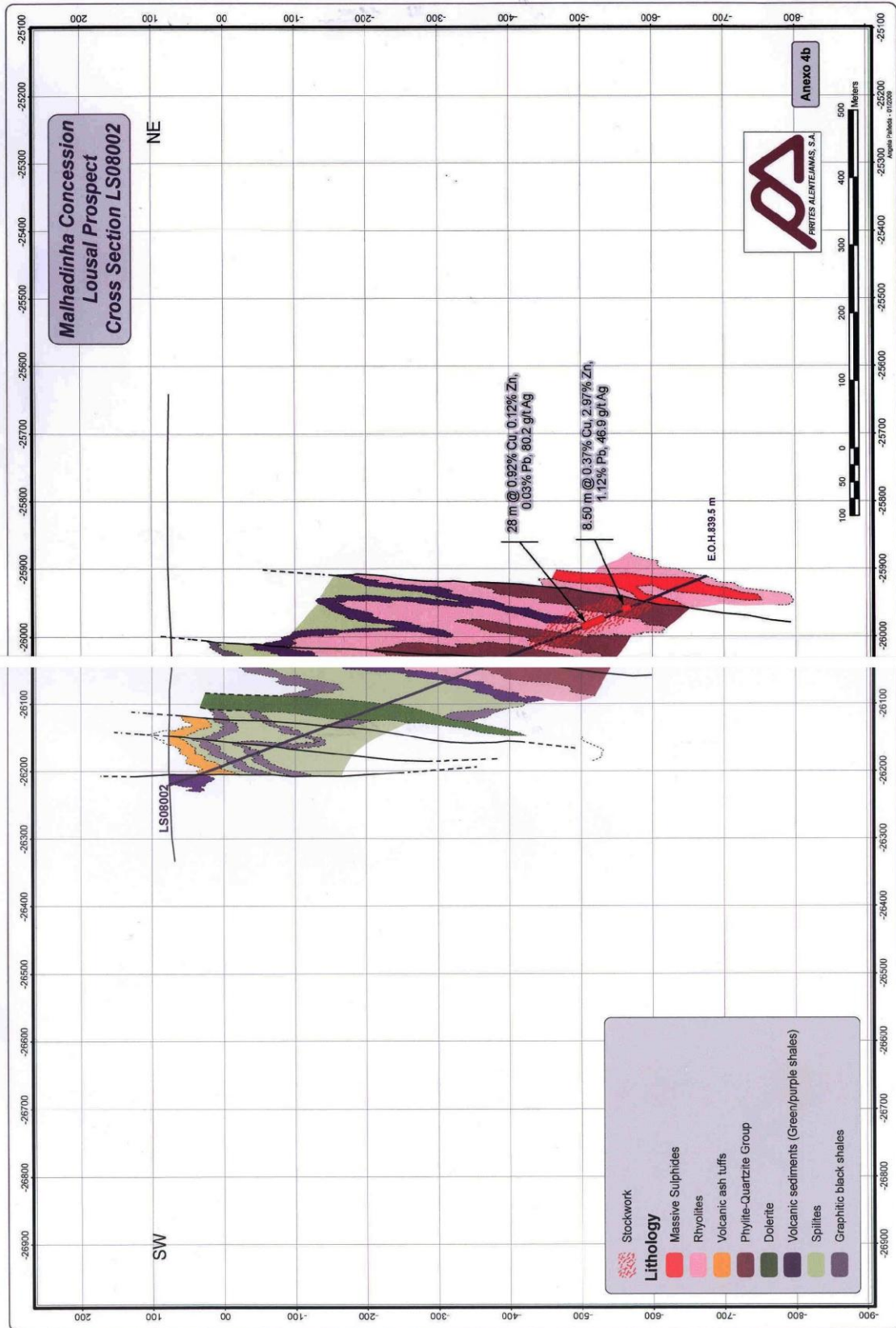


Fig.2.7: Perfil geológico de implantação da sondagem LS02 (segundo Pirites Alentejanas).

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica

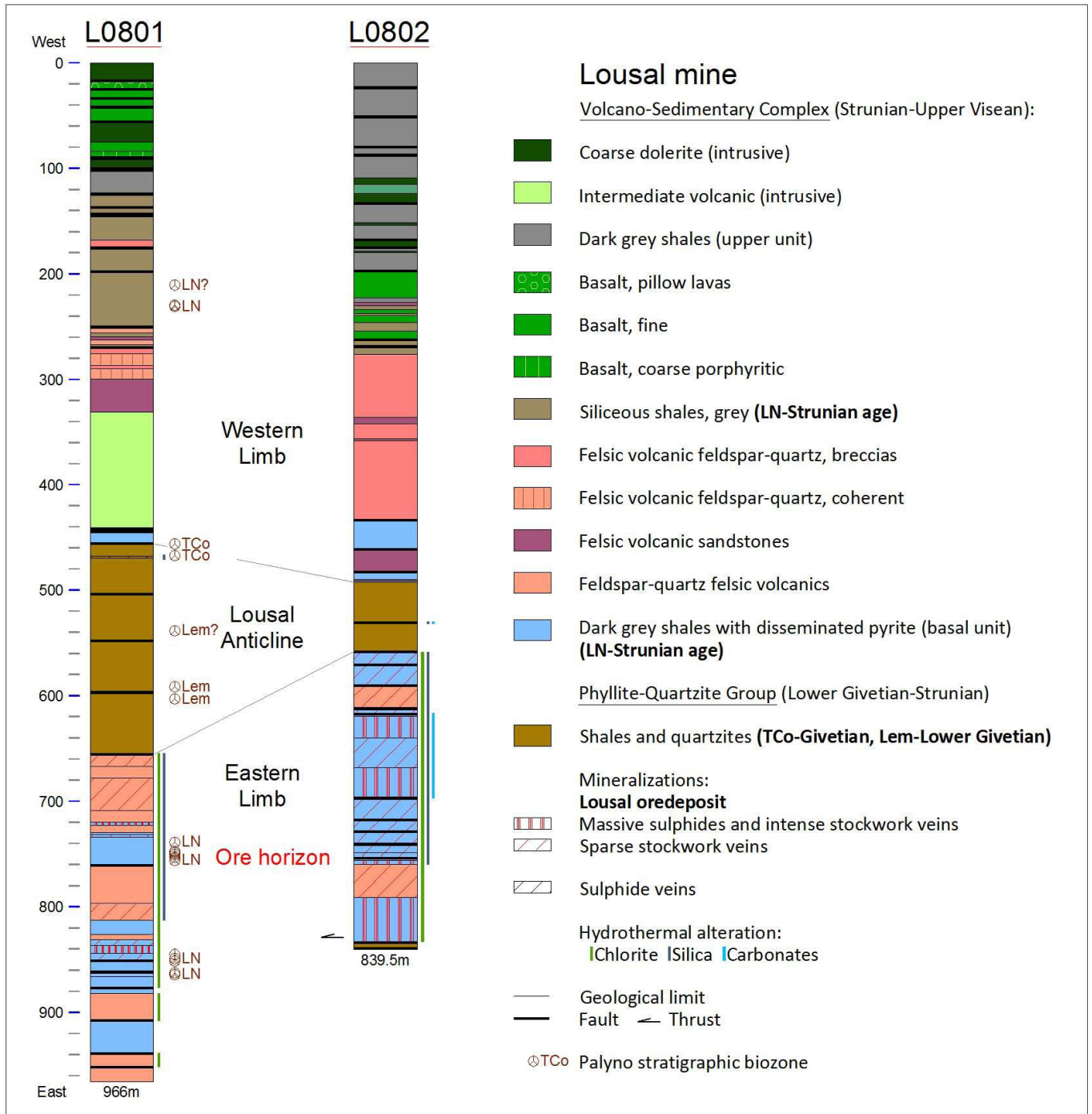


Fig.2.8: Log lito-estratigráfico das sondagens LS1 e LS02 (Matos *et al.*, em prep.).

### *Espilitos*

Rocha vulcânica máfica feldspatofírica, de grão fino a médio e uma tonalidade variável entre verde pálido e cinzento. Este litótipo encontra-se bastante alterado para uma associação secundária constituída por clorite, sericite e epidoto. Os fenocristais de feldspato estão invariavelmente alterados para sericite ou caulinizados. A clorite ocorre a alterar os minerais máficos pré-existentes, mimetizando-os, por vezes, sob a forma de palhetas, de dimensão milimétrica. A epidotização da matriz é proeminente, imprimindo-lhe um tom verde pistacho característico que pode ser dominante em algumas passagens da sondagem.

A unidade é cortada por vários veios de quartzo, carbonatos e sulfuretos. Associados aos veios de quartzo, ocorrem, por vezes, carbonatos e alguns sulfuretos, fortemente dominados por pirite. No entanto, também existem veios onde apenas figuram sulfuretos, em que a pirite pode ocorrer grosseira e acompanhada por calcopirite subordinada. Embora raramente, este sulfureto com cobre ocorre também remobilizado em veios de pequena espessura (Fig.2.9-A).

### *Sedimentos vulcanogénicos*

Sedimentos vulcanogénicos de granularidade homogénea fina (arenitos/siltitos vulcânicos), com mineralogia dominada por quartzo e filossilicatos, com cores variáveis entre o verde, castanho e o violeta. Estas rochas são muitas vezes cortadas por veios preenchidos por carbonatos (Fig.2.9-E).

### *Riólitos*

Rocha vulcânica ácida, quartzo-feldspática, com textura porfírica, fenocristais de feldspato e de quartzo, e matriz de grão fino a médio e cor esverdeada a acinzentada. Estas rochas encontram-se variavelmente alteradas, exibindo distintas proporções relativas de clorite e sericite e domínios onde a alteração se caracteriza por forte silicificação. As rochas vulcânicas ácidas superiores caracterizam-se por uma alteração menos intensa, predominantemente sericítica e com sulfuretização bastante mais incipiente do que aquelas que se observam nas intersecções mais profundas, nas

proximidades ou hospedando directamente a mineralização. Ainda assim, mesmo nestes casos, as características precoces da rocha são normalmente reconhecíveis em domínios menos afectados pela alteração que se constituem como relíquias preservadas de rocha original.

As rochas vulcânicas alteradas são frequentemente cortadas por veios de quartzo + clorite + sericite + pirite + calcopirite muito subordinada, por veios tardios com carbonatos e, raramente, por veios finos com calcopirite remobilizada. Nas intersecções com o stockwork encaixado por rochas vulcânicas ácidas, os veios mineralizados tornam-se por vezes muito abundantes, aumenta a diversidade dos sulfuretos presentes, nomeadamente alguma esfalerite, calcopirite, arsenopirite, galena e pirrotite, acompanhando a pirite sempre dominante e a cloritização/silicificação da matriz faz-se acompanhar por intensa disseminação de pirite. Em casos extremos, a cloritização é pervasiva ao ponto da rocha ser constituída quase exclusivamente por este filossilicato (cloritito), acompanhado por quantidades significativas de sulfuretos em veios e dispersos na matriz (Fig.2.9-D). Nestes casos, a proporção de calcopirite e de arsenopirite tende a aumentar ligeiramente, ainda que a pirite continue de longe a dominar a paragénese sulfuretada. Localmente esta unidade está intensamente cloritizada, restando apenas algumas “ilhas” relíquia do encaixante, que lhe conferem o nome de cloritito. Esta intensa alteração é acompanhada por bastantes sulfuretos, tais como, pirite de grão grosseiro e fino em veios, presença de arsenopirite e disseminações e veios de calcopirite, com pirite associada (Fig.2.9-C).

#### GRUPO FILITO-QUARTZÍTICO (GFQ)

Filitos grafitosos, de cor escura a negra, reflectindo diferentes abundâncias de matéria orgânica, por vezes piritosos, com intercalações siltíticas/quartzíticas frequentes, com espessuras centimétricas a decimétricas, de cor verde acinzentada e de grão fino, recortada por abundantes veios de quartzo. Em extensos intervalos da sondagem, estas rochas apresentam-se fortemente afectadas por cloritização e/ou sericitização, acompanhadas por sulfuretização variável, em veios ou disseminações. Os domínios de stockwork a muro da mineralização estendem-se aos sedimentos do GFQ com intensidade variável mas, frequentemente, muito significativa. O stockwork

hospedado por xistos/filitos negros estrunianos (Pereira *et al.*, 2010) da base do CVS (topo do GFQ) é particularmente difícil de distinguir dos domínios de cloritito que representam alteração extrema de rochas vulcânicas ácidas, pois, em ambos os casos, o produto secundário resultante é fundamentalmente constituído por clorite maciça e proporções várias de diferentes sulfuretos: pirite (variavelmente recristalizada), arsenopirite, esfalerite, galena e calcopirite (estes dois últimos sulfuretos normalmente afectados por remobilização dúctil tardia). O episódio de mineralização está claramente associado à base do CVS – xistos negros com intercalações (vários níveis) de rochas vulcânicas. Várias gerações de veios de quartzo hidrotermal variavelmente acompanhado por clorite, sericite, siderite e sulfuretos recortam o conjunto. Veios tardios de carbonatos (anquerite) fazem-se igualmente representar (Fig.2.9-F).

---

Fig.2.9: Fotografias representativas das diferentes litologias estudadas; A- LS02- 398.8: amostra representativa de um espilito, em que se observa o predomínio da clorite e do epídoto na associação de alteração; B- LS1-440.6: Diabase com textura porfirítica e matriz micro-cristalina (feldspatos, sericite, clorite e veios de carbonatos); C- LS1-806: Riólito bastante afectado por cloritização, sulfuretização e silicificação; D- LS02-798.3: Cloritito contendo abundante pirite em veios e disseminações; E-LS1-443.2: Sedimento vulcanogénico de granularidade muito fina, alterado (cloritização); F- LS02-602.6: Amostra representativa do topo do GFQ, finamente bandada, com alternância de horizontes de granularidade muito fina, contendo material filitoso rico em matéria orgânica, e de níveis siliciclásticos mais grosseiros, ricos em quartzo. A rocha encontra-se cloritizada e afectada por sulfuretização associada a veios com quartzo e pirite

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica



#### 2.2.4. RECONSTITUIÇÃO ESQUEMÁTICA DA SEQUÊNCIA

A integração das interpretações geológicas e estruturais contidas nos perfis produzidos pelas Pirites Alentejanas, com o trabalho mais recente de Matos *et al.*, (em prep.) e as observações efectuadas no âmbito deste trabalho, aqui incluindo o reconhecimento das intersecções verificadas nas duas sondagens estudadas, a caracterização macroscópica das amostras colhidas e, como se apresentará adiante, a caracterização petrográfica das fácies de alteração presentes, permitiu chegar a uma representação simplificada e esquemática da sequência encaixante das mineralizações no Lousal. A Fig.2.10-A representa assim, esquematicamente, a estrutura anticlinal do Lousal, incorporando, nos seus traços gerais, as principais unidades identificadas e as suas relações geométricas aproximadas, uma vez descontados os principais efeitos resultantes das repetições tectónicas da sucessão que, como se referiu, foram responsáveis por significativo desmembramento das massas de sulfuretos polimetálicos (18 “massas” ao todo!, Strauss, 1970).

Ao longo das duas sondagens estudadas é absolutamente óbvia e recorrente a existência de repetições tectónicas das várias litologias e frequentes os intervalos caracterizados por forte influência de falhas de diferentes gerações, facto que se encontra fortemente subestimado nos perfis produzidos pelas Pirites Alentejanas. O dobramento e a complexidade estrutural da sequência dificultam enormemente a reconstituição paleogeográfica da sucessão, impedindo uma reconstituição rigorosa da sequência hospedeira da mineralização. A estes factores acresce o facto de a sucessão ter sido intruída por doleritos, provavelmente aproveitando zonas de fraqueza estrutural. A menor deformação e a diferente história de alteração/metamorfismo destas rochas, que sucede ao episódio hidrotermal mineralizante, indicam que este evento intrusivo terá sucedido aos episódios metalogenéticos que aqui se verificaram.

Apesar do carácter parcelar deste trabalho não permitir ir mais longe no estabelecimento de constrangimentos definitivos para a reconstituição estrutural da sequência, a verdade é que se torna absolutamente necessária e é, ainda assim, possível uma aproximação esquemática a um quadro pré-deformacional, em ordem a permitir a reconstituição da zonalidade da alteração hidrotermal e, com isso, compreender os traços principais dos ambientes e características de deposição neste depósito (Fig.2.10-B).

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica

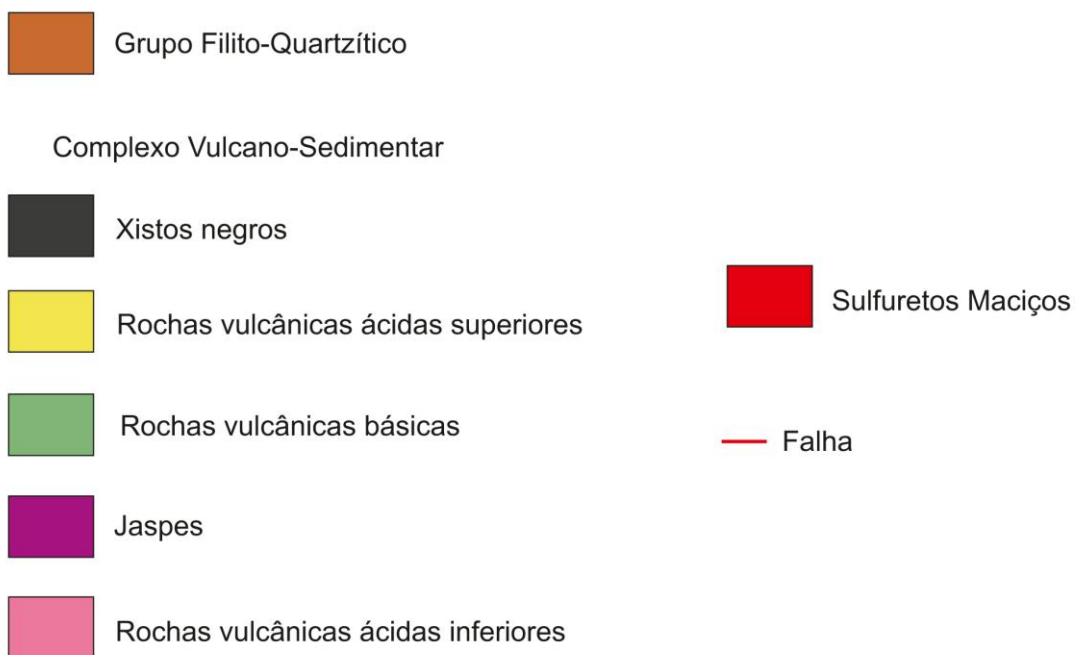
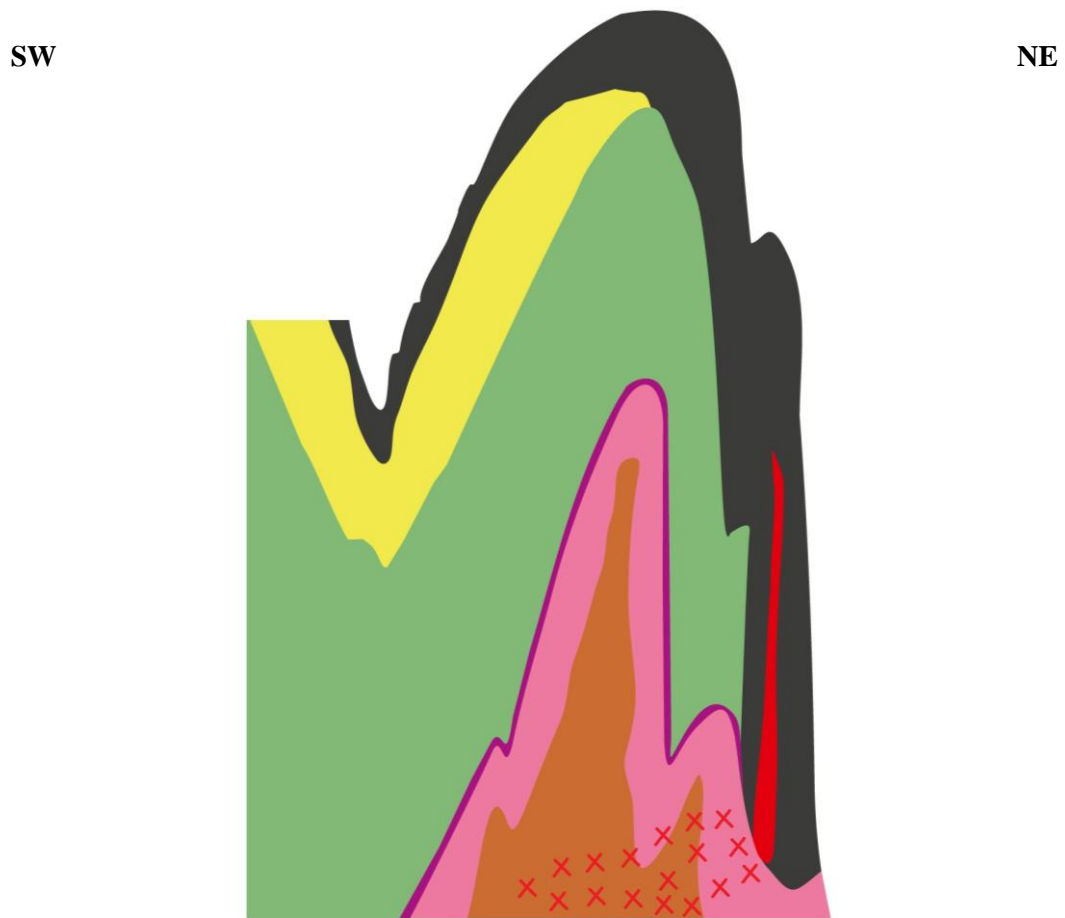


Fig.2.10-A: Representação esquemática da sequência anticlinal mineralizada.

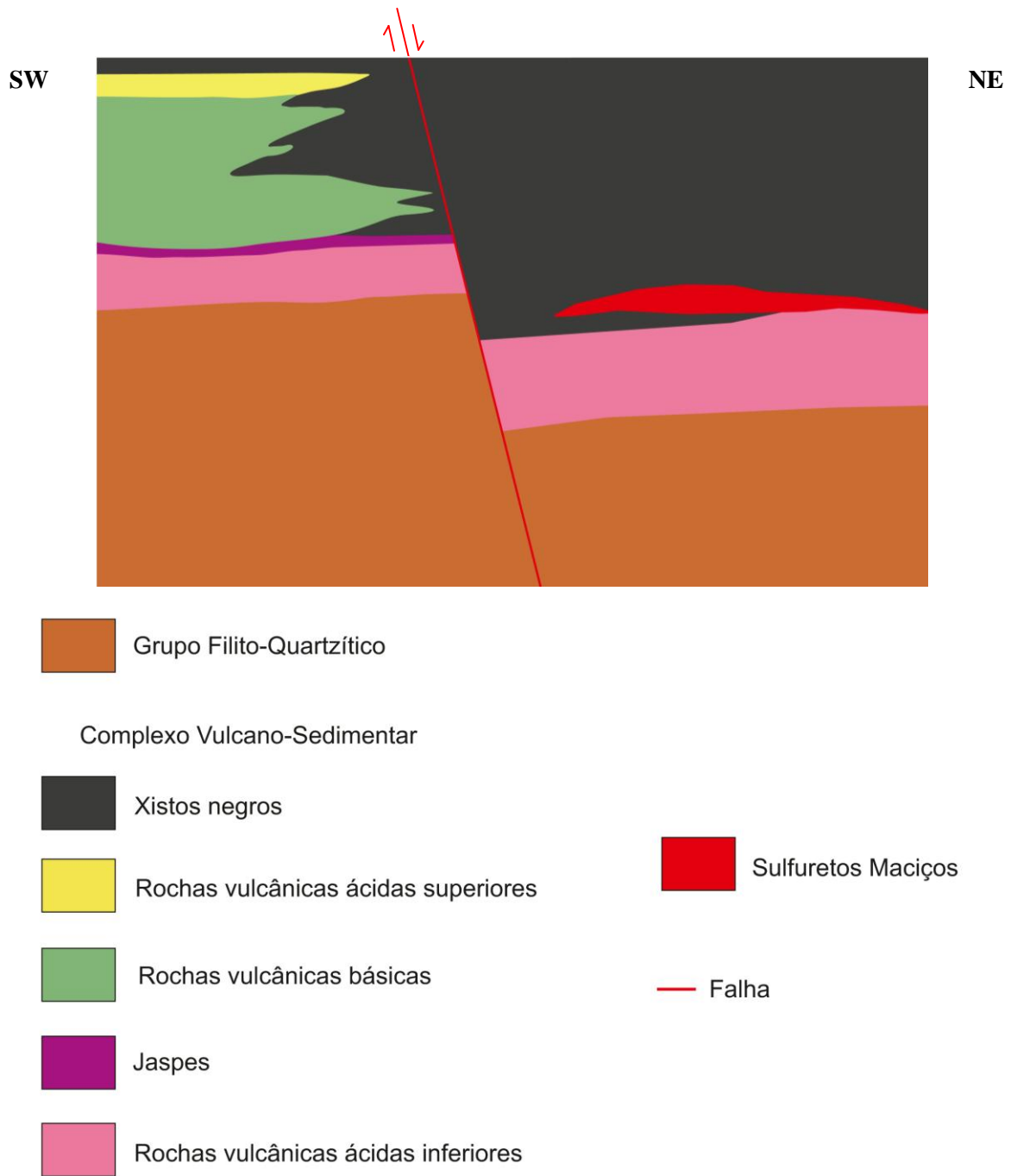


Fig.2.10-B: Reconstituição esquemática da sucessão encaixante da mineralização, num quadro pré-deformacional.

As unidades geológicas que figuram na representação esquemática das Figs. 2.10-A e B são evidentemente, da mais antiga para a mais recente, o Grupo Filito-quartzítico (GFQ), representado pela Formação de Corona, o Complexo Vulcano-Sedimentar (CVS), representado pelo Complexo do Lousal, e o Grupo do *Flysch* do Baixo Alentejo (GFBA), representado pela Formação de Mértola. A falha representada é, evidentemente, uma conceptualização dirigida a enquadrar a variação lateral da espessura da acumulação de xistos negros em ordem à actividade tectónica sin-vulcânica de compartimentação de micro-bacias de diferentes ordens. Acresce reforçar que se trata de uma representação esquemática e que, portanto, nem escalas nem relações de espessura relativa devem ser tomadas de modo absoluto (o nível de jaspes, por exemplo, figura com espessura obviamente exagerada para ter representação gráfica neste esquema). Apesar da simplificação desta representação esquemática, as relações geométricas, a variação das espessuras das unidades e as suas transições laterais sugerem fortemente que o ambiente paleogeográfico de deposição se terá caracterizado pela existência de acidentes tectónicos sin-vulcânicos responsáveis pelo controlo topográfico da bacia, com forte variação lateral da acumulação de sedimentos argilíticos (hoje representados pelos xistos grafitosos) e, provavelmente, da arquitectura vulcânica local, nomeadamente no que se refere à distribuição das fácies vulcânicas básicas e dos riólitos superiores.



## **CAPÍTULO 3: ANÁLISE PETROGRÁFICA E TEXTURAL DAS FÁCIES DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL**

### **3.1. RECONSTITUIÇÃO DA POSIÇÃO DAS AMOSTRAS E MÉTODOS DE ESTUDO UTILIZADOS**

Ao longo deste capítulo descrevem-se as principais características petrográficas dos litótipos que encaixam os corpos mineralizados do depósito do Lousal. Como foi referido no capítulo anterior, a amostragem efectuada é constituída por 70 exemplares de rocha – 40 amostras da sondagem LS1 e 30 do furo LS02 – que foram colhidas na perspectiva de representarem os vários tipos de alteração que afectam as rochas encaixantes da mineralização e, assim, definir os halos de alteração que caracterizam este sistema hidrotermal, no sector investigado por aquelas sondagens.

O exercício de interpretação geológica e estrutural da sequência encaixante da mineralização do Lousal descrito no capítulo anterior, foi dirigido a satisfazer a necessidade fundamental de se reconstituir a posição das amostras estudadas num quadro pré-deformacional, de modo a, permitir a compreensão das características da alteração e a sua zonalidade no contexto do sistema hidrotermal mineralizante. Toda a estratégia de selecção de amostras se baseou não apenas na representatividade das diferentes litologias ou nas tipologias *vs.* intensidade relativa da alteração hidrotermal reconhecidos, mas também na posição relativa que cada amostra terá ocupado inicialmente, durante a génese do sistema hidrotermal.

Na Fig.3.1 apresenta-se de novo a reconstituição esquemática, pré-deformacional da sequência encaixante da mineralização do Lousal (ver Fig. 2.10-B, no capítulo anterior), aí fazendo figurar as sondagens investigadas e amostradas, sob a forma de segmentos descontínuos e não rectilíneos uma vez que foram descontados os efeitos das falhas e dos dobramentos. Depois de reposicionados os troços de sondagem estudados neste quadro pré-deformacional, tornou-se desde logo possível reconstituir de forma aproximada a localização de cada amostra na posição relativa que ocuparia no sistema hidrotermal mineralizante. Como será perceptível ao longo dos próximos capítulos, esta aproximação revelou-se fundamental para a compreensão das características espaciais deste sistema.

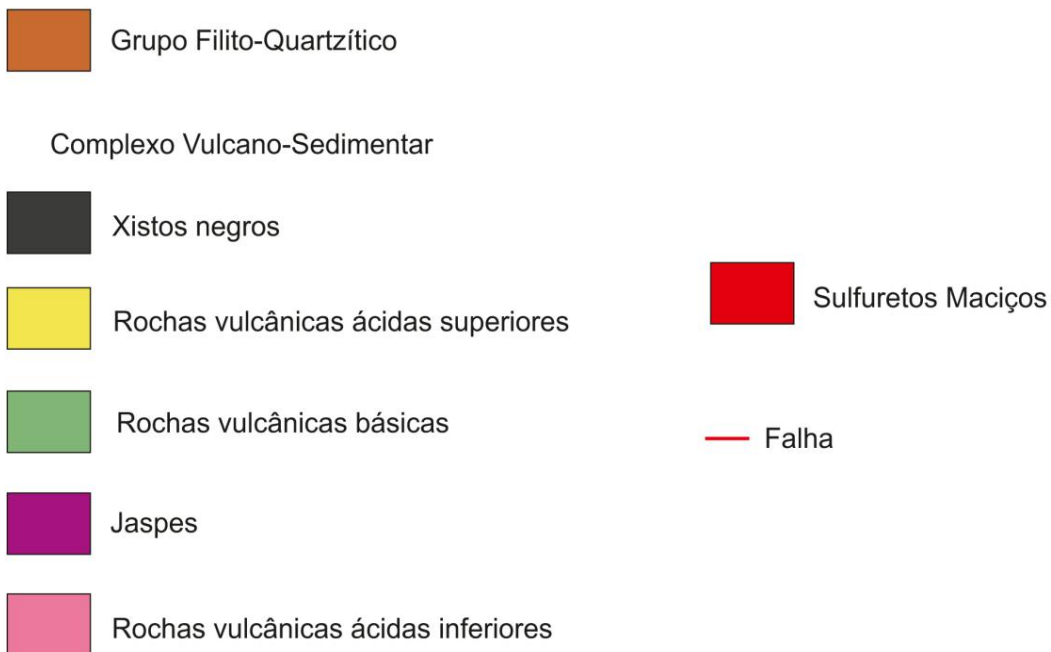
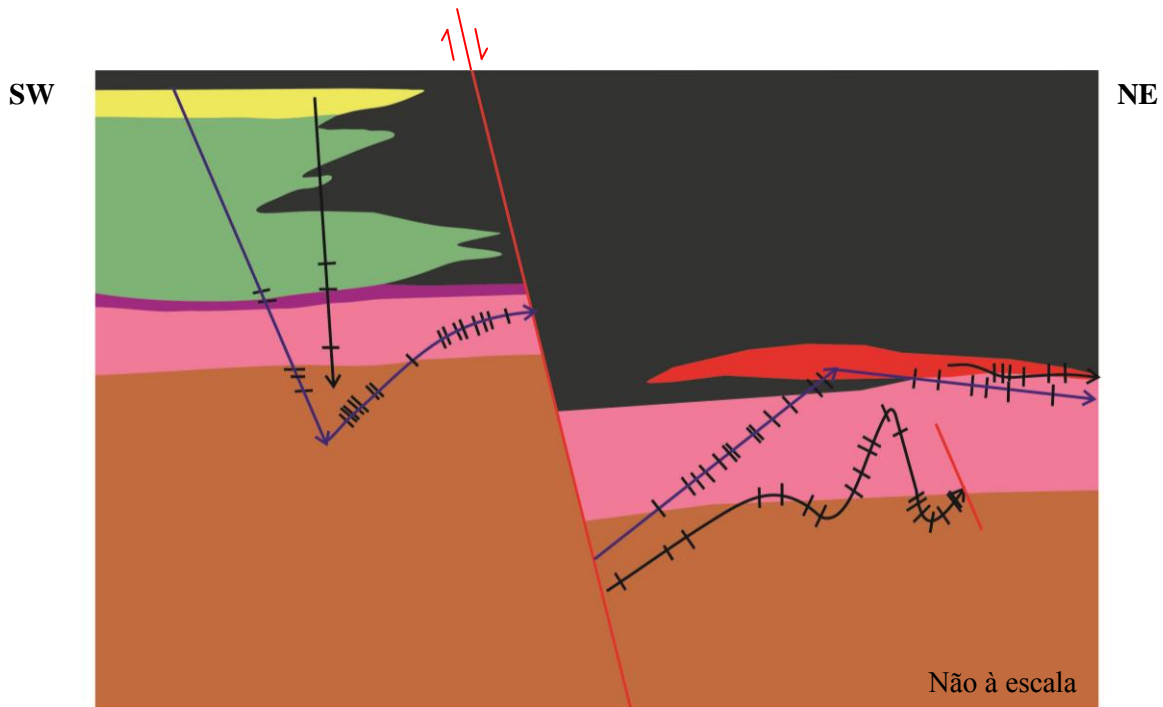


Fig.3.1: Reconstituição esquemática da posição das amostras colhidas num quadro pré-deformacional. Os segmentos descontínuos representados com as amostras implantadas (pequenos traços perpendiculares), referem-se às intersecções das sondagens LS1 e LS2 trazidas para a posição aproximada que ocupariam na sequência antes do dobramento e repetições tectónicas. Sondagem LS1: linha azul; Sondagem LS02: linha preta.

Após uma primeira descrição macroscópica, seguida do registo fotográfico dos testemunhos descritos, as 70 amostras colhidas geraram 96 lâminas polidas em domínios considerados representativos. De entre estas, 56 lâminas delgadas referem-se a amostras da sondagem LS1 e 40 a amostras da sondagem LS02.

Recorrendo à microsonda electrónica, obtiveram-se análises químicas pontuais de feldspatos variavelmente alterados e de vários minerais secundários associados aos eventos de alteração hidrotermal mineralizante, nomeadamente clorites, sericites e carbonatos, para além dos próprios sulfuretos. Os dados micro-analíticos assim obtidos foram resumidos e discutidos no Capítulo 4 e sistematicamente listados no Anexo IV (clorites e sericites), V (carbonatos) e VI (feldspatos).

A caracterização petrográfica e textural das amostras colhidas, associada aos dados de química mineral obtidos, contribuíram bastante para fundamentar a selecção de 20 amostras destinadas à produção de análises químicas de rocha total (ACTLABS, Canadá), cujos resultados são apresentados e discutidos no Capítulo 5 desta tese.

Nas tabelas II.1a e II.1b, que figuram no Anexo II, encontram-se listadas e referenciadas as amostras colhidas e indicados os métodos de estudo e análise adoptados em cada caso.

## **3.2. COMPLEXO VULCANO-SEDIMENTAR**

### **3.2.1. DOLERITOS**

Tal como foi posto em evidência na cartografia da área (Capítulo 2), a sequência encaixante das massas do Lousal foi intruída por rochas de composição dolerítica. Estas rochas intrusivas encontram-se representadas nas sondagens estudadas (ver perfis de implantação no Capítulo 2) e, embora sucedam às mineralizações, delas foi colhida uma amostra para controlo petrográfico.

A amostra que representa os doleritos é caracterizada por uma textura porfírica com matriz feldspática microcristalina, sericitizada, onde as fases ferro-magnesianas primárias se encontram completamente substituídas por clorite, óxidos, rara pirite, epidoto e algum quartzo (saussuritização). Os fenocristais de plagioclase foram

### 3. Análise petrográfica e textural das fácies de alteração hidrotermal

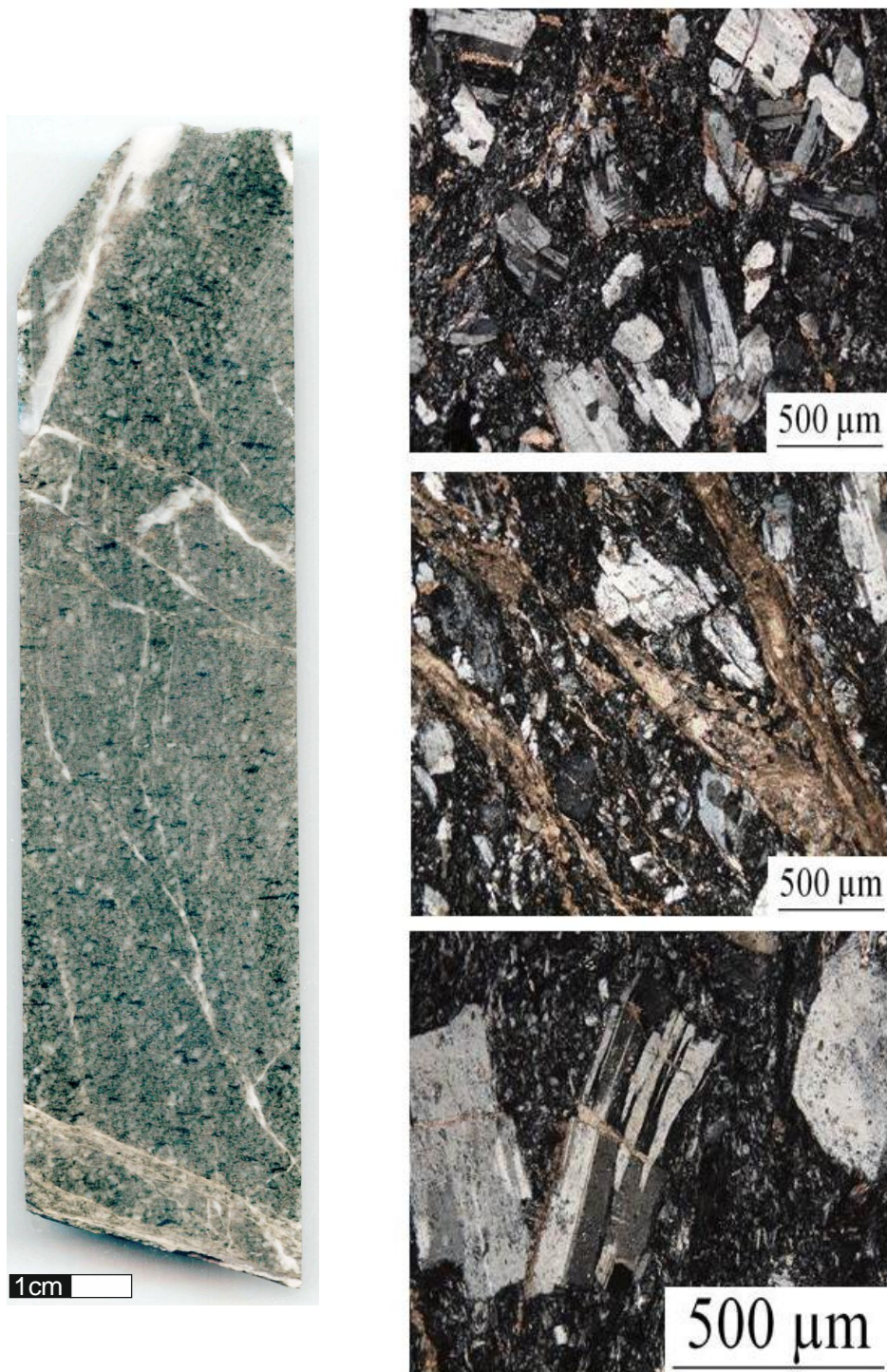


Fig.3.2: Fotografia de um testemunho de sondagem representativo dos doleritos intrusivos e fotomicrografias das respectivas lâminas delgadas (nicóis cruzados); LS1-440.6m: dolerito porfírico, com matriz feldspática microcristalina saussoritizada, e fenocristais de plagioclase albitizada parcialmente preservados. Carbonatos presentes na associação de alteração.

albitizados, saussuritizados e parcialmente substituídos por epidoto e/ou carbonatos que acomodaram a molécula anortítica perdida. Não obstante, a textura primária da rocha foi razoavelmente preservada (Fig.3.2). Alguns veios de quartzo e carbonatos associados ao processo tectono-metamórfico recortam a matriz da rocha, mas o grau de deformação observado é relativamente baixo. Trata-se de uma unidade intrusiva, posterior à metalogénese, que sofreu propilitização associada ao metamorfismo regional na fácies dos xistos verdes inferior que caracteriza a região da Faixa Piritosa onde se insere a mina do Lousal.

### 3.2.2. ROCHAS VULCÂNICAS BÁSICAS

Em geral, as rochas vulcânicas básicas fazem-se representar na FPI de modo bastante subordinado relativamente ao vulcanismo ácido (e.g., Rosa *et al.*, 2010). Os centros vulcânicos básicos encontram-se bastante mais dispersos do que os ácidos e ocupam diferentes posições nas várias colunas estratigráficas locais (Munhá, 1983a). O vulcanismo básico no Lousal é, desde há muito, reconhecido como correspondendo a um dos principais centros vulcânicos básicos existentes no lado português da FPI (Strauss, 1970). Estas rochas, descritas na cartografia como lavas espilíticas ou simplesmente espilitos, forneceram efectivamente intersecções muito significativas nas duas sondagens estudadas, facto que encontra expressão nos perfis de implantação produzidos pelas Pirites Alentejanas e, conseqüentemente, no perfil esquemático interpretativo decorrente deste estudo (ver 2.2.3 e 2.2.4).

Na secção geológica estudada, as lavas espilíticas ocorrem a tecto das rochas vulcânicas ácidas inferiores e a muro das rochas vulcânicas ácidas superiores, constituindo-se como uma sequência com várias dezenas de metros de espessura. Os espilitos apresentam uma textura feldspatofirítica, com matriz vítrea a microcristalina totalmente alterada para clorite + epidoto + sericite + carbonatos ± quartzo. Os fenocristais de plagioclase encontram-se albitizados e parcialmente substituídos por sericite e fases que acomodam o cálcio, como epidoto e carbonatos (Fig.3.3). Os minerais ferro-magnesianos e o vidro matricial foram substituídos por clorite, epidoto e óxidos de ferro e/ou titânio. A textura original da rocha foi totalmente destruída. Os

### 3. Análise petrográfica e textural das fácies de alteração hidrotermal

sulfuretos disseminados são muito subordinados, não evidenciando dependência espacial de qualquer rede de veios. A intensidade da alteração é proeminente, denunciando quer a reactividade destas rochas, quer o regime de interacções hidrotermais em condições de elevada razão água-rocha.

Ao contrário do que se observou nas rochas básicas tardiamente intruídas na sucessão do Lousal (doleritos), a mineralogia secundária e o padrão de alteração pervasiva das rochas vulcânicas básicas estudadas são consistentes com os processos conhecidos de espilitização (interacção com água do mar pouco modificada em regime de influxo; Munhá, 1979). Tal como a sua posição estratigráfica deixa antever, no entanto, estas rochas sucederam à deposição dos sulfuretos maciços e, conseqüentemente, escaparam às interacções metassomáticas decorrentes das fases principais de actividade hidrotermal mineralizante que lhes esteve na origem.

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica

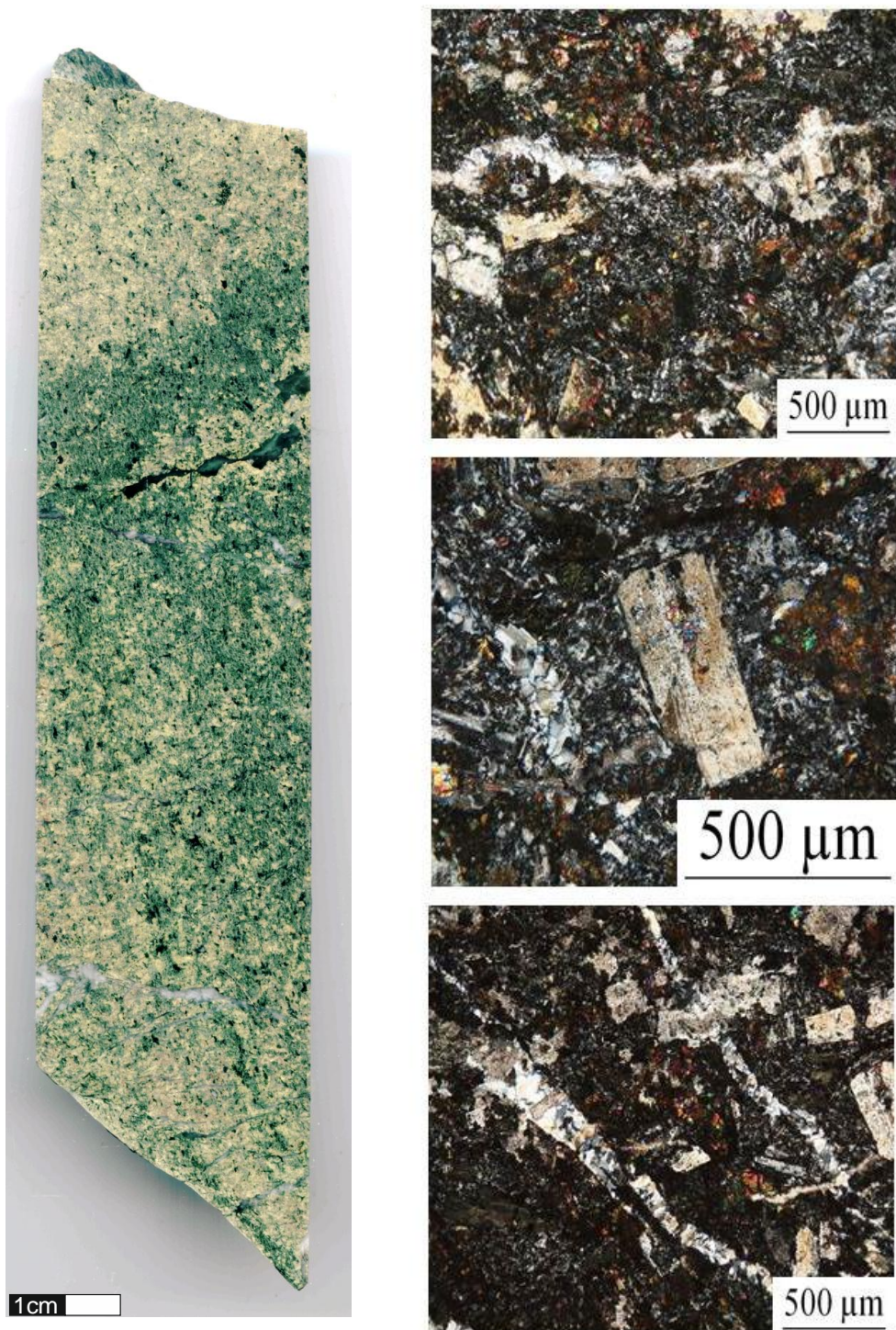


Fig.3.3: Fotografias de um testemunho de sondagem representativo das lavas espiliticas e fotomicrografias das respectivas lâminas delgadas (nicóis cruzados). LS02-398.8m: Espilito com textura feldspatofirítica. A rocha encontra-se bastante cloritizada e epidotizada. Rocha recortada por vários veios tardios preenchidos por carbonatos e quartzo.

#### 3.2.3. XISTOS NEGROS

As rochas cartografadas no Lousal como xistos negros marcam o horizonte da mineralização e assumem uma importância significativa na sucessão estratigráfica local, a avaliar pela sua expressão cartográfica e pela informação disponível na literatura (*e.g.*, Strauss, 1970; Matos *et al.*, em prep.). As massas de sulfuretos maciços do Lousal fazem-se encaixar frequentemente por xistos negros, quer a muro, quer a tecto, conforme se procurou representar esquematicamente nas Figs. 2.10-A e 2.10-B (ver secção 2.2.4), facto que não deixará de ser enquadrado interpretativamente mais adiante. Infelizmente, as sondagens estudadas intersectam a unidade dos xistos negros apenas em posições de muro relativamente aos sulfuretos maciços (ver Fig.3.1), permitindo apenas que a amostragem realizada incidisse sobre termos extremamente alterados desta unidade. A comparação com termos equivalentes amostrados a tecto das mineralizações constitui um desafio para estudos subsequentes.

As amostras estudadas correspondentes à unidade dos xistos negros encontram-se invariavelmente muito próximo do encosto de muro com os sulfuretos maciços. Correspondem a vasas argilosas pouco cristalinas, profundamente alteradas para uma massa de clorite, a que se associam subordinadamente sericite + quartzo + sulfuretos ± carbonatos. Petrograficamente, é muitas vezes impossível distinguir estes xistos negros alterados dos típicos clorititos resultantes da alteração total e texturalmente destrutiva de rochas vulcânicas ácidas no stockwork central do sistema. A excepção a esta circunstância acontece quando os clorititos ainda preservam qualquer relíquia da rocha original ou “fantasma” de fenocristal de feldspato que denuncie a origem vulcânica da rocha precursora, ou qualquer domínio menos alterado que preserve a textura sedimentar original dos meta-argilitos carbonosos. Os xistos negros estudados, fortemente cloritizados, incluem grande quantidade de sulfuretos, quer em veios, quer disseminados (safrões), tendo sido identificados a pirite, calcopirite, esfalerite, galena, estanita e arsenopirite. A sericite é subordinada e a abundância de quartzo hidrotermal é muito variável entre diferentes amostras. Os carbonatos presentes são tardios e ocorrem com quartzo grosseiro em veios provavelmente tectono-metamórficos (Fig.3.4).

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica

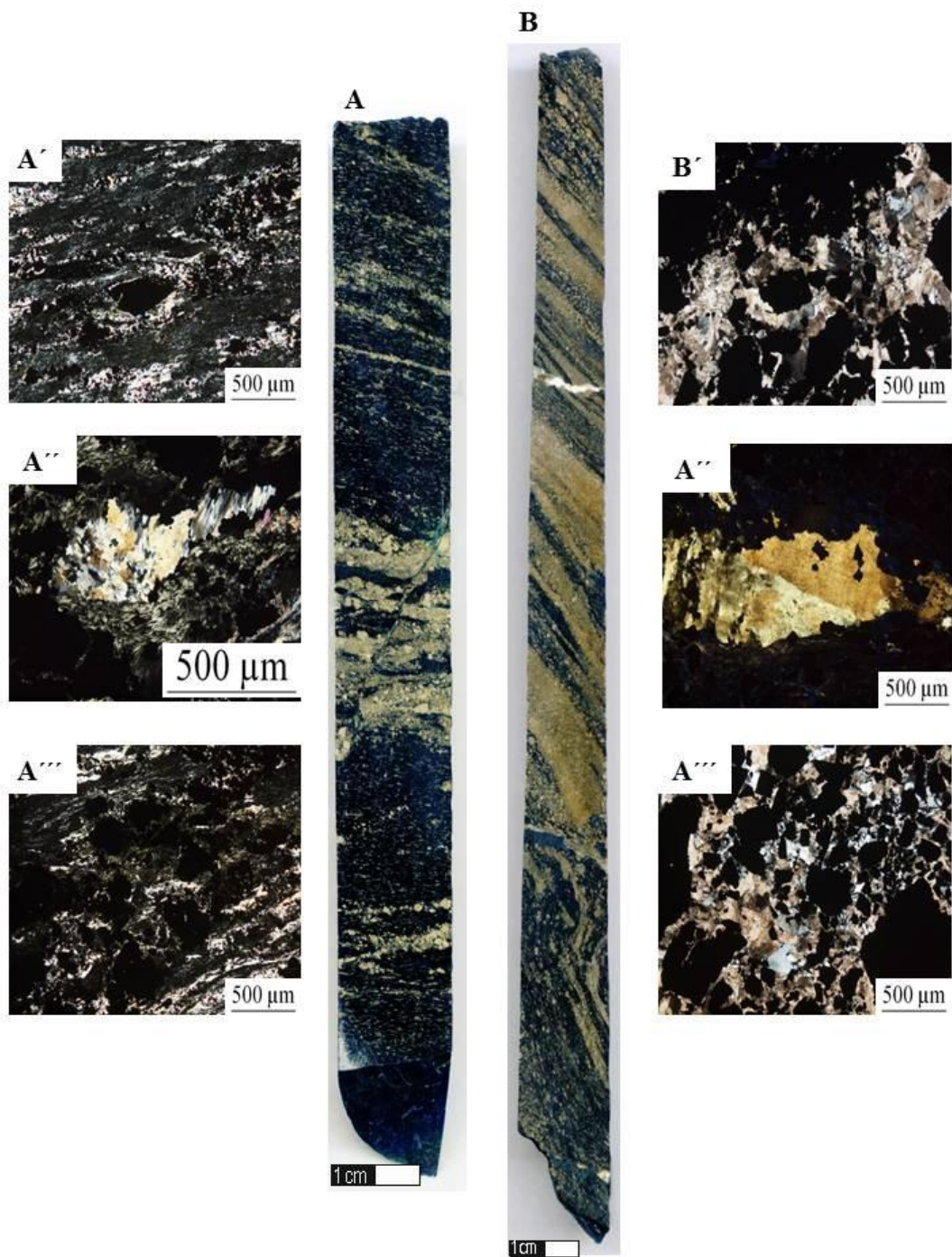


Fig.3.4: Fotografias de dois testemunhos de sondagem representativos dos xistos negros estudados e fotomicrografias das respectivas lâminas delgadas (nicóis cruzados). A, A', A'', A''' - LS1-835.5m: Amostra constituída essencialmente por clorite pouco cristalina, com alguma sericite, quartzo e sulfuretos; B, B', B'', B''' - LS1-840.2m: Cloritito mineralizado, incluindo carbonatos e quartzo tardios.

#### 3.2.4. ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS

As rochas vulcânicas ácidas são o termo litológico mais abundantemente representado na amostragem efectuada. Trata-se de rochas de composição riolítica com textura quartzo e feldspatofírica. As rochas vulcânicas ácidas superiores foram apenas macroscopicamente descritas devido ao seu menor interesse do ponto de vista da sua relação com a metalogénese. Estes riólitos apresentam-se bastante menos alterados, apenas incipientemente sericitizados e/ou carbonatizados, preservando ainda a sua textura e parte da sua mineralogia original. A ocorrência de sulfuretos nestas rochas é muito reduzida.

As rochas vulcânicas ácidas inferiores são as que se constituem como a unidade de muro dos sulfuretos maciços, tendo, por conseguinte, registado os efeitos da alteração associada à actividade hidrotermal mineralizante. Nestas rochas, o padrão de alteração varia entre termos extremos que vão de fácies apenas ligeiramente sericitizadas, com preservação dos feldspatos ígneos e reduzida ou nula sulfuretização, até fácies caracterizadas por fortíssima cloritização e/ou silicificação, com destruição total das texturas originais e sulfuretização proeminente na dependência de densas redes anastomosadas de veios mineralizados. Quando a alteração é muito intensa o que resta são “ilhas relíquia” de rocha original, parcialmente substituída por quartzo, sulfuretos e filossilicatos de alteração. A mineralogia dos riólitos alterados é constituída por quartzo + clorite ± sericite + carbonatos + sulfuretos. As zonas mais internas do sistema são caracterizadas por cloritização, silicificação, sulfuretização e carbonatização, ao passo que as mais externas se caracterizam por sericitização dominante, silicificação, menor sulfuretização e carbonatização dispersa. Nos riólitos bastante alterados e mineralizados os carbonatos ocorrem maioritariamente associados a sulfuretos, numa associação que pode ser comparada ao *Carbonate ore* descrito em Tharsis (Tornos *et al.*, 1998, 2008). A mineralogia sulfuretada é constituída por pirite, calcopirite, arsenopirite, esfalerite, pirrotite, tetraedrite-tenantite, galena e estanita.

Quer os riólitos menos alterados, quer os mais alterados encontram-se cortados por várias gerações de veios de quartzo, carbonatos, sericite, clorite e até mesmo sulfuretos. À medida que nos aproximamos do stockwork central a densidade de veios aumenta. Em todas as amostras foi possível observar mais do que uma geração de quartzo hidrotermal, em veios ou substituindo o vidro matricial. O quartzo primário

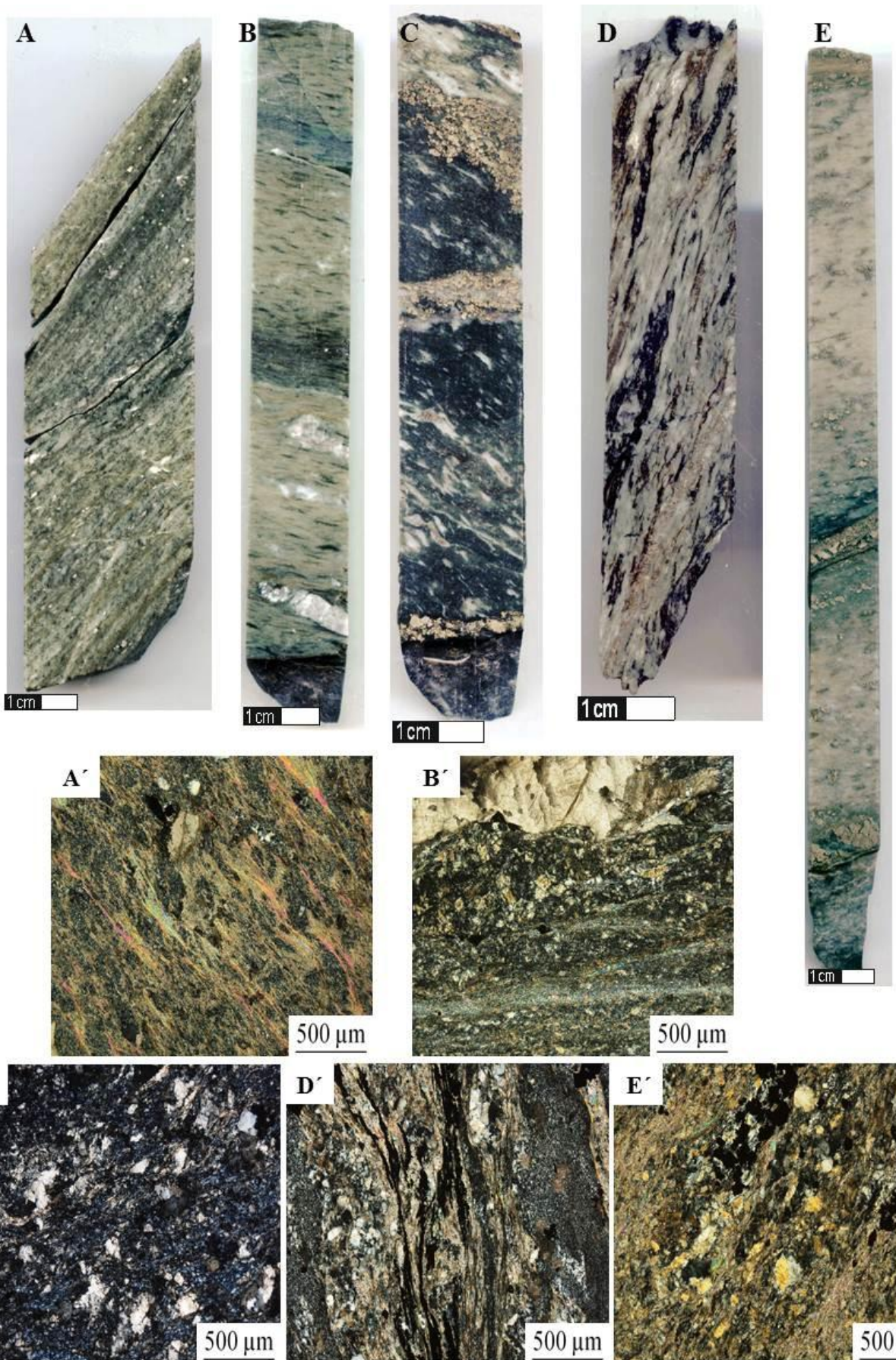
reconhece-se pelas suas texturas *pristine*, representado no que já foi designado anteriormente como “ilhas relíquia”. Este quartzo primário recristaliza em mosaico, e pode ser acompanhado por filossilicatos de alteração, sericite ou clorite. Quando a alteração é extrema o quartzo hidrotermal pode mesmo ser alterado e substituído por clorite, o que origina texturas esqueléticas que denunciam solubilização ácida da sílica.

O quartzo tectono-metamórfico faz-se normalmente acompanhar por carbonatos  $\pm$  calcopirite remobilizada  $\pm$  clorite tardia, recristalizada ou neoformada em veios tardios. Esta clorite tardia, bem cristalizada, ocorre por vezes com formas vermiculares sobre os grãos de quartzo tardios que, por sua vez, se apresentam frequentemente deformados tectonicamente e com extinção ondulante. Uma geração tardia de carbonatos ocorre preenchendo veios tardios e fracturas frágeis, por vezes associados a calcopirite remobilizada (Fig.3.5).

---

Fig.3.5: Fotografias de testemunhos de sondagem representativos dos riólitos estudados e fotomicrografias das respectivas lâminas delgadas (nicóis cruzados). A, A'-LS02-472.1m: Rocha com matriz microcristalina, quartzo e sericite, com fenocristais de quartzo e alguns carbonatos. Os sulfuretos encontram-se disseminados; B, B'-LS1-914.9m: Riólito alterado, com sericitização predominante, recortado por veios de carbonatos; C, C'-LS1-806m: Riólito intensamente alterado por clorite e pouca sericite, cortado por veios mineralizados; recristalização da matriz e presença de carbonatos; D, D'-LS02-761.3m: Riólito bastante alterado: sericitização, cloritização e silicificação. Esta amostra apresenta alguma deformação e recristalização. É cortado por vários veios mineralizados; E, E'-LS1-830.5m: Riólito intensamente alterado por sericite e alguma clorite, cortado por veios mineralizados e exibindo alguma deformação.

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica



### 3.3. GRUPO FILITO-QUARTZÍTICO

O GFQ constitui a unidade basal de toda a FPI, aflorando no núcleo dos anticlinais (oliveira *et al.*, 2006). Na área do Lousal, esta unidade é representada pela Formação de Corona. A mineralogia característica destes meta-sedimentos inclui fundamentalmente proporções variáveis de quartzo e filossilicatos, a que se associa um cortejo razoavelmente diversificado de minerais pesados, cuja abundância relativa aumenta compreensivelmente nas fácies siliciclásticas mais grosseiras.

O recente estudo levado a cabo por Jorge (2010) em rochas do Grupo Filito-Quartzítico constituiu-se como um precioso trabalho de referência na caracterização e interpretação petrográfica e geoquímica das amostras correspondentes a esta unidade (ver também Capítulo 5). As observações efectuadas neste estudo corroboram as descrições exaustivas produzidas por aquele autor. Assim, as amostras do Lousal agora estudadas foram divididas em três grupos consoante as suas características mineralógicas e texturais. Das mais finas e ricas em filossilicatos, para as mais grosseiras e ricas em quartzo, foram classificadas como filitos, filitos siliciosos bandados e meta-quartzoarenitos.

Os termos filíticos amostrados caracterizam-se por uma matriz muito fina, constituída predominantemente por filossilicatos que, devido à alteração hidrotermal e posterior recristalização metamórfica, evoluíram de uma assinatura mineralógica argilosa, esmectítica ou ílítica para uma composição sericítica e/ou clorítica. Ainda assim, em domínios menos alterados/recristalizados, a mineralogia mais precoce pode ser reconhecida pela sua menor cristalinidade. A matriz filítica desta rochas inclui igualmente proporções variáveis de quartzo microcristalino, material carbonoso pouco cristalino (pré-grafítico) e óxidos e hidróxidos de ferro e/ou titânio. Por vezes, são observáveis clastos desproporcionais de quartzo no seio da matriz filítica fina. Os domínios mais carbonosos incluem frequentemente proporções significativas de pirite em cristais cúbicos equidimensionais e homoganeamente distribuídos, provavelmente de origem diagenética.

A maioria das amostras estudadas do GFQ apresenta uma textura bandada, fina mas reconhecível macroscopicamente, que, ao microscópio, revela consistir em alternâncias de material detrítico mais grosseiro, de dimensão siltítica, com material mais filítico. As intercalações siltíticas são constituídas fundamentalmente por quartzo,

sendo os interstícios entre os grãos preenchidos por uma mistura de produtos de alteração constituída por material argiloso recristalizado ou substituído por sericite e clorite, podendo alguns destes agregados incorporar proporções significativas de óxidos de ferro e titânio.

Os termos siliciclásticos mais grosseiros do GFQ, descritos por Jorge (2010) em vários locais da FPI (meta-quartzoarenitos), são pouco representados nas sondagens estudadas do Lousal, limitando-se estas fácies siliciclásticas mais grosseiras sobretudo aos níveis siltíticos dos filitos siliciosos bandados anteriormente descritos, chegando, em alguns casos, a intercalações um pouco mais possantes, centimétricas a decimétricas, sem, no entanto, assumir a expressão de verdadeiras bancadas quartzíticas de possança métrica que se conhecem em outros lugares desta província. Nestes termos mais grosseiros, a proporção relativa de quartzo e a sua dimensão aumentam consideravelmente (Jorge, 2010). Os grãos de quartzo detrítico apresentam-se sub-rolados e aproximadamente equidimensionais, embora a recristalização favoreça a coalescência intergranular, disfarçando quer a forma, quer a dimensão primária dos grãos de quartzo. Como seria de esperar, estas fácies mais grosseiras exibem maiores concentrações de minerais pesados do que os horizontes detríticos mais finos, em particular zircão e esfena. Atendendo a que, regionalmente, a abundância relativa dos termos meta-quartzoareníticos aumenta para o topo da unidade, a sua reduzida expressão poderá significar que as rochas do GFQ intersectadas pelas sondagens do Lousal representem fácies um pouco mais profundas – i.e. mais antigas – da unidade, facto que parece estar em concordância com as datações palinológicas ali obtidas (Zélia Pereira, comunicação escrita, Matos *et al.*, em prep.).

No Lousal, tal como havia sido descrito, por exemplo, em Neves Corvo (Relvas, 2000; Jorge, 2010), as rochas do GFQ são fortemente afectadas por alteração hidrotermal sericítica e clorítica associada ao stockwork de alimentação das mineralizações de sulfuretos maciços. Os sulfuretos ocorrem em veios de dimensões e possanças variadas e/ou de forma disseminada, sendo a mineralogia sulfuretada constituída por pirite, calcopirite, esfalerite e pirrotite. A ganga é constituída por quartzo, clorite, sericite e carbonatos, estes últimos, sob a forma de gerações tardi e pós-metalogenéticas. O quartzo e os carbonatos também ocorrem em veios, por vezes apresentando mais do que uma geração dos mesmos. A sericite e clorite, embora

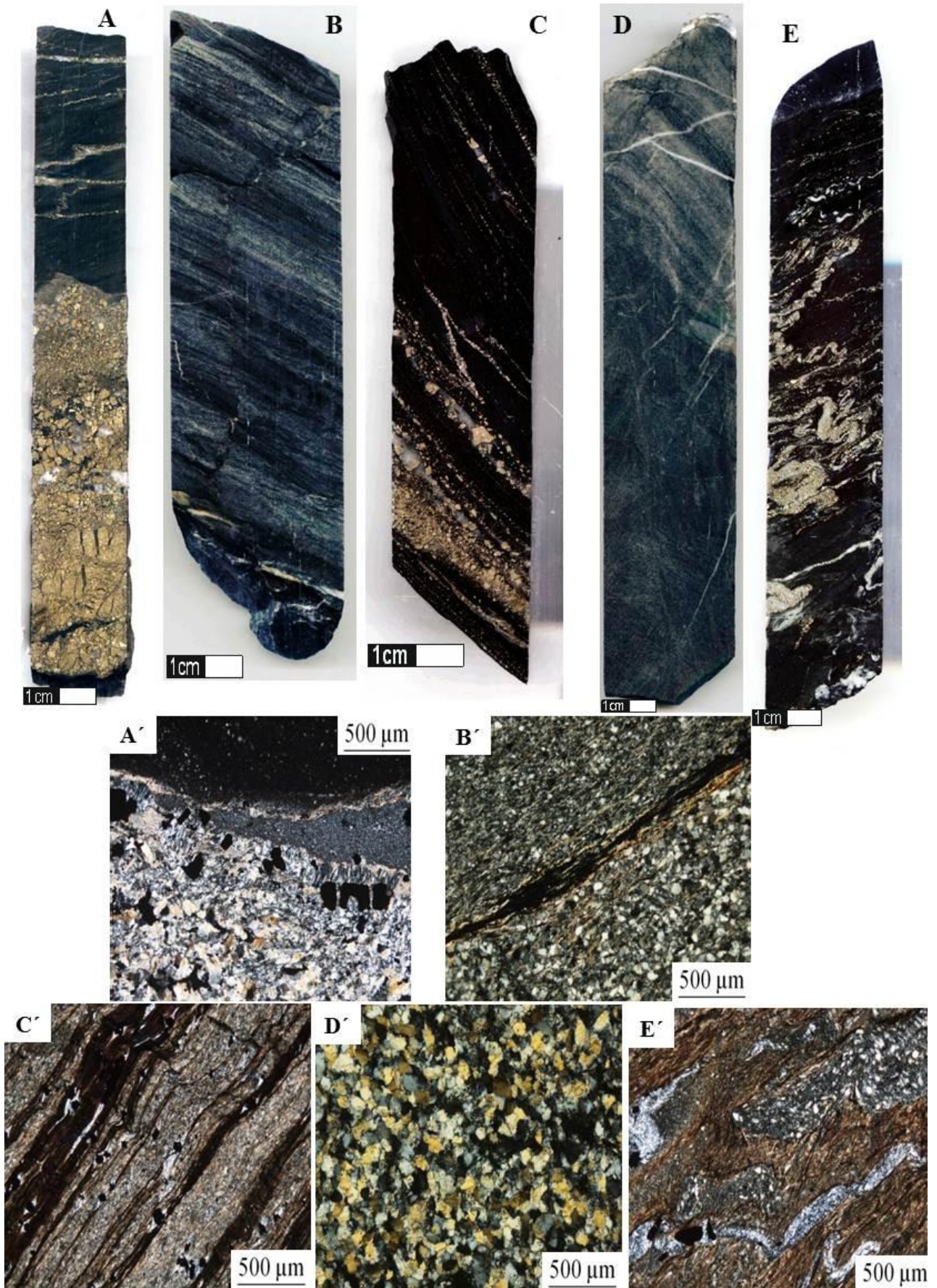
associadas à alteração, sofreram frequentemente significativa recristalização tectono-metamórfica.

A deformação encontra-se expressa, em maior ou menor grau, em quase todas as lâminas observadas. É comum o encurtamento e microdobramentos dos veios, as crenulações, a formação de estruturas sigmóidais em torno de clastos e os corredores de deformação cisalhante (C), marcados por alinhamentos de óxidos e de filossilicatos estirados, principalmente sericite. O quartzo estirado ou com extinção fortemente ondulante e as sombras de pressão em pirite, mais ou menos cataclasada, são também evidências de uma deformação progressiva que se prolongou por fases cada vez mais frágeis, até estádios bastante tardios da história geológica destas rochas (Fig.3.6).

---

Fig.3.6: Fotografias dos testemunhos de sondagem representativos dos litótipos do GFQ estudados e fotomicrografias das respectivas lâminas delgadas (nicóis cruzados). A, A'-LS1-619.5m: Rocha filítica, com alteração clorítica-sericítica, cortada por um veio mineralizado possante e alguns carbonatos tardios. O veio é bordejado por um halo de silicificação; B, B'-LS1-458.8m: Rocha filítica siliciosa com textura bandada, exibindo intercalações de níveis clásticos mais grosseiros contendo pouca sericite, alternando com níveis mais finos e menos quartzosos, em que a sericite é mais abundante. É visível alguma deformação marcada por corredores C com sericite associada; C, C'-LS02-602.6m: Rocha bandada com finos níveis siltíticos com matéria orgânica e sulfuretos associados, recortada por veios de quartzo e sulfuretos, com halos de intensificação da sericitização e cloritização; deformação proeminente responsável por transposição tectónica da orientação dos veios, bem visível na lâmina delgada; D, D'-LS1-473m: Transição de filito silicioso bandado para horizonte decimétrico de rocha siliciclástica grosseira (quartzito); E, E'-LS02-567.2m: Rocha com textura bandada com alternância de níveis filíticos e níveis siltíticos, contendo muita matéria orgânica. A rocha apresenta-se fortemente afectada por alteração sericítica e clorítica associadas a veios de quartzo e sulfuretos abundantes. Forte deformação observável a todas as escalas (quartzo estirado e veios com microdobras).

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica



#### 3.4. ZONALIDADE DE ALTERAÇÃO

O estudo petrográfico das fácies de alteração hidrotermal mineralizante a muro das massas mineralizadas do Lousal, complementado pelas indicações fornecidas pelos dados de química mineral e de litogeoquímica adiante apresentados (ver Capítulos 4 e 5, respectivamente), permitiu definir e delinear a zonalidade das assinaturas de alteração hidrotermal reconhecidas neste depósito. Na Fig.3.7, representou-se essa zonalidade, sobreposta à representação esquemática, pré-deformacional, da sequência encaixante das mineralizações e dos troços de sondagem estudados depois de descontados os efeitos do dobramento e das repetições tectónicas. A nomenclatura utilizada para as zonas de alteração definidas é a que foi proposta por Barriga (1983) e desenvolvida por Relvas (1991), em Feitais e Gavião, respectivamente, sendo, posteriormente, utilizada no estudo efectuado no depósito de Neves Corvo (Relvas, 2000; Relvas *et al.*, 2006a; 2006b).

##### ALTERAÇÃO DO TIPO 1

Este tipo de alteração é característico do stockwork central e corresponde à zona nuclear do sistema hidrotermal, onde o regime térmico é mais elevado, as condições químicas das interações são mais agressivas (mais redutoras e ácidas, designadamente) e as razões água-rocha mais altas. O stockwork central representa as condutas por onde repetidamente se processou o trajecto ascendente do fluido mineralizante responsável pela deposição dos sulfuretos.

Nesta zona, as rochas encaixantes a muro do minério, xistos negros ou rochas vulcânicas ácidas, foram extensa ou completamente substituídas por uma paragénese de alteração secundária constituída por clorite + quartzo ± sericite + carbonatos + sulfuretos. Quando em condições de alteração extrema, estas rochas transformaram-se em clorititos, não apresentando quaisquer vestígios texturais ou mineralógicos do que seria o protólito original. De uma forma geral, os sulfuretos são extremamente abundantes, ocorrendo quer de forma disseminada, quer em veios anastomosados, associados a quartzo, clorite, sericite e carbonatos. A mineralogia sulfuretada é caracterizada por pirite, calcopirite, esfalerite, galena, arsenopirite e estanita.

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica

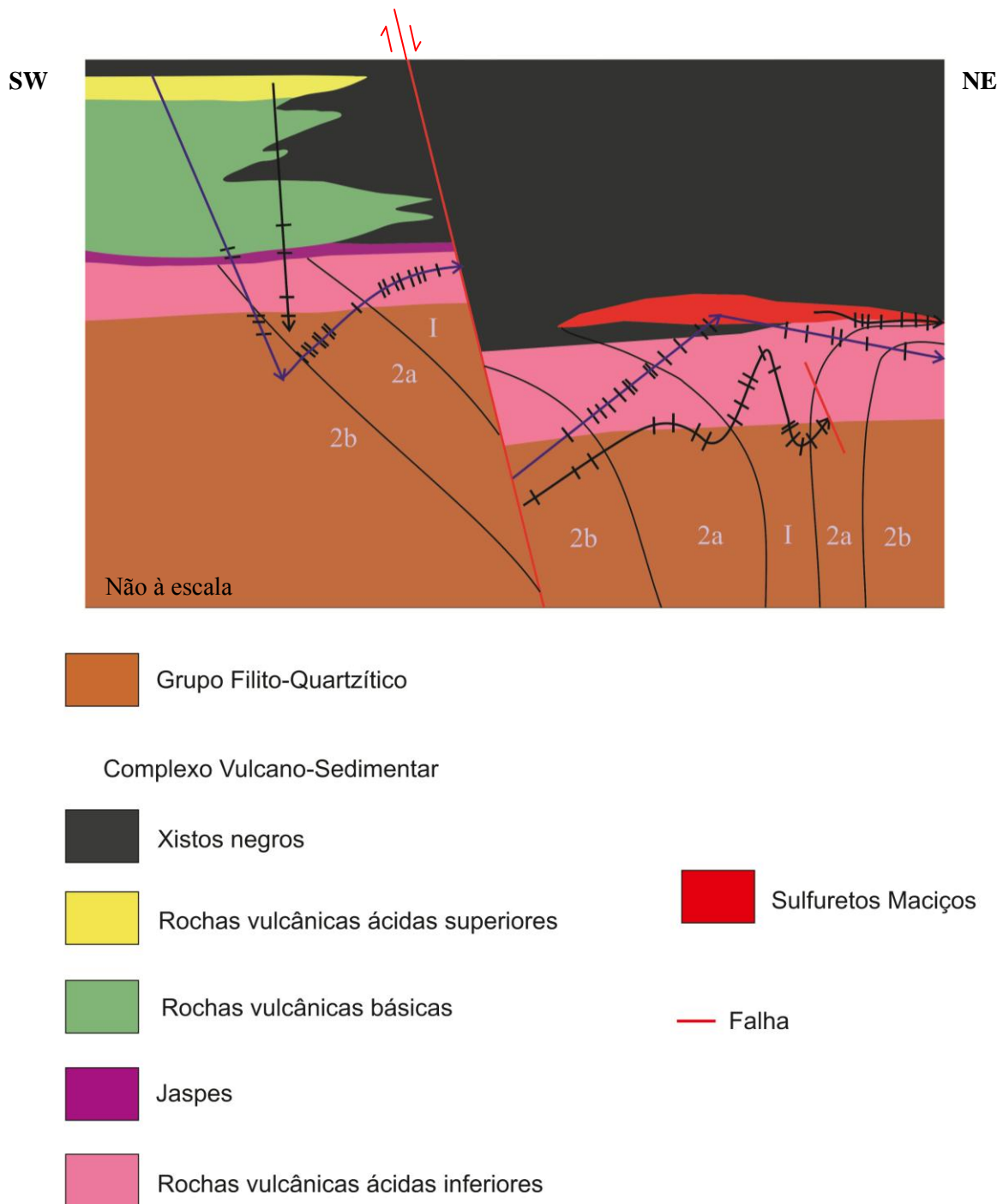
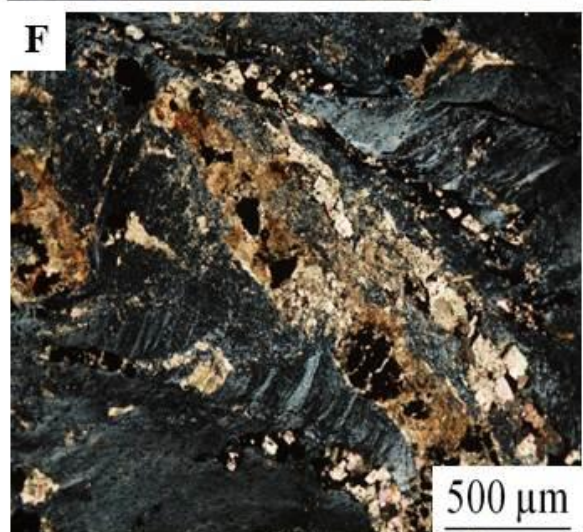
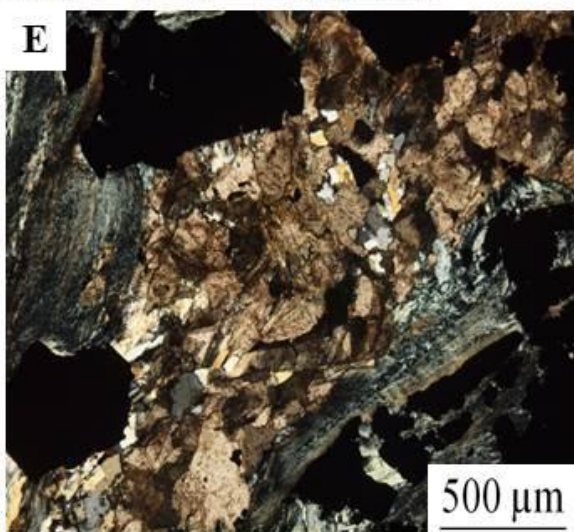
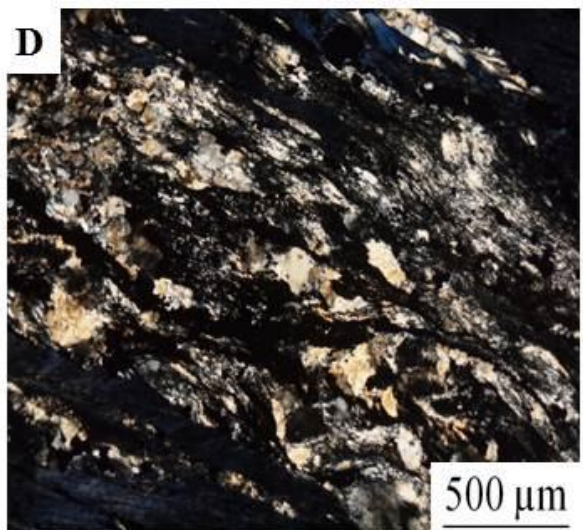
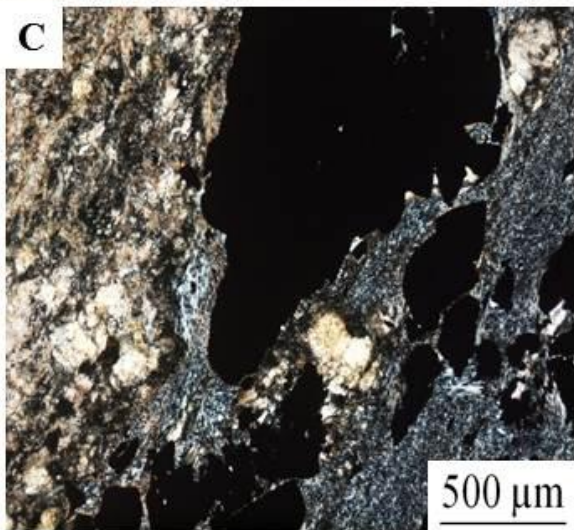
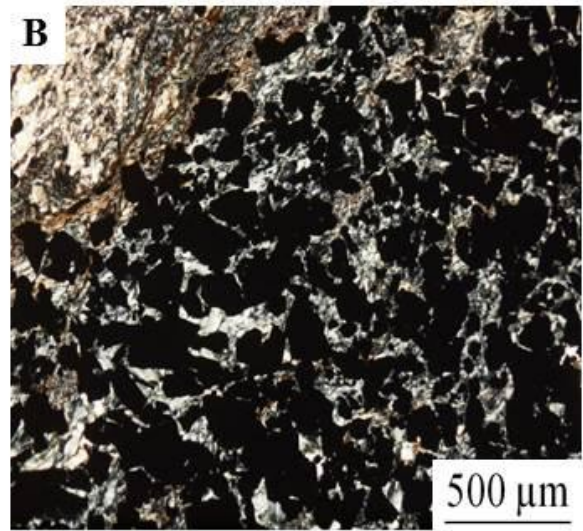
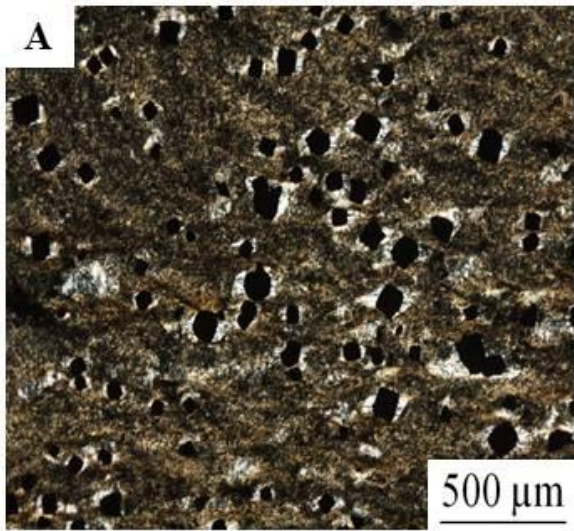


Fig.3.7: Representação esquemática da zonalidade da alteração hidrotermal mineralizante no jazigo do Lousal. Reconstituição esquemática da posição das amostras colhidas num quadro pré-deformacional, de acordo com a Fig.3.1. A numeração é referente às zonas de alteração descritas no texto; Sondagem LS1: linha azul; Sondagem LS2: linha preta.

---

Fig.3.8: Fotomicrografias de lâminas delgadas representativas dos litótipos do GFQ e CVS estudados afectados por alteração do tipo 1 (nicóis cruzados); A-LS02-725.2m: Rocha do GFQ, rica em matéria orgânica, com alteração clorítica-sericítica. A pirite apresenta sombras de pressão, preenchidas por quartzo + sericite estirados; B-LS02-620m: Riólito intensamente cloritizado, com sericitização pouco expressiva a nível da matriz, recortado por veios mineralizados constituídos maioritariamente por sulfuretos + clorite ± quartzo ± carbonatos; C-LS02-786.3m: Riólito com domínio intensamente cloritizado recortando a matriz relativamente preservada da rocha original. Sulfuretos e massa de clorite associados; D e E-LS1-843.2m: Lâminas referentes a amostra de rocha vulcânica muito proximal relativamente às massas mineralizadas, intensamente alterada, com clorite, quartzo tardio, carbonatos e sulfuretos; F-LS02-702.3m: cloritito bastante mineralizado com carbonatos associados, bem como quartzo em quantidades reduzidas.

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica



#### ALTERAÇÃO DO TIPO 2

##### ❖ Alteração do Tipo 2a

Este tipo de alteração ocorre periféricamente ao stockwork central e caracteriza-se pelo predomínio da sericite sobre a clorite nas associações de alteração. A alteração do tipo 2a é um tipo de alteração ainda muito intensa, porque é relativamente proximal. Caracteriza-se por fortíssima sericitização e sulfuretização da matriz das rochas afectadas, desestabilização completa dos feldspatos e sua substituição por sericite + quartzo e intensa sulfuretização na dependência de redes de veios mineralizados abundantes. Os carbonatos fazem-se representar com algum significado, especialmente como produtos de alteração dos plagioclases fenocristalinas. A associação secundária característica é, portanto, constituída por sericite + clorite + quartzo  $\pm$  carbonatos + sulfuretos, e a alteração é menos pervasiva que na zona 1, podendo existir preservação parcial da textura original da rocha, especialmente em domínios mais afastados dos veios. Também se observam algumas zonas de silicificação, seja associada a veios ou como resultado da recristalização da matriz do encaixante, caso seja uma rocha vulcânica.

A alteração apresenta expressões diferentes consoante estejamos a observar amostras do CVS ou GFQ. Nas amostras de rochas vulcânicas a alteração manifesta-se ao nível da alteração da matriz, que se transforma numa massa de sericite + quartzo, e ao nível do preenchimento de veios. Nestas rochas, por vezes, observam-se pseudomorfoses de fenocristais de feldspatos que já foram substituídos, essencialmente por quartzo ou sericite. Nas amostras pertencentes ao GFQ a sericite e clorite preenchem veios e sombras de pressão associadas aos sulfuretos e corredores de deformação. Quando as rochas apresentam componente siliciclástica mais grosseira, os filossilicatos alojam-se nos interstícios dos grãos. No caso das amostras com granularidade mais fina e mineralogia primária mais filítica, a alteração torna-se mais generalizada e menos controlada por uma rede de veios.

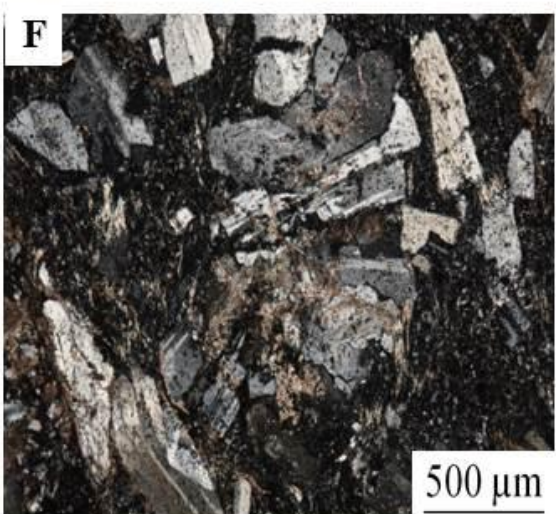
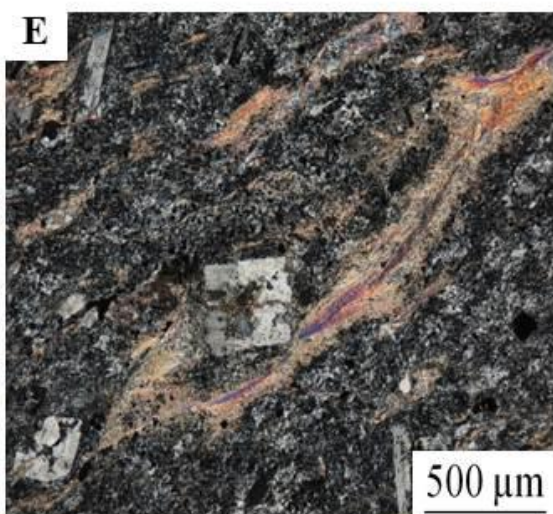
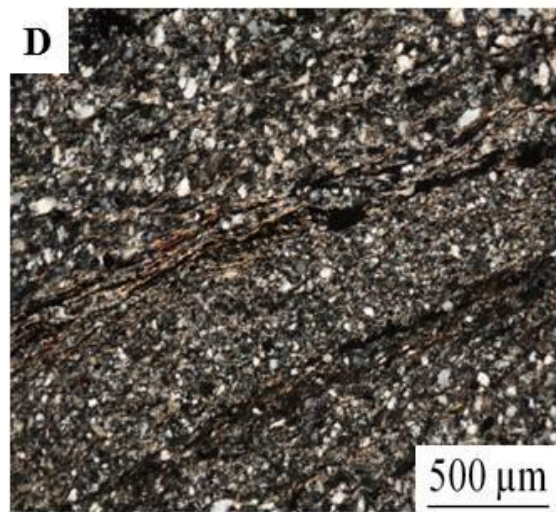
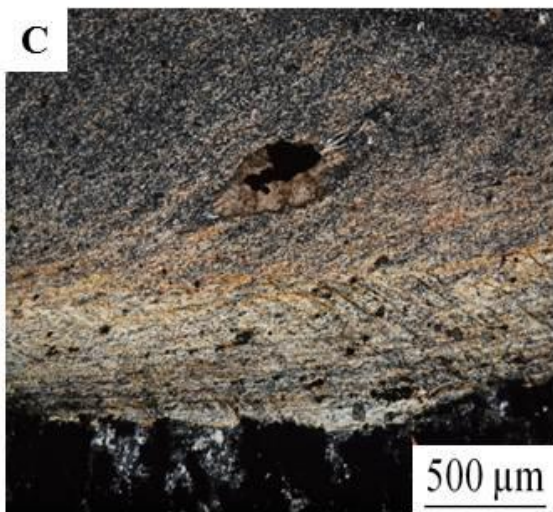
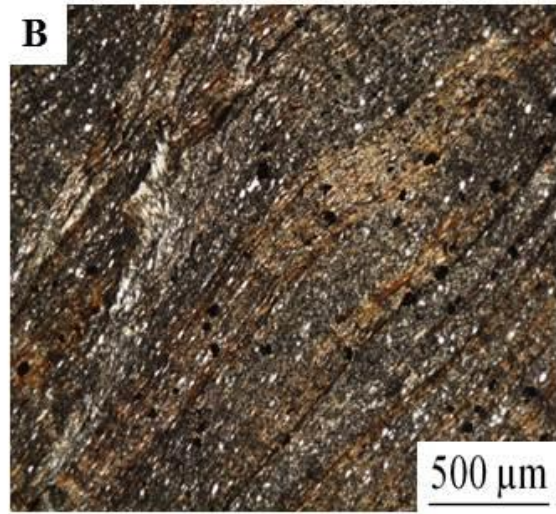
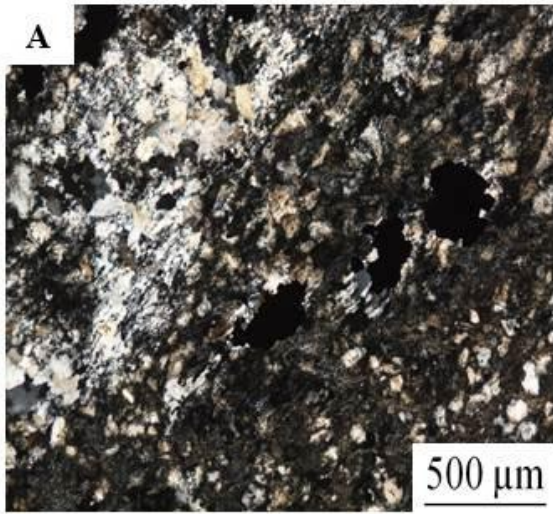
❖ Alteração do tipo 2b

Com o afastamento ao eixo do sistema hidrotermal, o registo mineralógico e textural da alteração hidrotermal torna-se progressivamente menos intenso. No Lousal, é notória a passagem lateral da alteração sericítica do tipo 2a a um padrão de alteração, igualmente sericítica, mas caracterizada por menor pervasividade da alteração da matriz das rochas afectadas, menor densidade da rede de veios hidrotermais, menor sulfuretização e maior abundância de fenocristais de plagioclase cujas relíquias foram parcialmente preservadas. A presença de fenocristais de feldspatos ígneos preservados apenas foi observada na sondagem LS1, aos 440.6 m numa amostra referente a um dolerito e aos 961 m numa amostra de riólito. Esta fácies um pouco mais periférica é, portanto, caracterizada por uma alteração menos pronunciada, facto que permite uma melhor preservação das texturas originais das rochas. Na zona de alteração de tipo 2b a sericite é claramente dominante, observando-se alguma clorite mas muito subordinada. Os sulfuretos, dominados pela pirite, estão sempre presentes, quer em veios, quer disseminados na matriz. A paragénese de alteração do tipo 2b é assim caracterizada por sericite + quartzo + carbonatos + sulfuretos ± clorite ± epidoto.

---

Fig.3.9: Fotomicrografias de lâminas delgadas representativas dos litótipos do GFQ e CVS estudados afectados por alteração do tipo 2 (nicóis cruzados); Fotomicrografias representativas de alteração 2a (A, B e C) e 2b (D, E e F); A- LS02-589.4m: Riólito alterado, sericite-clorite, com sulfuretos e quartzo secundário. Observam-se relíquias da rocha vulcânica original. B- LS02-559.1m: Rocha do GFQ com textura bandada, com intercalações de níveis ligeiramente mais clásticos com pouca sericite, e níveis mais finos com matéria orgânica e maior abundância de sericite. Ocorrência de sulfuretos em veios e disseminações; C-LS02-756.4m: Rocha do QFG afectada por alteração sericite-clorite e alguma silicificação associada essencialmente a veios mineralizados. Rocha recortada por veios mineralizados. Presença de carbonatos e sulfuretos; D-LS1-458.8m: Rocha do GFQ, siliciosa, com textura bandada, com intercalações de níveis clásticos mais grosseiros com pouca sericite, alternando com níveis mais finos e menos quartzosos, em que a sericite é mais abundante. É visível alguma deformação marcada por corredores C com sericite associada. Ocorrência de raros sulfuretos disseminados; E-LS1-961m: Riólito afectado por alteração sericitica com preservação das características originais da rocha, bem como feldspatos ígneos. Clorite incipiente e sulfuretos reduzidos; F-LS1-440.6m: Dolerito porfirítico, com alteração incipiente; com matriz feldspática microscristalina saussoritizada e fenocristais de plagioclase albitizada parcialmente preservados. Carbonatos presentes na associação de alteração.

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica





## CAPÍTULO 4: QUÍMICA MINERAL

Neste capítulo apresentam-se e discutem-se os resultados analíticos de química mineral obtidos com recurso à microsonda electrónica, com vista a caracterizar quimicamente os minerais que integram as paragénese de alteração hidrotermal associada às mineralizações do Lousal e, dessa forma, contribuir para definir e delimitar o zonamento da alteração neste depósito. As análises foram efectuadas no Laboratório de Microsonda Electrónica do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, fazendo uso de um equipamento JEOL JXA 8200, em condições analíticas standard (Anexo III).

Os minerais analisados incluem filossilicatos – clorites e sericites -, carbonatos – siderites, anquerite e calcite -, e feldspatos. É sabido como os filossilicatos têm um papel bastante importante na caracterização dos processos hidrotermais e, particularmente, dos halos de alteração que se associam à génese de sulfuretos maciços, razão pela qual foi dado particular relevo ao trabalho micro-analítico envolvendo este grupo de minerais (*e.g.* Barriga, 1983; Relvas, 1991; 2000). As análises de feldspatos remetem-nos sobretudo para minerais relíquia incompletamente substituídos que nos ajudam a caracterizar zonas de alteração mais distais, enquanto os carbonatos completam a informação relativa à alteração, sobretudo nos seus estádios mais tardios, tardi- ou pós-metalogenéticos.

As análises foram obtidas em minerais provenientes de 27 lâminas delgadas produzidas a partir de 23 amostras. Na selecção das amostras para análise por microsonda electrónica incluiu-se o conjunto de 20 amostras escolhidas para litogeoquímica (tema abordado em detalhe no Capítulo 5) de modo a tornar possível o cruzamento de dados entre os diferentes métodos de estudo utilizados. A estas 20 amostras acresceram outras 3 amostras, seleccionadas exclusivamente a partir da observação microscópica das respectivas lâminas delgadas.

## 4.1. FILOSSILICATOS

### 4.1.1. CLORITE

As análises químicas obtidas em clorites presentes na associação de alteração hidrotermal mineralizante observada nas rochas que encaixam as massas do Lousal encontram-se listadas individualmente no Anexo IV (IV.1a e IV.1b). A fórmula estrutural destes filossilicatos -  $(\text{Mg,Al,Fe})_{12}[(\text{Si,Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH})_{16}$  - foi calculada em base anidro, assumindo 28 átomos de oxigénio e tomando todo o ferro como divalente (Deer *et al.*, 1992). Na Tabela 4.1, figuram alguns resultados considerados representativos da diversidade analítica reconhecida no conjunto das amostras analisadas, expressos sob a forma de análises médias por amostra em seis amostras seleccionadas. Em alguns casos, a reduzida dimensão dos cristais analisados – inferior ao diâmetro do feixe de electrões da microsonda - deu lugar a análises defeituosas resultantes de misturas envolvendo agregados finos de clorite e sericite ou clorite e quartzo. Como é evidente, esses resultados foram desprezados e essas análises não foram consideradas para efeitos de cálculo dos valores médios por amostra.

Durante o processo de selecção de amostras e de pontos para análise, procurou-se despistar qualquer tipo de variação composicional das clorites em ordem à sua distribuição no espaço – clorites de diferentes zonas do sistema hidrotermal – e no tempo – clorites associadas a diferentes fases de alteração hidrotermal postas em evidência pela sua assinatura textural. Como se procurou tornar claro no Capítulo 2, a clorite é o filossilicato largamente dominante na zona central do stockwork (Zona 1). No entanto, a sua ocorrência faz-se sentir igualmente nas zonas mais periféricas do sistema (Zonas 2a e 2b), em particular como mineral secundário no preenchimento dos veios mineralizados, ainda que de modo subordinado relativamente à sericite. Contudo, não se detectou qualquer variação consistente e sistemática da composição das clorites em função da sua distribuição espacial no sistema hidrotermal.

Relvas (1991; 2000), nos jazigos de Gavião e Neves Corvo, respectivamente, analisou clorites associadas ao episódio de alteração hidrotermal de carácter regional que precedeu o evento mineralizante naqueles sistemas hidrotermais (Clorites I). As análises de clorite obtidas neste estudo reportam-se exclusivamente ao episódio mineralizante, pois nas posições intersectadas pelas sondagens amostradas do Lousal –

sempre em grande proximidade relativamente ao eixo do sistema mineralizante - qualquer assinatura mineralógica ou textural da actividade hidrotermal precoce, pré-mineralizante, foi obliterada durante as intensas interacções fluido-rocha que acompanharam a metalogénese. Todas as clorites analisadas se referem assim ao episódio mineralizante e foram, portanto, designadas por clorite II. No entanto, foi possível distinguir texturalmente duas famílias de clorites que adiante se designam por clorite IIa e por clorite IIb.

As clorites IIa ocorrem como cristais pouco desenvolvidos individualmente, que se agregam em massas, por vezes bastante extensas, substituindo total ou parcialmente a matriz das rochas alteradas, muitas vezes ao longo de domínios de substituição pervasiva que materializam corredores de circulação intensa de fluidos. A matriz dos clorititos é fundamentalmente constituída por clorite IIa. Esta família de clorites faz-se igualmente representar em halos de cloritização da matriz, na periferia de veios mineralizados, em situações bastante diversas em termos de intensidade de alteração, incluindo nos domínios mais distais do sistema representados na amostragem.

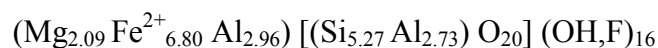
As clorites IIb correspondem a uma família de clorites também claramente associada ao processo mineralizante, mas numa fase posterior à que presidiu à deposição das clorites IIa. Esta segunda família de clorites ocorre frequentemente associada a veios preenchidos por quartzo e sulfuretos, ou na dependência imediata daqueles, na matriz. De uma forma geral, ocorrem como cristais de grandes dimensões e bem cristalizados, quer nos veios, quer fora destes.

Em alguns casos, ambas as famílias de clorite sofreram recristalização tectono-metamórfica mas não foi possível estabelecer qualquer relação clara de variabilidade composicional associada a este processo tardi-metalogenético. Aparentemente, a recristalização metamórfica preservou razoavelmente a assinatura composicional hidrotermal destes filossilicatos.

Ambas as famílias de clorites se caracterizam por elevadas concentrações em ferro relativamente ao magnésio, facto consistente com a natureza e composição do fluido hidrotermal mineralizante a partir do qual se depositaram. Apesar da constância dessa característica, as clorites IIa apresentam ainda assim razões superiores de Fe/Fe+Mg relativamente à das clorites IIb: clorite IIa -  $0.72 < \text{Fe/Fe+Mg} < 0.88$ ; clorite

Iib -  $0.56 < \text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg} < 0.71$ . Esta distinção encontra expressão na fórmula estrutural média de cada uma das famílias de clorite:

Clorite Iia



Clorite Iib

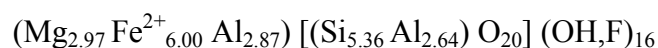


Tabela 4.1: Análises representativas de clorites associadas à fase principal de alteração mineralizante (Clorite Iia) e aos veios mineralizados mais tardios (Clorite Iib).

Referência da análise	Clorite Iia			Clorite Iib		
	1_691.5_b1	2_559.1_b2	2_786.3_b2	1_679.8_b3	1_689.5_B2	1_747.9_b2
Nº de análises (média por amostra)	2	2	7	6	1	4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	24.13	23.88	22.39	24.39	26.90	24.60
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.06	0.09	0.02	0.03	0.05	0.05
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	20.36	23.46	23.23	22.55	19.35	24.74
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.01	0.04	0.04	0.03	0.00	0.04
<b>FeO</b>	42.14	32.97	38.04	34.92	30.08	28.40
<b>MnO</b>	0.02	0.32	0.09	0.17	0.06	0.15
<b>MgO</b>	3.13	6.81	5.66	7.97	13.24	11.13
<b>CaO</b>	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.05
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.25	0.01	0.09	0.00	0.12
<b>TOTAL</b>	89.84	87.85	89.46	90.11	89.72	89.33
<b>Número de íons na base de 28 oxigénios</b>						
<b>Si</b>	5.436	5.240	4.966	5.253	5.660	5.151
<b>Al<sup>(IV)</sup></b>	2.564	2.760	3.034	2.747	2.340	2.849
<b>Total<sup>(IV)</sup></b>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
<b>Al<sup>(VI)</sup></b>	2.844	3.309	3.040	2.979	2.459	3.258
<b>Ti</b>	0.010	0.015	0.001	0.006	0.009	0.007
<b>Cr<sup>3+</sup></b>	0.001	0.007	0.003	0.002	0.000	0.005
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	7.940	6.049	7.058	6.291	5.292	4.974
<b>Mn</b>	0.002	0.060	0.017	0.030	0.011	0.026
<b>Mg</b>	1.052	2.224	1.870	2.559	4.152	3.475
<b>Ca</b>	0.001	0.005	0.001	0.001	0.005	0.012
<b>Na</b>	0.000	0.005	0.007	0.006	0.007	0.025
<b>K</b>	0.000	0.069	0.003	0.016	0.000	0.032
<b>Al/(Al+Mg+Fe)</b>	0.38	0.42	0.40	0.39	0.34	0.42
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	0.88	0.73	0.79	0.71	0.56	0.59
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub></b>	0.84	0.98	1.04	0.93	0.72	1.01

Como se pode observar na Fig.4.1, embora, em média, as clorites IIb possuam valores de  $Si^{IV}$  ligeiramente superiores aos das clorites IIa, a dispersão desta variável é demasiado acentuada em ambas as famílias para que dela se possa extrair alguma ilação com significado seguro. Pelo contrário, a razão  $Fe/Fe+Mg$ , afigura-se um critério consistente de distinção. Provavelmente, o carácter ligeiramente menos ferrífero das clorites IIb reflecte o facto desta família de clorites ter precipitado mais tardiamente

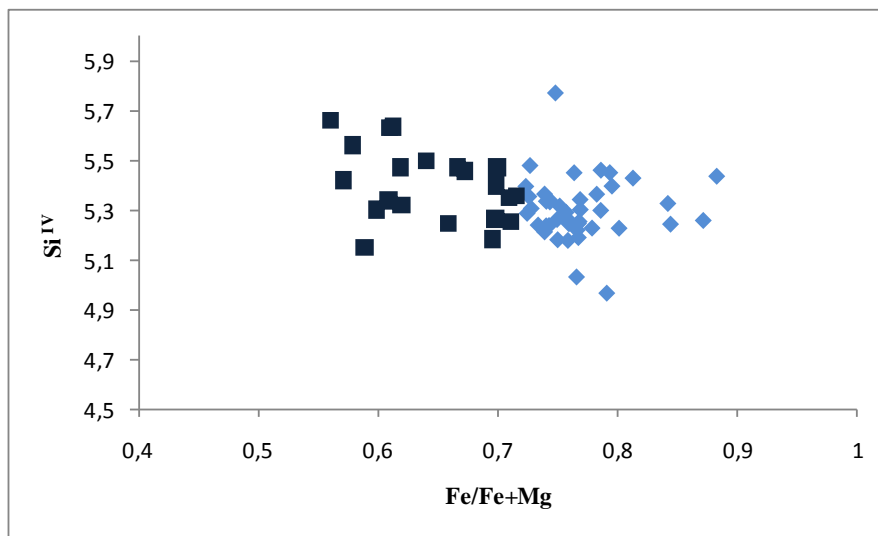


Fig.4.1: Diagrama de correlação relacionando o  $Si^{IV}$  com a razão  $Fe/Fe+Mg$  para as clorites analisadas. Clorite IIa:  $\blacklozenge$ ; Clorite IIb:  $\blacksquare$ .

como mineral de preenchimento dos veios mineralizados, em equilíbrio com pirite, para onde o fraccionamento do ferro em solução poderá ter sido favorecido. O decréscimo do conteúdo em ferro das clorites no decurso do processo hidrotermal deverá adicionalmente ser reflexo do controlo da química deste filossilicato pela química do fluido ao longo da vida do sistema hidrotermal. Os dados disponíveis relativos ao conteúdo em ferro das clorites associadas às mineralizações de Gavião (Aljustrel) e de Neves Corvo são consistentes com este tipo de controlo (Fig.4.2). Enquanto o valor médio da razão  $Fe/Fe+Mg$  das clorites de Gavião (Relvas, 1991) coincide com o valor médio desse parâmetro obtido no Lousal, as clorites de Neves Corvo são em média bastante mais ferríferas (Relvas, 2000), facto que é consistente com a excepcionalidade do conteúdo metálico e da longevidade da actividade hidrotermal neste depósito relativamente aos minérios típicos da FPI (Relvas *et al.*, 2006a; 2006b).

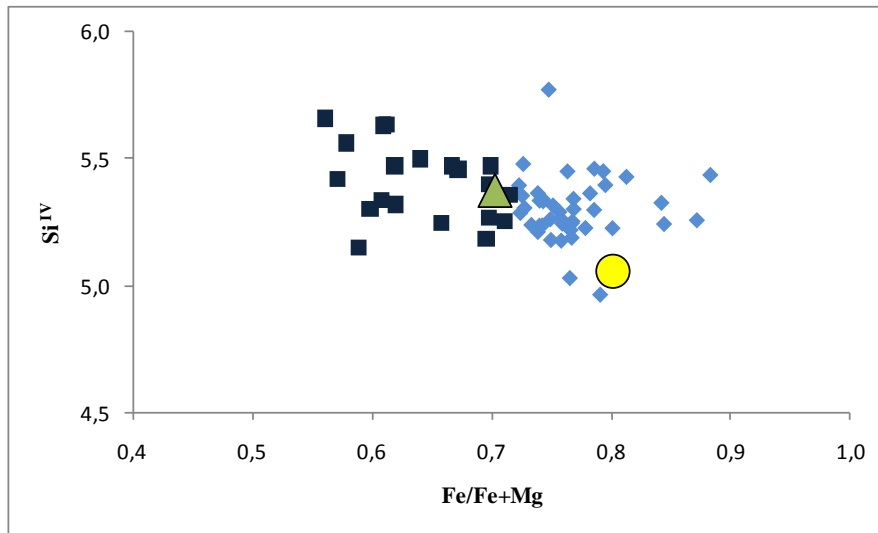


Fig.4.2: Diagrama de correlação relacionando o  $\text{Si}^{\text{IV}}$  com a razão  $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  para as clorites do Lousal, de Neves Corvo e de Gavião. Clorite IIa-Lousal:  $\blacklozenge$ ; Clorite IIb-Lousal:  $\blacksquare$ ; Clorite II média-Gavião:  $\blacktriangle$ ; Clorite II média-Neves Corvo:  $\bullet$ .

De acordo com a classificação proposta por Hey (1954; Fig.4.3), a maioria das clorites analisadas corresponde a ripidolites, embora, como referido acima, as clorites IIa e IIb se discriminem claramente em função dos seus valores de  $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ . Algumas análises apresentam ligeiras variações dos seus conteúdos em Fe, Mg e Al, facto que as permite classificar como *picnoclorite*, *brunsvigite* e *pseudothuringite*, respectivamente. Segundo a nomenclatura de Bayliss (1975) as designações ripidolite, *picnoclorite*, *brunsvigite* e *pseudothuringite* deverão dar lugar aos termos chamosite, picnocloro, chamosite magnésiana e chamosite alumimosa, respectivamente.

A lixiviação ácida dos álcalis é um dos aspectos característicos da zona central dos sistemas de alteração associados aos stockworks, facto que encontra uma expressão consistente no baixo conteúdo em álcalis presente na esmagadora maioria das clorites analisadas (Fig.4.4).

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica

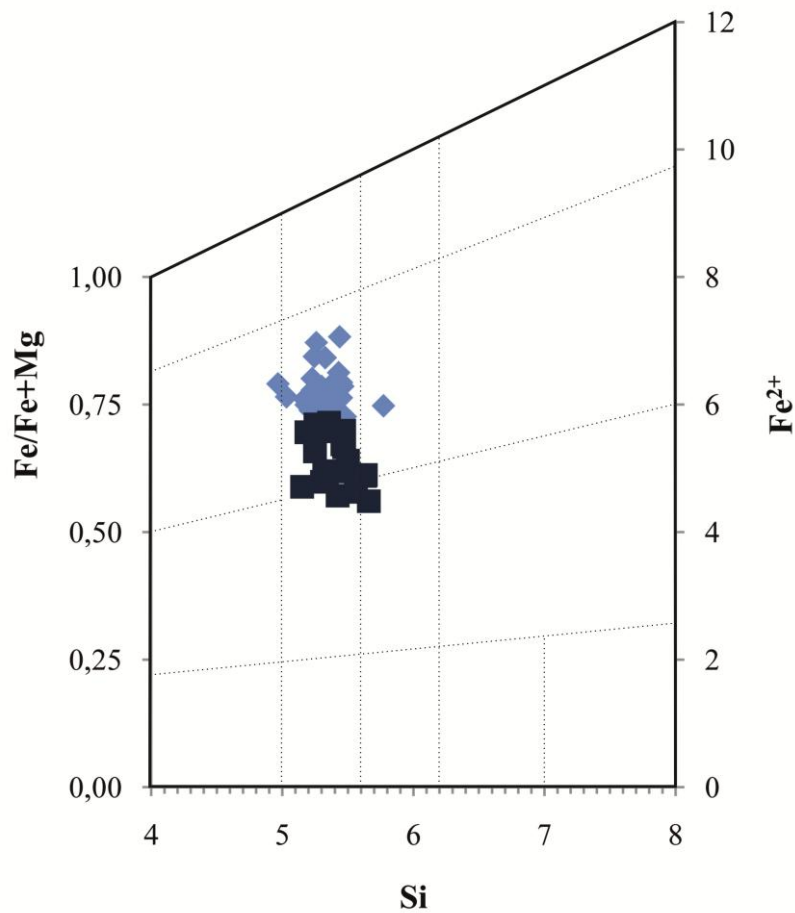


Fig.4.3: Variabilidade composicional das clorites produzidas durante o episódio de alteração mineralizante (Diagrama de Hey, 1954, in Deer *et al.*, 1992). Clorite IIa:  $\blacklozenge$ ; Clorite IIb:  $\blacksquare$ .

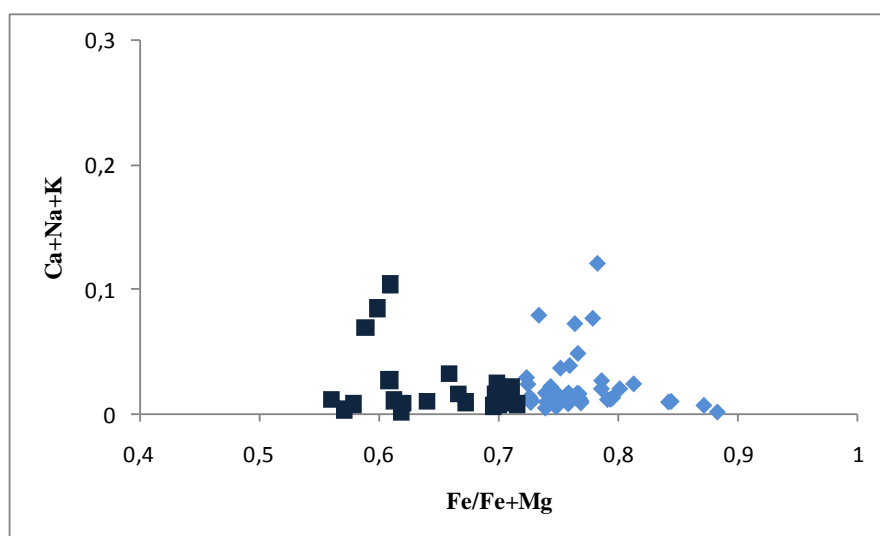


Fig.4.4: Diagrama de correlação relacionando os alkalis ( $\pm$ Ca) com a razão Fe/Fe+Mg. Clorite IIa:  $\blacklozenge$ ; Clorite IIb:  $\blacksquare$ .

#### 4.1.2 SERICITE

Embora, estritamente falando, o termo “sericite” não corresponda a uma nomenclatura mineralógica correcta, pois representa apenas uma designação textural para moscovite microcristalina, o seu uso está de tal forma adoptado na literatura disponível que optámos por acompanhar os restantes autores na sua utilização. Conforme tem sido descrito em muitos depósitos da FPI (*e.g.*, Barriga, 1983; Relvas, 1991; 2000; Sanchez-España, 2003), incluindo o Lousal (este estudo), os halos periféricos e ultra-periféricos de alteração em torno do núcleo central dos stockworks de alimentação são caracterizados pelo predomínio de sericite no cortejo dos filossilicatos secundários formados. Acresce a esta circunstância o reconhecimento recorrente de que o afastamento ao eixo dos sistemas hidrotermais mineralizantes se faz acompanhar por um aumento da molécula paragonítica na sericite, facto que permitiu identificar zonas distais de alteração e definir vectores de aproximação às massas mineralizadas como critérios úteis de prospecção (Relvas, 1991; Massano *et al.*, 1991; Barriga e Relvas, 1993).

O conhecimento prévio do significado e importância do quimismo da sericite em estudos desta natureza justificou uma abordagem cuidada e razoavelmente detalhada deste tema no trabalho levado a cabo no Lousal. Assim, mais de uma centena de análises de microsonda electrónica foram efectuadas em sericite, figurando os respectivos resultados individuais no Anexo IV.2 (IV.2a: Análise de Sericite IIa; IV.2b: Análise de Sericite IIb). Na Tabela 4.2, por seu turno, apresentam-se, sob a forma de análises médias por amostra, algumas análises químicas representativas da diversidade identificada. Tal como sucedeu no caso das clorites, foram desprezadas as análises defeituosas, correspondentes a misturas em agregados finos de sericite + clorite, ou sericite + quartzo. A fórmula estrutural destes filossilicatos foi calculada em base anidro, para 22 átomos de oxigénio, sendo a sua fórmula ideal assumida como  $K_2Al_4(Al_2Si_6O_{20})(OH,F)_4$  (Deer *et al.*, 1992).

À semelhança do que se fez no caso das clorites, procurou-se correlacionar a variabilidade química detectada nas sericites analisadas com as suas características petrográficas e texturais. Todas as sericites analisadas se associam claramente à alteração hidrotermal que acompanhou a metalogénese; no entanto, não é possível ir mais longe na distinção petrográfica entre diferentes tipos de sericites. Quimicamente,

**Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica**

pelo contrário, é possível discriminar dois grupos de sericites em função da importância relativa da sua molécula paragonítica, expressa, como é habitual, pela razão Na/Na+K. Definiram-se assim duas famílias neste grupo de flossilicatos: as sericites IIa, fortemente potássicas, caracterizadas por  $0.01 < \text{Na/Na+K} < 0.09$ ; e as sericites IIb, caracterizadas por moléculas paragoníticas um pouco mais pronunciadas, com valores daquela razão no intervalo  $0.13 < \text{Na/Na+K} < 0.26$ .

Tabela 4.2: Análises representativas das sericites associadas à fase principal de alteração mineralizante no jazigo do Lousal (Sericite IIa e Sericite IIb).

Referência da análise	Alteração Periférica (IIa)			Alteração Distal (IIb)		
	1_922.8_b1	1_922.8_B1	1_922.8_B2	1_458.8_b1	1_458.8_b2	1_747.9_b1
<b>Nº de análises (média por amostra)</b>	10	6	5	2	7	2
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.88	49.06	49.35	47.18	47.81	45.95
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.24	0.15	0.20	0.32	0.14	0.26
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	30.38	30.59	30.83	35.87	35.98	34.34
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.03	0.04	0.07	0.04	0.02
<b>FeO</b>	1.46	1.05	0.97	0.60	0.36	1.70
<b>MnO</b>	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
<b>MgO</b>	2.60	2.39	2.28	0.32	0.30	1.28
<b>CaO</b>	0.07	0.06	0.05	0.14	0.11	0.05
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.21	0.16	0.16	1.89	1.49	0.91
<b>K<sub>2</sub>O</b>	11.30	11.59	11.53	8.01	8.20	9.19
<b>TOTAL</b>	95.16	95.05	95.42	94.37	94.42	93.72
<b>Número de iões na base de 22 oxigénios</b>						
<b>Si</b>	6.539	6.561	6.567	6.239	6.297	6.195
<b>Al<sup>(IV)</sup></b>	1.461	1.439	1.433	1.761	1.703	1.805
<b>Total<sup>(IV)</sup></b>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
<b>Al<sup>(VI)</sup></b>	3.330	3.384	3.402	3.829	3.883	3.651
<b>Ti</b>	0.024	0.015	0.020	0.031	0.014	0.027
<b>Cr<sup>3+</sup></b>	0.001	0.001	0.003	0.004	0.003	0.002
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.164	0.118	0.108	0.067	0.040	0.192
<b>Mn</b>	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001
<b>Mg</b>	0.518	0.477	0.452	0.064	0.058	0.258
<b>Ca</b>	0.009	0.008	0.007	0.019	0.015	0.008
<b>Na</b>	0.053	0.041	0.040	0.486	0.380	0.239
<b>K</b>	1.929	1.977	1.958	1.351	1.379	1.580
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub></b>	0.62	0.62	0.62	0.76	0.75	0.75
<b>Na/Na+K</b>	0.03	0.02	0.02	0.26	0.22	0.13
<b>Fe/Mg</b>	0.31	0.25	0.24	1.03	0.71	0.65

As análises de sericite IIa correspondem a amostras colhidas no stockwork periférico do Lousal, ou no seu stockwork central, embora de forma subordinada relativamente à clorite (metragens expressas na referência das amostras correspondentes, listadas no Anexo IV). Nestas amostras, a alteração é pervasiva, os veios mineralizados são muito abundantes tal como a disseminação de sulfuretos na matriz, a alteração dos feldspatos ígneos é completa sendo as relíquias raras ou ausentes, os carbonatos (siderite) ocorrem em proporções variáveis, em geral como fases tardias da alteração hidrotermal e a abundância de quartzo hidrotermal e a silicificação da matriz são muito pronunciadas. Os cristais mais grosseiros de sericite IIa são os que ocorrem no preenchimento de veios, ou surgem recristalizados, em sombras de pressão associadas aos sulfuretos. A sericite recristalizada associada às sombras de pressão dos sulfuretos apresenta frequentemente tintas de interferência superiores. Quimicamente, no entanto, a recristalização tectono-metamórfica não parece ter produzido efeitos significativos.

As análises de sericite IIb correspondem a amostras colhidas em zonas mais distais do sistema hidrotermal, onde a alteração é compreensivelmente menos intensa. A clorite torna-se muito subordinada ou inexistente, passando a sericite a representar sozinha o cortejo de filossilicatos secundários associados à alteração hidrotermal mineralizante. Estas amostras representam os domínios da sequência encaixante intersectados pelas duas sondagens estudadas, mais afastados do minério. No entanto, embora mais periférica que a anterior, esta fácies de alteração é muito menos distal do que os domínios que Relvas (1991) estudou no Gavião, onde as distâncias do eixo mineralizado eram superiores a um quilómetro. Nestas amostras do Lousal, as evidências de alteração mineralizante estão longe de ser subtis, como Relvas (1991) descreveu relativamente à Zona 3 de alteração hidrotermal em Gavião. No caso das amostras em estudo, os veios mineralizados, preenchidos por sericite + quartzo hidrotermal ± clorite ± carbonatos + sulfuretos são abundantes, a sericitização continua a ser bastante pronunciada, os feldspatos-relíquia são abundantes mas apresentam-se invariavelmente muito alterados, e os sulfuretos disseminados na matriz ocorrem em proporções significativas.

O incremento do valor das razões  $\text{Na}/\text{Na}+\text{K}$  nas sericites do Lousal ao longo de um perfil de afastamento ao stockwork central, mimetiza os resultados obtidos quer em

Gavião (Relvas, 1991), quer em Neves Corvo (Relvas, 2000). No entanto, é também evidente, por comparação com os resultados obtidos em Gavião, ao longo de um perfil de afastamento ao eixo da mineralização bastante mais extenso lateralmente (Fig. 4.5), que as duas sondagens estudadas no Lousal não representam fácies de alteração ultra-distais (Zona 3, caracterizada por valores de  $0,35 < \text{Na}/\text{Na}+\text{K} < 1$  na sericite; Relvas, 1991). Em vez disso, tal como definido em Neves Corvo, representam sim uma zona externa do seu stockwork periférico (Zona 2b; cf. Relvas, 2000).

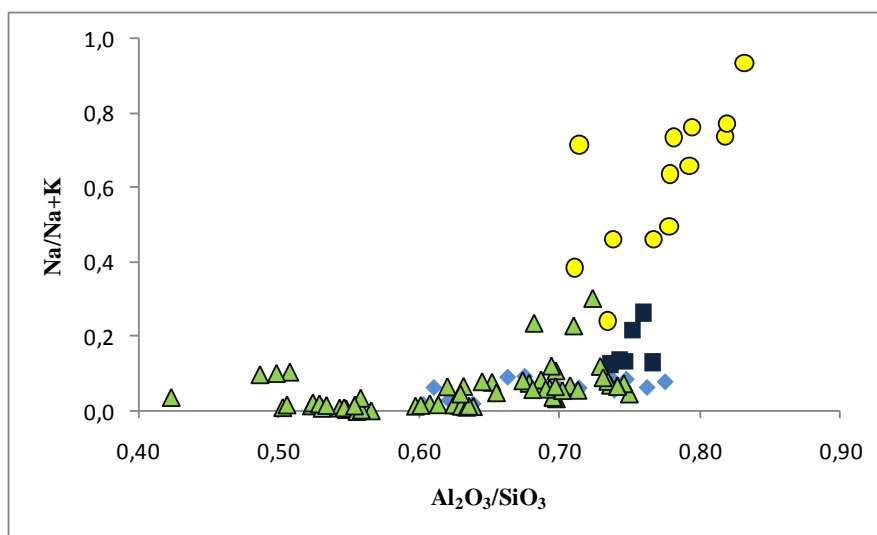
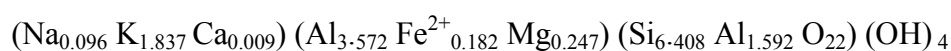


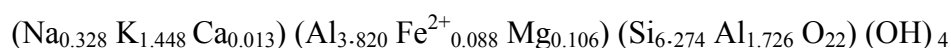
Fig.4.5: Discriminação composicional das sericites IIA e sericites IIB do Lousal em comparação com as sericites do Gavião (Relvas, 1991). Sericite IIA-Lousal: ◆; Sericite IIB-Lousal: ■; Sericite IIA- Gavião: ▲; Sericite IIB- Gavião: ●.

As fórmulas químicas médias das duas famílias de sericites analisadas são as seguintes:

Sericite IIA



Sericite IIB



As sericites IIa caracterizam-se por apresentarem composições fengíticas, que são traduzidas por um enriquecimento em Si nas posições tetraédricas ( $\text{Si}/\text{Al}^{\text{IV}} = 4.026$ ;  $\text{Si} = 6.408$ ; base de 22 átomos de oxigénio, valores médios ponderados; Fig.4.6) e por moléculas celadónicas moderadas devido à substituição tschermakítica nas posições octaédricas ( $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \rightarrow \text{Al}^{\text{VI}}$ ) que garante o equilíbrio electrostático (Velde, 1967; Deer *et al.*, 1992). As sericites IIb tendem a apresentar menor molécula celadónica, aproximando-se as suas razões iónicas das que caracterizam as micas dioctaédricas ideais ( $\text{Si}/\text{Al}^{\text{IV}} = 3.635$ ;  $\text{Si} = 6.274$ ; base de 22 átomos de oxigénio, valores médios ponderados; Fig.4.6).

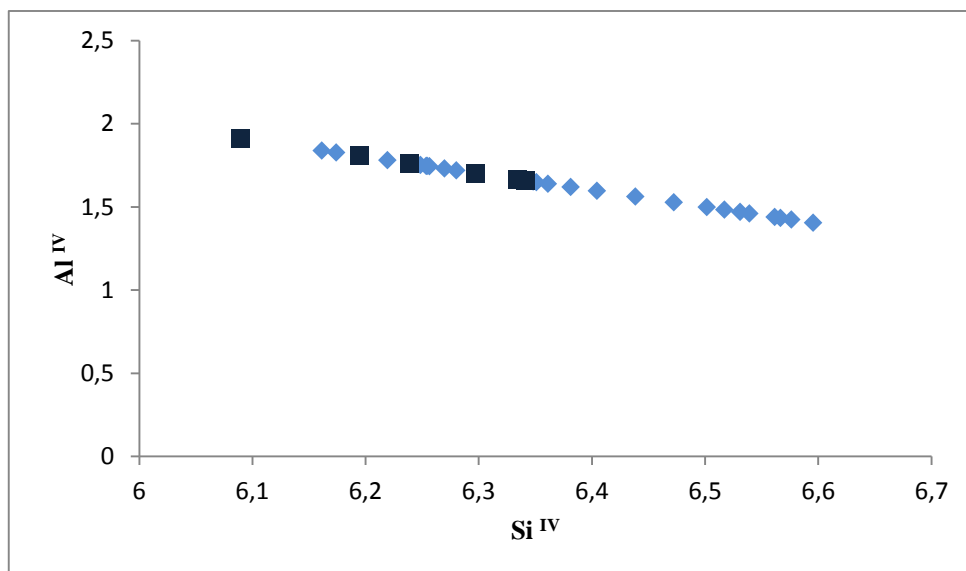


Fig.4.6: Diagrama de correlação directa entre os elementos Al e Si na posição tetraédrica das duas famílias de sericites da paragénese de alteração hidrotermal mineralizante no Lousal. Sericite IIa: ◆; Sericite IIb: ■.

Como é evidente, visto tratarem-se de variáveis mutuamente dependentes (substituição tschermakítica), as proporções de  $\text{Al}^{\text{VI}}$  e  $(\text{Mg}+\text{Fe})$  nas posições octaédricas relacionam-se linearmente e de forma inversa em ambas as famílias de sericites, mas, função do seu diferente quimismo, as sericites IIa e as sericites IIb fazem-no ao longo de declives de correlação distintos (Fig.4.7).

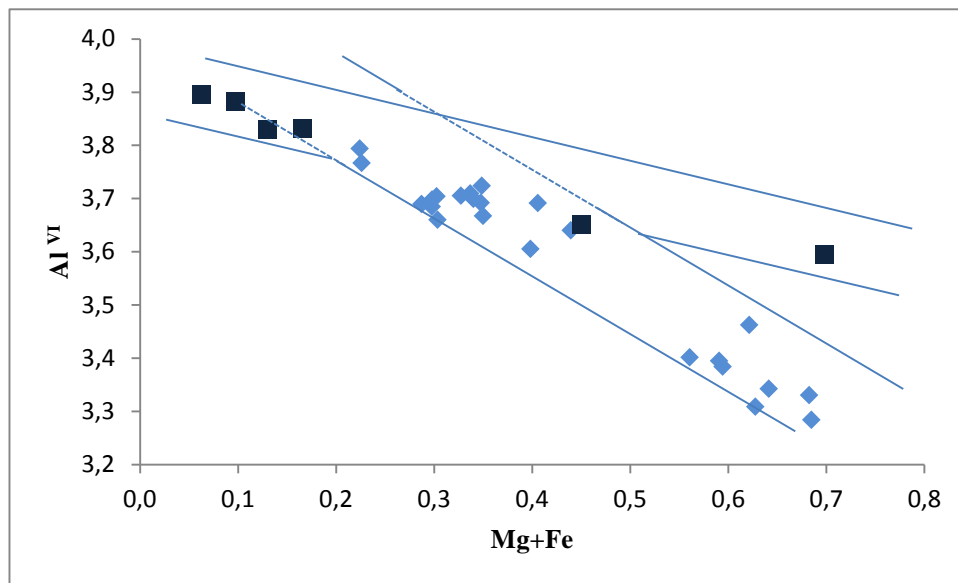


Fig.4.7: Diagrama Al vs. (Mg + Fe) ilustrando a ocupação da posição octaédrica nas duas famílias de sericites da paragênese de alteração hidrotermal mineralizante no Lousal. Sericite IIa: ♦; Sericite IIb: ■.

## 4.2 CARBONATOS

Os carbonatos são minerais bastante comuns nas diferentes associações mineralógicas secundárias observadas na sequência encaixante das mineralizações do Lousal. A petrografia destes minerais, no entanto, reveste-se das habituais dificuldades de interpretação devido à facilidade com que estas fases recristalizam, homogenizam quimicamente e/ou se associam a todo o tipo de processos de remobilização, quer relacionados com a actividade hidrotermal mineralizante, quer com os eventos tectono-metamórficos que lhe sucederam no tempo. As análises de química mineral efectuada, permitiram identificar três espécies de carbonatos nas amostras estudadas: siderites, ankerites e calcites. Os resultados obtidos encontram-se sistematicamente listados no Anexo V. A fórmula estrutural dos carbonatos foi calculada com base em 6 átomos de oxigénio, sendo que a sua unidade estrutural essencial é o  $(\text{CO}_3)^{2-}$  (Deer *et al.*, 1992).

Na Tabela 4.3 apresentam-se algumas análises representativas de siderites (valores médios por amostra) que foram interpretadas como sendo os carbonatos que estão associados à fase principal de alteração mineralizante. As siderites são os

carbonatos mais precoces do sistema, estando associados ao preenchimento de veios mineralizados ou a zonas de alteração da matriz com mineralização associada. Estes carbonatos apresentam concentrações variáveis de FeO e de MgO (46.28 wt% < FeO < 61.967 wt%; 0.105 wt% < MgO < 9.45 wt%). Discriminaram-se assim as siderites IIa, mais ferríferas e menos magnesianas (FeO > 55 wt%; MgO < 2.5 wt%), das siderites IIb, menos ricas em ferro e mais magnesianas (FeO < 55 wt%; Mg > 4 wt%). O gráfico da Fig.4.8 ilustra claramente a distinção entre estas duas famílias de siderites.

Tabela 4.3: Análises representativas dos carbonatos associados à fase principal de alteração mineralizante (Siderite)

Referência da análise	IIa				IIb			
	1_689.5_B4	1_704.9_B2	1_794.8_B1	2_702.3_B2	1_689.5_B2	1_704.9_b1	2_620_B1	2_756.4_b1
Nº de Análises	5	2	5	2	3	1	1	3
<b>CO<sub>2</sub></b>	31,05	34,54	30,72	31,97	35,21	35,68	31,01	33,71
<b>MgO</b>	0,72	0,87	0,50	2,55	6,83	8,25	6,38	3,81
<b>CaO</b>	0,33	0,17	0,05	0,47	0,56	0,46	0,54	0,56
<b>FeO</b>	60,78	59,66	61,18	56,62	52,65	49,20	51,06	55,58
<b>MnO</b>	0,22	0,23	0,03	2,55	0,24	2,15	1,53	0,12
<b>Total</b>	93,09	95,47	92,49	94,15	95,49	95,73	90,52	93,78
<b>Proporção percentual dos termos finais</b>								
<b>Mg(CO<sub>3</sub>)</b>	1,51	1,83	1,05	5,33	14,30	17,26	13,35	7,98
<b>Ca(CO<sub>3</sub>)</b>	0,58	0,30	0,09	0,84	1,00	0,81	0,97	1,00
<b>Fe(CO<sub>3</sub>)</b>	98,00	96,20	98,66	91,30	84,90	79,33	82,33	89,62
<b>Mn(CO<sub>3</sub>)</b>	0,35	0,38	0,04	4,13	0,39	3,48	2,48	0,19
<b>Total</b>	100,44	98,70	99,84	101,60	100,59	100,88	99,12	98,79
<b>Número de iões na base de 2 catiões</b>								
<b>C</b>	1,853	1,940	1,852	1,856	1,908	1,908	1,831	1,906
<b>Mg</b>	0,047	0,054	0,033	0,162	0,403	0,482	0,411	0,236
<b>Ca</b>	0,015	0,007	0,002	0,021	0,024	0,019	0,025	0,025
<b>Fe</b>	2,224	2,052	2,260	2,014	1,749	1,612	1,846	1,924
<b>Mn</b>	0,008	0,008	0,001	0,092	0,008	0,071	0,056	0,004

Esta aproximação permitiu que, ao revisitar petrograficamente os pontos analisados, se tornasse possível estabelecer uma relação entre a composição e a assinatura textural de cada uma destas famílias de carbonatos. Os dois tipos de siderite ocorrem associados a qualquer das diferentes zonas de alteração, desde as zonas mais

distais amostradas, onde a alteração é mais incipiente, até zonas do sistema onde a alteração é bastante intensa. Nas zonas mais distais, as siderites ocorrem a substituir quer a matriz, quer os feldspatos, enquanto nas zonas em que alteração é mais intensa estas se associam igualmente ao preenchimento de veios bastante mineralizados, onde apenas figuram sulfuretos e reduzida clorite.

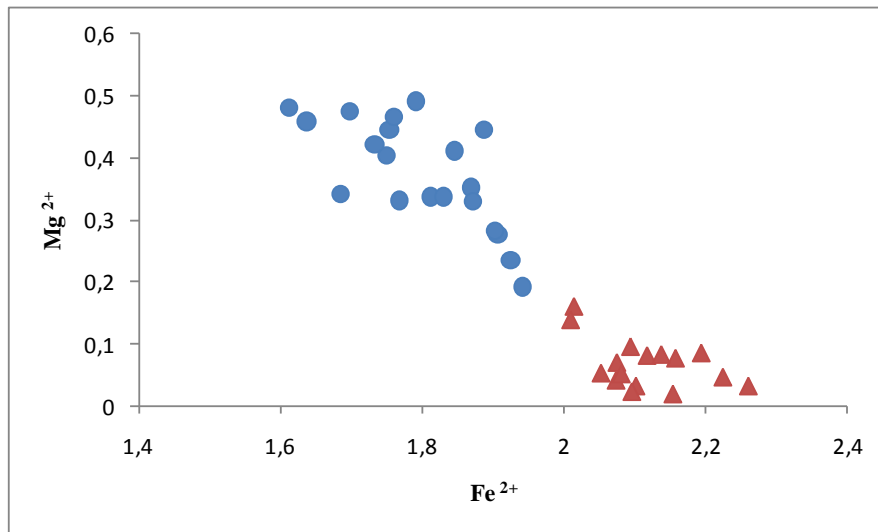


Fig.4.8: Discriminação geoquímica entre as siderites IIa e IIb. Siderite IIa: ▲; Siderite IIb: ●.

Embora os dois tipos de siderites não se diferenciem opticamente, é possível verificar com recurso à microsonda electrónica que as siderites IIa, mais ferríferas, são as que ocorrem preferencialmente associadas a veios muito mineralizados ou na vizinhança de sulfuretos, enquanto as siderites IIb, menos ferríferas, tendem a ocorrer em domínios menos mineralizados, onde a associação de alteração é dominada por clorite + quartzo. Esta variabilidade das razões Fe/Fe+Mg nas siderites poderá testemunhar, tal como sucedeu com o quimismo das clorites, a evolução química do fluido mineralizante ao longo do tempo de vida do sistema hidrotermal, facto que é bastante consistente com a correlação positiva óbvia existente entre os valores dessa razão exibidos por siderites e clorites cogenéticas (Fig.4.9; pares siderite-clorite definidos e controlados petrograficamente).

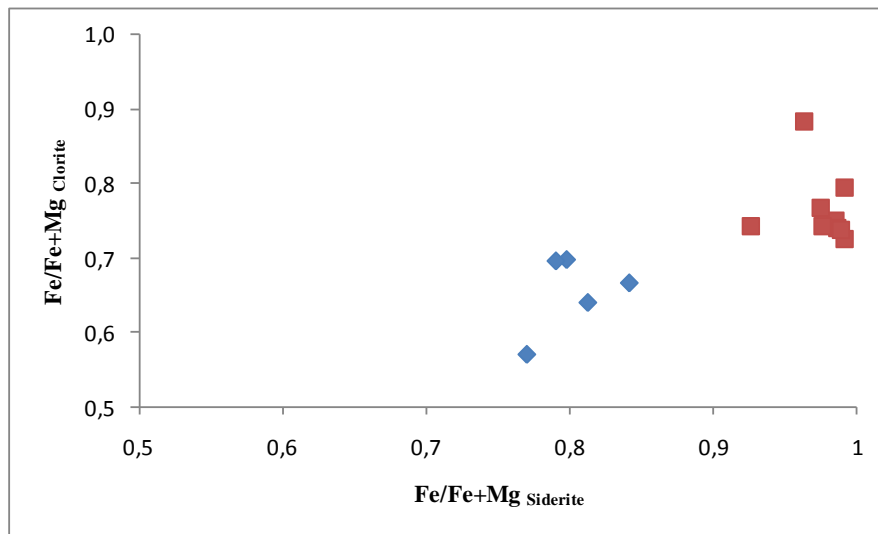


Fig.4.9: Diagrama de correlação das razões Fe/Fe+Mg exibidas por pares cogenéticos siderite-clorite. Siderites e clorites IIa - ■; Siderites e clorites IIb - ◆.

Um tanto surpreendentemente, uma vez que a sua distinção das siderites não é possível por diagnóstico petrográfico, os resultados micro-analíticos obtidos revelaram igualmente a existência de ankerites no cortejo de carbonatos associados ao episódio mineralizante. As ankerites são bastante mais raras e mais tardias do que as siderites, ocorrendo claramente associadas a veios mineralizados mais tardios. No entanto, relacionam-se ainda, seguramente, com o processo metalogenético. Na Tabela 4.4 figuram as análises de ankerites obtidas. Estes carbonatos apresentam conteúdos em cálcio bastante homogêneos, em torno de 29 wt % CaO, mas valores algo variáveis (obviamente, inversamente proporcionais) de ferro ( $\pm$ Mn) e magnésio (6.69wt%<MgO<13.33wt%; 11.93wt%<FeO<20.42wt%). A ocorrência de ankerites tardias no cortejo de minerais carbonatados associados à mineralização no Lousal, reforça a convicção de que os carbonatos registaram na sua composição a evolução química e térmica do fluido mineralizante ao longo da vida do sistema hidrotermal. As siderites (e clorites) excepcionalmente ferríferas correspondem às condições de pico térmico do sistema hidrotermal (siderite IIa e clorite IIa). Posteriormente, a diminuição da temperatura e da actividade do ferro abrem caminho à geração de fases secundárias com menores razões Fe/Fe+Mg (siderite IIb e clorite IIb) e, nos estádios tardi-metalogenéticos, caracterizados por menor pH e um regime menos redutor, assiste-se até à incompleta lixiviação do Ca e do Mn, permitindo a estabilização da ankerite.

**Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica**

Tabela 4.4: Análises representativas dos carbonatos associados a veios mineralizados mais tardios (Anquerites)

<b>Referência da análise</b>	2_702.3_B1	2_725.5_b1	2_766.4_b1
<b>Nº de análises (média por amostra)</b>	4	1	2
<b>CO<sub>2</sub></b>	37.41	40.11	39.77
<b>MgO</b>	6.69	13.15	13.33
<b>CaO</b>	29.96	29.01	28.73
<b>FeO</b>	20.42	12.77	11.93
<b>MnO</b>	1.06	1.64	1.86
<b>Total</b>	95.54	96.68	95.62
<b>Proporção percentual dos termos finais</b>			
<b>Mg(CO<sub>3</sub>)</b>	13.99	27.52	27.89
<b>Ca(CO<sub>3</sub>)</b>	53.47	51.77	51.28
<b>Fe(CO<sub>3</sub>)</b>	32.93	20.60	19.23
<b>Mn(CO<sub>3</sub>)</b>	1.72	2.66	3.02
<b>Total</b>	102.11	102.54	101.43
<b>Número de iões na base de 2 catiões</b>			
<b>C</b>	1.889	1.907	1.907
<b>Mg</b>	0.369	0.683	0.699
<b>Ca</b>	1.188	1.082	1.082
<b>Fe</b>	0.632	0.372	0.350
<b>Mn</b>	0.033	0.048	0.055

Associados principalmente a veios tectono-metamórficos, frequentemente acompanhados por quartzo leitoso abundante, ocorrem cristais bem desenvolvidos de um último carbonato, cujas análises químicas revelaram ser calcite. Trata-se de uma geração de carbonatos que nada tem a ver com o processo metalogenético, mas sim com os eventos tectónicos associados ao metamorfismo regional que lhe sucedeu. Estes carbonatos discriminam-se perfeitamente dos restantes, quer ao microscópio, quer pela sua composição química. São calcites bastantes puras, com a molécula rodocrosítica a sobrepor-se relativamente às moléculas siderítica e magnésítica, o que distancia claramente a formação destes carbonatos das condições térmicas e químicas que presidiram à génese dos sulfuretos maciços.

Na Tabela 4.5, apresentam-se análises representativas desta geração de carbonatos.

Tabela 4.5: Análises representativas dos carbonatos associados a veios tectono-metamórficos tardios (Calcite)

Referência da análise	1_440.6_b1	1_440.6_b2	1_922.8_B1	1_961_b1	1_961_b2	1_961_B2	2_472.1_b1	2_472.1_b2
Nº de análises (média por amostra)	7	4	2	4	1	3	3	5
<b>CO<sub>2</sub></b>	38.96	39.92	40.19	40.93	37.33	38.29	39.59	38.36
<b>MgO</b>	0.58	0.11	0.76	0.12	0.13	0.26	0.29	0.29
<b>CaO</b>	54.02	55.39	54.39	54.87	55.42	55.27	54.80	53.97
<b>FeO</b>	0.63	0.13	0.88	0.58	0.73	0.92	0.48	0.55
<b>MnO</b>	1.54	1.09	1.18	1.01	0.81	1.42	1.51	1.77
<b>Total</b>	95.73	96.63	97.40	97.50	94.41	96.16	96.68	94.94
<b>Proporção percentual dos termos finais</b>								
<b>Mg(CO<sub>3</sub>)</b>	1.21	0.23	1.58	0.25	0.26	0.54	0.61	0.61
<b>Ca(CO<sub>3</sub>)</b>	96.42	98.86	97.07	97.93	98.91	98.64	97.80	96.33
<b>Fe(CO<sub>3</sub>)</b>	1.01	0.20	1.42	0.93	1.18	1.48	0.78	0.88
<b>Mn(CO<sub>3</sub>)</b>	2.49	1.77	1.91	1.63	1.31	2.30	2.44	2.87
<b>Total</b>	101.13	101.05	101.99	100.74	101.66	102.97	101.64	100.69
<b>Número de iões na base de 2 catiões</b>								
<b>C</b>	1.910	1.928	1.927	1.948	1.878	1.887	1.919	1.905
<b>Mg</b>	0.031	0.006	0.040	0.006	0.007	0.014	0.016	0.016
<b>Ca</b>	2.082	2.102	2.046	2.052	2.189	2.140	2.086	2.104
<b>Fe</b>	0.019	0.004	0.026	0.017	0.023	0.028	0.014	0.017
<b>Mn</b>	0.047	0.033	0.035	0.030	0.025	0.043	0.045	0.054

### 4.3 FELDSPATOS

A alteração hidrotermal associada às mineralizações de sulfuretos maciços é profundamente agressiva relativamente aos feldspatos presentes nas rochas ígneas que dificilmente resistem às interações fluido-rocha nas condições de temperatura, pH e Eh que caracterizam estes sistemas. Como foi posto em evidência no capítulo anterior, no jazigo do Lousal, a destruição dos feldspatos é total nas zonas mais internas do sistema hidrotermal. No entanto, para a periferia do sistema, em particular nas fácies de alteração dominadas por sericite enriquecida em sódio (sericite IIb), é ainda possível observar bastantes relíquias de fenocristais de feldspato. Alguns desses cristais foram

**Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica**

objecto de análises de controlo, na microsonda electrónica. Como seria de esperar, tratam-se de plagioclases fortemente albitizadas por perda total da sua molécula anortítica. As composições químicas dos feldspatos analisados estão representadas na Tabela 4.6. As plagioclases analisadas são albites cuja fórmula ideal é Na [AlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>]. A sua fórmula estrutural foi calculada com base em 32 átomos de oxigénio (Deer *et al.*, 1992).

Tabela T: Análises representativas de plagioclases-reliquia albitizadas

Referência da análise	1_440.6_b1	1_440.6_b2	1_961_b1	1_961_b2	1_961_b3	1_961_B1	1_961_B3
<b>Nº de Análises (média por amostra)</b>	5	7	3	4	3	3	6
<b>SiO<sub>2</sub></b>	67.88	67.98	67.67	67.68	68.59	68.43	68.46
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.95	19.69	19.43	19.22	18.40	18.56	19.27
<b>FeO</b>	0.08	0.03	0.04	0.12	0.04	0.20	0.05
<b>CaO</b>	0.19	0.27	0.16	0.18	0.20	0.24	0.07
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	11.41	11.62	11.30	11.19	10.93	11.12	11.86
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.33	0.05	0.24	0.33	0.19	0.17	0.08
<b>BaO</b>	0.01	0.03	0.04	0.02	0.03	0.00	0.02
<b>total</b>	99.82	99.68	98.88	98.74	98.37	98.73	99.80
<b>Número de iões com base em 32 oxigénios</b>							
<b>Si</b>	11.898	11.926	11.963	11.985	12.147	12.099	11.994
<b>Al</b>	4.122	4.072	4.047	4.012	3.841	3.868	3.978
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.009	0.005	0.006	0.019	0.006	0.029	0.007
<b>Ca</b>	0.036	0.052	0.030	0.034	0.038	0.045	0.014
<b>Na</b>	3.875	3.952	3.873	3.839	3.754	3.814	4.029
<b>K</b>	0.074	0.012	0.055	0.076	0.042	0.038	0.018
<b>Ba</b>	0.000	0.001	0.003	0.001	0.002	0.000	0.001
<b>total</b>	20.015	14.916	19.977	19.966	19.830	19.893	20.041
<b>% Mol.</b>							
<b>Anortite</b>	0.895	1.286	0.769	0.853	0.970	1.209	0.345
<b>Albite</b>	97.181	98.416	97.839	97.190	97.921	97.821	99.199
<b>Ortoclase</b>	1.924	0.297	1.392	1.957	1.110	0.970	0.455



## **CAPÍTULO 5: CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL ASSOCIADA À MINERALIZAÇÃO**

Vinte das amostras colhidas no decurso deste estudo foram seleccionadas com vista ao seu tratamento analítico para química de rocha total. A selecção destas amostras, que incluem exemplares de rochas vulcânicas do CVS e de rochas metasedimentares do GFQ, foi feita com base no seu estudo petrográfico e representatividade relativamente aos litótipos em causa e fácies de alteração hidrotermal representados na sequência intersectada pelas sondagens estudadas. Os resultados obtidos apresentam-se nas Tabelas 5.1 e 5.2. O pacote analítico é constituído pelos elementos maiores e 50 elementos traço, incluindo 14 lantanídeos. A pulverização das amostras teve lugar no Laboratório de Pulverização do GeoFCUL e as respectivas análises foram efectuadas no laboratório comercial ACTLABS (Canadá). No Anexo VII figura uma tabela onde se descrevem as técnicas analíticas utilizadas e respectivos limites de detecção.

### **5.1. COMPLEXO VULCANO-SEDIMENTAR**

#### ELEMENTOS MAIORES

Os resultados analíticos de geoquímica de rocha total obtidos em rochas vulcânicas alteradas da sequência de muro do jazigo do Lousal são totalmente consistentes com as características mineralógicas da alteração e respectiva química mineral. A assinatura geoquímica das rochas regista as modificações resultantes das interacções metassomáticas verificadas e acompanha, como seria expectável, a expressão mineralógica da sua zonalidade. Em termos de elementos maiores, os álcalis, o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e o  $\text{MgO}$ , em particular, são excelentes marcadores das transformações verificadas nestas rochas no decurso das interacções água-rocha associadas ao processo mineralizante. Os gráficos que se apresentam de seguida cruzam elementos maiores ou as suas razões de modo a pôr em evidência as transformações associadas à mobilidade da maior parte destes elementos durante a alteração hidrotermal e a discriminar o seu

## 5. Caracterização geoquímica da alteração hidrotermal associada à mineralização

Tabela 5.1: Dados de Geoquímica de Rocha Total das rochas vulcânicas do CVS.

Alteração Hidrotermal	Alteração sericitica dominante (tipo IIb e IIa)			Alteração cloritica dominante (tipo D)									
	Índice de alteração	29,6	62,8	86,6	91,5	94,7	95,7	95,8	95,9	96,0	97,3	98,0	98,2
Ref. da amostra	LSI-961	LS02-472.1	LSI-922.8	LS02-786.3	LSI-704.9	LS02-693.5	LSI-806	LS02-766.4	LS02-589.4	LSI-794.8	LSI-679.8	LS02-637.1	LS02-620
SiO <sub>2</sub>	76,30	76,95	72,25	13,36	59,79	62,17	66,72	64,86	64,45	43,13	43,70	54,95	48,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,76	11,56	12,49	6,97	7,09	5,33	8,96	9,61	8,11	7,52	6,43	7,09	4,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,70	1,79	4,11	52,11	21,49	22,87	14,29	17,46	17,27	32,50	33,19	25,92	30,73
MnO	0,03	0,07	0,04	0,05	0,05	0,04	0,06	0,08	0,04	0,09	0,05	0,03	0,04
MgO	0,31	1,08	3,56	1,56	1,90	0,85	1,57	2,32	1,20	2,78	1,81	2,08	1,63
CaO	0,80	2,13	0,36	0,12	0,08	0,02	0,07	0,09	0,02	0,06	0,02	0,02	0,02
Na <sub>2</sub> O	4,05	0,17	0,63	0,05	0,05	0,02	0,04	0,02	0,07	0,02	0,02	0,02	0,00
K <sub>2</sub> O	1,73	2,81	2,82	0,27	0,43	0,04	0,95	0,28	0,97	0,05	0,14	0,05	0,01
H <sub>2</sub> O	0,32	0,11	0,31	0,20	0,19	0,16	0,23	0,25	0,20	0,21	0,16	0,20	0,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,37	0,09	0,01	0,05	0,02	0,05	0,02	0,01	0,03	0,04	0,02	0,02
LOI	1,46	2,87	3,09	23,17	7,74	7,56	5,40	3,96	6,65	12,18	13,32	8,02	13,08
TOTAL (%)	98,55	99,91	99,76	97,88	98,86	99,10	98,33	98,94	99,00	98,57	98,89	98,41	98,52
S (%)	0,272	0,090	0,129	> 20,0	6,750	8,880	4,590	1,680	6,450	11,100	17,000	8,590	16,700
<b>Partes por milhão</b>													
Rb	56	116	101	16	20	3	46	14	44	3	5	3	<1
Cs	2,0	5,2	6,5	0,6	1,0	0,3	1,3	0,6	1,2	0,4	0,3	0,2	0,2
Be	4	3	2	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	90	66	18	<2	4	<2	3	<2	4	<2	2	<2	<2
Ba	200	360	213	33	83	<3	164	44	133	<3	25	<3	<3
Sc	12,1	2,8	11,7	8,9	5,9	5,0	7,7	9,3	8,8	7,9	6,0	7,1	4,5
Y	63,2	13,6	38,8	34,3	27,1	25,9	29,6	34,6	26,9	28,5	20,2	16,3	32,8
Zr	345	86	235	173	153	136	179	190	188	176	122	144	104
Hf	8,2	3,3	6,1	4,1	3,5	3,2	4,7	4,7	4,3	3,9	3,3	3,3	2,4
Th	13,20	5,90	9,51	6,42	6,00	5,41	7,12	7,20	6,90	6,42	4,76	5,40	4,31
V	13	<5	16	8	8	9	11	10	5	6	8	7	<5
Nb	18,4	13,7	8,6	6,0	4,8	6,1	6,7	6,5	6,7	7,6	4,6	4,9	4,7
Ta	1,83	1,25	0,80	0,51	0,48	0,43	0,58	0,59	0,57	0,60	0,37	0,48	0,34
Cr	6	<5	6	13	<5	<5	9	7	7	<5	10	<5	<5
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
W	<0,5	<0,5	<0,5	50,0	21,4	25,8	8,0	5,4	22,9	38,0	1,0	31,2	27,4
U	2,94	3,95	2,49	1,85	1,79	1,48	2,07	1,69	1,74	1,14	1,38	1,07	1,00
Co	2	<1	2	145	>1000	280	129	9	49	67	210	260	104
Ir (ppb)	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ni	2	2	2	3	15	12	4	2	2	3	13	3	10
Cu	10	24	7	2680	1250	1090	2580	1080	306	1650	5230	2640	2440
Ag	0,3	<0,3	0,5	5,3	1,0	2,2	1,4	1,3	1,5	1,2	2,8	1,5	1,2
Au (ppb)	<2	<2	<2	135	85	260	28	<2	79	11	277	25	42
Zn	22	152	93	81	105	253	67	206	105	51	70	272	127
Cd	<0,5	<0,5	<0,5	1,4	0,8	<0,5	<0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,2
Ga	15	23	19	28	19	26	24	22	28	22	13	27	18
In	<0,1	<0,1	<0,1	8,4	1,4	0,8	0,8	0,5	0,7	1,1	2,2	0,9	3,0
Tl	0,28	0,42	0,44	0,20	1,01	0,27	2,48	0,36	0,85	0,26	0,10	0,44	0,13
Ge	1,4	2,3	1,8	1,2	1,8	2,0	1,4	1,5	1,4	1,4	1,5	1,9	1,6
Sn	6,0	7,0	5,0	>1000	36,0	28,0	42,0	29,0	71,0	15,0	35,0	37,0	655,0
Pb	<3	26,0	6,0	112,0	32,0	257,0	12,0	10,0	37,0	14,0	68,0	34,0	41,0
As	7,6	4,5	14,9	5790,0	1880,0	625,0	2680,0	138,0	489,0	147,0	619,0	193,0	608,0
Sb	1,9	2,0	1,5	9,3	23,3	26,3	27,1	8,3	10,4	13,7	16,4	26,2	8,8
Bi	0,2	0,4	<0,1	73,6	20,4	109	29,4	1,3	29,6	11,1	52,6	8,7	26
Se	<3	<3	<3	<3	<3	28	<3	<3	<3	<3	26	12	<3
Br	4,9	4,0	6,6	3,6	4,4	4,7	5,2	7,2	6,4	3,3	5,0	6,3	5,3
La	39,9	13,4	31,6	22,4	21,2	23,1	22,6	36,6	20,3	19,3	18,0	16,4	21,6
Ce	82,4	33,9	67,9	44,1	42,0	43,5	47,7	70,4	40,7	37,6	37,6	34,4	41,2
Pr	10,10	4,46	8,22	5,84	5,49	5,54	5,76	8,01	5,33	5,17	4,33	4,58	5,40
Nd	37,0	17,9	33,2	20,6	19,1	18,7	23,2	32,6	18,7	18,1	17,2	16,1	18,7
Sm	9,00	6,75	7,66	5,32	4,36	4,45	5,37	7,65	4,25	4,17	4,01	3,81	4,42
Eu	1,110	0,889	1,070	1,090	0,552	1,120	0,912	1,560	1,050	0,719	0,456	0,581	0,939
Gd	8,68	6,47	7,15	5,70	4,04	4,30	5,18	7,19	4,11	4,37	3,80	3,15	4,69
Tb	1,69	0,92	1,22	0,99	0,73	0,78	0,91	1,18	0,75	0,81	0,67	0,52	0,88
Dy	11,00	4,02	7,12	5,88	4,48	4,62	5,53	6,89	4,53	5,04	3,87	3,00	5,39
Ho	2,34	0,45	1,43	1,15	0,90	0,87	1,12	1,30	0,85	0,97	0,77	0,58	1,05
Er	6,72	0,85	4,16	3,28	2,59	2,46	3,23	3,66	2,49	2,65	2,27	1,62	2,85
Tm	1,020	0,095	0,643	0,486	0,402	0,376	0,490	0,556	0,374	0,393	0,347	0,243	0,421
Yb	6,69	0,50	4,19	3,18	2,65	2,59	3,23	3,71	2,56	2,53	2,29	1,63	2,80
Lu	1,020	0,067	0,672	0,495	0,414	0,415	0,503	0,589	0,421	0,386	0,364	0,253	0,452

comportamento em ordem à zonalidade da alteração definida. Como é prática comum neste tipo de abordagem (*e.g.*, Relvas *et al.*, 2006a), o comportamento relativamente imóvel ou muito pouco móvel do alumínio durante a alteração justifica o uso de razões em que a concentração em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  figura em denominador, como forma de monitorizar o efeito de modificação de massa decorrente da mobilidade relativa dos restantes elementos.

As amostras sericitizadas são as que apresentam valores superiores de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e  $\text{SiO}_2$  (Fig.5.1). Nestas amostras o  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e o  $\text{SiO}_2$  apresentam valores bastante constantes,  $12.49 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 11.56$  e  $76.95 < \text{SiO}_2 < 72.25$ , ao passo que nas amostras cloritizadas este valor se apresenta mais variável,  $9.61 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 4.66$  e  $66.72 < \text{SiO}_2 < 13.36$ , facto que denuncia alguma mobilidade relativa destes elementos. A lixiviação da sílica, em particular, pode chegar a ser bastante pronunciada na zona 1, como é ilustrado distintamente por uma das amostras com alteração clorítica intensa (LS02-786.3) que se faz projectar fora do *trend* definido pela razão  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  nas restantes amostras.

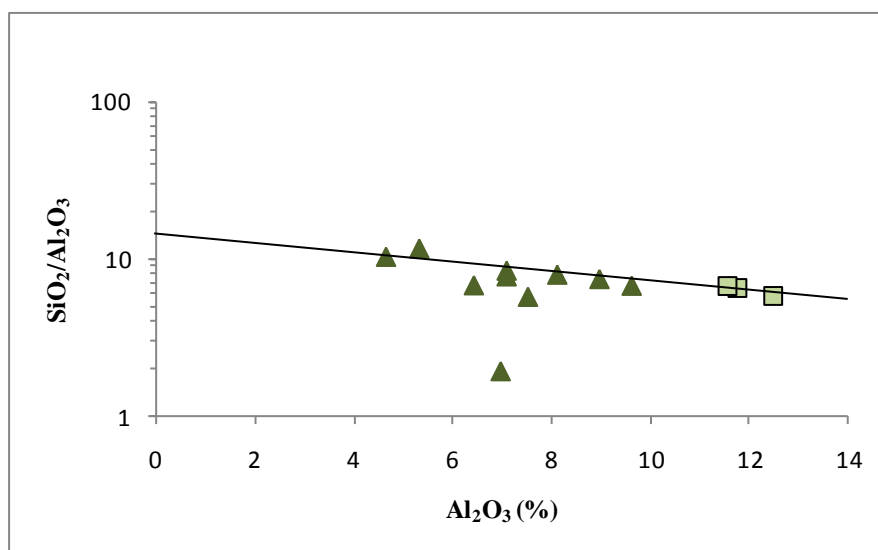


Fig.5.1: Diagrama ilustrando a variação da razão  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  das rochas vulcânicas alteradas. Alteração clorítica:  $\blacktriangle$ ; Alteração sericitica:  $\blacksquare$ .

O grau de alteração das rochas também está relacionado com o grau de hidratação das mesmas, expresso pelo valor de LOI (*Lost on Ignition* – Perda ao Rubro), havendo uma clara e expectável tendência para que as rochas que estão mais alteradas

se apresentem mais hidratadas. A Fig.5.2 ilustra a variação do LOI em cada amostra, mostrando como as amostras cloritizadas apresentam valores superiores de LOI, relativamente às amostras que sofreram alteração predominantemente sercítica. Consistentemente com o seu superior estado de alteração, a amostra LS02-786.3 destaca-se de novo das outras amostras da zona 1 quanto ao seu nível de hidratação, exibindo um valor de LOI muito superior ao das restantes amostras.

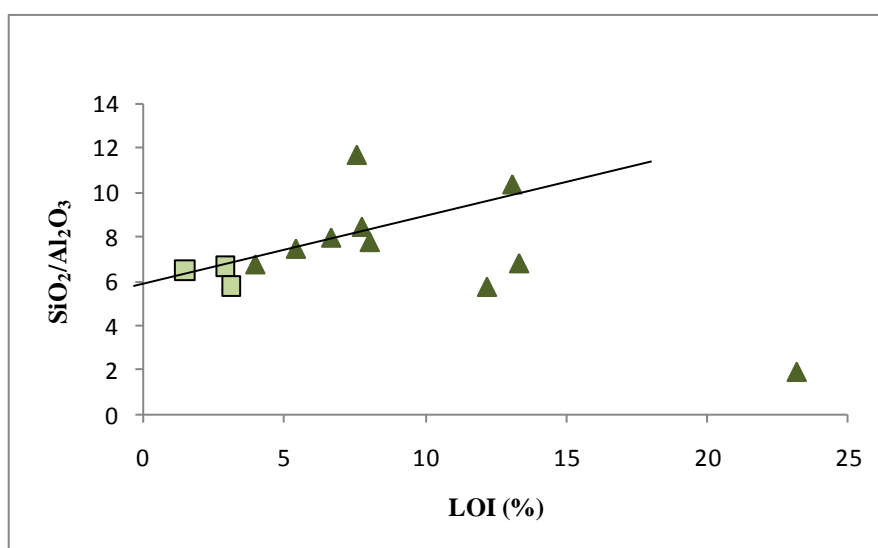


Fig.5.2: Diagrama ilustrando a variação da razão  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. LOI(%) das rochas vulcânicas alteradas. Alteração clorítica: ▲; Alteração sercítica: □.

Os gráficos apresentados nas Figs.5.3 e 5.4 discriminam claramente as amostras pertencentes às várias zonas de alteração hidrotermal definidas. Como é sabido, a lixiviação dos álcalis da zona central do sistema hidrotermal é acompanhada por intensa cloritização e sulfuretização. A Fig.5.3 mostra que os álcalis diminuem progressivamente à medida que nos aproximamos do núcleo do sistema hidrotermal e em que há predomínio da alteração clorítica, enquanto, naturalmente, o  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e o  $\text{MgO}$  aumentam nas zonas mais intensamente cloritizadas. As três zonas de alteração identificadas na secção estudada do Lousal (zonas 1, 2a e 2b), podem ser facilmente reconhecidas no diagrama da Fig.5.4 onde se põe em evidência o aumento relativo da razão  $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  com o afastamento ao eixo do sistema hidrotermal (cf. Relvas, 1991; Large, 1992).

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica

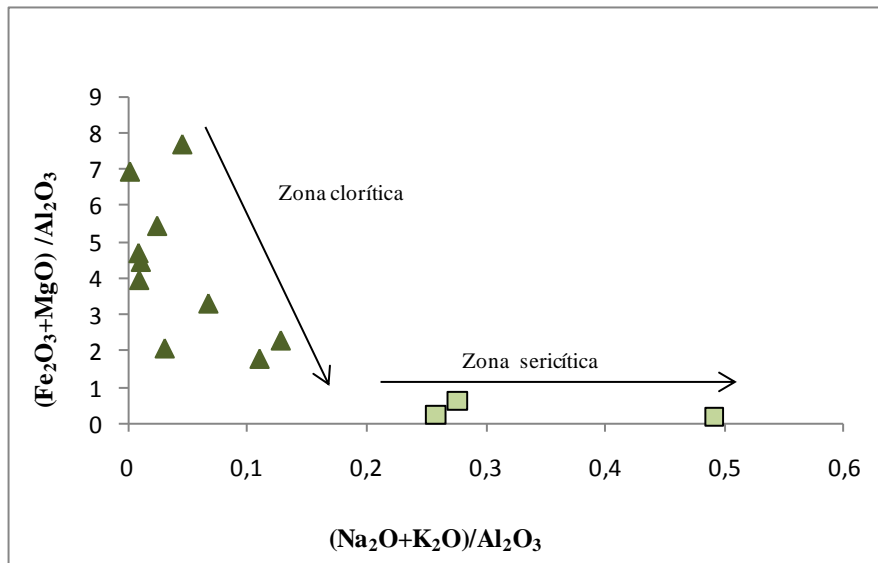


Fig.5.3: Diagrama ilustrando a zonalidade de alteração,  $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}) / \text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Alteração clorítica: ▲; Alteração sericítica: □.

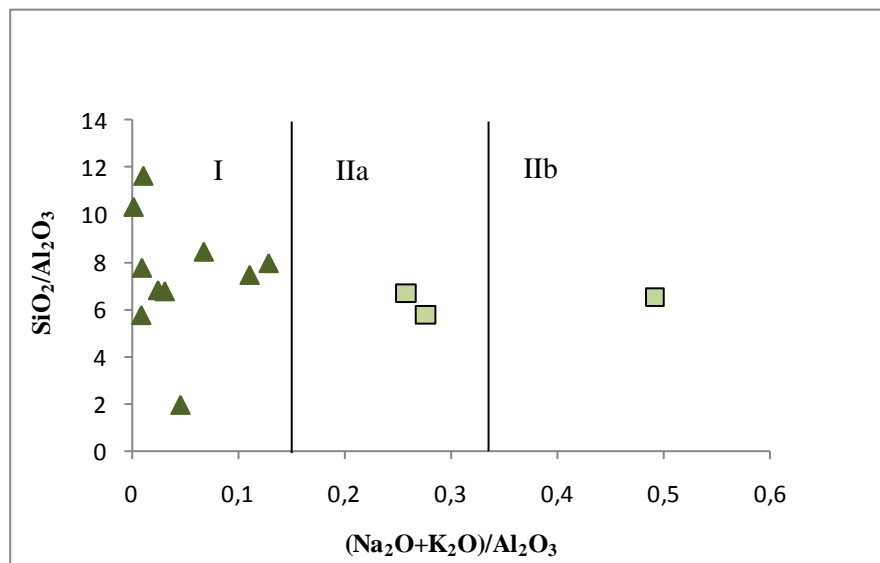


Fig.5.4: Diagrama ilustrando a zonalidade de alteração,  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ . Alteração clorítica: ▲; Alteração sericítica: □.

Tal como em Feitais (Barriga, 1983), Gavião (Relvas, 1991) e Neves Corvo (Relvas, 2000), a associação mineralógica secundária resultante da alteração mineralizante no Lousal não inclui barite hidrotermal significativa. O bário disponível

encontra-se, isso sim, acomodado na sericite e, em particular, na zona 2a (sericite potássica), tal como se depreende com clareza do diagrama da Fig.5.5.

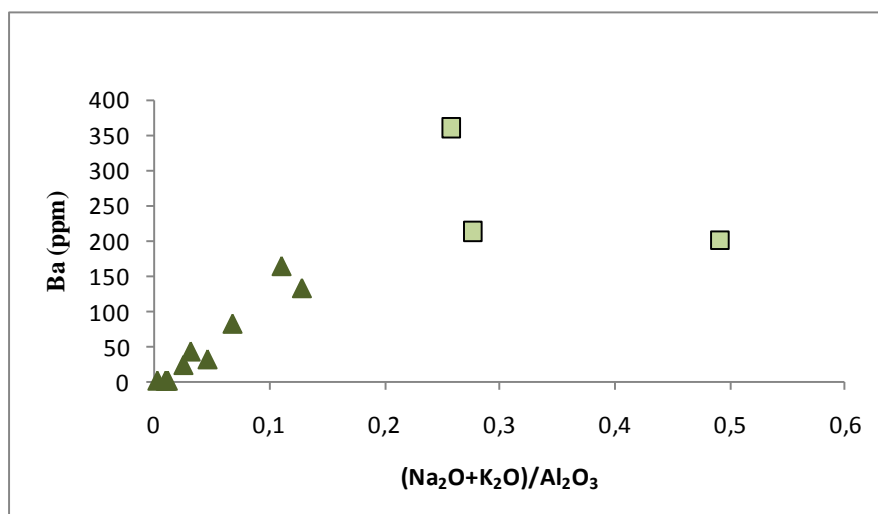


Fig.5.5: Diagrama de correlação Ba vs. (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) /Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Alteração clorítica: ▲; Alteração sericítica: ■.

Como se evidenciou nos capítulos anteriores, a cloritização que caracteriza a alteração mais proximal, associada à Zona 1, faz-se acompanhar por intensa sulfuretização. A mineralogia sulfuretada é constituída essencialmente por pirite, calcopirite e esfalerite. Em menores quantidades ocorre arsenopirite, galena, pirrotite, estanita e tetraedrite-tenantite. Estas circunstâncias encontram-se bem espelhadas nos gráficos representados nas Figs.5.6 e 5.7, onde as amostras pertencentes à zona 1 se discriminam distintamente das mais periféricas no que respeita às abundâncias relativas em enxofre, ferro e metais-base. Embora de forma menos pronunciada, o Au, Co e Sn exibem igual comportamento.

Segundo Gemmel e Large (1992), o S e o Ba são dois elementos indicadores da progressão da alteração mineralizante, uma vez que a sua abundância pode ser interpretada em ordem à posição no sistema hidrotermal. O Ba está associado à alteração sericítica potássica, pelo que se constitui como um critério de aproximação à zona 2a, e o S à abundância de sulfuretos, que tende a aumentar à medida que nos aproximamos do stockwork central.

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica

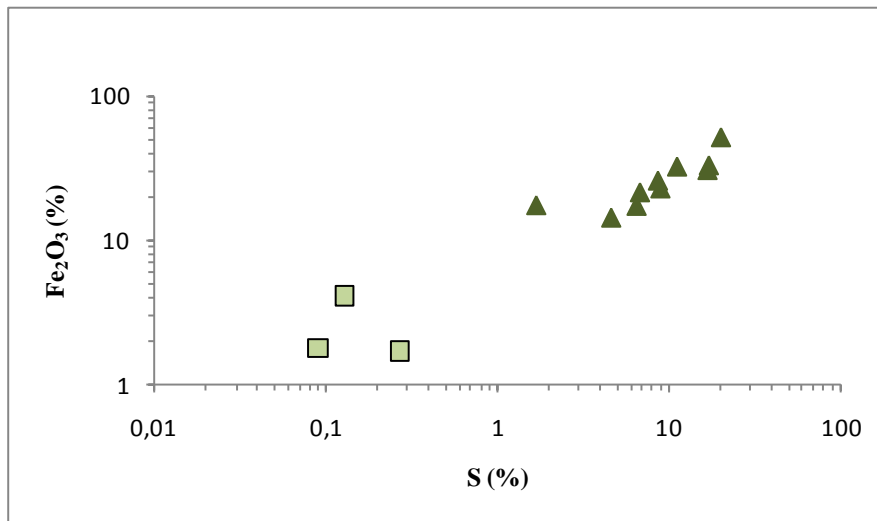


Fig.5.6: Diagrama de correlação relacionando as concentrações em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e S. Alteração clorítica: ▲; Alteração sericítica: ◻ .

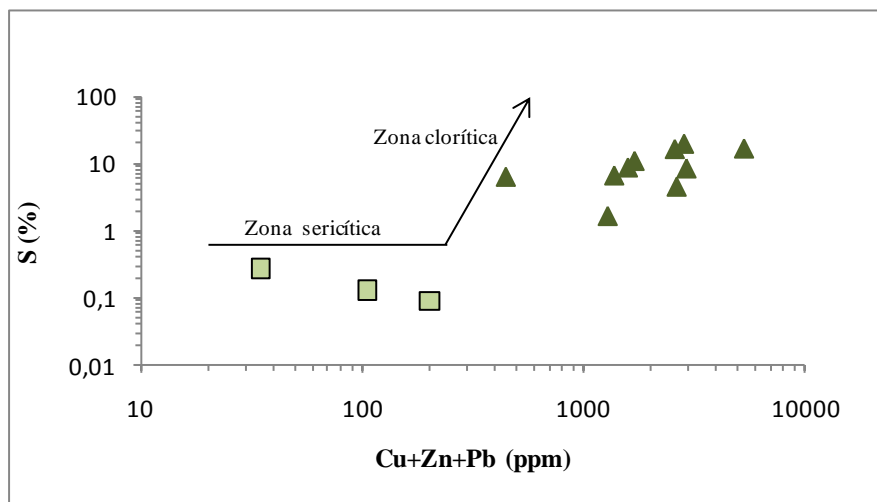


Fig.5.7: Diagrama de correlação relacionando as concentrações em S e metais base. Alteração clorítica: ▲; Alteração sericítica: ◻ .

Na Fig.5.8 é visível a discriminação composicional das amostras alteradas, tendo em conta as suas assinaturas em ordem à zonalidade geoquímica da alteração. O vértice  $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  corresponde a amostras na zona de alteração mais distal (zona 3, definida em Gavião; Relvas, 1991). Como se viu anteriormente, apenas uma das amostras do Lousal analisadas se aproxima deste vértice, correspondendo, na secção

## 5. Caracterização geoquímica da alteração hidrotermal associada à mineralização

estudada, a uma fácies de alteração periférica (zona 2b; amostra LS1 – 961) mas não tanto que possa ser classificada como zona 3. O enriquecimento em Na<sub>2</sub>O está relacionado com o aumento relativo da molécula paragonítica da sericite e com a preservação parcial dos feldspatos ígneos que sofrem apenas albitização por perda da molécula anortítica. As restantes amostras sericitizadas são fundamentalmente potássicas (zona 2a), e apresentam maiores valores da razão (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO) /Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, reflectindo o incremento progressivo da clorite na paragénesis de alteração. As amostras da zona 1, por sua vez, projectam-se todas muito próximo do vértice (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO) /Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, facto que traduz o enorme predomínio de clorite como mineral de alteração e o decréscimo acentuado da proporção de sericite nessa zona.

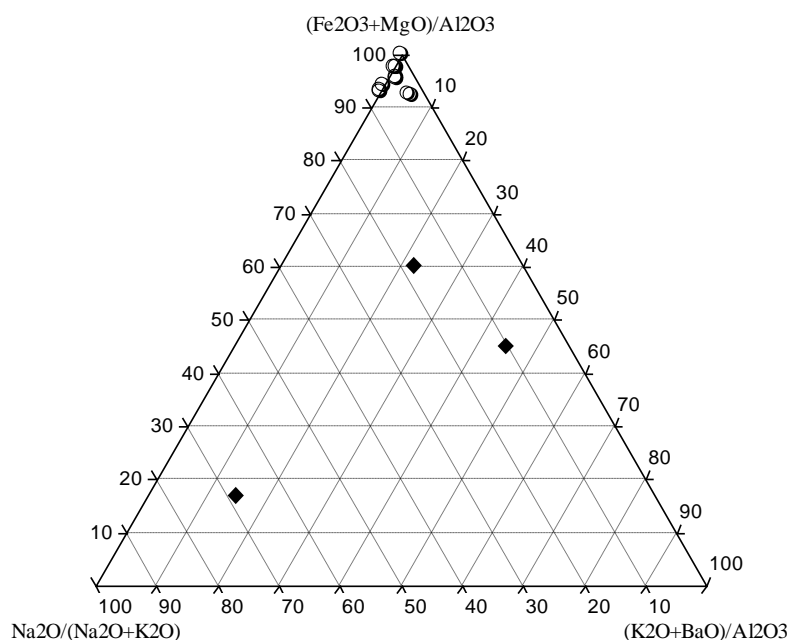


Fig.5.8: Discriminação composicional das diferentes zonas de alteração. Alteração sericitica: ◊; Alteração clorítica: ○

O Índice de Alteração (IA) definido por Ishikawa *et al.*, (1976), no contexto do estudo do depósito de Kuroko ( $IA=100*(MgO+K_2O)/(K_2O+MgO+Na_2O+CaO)$ ), tem sido utilizado por muitos autores em investigações que se debruçam sobre outros depósitos do mesmo tipo. Este índice é particularmente útil para o reconhecimento da existência e intensidade da alteração associada a mineralizações de sulfuretos maciços hospedados por rochas vulcânicas ácidas. No entanto, o cálculo deste índice apresenta

duas limitações, uma relacionada com a alteração associada aos carbonatos e outra com o facto de não fazer distinção entre alteração sericítica e alteração clorítica (Large, 2001).

Para contornar as limitações referidas, Large (2001) propôs a utilização de um índice complementar que designou por Índice de Clorite-Carbonato-Pirite (CCPI):

$$CCPI=100*(MgO+FeO)/(MgO + FeO^* + Na_2O + K_2O)$$

Em que  $FeO^*$  corresponde ao ferro total ( $FeO+Fe_2O_3$ ) expresso sob a forma de  $FeO$ .

Se considerado isoladamente, este índice é insensível à presença de carbonatos associados à paragénese de alteração (dolomite, anquerite e siderite) e não discrimina bem os enriquecimentos em ferro devidos à presença de pirite, hematite ou magnetite, dos que são devidos a abundante ocorrência de clorite ferro-magnésiana ou carbonatos ferro-magnésianos (que também se desenvolvem preferencialmente nas zonas centrais de alteração). Não obstante, a consideração conjunta destes dois índices transforma-se num poderoso instrumento diagnóstico de alteração hidrotermal mineralizante (*Box Plot*; Large, 2001)

O diagrama representado na Fig.5.9 relaciona, para as amostras investigadas neste estudo, o índice de alteração (IA) de Ishikawa *et al.*, (1976) com a sua concentração em  $Fe_2O_3$ , mostrando uma clara correlação positiva entre ambos. Os IA das amostras caracterizadas por alteração clorítica dominante e maior sulfuretização (superior conteúdo em ferro) são consistentemente mais elevados do que os que caracterizam as amostras, mais periféricas, que sofreram alteração sericítica. O IA nas rochas com alteração sericítica varia entre um valor mínimo de 29.6 e um máximo de 86.6, enquanto nas amostras com alteração clorítica este intervalo varia entre 91.5 e 98.5. A conjugação dos dois índices de alteração, IA e CCPI, ilustra eloquentemente a zonalidade de alteração identificada a muro do jazigo do Lousal. Como se pode observar na Fig.5.10, neste diagrama é possível reconhecer um *trend* composicional evidente no escalonamento das amostras em ordem a um perfil de aproximação ao núcleo do sistema hidrotermal, começando na amostra da zona 2b e terminando nas amostras da zona 1.

## 5. Caracterização geoquímica da alteração hidrotermal associada à mineralização

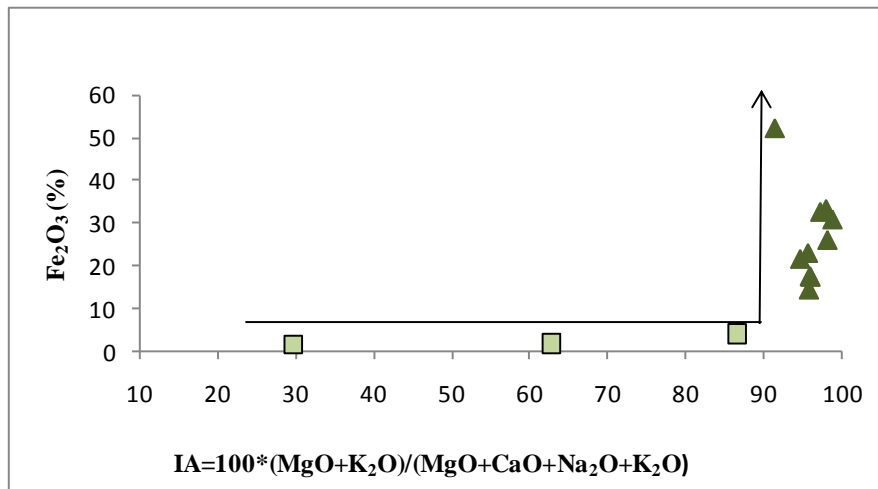


Fig.5.9: Diagrama de correlação entre o IA e o conteúdo em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Alteração clorítica: ▲; Alteração sericítica: ■.

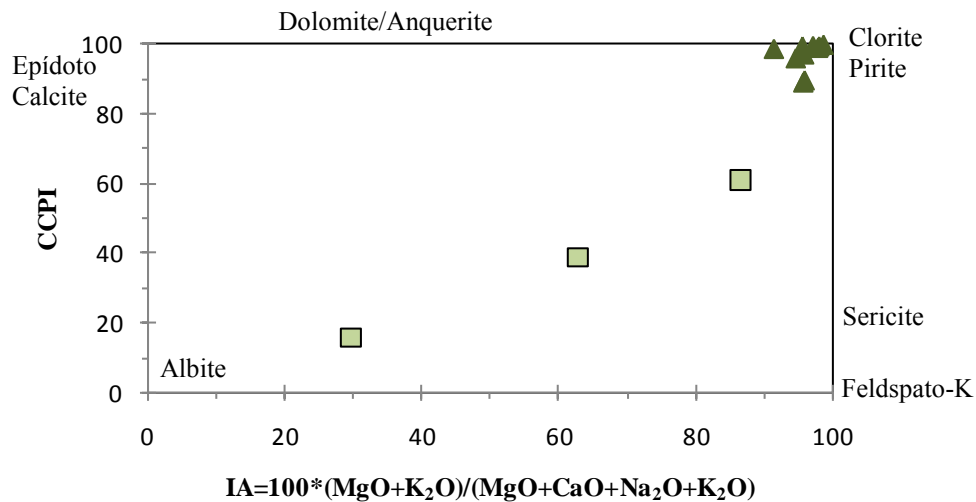


Fig.5.10: Diagrama de correlação entre o IA e o índice CCPI. Alteração clorítica: ▲; Alteração sericítica: ■.

### ELEMENTOS-TRACO

Este conjunto de dados analíticos diz respeito a 50 elementos-traço, incluindo 14 lantanídeos. Nestes resultados estão incluídos alguns elementos cujas concentrações são tão reduzidas que os valores se situam sistematicamente abaixo ou muito próximos dos seus limites de detecção. Os elementos que se encontram nesta situação são o Be, Sr, Cr, Mo, W, Co, Ir, Au, Cd, In e Se.

De modo a caracterizar as assinaturas primárias das rochas vulcânicas recorre-se normalmente a pares de elementos imóveis ou razões envolvendo elementos imóveis, de forma a tornar possível monitorizar a mobilidade relativa dos elementos. Os elementos considerados imóveis durante os processos de alteração são os elementos de alto potencial iónico (HFSE-High Field-Strength Elements). Não obstante, mesmo entre estes, é frequentemente possível identificar alguma mobilidade, traduzida por variação limitada das suas razões. Os elementos litófilos de grande raio iónico (LILE-Large Ion Lithophile Elements), pelo contrário, são elementos extremamente móveis.

Os gráficos apresentados nas Figs.5.11 ( $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{Sc}/\text{Hf}$ ), 5.12 ( $\text{Y}$  vs.  $\text{Zr}$ ), 5.13 ( $\text{Sc}$  vs.  $\text{Zr}$ ) e 5.14 ( $\text{Hf}$  vs.  $\text{Zr}$ ) ilustram alguns dos exemplos de relações entre elementos considerados razoavelmente imóveis durante os processos de alteração mineralizante na FPI (*e.g.*, Barriga, 1983; Relvas, 1991; 2000). Nestes gráficos, alguma dispersão de pontos em torno de rectas de correlação bem definidas é interpretada como resultante da incipiente mobilização geoquímica destes elementos durante a alteração hidrotermal. No entanto, as boas correlações obtidas são um indicador bastante consistente da consanguinidade magmática deste cortejo de rochas vulcânicas. Nos dois gráficos em que intervém a concentração em Sc (Figs.5.11 e 5.13), uma das amostras (LS02-472.1) faz-se projectar fora do *trend* definido pelos restantes exemplares analisados, o que pode ser interpretado como resultado de alguma heterogeneidade primária ou de um efeito de alteração localizado.

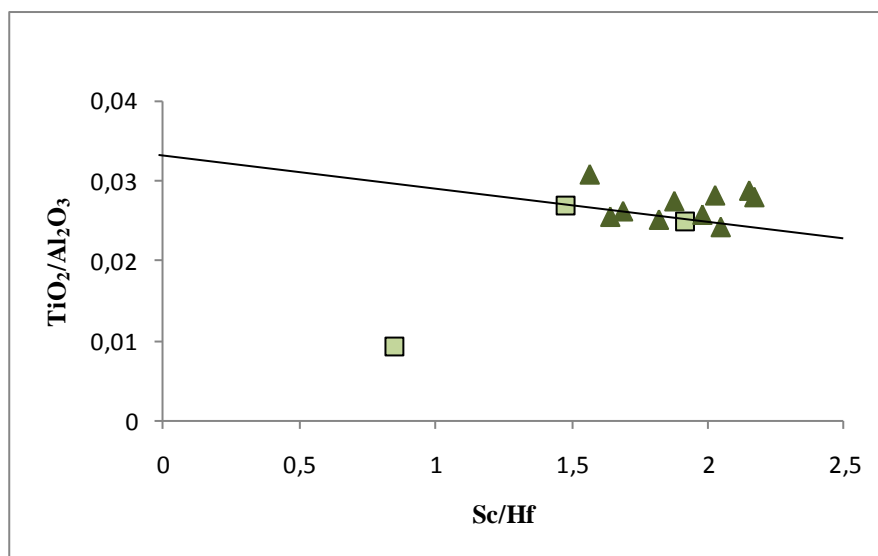


Fig.5.11 Diagrama  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{Sc}/\text{Hf}$  para as rochas vulcânicas alteradas. Alteração clorítica: ▲; Alteração sericítica: ■.

## 5. Caracterização geoquímica da alteração hidrotermal associada à mineralização

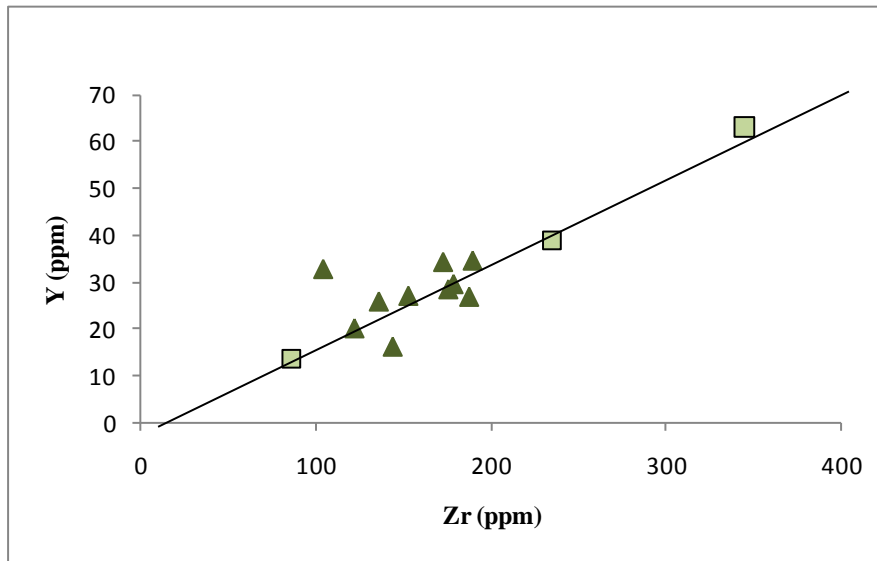


Fig.5.12: Diagrama Y vs. Zr para as rochas vulcânicas alteradas. Alteração clorítica: ▲; Alteração sericítica: ■.

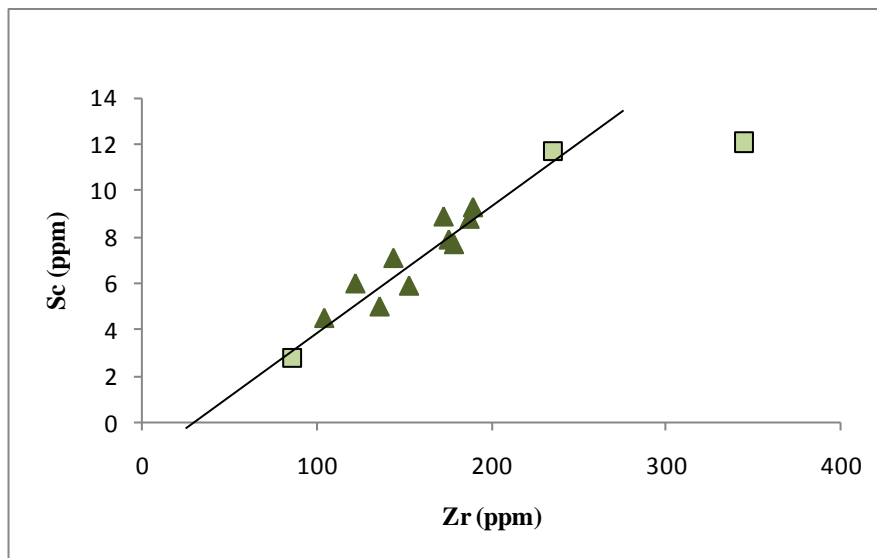


Fig.5.13: Diagrama Sc vs. Zr para as rochas vulcânicas alteradas. Alteração clorítica: ▲; Alteração sericítica: ■.

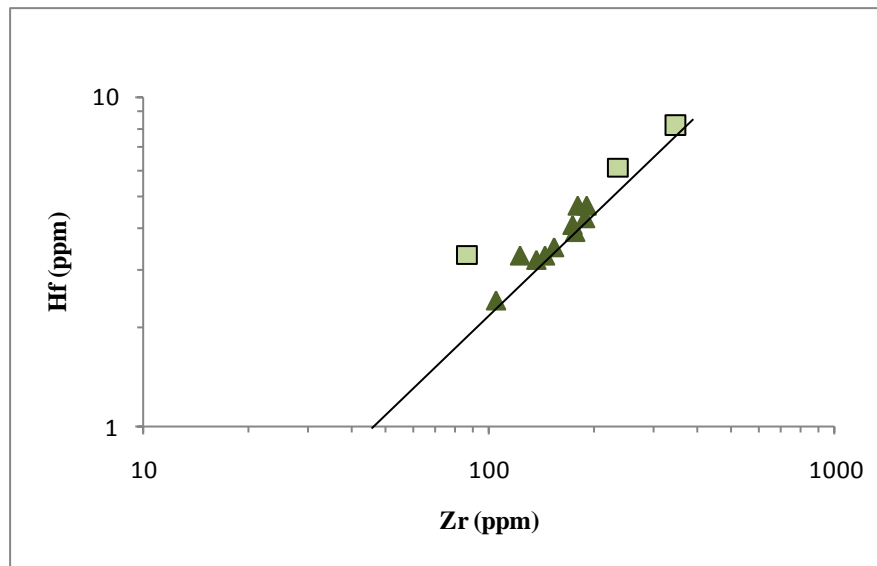


Fig.5.14: Diagrama Hf vs. Zr para as rochas vulcânicas alteradas. Alteração clorítica: ▲; Alteração sericítica: ■.

### LANTANÍDEOS

Os elementos do Grupo das Terras Raras (TR) são os que integram a série dos metais com número atômico compreendido entre 57 (La) e 71 (Lu). As TR são divididas em leves e pesadas consoante o número atômico seja baixo ou elevado, sendo designadas por TR leves (La-Eu) e pesadas (Gd-Lu), respectivamente (Rollinson, H., 1993). A concentração em TR nas rochas apresenta-se vulgarmente normalizada relativamente à correspondente concentração numa referência padrão. A normalização mais habitual é a normalização condrítica. A normalização efectuada neste estudo fez uso das concentrações em condritos reportadas por McDonough e Sun (1995). Os elementos de TR estão entre os elementos-traço menos solúveis, sendo portanto bastante imóveis durante o metamorfismo de baixo grau e no decorrer de processos de alteração envolvendo interacções água/rocha (Rollinson, 1993).

As amostras estudadas correspondem, como vimos, a rochas vulcânicas félsicas variavelmente alteradas, cujo equivalente fresco, a avaliar pela assinatura primária dos seus elementos imóveis, se aproxima de um riólito rico em sílica (high-silica rhyolite; Munhá, 1983). Em ordem a avaliar possíveis efeitos da alteração mineralizante sobre o

padrão de TR das amostras analisadas do Lousal, estes foram portanto comparados com o espectro de TR médio daquele litótipo na FPI (dados de Munhá, 1983; Fig.5.15).

O padrão de TR das rochas vulcânicas do Lousal mimetiza muito aproximadamente o padrão médio dos riólitos ricos em sílica reportado por Munhá (1983). Com uma única exceção (LS02-472.1), as amostras de Lousal analisadas, apresentam, tal como os riólitos médios da FPI um enriquecimento ligeiro das TR leves relativamente às pesadas. A fraccionação média entre TR leves e TR pesadas ( $La_n/Lu_n$ ) é de 4,47 para as amostra sericitizadas e de 5,39 para as amostras cloritizadas. O ramo das TR leves apresenta um declive muito semelhante nas amostras sericitizadas ( $La_n/Eu_n= 7,78$ ) e cloritizadas ( $La_n/Eu_n= 6,29$ ), o mesmo sucedendo relativamente ao ramo das TR pesadas ( $Gd_n/Lu_n= 1,18$  nas amostras sericitizadas e  $Gd_n/Lu_n= 1,34$ , nas amostras cloritizadas). Com excepção da amostra LS02-472.1, todas as amostras analisadas exibem padrões de TR que, no essencial, não se distinguem dos valores médios que caracterizam os seus precursores não afectados por alteração mineralizante, o que é bastante consistente com o carácter basicamente imóvel de quase todos os elementos deste grupo nas condições térmicas e químicas expectáveis num sistema hidrotermal com as características do que gerou os minérios do Lousal (ver também Relvas *et al.*,2006a). O Eu, como habitualmente nestes sistemas, é o único lantanídeo cujo comportamento relativamente móvel permite registar as interacções hidrotermais mineralizantes. Verifica-se que, no equivalente não alterado (riólito rico em sílica médio), a anomalia de Eu é mais acentuada e que, nas nossas amostras, à medida que a intensidade de alteração aumenta, a anomalia vai diminuindo, tornando-se menos pronunciada (riólito rico em sílica:  $Eu/Eu^*= 0,21$ ; riólito com alteração sericítica:  $Eu/Eu^*= 0,41$ ; riólito com alteração clorítica:  $Eu/Eu^*= 0,58$ ). Este resultado indica uma assinatura de *output*, ou seja, que o fluido ascendente enriquecido em Eu (produto da alteração das plagioclases ígneas; Michard, 1989) contribuiu para o enriquecimento das rochas neste elemento, por via das interacções fluido-rocha associadas à alteração mineralizante, atenuando ou mesmo obliterando a anomalia negativa primária da rocha.

Tal como haviam indicado as restantes assinaturas oligo-elementares, a amostra LS02-472.1 volta a diferenciar-se das outras no que respeita ao seu espectro de TR, mostrando-se fortemente empobrecida em TR pesadas ( $Gd_n/Lu_n= 20,76$ ) e sugerindo tratar-se de uma heterogeneidade primária ou de uma rocha com um protólito distinto.

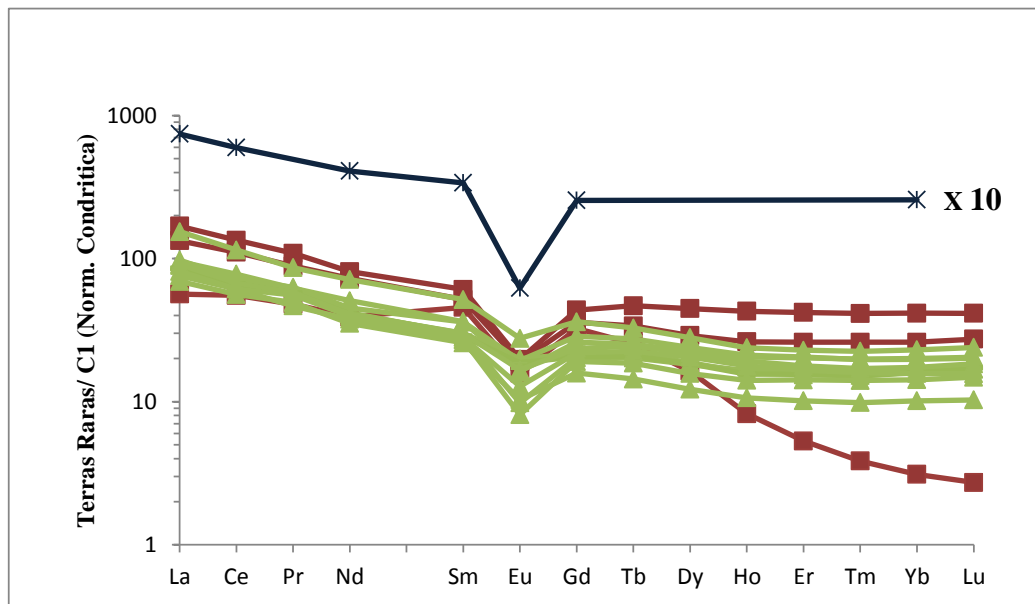


Fig.5.15: Espectros de TR das rochas vulcânicas alteradas. Alteração clorítica: ▲; Alteração sericítica: ■; \*: riólito rico em sílica médio x 10 (Munhá, 1983a).

## 5.2. GRUPO FILITO-QUARTZÍTICO

Os resultados analíticos de química de rocha total obtidos no âmbito deste trabalho, em sete amostras pertencentes ao Grupo Filito-Quartzítico, são apresentados na Tabela 5.2. Os metassedimentos analisados foram os seguintes: uma amostra classificada como quartzo-arenito (LS1-458.8); quatro amostras classificadas como grauvaques (LS02-559.1, LS02-756.4, LS1-642.6 e LS02-702.3); e duas amostras classificadas como filitos (LS1-747.9 e LS02-725.5). Tal como se pôs em evidência a propósito do trabalho de caracterização petrográfica destas rochas, a sua caracterização geoquímica beneficiou igualmente do estudo de detalhe anteriormente efectuado por Jorge (2010) em litótipos pertencentes a esta unidade. A existência deste trabalho prévio permitiu estabelecer comparações e assim extrair ilações a partir de um grupo de amostras reduzido que, de outro modo, dificilmente poderia conduzir a outro resultado que não interpretações destituídas de sentido ou de representatividade.

### ELEMENTOS MAIORES

A classificação litológica de sedimentos siliciclásticos encontra com alguma facilidade expressão na abundância relativa dos seus elementos maiores. Por exemplo, a composição média dos quatro litótipos definidos para o GFQ por Jorge (2010) – quartzo-arenitos, grauvaques, filitos siliciosos e filitos – faz-se projectar num diagrama  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ao longo de uma recta que reflecte o maior conteúdo em sílica das fácies mais grosseiras e ricas em quartzo, e o maior conteúdo em alumina nas fácies mais finas e ricas em filossilicatos (Fig.5.16). Esta aproximação é muito conveniente quando se trata de detectar e interpretar assinaturas geoquímicas de alteração em rochas pertencentes a este mesmo espectro composicional primário.

As sete amostras do GFQ de Lousal analisadas no âmbito deste estudo representam, como se afirmou, três dos quatro litótipos acima referidos (excepção feita aos filitos siliciosos). A projecção dos seus conteúdos em  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  no diagrama da Fig.5.16 põe claramente em evidência desvios relativamente ao *trend* primário, associados à alteração mineralizante sofrida. Estes desvios correspondem, como seria de esperar, às amostras afectadas por alteração clorítica (zona 1) ou alteração sericítica intensa (uma das amostras da zona 2a), para as quais o regime termo-químico das interacções metassomáticas permitiu significativa lixiviação da sílica. As quatro amostras em causa exibem conteúdos em sílica que denunciam empobrecimento relativamente aos seus equivalentes não alterados. Ao invés, as amostras afectadas por alteração sericítica menos pronunciada (zona 2a) ou mais distal (zona 2b) projectam-se exactamente sobre o *trend* primário, sugerindo que as condições que se associam à sua alteração não foram suficientemente agressivas para mobilizar o silício e, muito menos, o alumínio.

O gráfico da Fig.5.17 exhibe igualmente um *trend* primário bem definido, com as fácies siliciclásticas mais grosseiras caracterizadas por valores superiores das razões  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (maior razão quartzo/filossilicatos) e  $\text{TiO}_2 \times 10/\text{Al}_2\text{O}_3$  (maior abundância de minerais pesados, incluindo esfena). As amostras do GFQ no Lousal afectadas por alteração mineralizante, mostram alguma dispersão em torno desse *trend*, especialmente as litologias mais reactivas como os grauvaques, quando afectadas por alteração mais intensa.

**Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica**

Tabela 5.2: Dados de Geoquímica de Rocha Total dos meta-sedimentos do GFQ

Alteração Hidrotermal Ref. da amostra	Alteração sericitica dominante (tipo IIa)				Alteração clorítica dominante (tipo I)		
	LSI-458.8	LSI-747.9	LS02-559.1	LS02-756.4	LSI-642.6	LS02-702.3	LS02-725.5
SiO <sub>2</sub>	85,09	63,62	77,84	51,75	46,51	9,70	49,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,31	18,59	9,08	11,91	8,21	7,45	18,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,10	6,03	7,73	20,44	30,70	52,46	16,10
MnO	0,03	0,03	0,03	0,05	0,06	0,46	0,04
MgO	0,43	1,98	1,13	0,51	2,15	3,82	2,39
CaO	0,05	0,13	0,12	0,44	0,05	0,46	0,13
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,30	0,08	0,15	0,03	0,02	0,21
K <sub>2</sub> O	1,08	3,92	1,41	3,24	0,05	0,04	3,52
TiO <sub>2</sub>	0,45	1,05	0,53	0,43	0,37	0,35	0,77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,09	0,06	0,15	0,03	0,01	0,09
LOI	2,60	4,41	2,90	11,43	9,83	22,95	7,29
<b>TOTAL (%)</b>	<b>99,30</b>	<b>100,20</b>	<b>100,90</b>	<b>100,50</b>	<b>98,00</b>	<b>97,72</b>	<b>98,50</b>
S (%)	0,006	0,214	0,113	12,6	9,740	17,900	5,430
<b>Partes por milhão</b>							
Rb	45	176	62	153	5	4	178
Cs	2,0	7,7	2,8	6,4	0,5	0,4	7,7
Be	< 1	2	< 1	< 1	< 1	< 1	2
Sr	46	65	24	27	< 2	4	33
Ba	162	468	224	426	< 3	< 3	519
Sc	5,2	18,4	8,9	10,6	6,4	7,1	17,6
Y	21,5	41,1	16,5	36,7	19,7	19,9	34,3
Zr	536	251	287	78	111	63	137
Hf	12,6	6,7	7,0	2,1	2,6	1,6	3,4
Th	8,73	15,70	8,74	4,53	5,73	6,67	14,50
V	40	139	81	122	55	56	129
Nb	7,9	19,6	8,5	6,0	8,0	7,6	16,0
Ta	0,73	1,82	0,82	0,47	0,66	0,60	1,31
Cr	32	98	51	52	42	47	100
Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	3	< 2
W	1,4	< 0,5	4,9	< 0,5	90,3	76,0	47,9
U	2,28	4,09	2,29	0,89	1,71	1,81	3,94
Co	3	11	10	35	233	249	17
Ir (ppb)	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Ni	12	42	28	71	52	21	44
Cu	6	2	9	987	8220	4450	3
Ag	0,3	< 0,3	< 0,3	1,4	2,9	3,9	0,4
Au (ppb)	< 2	< 2	< 2	< 2	178	93	155
Zn	22	53	21	22	73	690	49
Cd	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1,1	2,5	< 0,5
Ga	9	26	17	16	34	29	30
In	< 0,1	< 0,1	< 0,1	0,5	11,7	2,3	2,0
Tl	0,30	1,91	0,35	1,56	0,16	0,19	3,35
Ge	1,6	1,2	1,6	1,2	1,7	1,7	1,6
Sn	6,0	37,0	24,0	58,0	736,0	108,0	952,0
Pb	< 3	< 3	< 3	7,0	53,0	245,0	4,0
As	10,9	17,9	22,0	275,0	744,0	847,0	188,0
Sb	0,9	2,3	2,7	24,3	21,9	21,9	4,6
Bi	< 0,1	< 0,1	0,4	18,4	85,6	43,5	3,3
Se	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
Br	5,4	5,7	6,9	7,7	< 0,5	< 0,5	4,1
La	24,4	53,1	27,6	25,2	31,5	28,6	39,7
Ce	51,6	108,0	56,3	45,3	57,0	51,7	77,4
Pr	5,01	12,60	6,33	5,61	7,27	6,55	10,10
Nd	19,4	48,3	23,7	24,2	24,3	21,8	34,2
Sm	3,75	9,08	3,92	6,15	5,40	4,51	7,00
Eu	0,535	1,680	1,430	2,670	2,320	1,330	3,710
Gd	3,48	7,64	2,99	7,58	4,49	4,01	6,31
Tb	0,63	1,32	0,50	1,24	0,73	0,64	1,02
Dy	3,80	7,77	3,04	6,98	3,87	3,63	5,89
Ho	0,81	1,53	0,63	1,31	0,66	0,66	1,11
Er	2,42	4,37	1,88	3,65	1,71	1,74	3,12
Tm	0,373	0,664	0,289	0,522	0,244	0,248	0,467
Yb	2,57	4,34	2,00	3,23	1,60	1,65	3,12
Lu	0,425	0,694	0,332	0,487	0,248	0,264	0,499

5. Caracterização geoquímica da alteração hidrotermal associada à mineralização

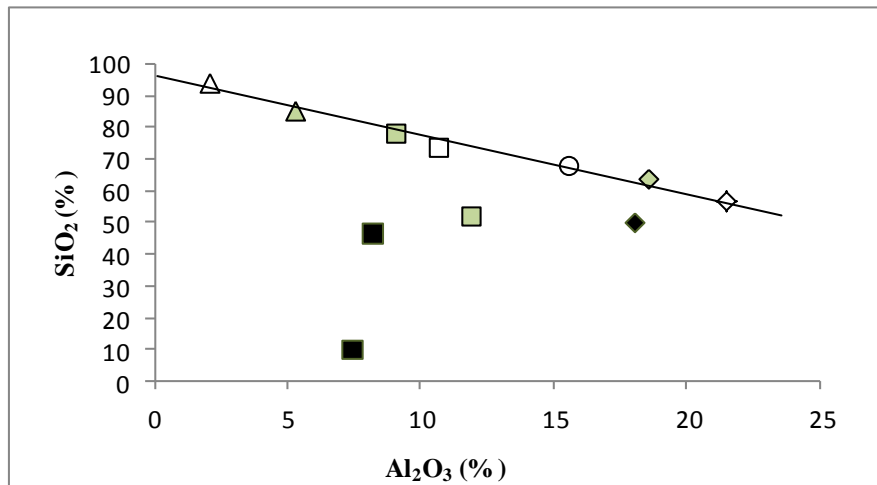


Fig.5.16: Diagrama de correlação SiO<sub>2</sub> vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para os metassedimentos do GFQ. Quartzo-arenitos: △; Grauvaques: □; Filitos siliciosos: ○; Filitos: ◇; Símbolos abertos: valores médios da FPI (Jorge, 2010); Símbolos a verde: Lousal, alteração sericítica; Símbolos a negro: Lousal, alteração clorítica.

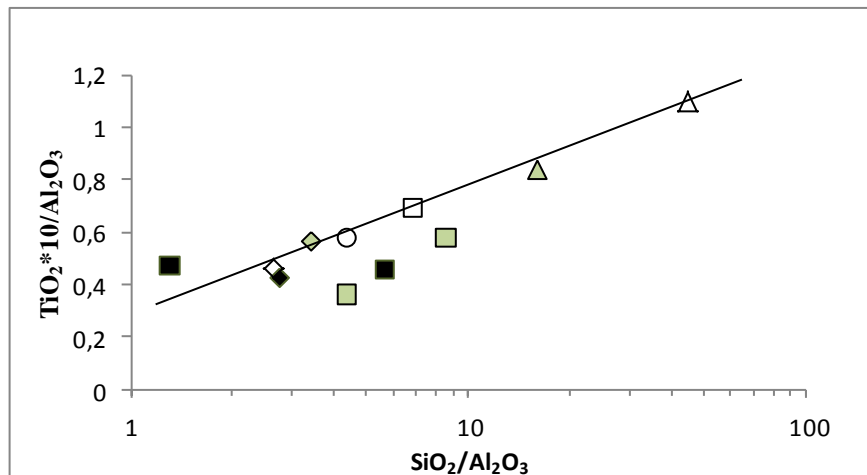


Fig.5.17: Diagrama de correlação TiO<sub>2</sub> x 10/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para os metassedimentos do GFQ. Quartzo-arenitos: △; Grauvaques: □; Filitos siliciosos: ○; Filitos: ◇; Símbolos abertos: valores médios da FPI (Jorge, 2010); Símbolos a verde: Lousal, alteração sericítica; Símbolos a negro: Lousal, alteração clorítica.

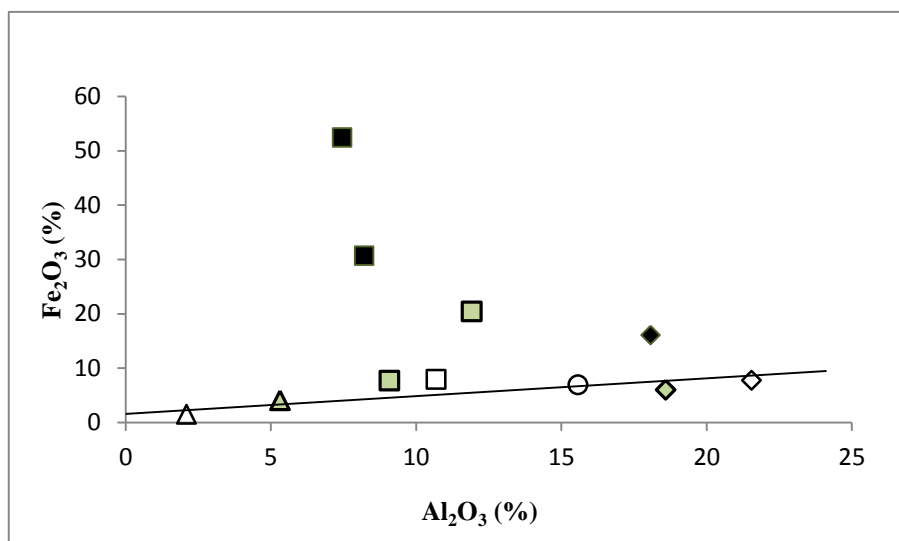


Fig.5.18: Diagrama de correlação  $Fe_2O_3$  vs.  $Al_2O_3$  para os metassedimentos do GFQ. Quartzo-arenitos:  $\triangle$ ; Grauvaques:  $\square$ ; Filitos siliciosos:  $\circ$ ; Filitos:  $\diamond$ ; Símbolos abertos: valores médios da FPI (Jorge, 2010); Símbolos a verde: Lousal, alteração sericítica; Símbolos a negro: Lousal, alteração clorítica.

O grau crescente da alteração sofrida pelas amostras do GFQ no Lousal relaciona-se evidentemente de forma positiva com o nível de cloritização e de sulfuretização exibido por cada amostra. Essas circunstâncias reflectem-se num desvio relativamente aos *trends* primários definidos nos gráficos que relacionam o  $Fe_2O_3$  com o  $Al_2O_3$  (Fig.5.18) e com o LOI (Fig.5.19). Em ambos os casos, são as amostras pertencentes às fácies mais proximais de alteração que exibem os maiores desvios relativamente aos valores esperados, invariavelmente no sentido do enriquecimento em ferro e do aumento dos valores de LOI. Claramente as amostras cloritizadas estão enriquecidas em  $Fe_2O_3$ , relativamente às menos alteradas e às não alteradas. Todas as amostras alteradas apresentam valores de  $Fe_2O_3$  superiores ao seu equivalente litológico não alterado.

O diagrama da Fig.5.20 relaciona os conteúdos em álcalis e em Ba nas amostras do GFQ analisadas. O *trend* definido pelas amostras médias não alteradas (Jorge, 2010) é bastante claro: os valores da razão  $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$  são praticamente invariantes, em torno de 0.2, ao longo de todo o espectro de fácies siliciclásticas, indicando que, independentemente da sua abundância relativa, a composição da fracção ílitica destes sedimentos é basicamente homogénea. Por sua vez, o conteúdo em Ba aumenta nas

fácies siliciclásticas mais finas, onde a componente filítica das rochas é mais significativa, indicando que o Ba se faz acomodar nos filossilicatos e não na barite.

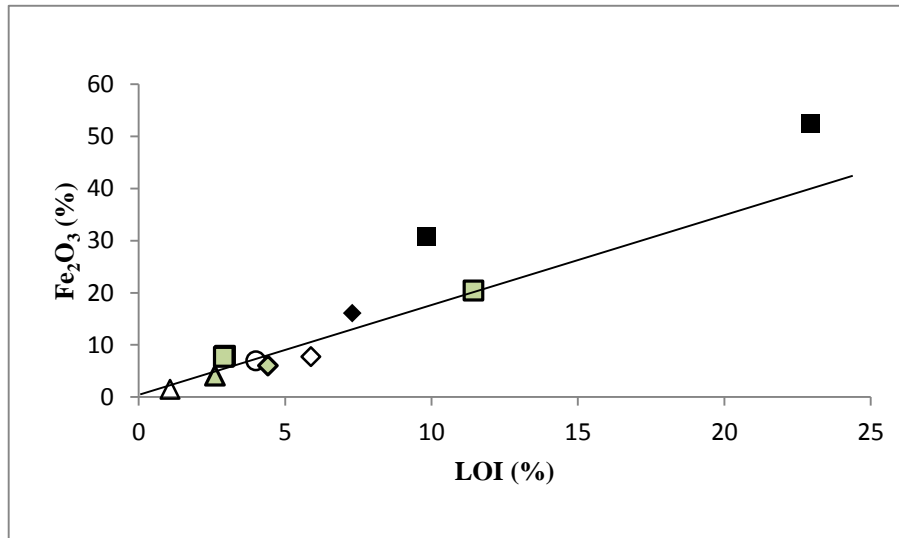


Fig.5.19: Diagrama de correlação Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. LOI para os metassedimentos do GFQ. Quartzarenitos: △; Grauvaques: □; Filitos siliciosos: ○; Filitos: ◇; Símbolos abertos: valores médios da FPI (Jorge, 2010); Símbolos a verde: Lousal, alteração sericítica; Símbolos a negro: Lousal, alteração clorítica.

As amostras afectadas por alteração mineralizante apresentam considerável dispersão relativamente ao *trend* primário acima caracterizado. Quer o valor da razão  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ , quer o conteúdo em Ba, passam a responder a variáveis secundárias como sejam a importância relativa da clorite vs. sericite na associação de alteração, e a abundância e composição da sericite, que controlam a abundância em Ba e a razão  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ , respectivamente. Uma das amostras da zona 1, fortemente cloritizada, apresenta um conteúdo inesperadamente elevado em Ba, sugerindo que a amostra pode eventualmente conter um pouco de barite que não tenha sido identificada petrograficamente ou na microsonda.

Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica

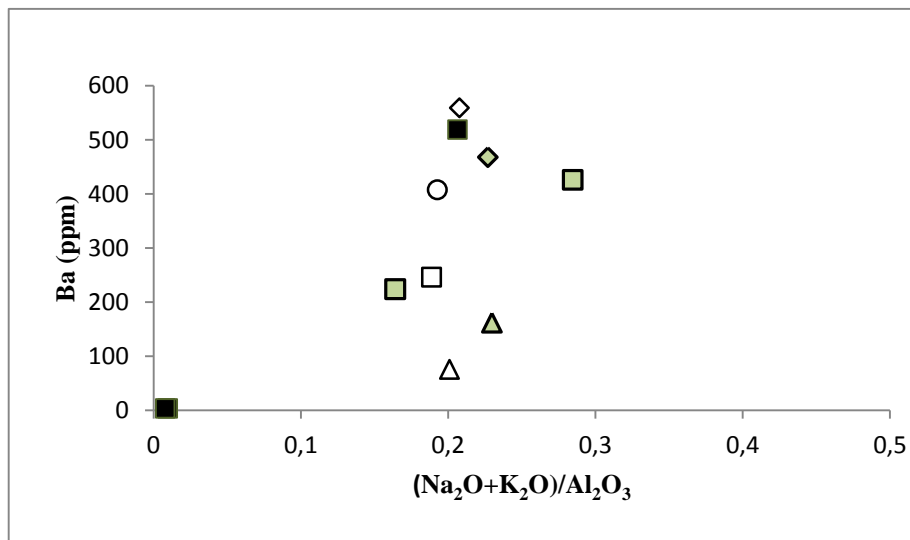


Fig.5.20: Diagrama de correlação  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$  vs. Ba para os metassedimentos do GFQ. Quartzo-arenitos:  $\triangle$ ; Grauvaques:  $\square$ ; Filitos siliciosos:  $\circ$ ; Filitos:  $\diamond$ ; Símbolos abertos: valores médios da FPI (Jorge, 2010); Símbolos a verde: Lousal, alteração sericítica; Símbolos a negro: Lousal, alteração clorítica.

A sulfuretização associada à alteração hidrotermal mineralizante das rochas do GFQ é particularmente significativa nas amostras que representam as fácies de alteração clorítica ou sericítica mais proximal. Estas circunstâncias são claramente reflectidas no diagrama da Fig.5.21, onde se relacionam os conteúdos em enxofre e ferro e, em menor medida, no diagrama da Fig.5.22, onde se relacionam as abundâncias de ferro e metais-base (sob a forma de razões contra a alumina). Os muito baixos conteúdos em metais-base destas rochas, mesmo quando mineralizadas (quase exclusivamente por pirite), retiram expressão e relevância a esta correlação. As amostras mais alteradas tendem igualmente a apresentar superiores conteúdos em As e Sn.

5. Caracterização geoquímica da alteração hidrotermal associada à mineralização

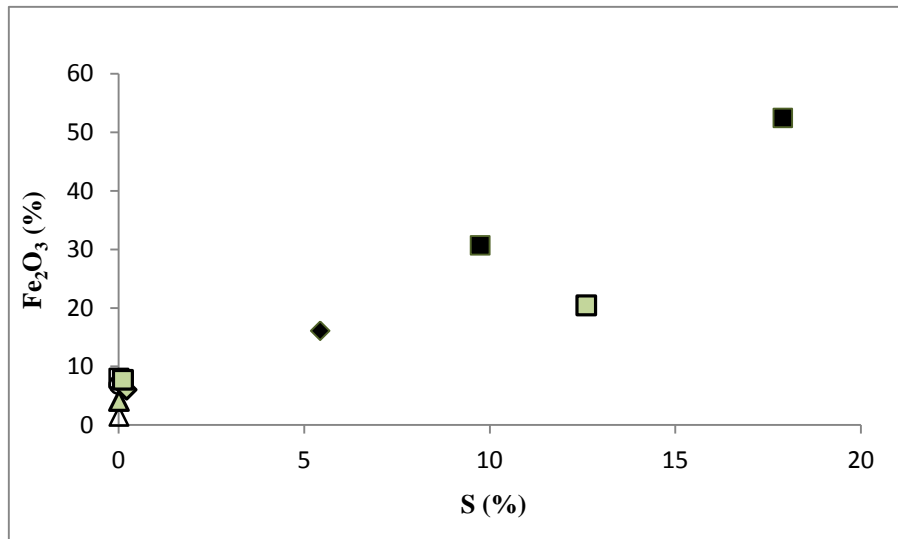


Fig.5.21: Diagrama de correlação Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. S para os metassedimentos do GFQ. Quartzarenitos:  $\triangle$ ; Grauvaques:  $\square$ ; Filitos siliciosos:  $\circ$ ; Filitos:  $\diamond$ ; Símbolos abertos: valores médios da FPI (Jorge, 2010); Símbolos a verde: Lousal, alteração sericítica; Símbolos a negro: Lousal, alteração clorítica.

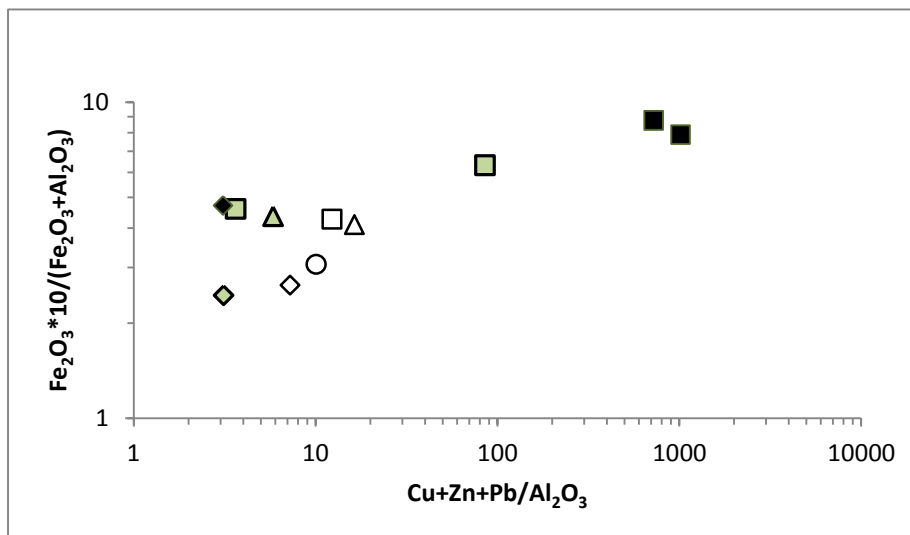


Fig.5.22: Diagrama de correlação  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 10 / (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3)$  vs.  $\text{Cu} + \text{Zn} + \text{Pb} / \text{Al}_2\text{O}_3$  para os metassedimentos do GFQ. Quartzarenitos:  $\triangle$ ; Grauvaques:  $\square$ ; Filitos siliciosos:  $\circ$ ; Filitos:  $\diamond$ ; Símbolos abertos: valores médios da FPI (Jorge, 2010); Símbolos a verde: Lousal, alteração sericítica; Símbolos a negro: Lousal, alteração clorítica.

## ELEMENTOS-TRAÇO

Do conjunto de elementos-traço analisados nas amostras do GFQ, vários são aqueles que exibem concentrações sistematicamente inferiores aos respectivos limites de detecção. Nesta situação encontram-se o Be, Mo, Ir, Au, Cd e Se.

Com se pode observar no diagrama da Fig.5.23, o *trend* médio primário das rochas do GFQ (Jorge, 2010) traduz de forma clara o aumento da fracção de minerais pesados nas fácies siliciclásticas mais grosseiras. O aumento progressivo do conteúdo em Zr e Hf nestas rochas reflecte, sobretudo, o aumento do seu conteúdo em zircão detritico. Nas amostras sericitizadas do Lousal, a alteração parece não ter tido efeito significativo relativamente a estes elementos, o que é consistente com o carácter bastante refractário do zircão. No entanto, as amostras cloritizadas mostram-se razoavelmente enriquecidas em Hf, facto que parece indiciar que a clorite tem alguma capacidade de incorporação deste elemento.

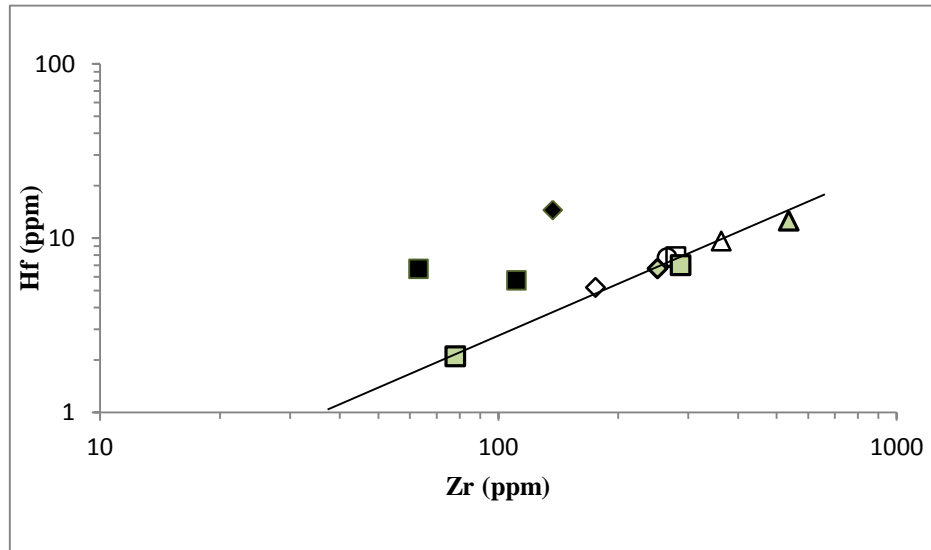


Fig.5.23: Diagrama de correlação Zr vs. Hf para os metassedimentos do GFQ. Quartzarenitos:  $\triangle$ ; Grauvaques:  $\square$ ; Filitos siliciosos:  $\circ$ ; Filitos:  $\diamond$ ; Símbolos abertos: valores médios da FPI (Jorge, 2010); Símbolos a verde: Lousal, alteração sericítica; Símbolos a negro: Lousal, alteração clorítica.

O diagrama Th/Sc vs. Sc relativo às amostras analisadas do GFQ é apresentado na Fig.5.24. Mais uma vez, se verifica que o *trend* médio formado pelas amostras não alteradas se apresenta muito bem definido (Jorge, 2010), registando um decréscimo do conteúdo em Sc com o aumento da granularidade das fácies siliciclásticas consideradas, uma vez que o Sc é preferencialmente incorporado nos filossilicatos e estes são tanto mais abundantes quanto maior a componente filítica da rocha em causa. A relativa mobilidade quer do Th, quer do Sc durante a actividade hidrotermal mineralizante, justifica a dispersão que se observa em várias amostras alteradas do Lousal (Fig.5.24).

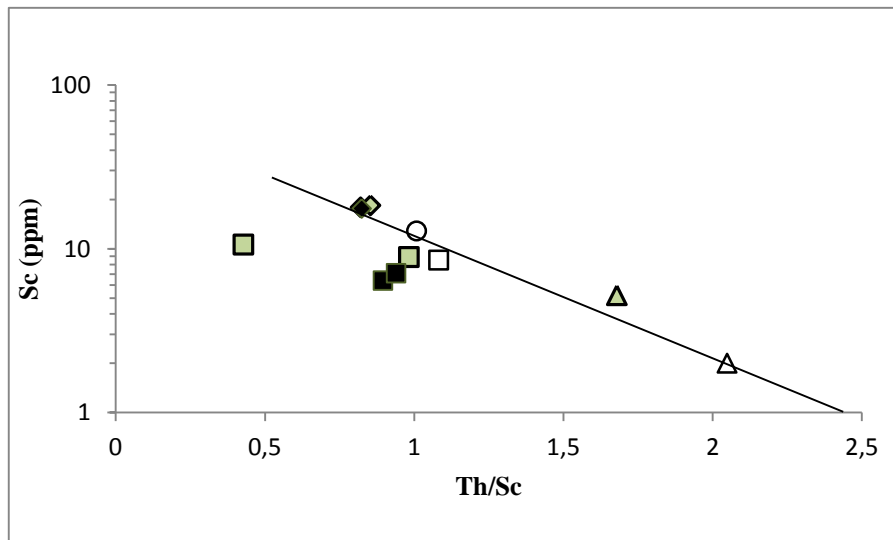


Fig.5.24: Diagrama de correlação Th/Sc vs. Sc para os metassedimentos do GFQ. Quartzoarenitos:  $\triangle$ ; Grauvaques:  $\square$ ; Filitos siliciosos:  $\circ$ ; Filitos:  $\diamond$ ; Símbolos abertos: valores médios da FPI (Jorge, 2010); Símbolos a verde: Lousal, alteração sericítica; Símbolos a negro: Lousal, alteração clorítica.

### LANTANÍDEOS

O padrão de TR, normalizado relativamente aos condritos (McDonough e Sun, 1995), das amostras do GFQ analisadas é apresentado na Fig.5.25.

O espectro de TR exibido pelos metassedimentos do GFQ amostrados no Lousal caracteriza-se por uma enorme homogeneidade que percorre as várias fácies siliciclásticas representadas e mimetiza perfeitamente o padrão médio de TR reportado

por Jorge (2010) no seu estudo regional envolvendo rochas desta mesma unidade. De forma ainda mais vincada do que nas rochas vulcânicas alteradas do Lousal (Fig.5.15), apenas o Eu regista, com o seu comportamento móvel, a assinatura geoquímica da alteração hidrotermal mineralizante. Efectivamente é de novo notória a atenuação da anomalia negativa do európio ou até, nas amostras mais fortemente afectadas por alteração clorítica ou sericítica muito proximal, a inversão do sentido da anomalia que chega a assumir carácter positivo em alguns casos. Como se enfatizou anteriormente, este enriquecimento em Eu das rochas afectadas por alteração mineralizante (resultante de interacção com um fluido ascendente responsável por lixiviação deste elemento em profundidade), representa uma conhecida assinatura de *output*, quer em rochas vulcânicas (*e.g.*, Relvas *et al.*,2006a), quer em rochas metasedimentares (*e.g.*, Jorge, 2010).

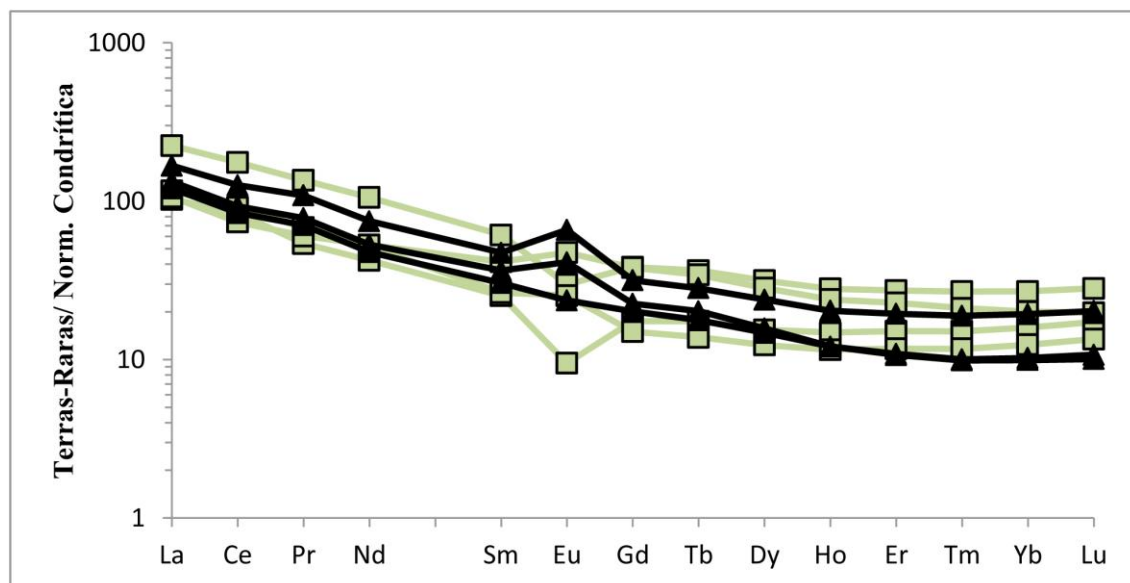


Fig.5.25: Espectro de terras raras exibido pelas rochas do GPQ. Alteração clorítica: ▲ ; Alteração sericítica: ■.



## CAPÍTULO 6: DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

O trabalho desenvolvido no jazigo do Lousal envolveu um vasto conjunto de metodologias de estudo e análise, de modo a dar resposta aos objectivos definidos. Pretendeu-se contribuir para o conhecimento geológico e estrutural do jazigo através da caracterização petrográfica e geoquímica das suas rochas encaixantes e da interpretação do padrão de alteração hidrotermal e sua zonalidade a muro das massas mineralizadas.

### ALTERAÇÃO HIDROTERMAL MINERALIZANTE

As características da alteração hidrotermal postas em evidência nos capítulos precedentes permitiram definir três zonas de alteração que correspondem a halos sucessivamente mais distais em torno do eixo das mineralizações. A análise da zonalidade da alteração hidrotermal observada a muro das mineralizações do Lousal é bastante dificultada pela complexidade estrutural da sequência que as alberga, fortemente modificada por episódios sucessivos de dobramento e acidentes tectónicos progressivamente mais frágeis e tardios. Estas limitações acentuam a necessidade de um apertado controlo estratigráfico na interpretação das relações geométricas entre as diferentes unidades representadas nas sondagens. O estudo detalhado do conteúdo palinológico dos horizontes favoráveis de xistos argilosos representará seguramente uma contribuição fundamental nesse sentido que, aliada à cartografia de superfície, se constituirá como a base para uma reconstituição segura da sucessão lito-estratigráfica que hospeda este depósito.

Este trabalho faz uso de observações realizadas a diferentes escalas, da sondagem ao microscópio, do padrão de alteração hidrotermal impresso nas rochas afectadas pelo episódio mineralizante e, portanto, será igualmente um elemento estruturante na compreensão dos ambientes de deposição e das condições físico-químicas que presidiram à metalogénese. No entanto, tomadas individualmente, as ferramentas aqui utilizadas não poderiam, sem uma dose exagerada de especulação, permitir ir ao fundo dos factores de natureza lito e tectono-estratigráfica que

constrangem uma reconstituição mais segura da sequência. Os dados obtidos e as observações efectuadas permitem, ainda assim, reconhecer os traços principais das assinaturas de alteração hidrotermal mineralizante verificadas, compreender as suas relações espaciais e temporais e, desse modo, constranger as circunstâncias associadas ao processo metalogenético neste importante jazigo da FPI.

Texturalmente, os minerais secundários cuja ocorrência ou relação de abundâncias permitem discriminar as diferentes fácies de alteração hidrotermal identificadas – fundamentalmente clorites, sericites e carbonatos – relacionam-se com a alteração hidrotermal que acompanhou a metagénese. As diferentes zonas referidas (ver Fig.3.7, no Capítulo 3) são caracterizadas através de diferenças texturais, mineralógicas e químicas, cuja variação acompanha um perfil de afastamento ao núcleo do sistema hidrotermal. Estas zonas de alteração foram anteriormente definidas e descritas por Barriga (1983) na área de Feitais e por Relvas (1991; 2000) no Gavião e Neves Corvo, respectivamente. Como seria de esperar, as várias expressões da alteração são igualmente controladas pelas características primárias das rochas afectadas, razão pela qual se discriminou o tratamento petrográfico e geoquímico das amostras e dados geoquímicos em ordem às unidades que estes representam, designadamente o CVS e o GFQ. Por exemplo, a alteração das rochas vulcânicas félsicas tem diferentes expressões ao nível da alteração da matriz ou do preenchimento de veios, enquanto nas rochas metasedimentares a granularidade e a relação de abundâncias entre quartzo detrítico e componente filítica controlam fortemente o resultado final de um mesmo processo de alteração.

A Zona 1 corresponde à zona nuclear do sistema hidrotermal e conseqüentemente constitui a zona mais alterada do sistema. Nesta zona verifica-se uma forte lixiviação dos álcalis bem como um aumento de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$ . A mineralogia secundária de alteração é tipificada pela associação clorite + quartzo  $\pm$  sericite + carbonatos + sulfuretos.

A Zona 2a constitui um halo imediatamente periférico ao stockwork central, pelo que a alteração hidrotermal continua a ser muito intensa. A sericitização e sulfuretização são pervasivas e a paragénese de alteração é constituída por sericite + clorite + quartzo  $\pm$  carbonatos + sulfuretos. Os valores elevados de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{MgO}$  nas rochas que ocorrem nesta zona denunciam a presença, ainda significativa, de clorite na paragénese de alteração, ao contrário do que se verifica na zona 2b, mais periférica,

onde a clorite é já muito subordinada e, por conseguinte, os conteúdos em ferro e magnésio são bastante inferiores. A presença de Ba associado às sericites (potássicas) é um bom indicador de aproximação à zona 2a do sistema hidrotermal mineralizante.

A zona de alteração mais distal identificada na secção estudada a muro das mineralizações do Lousal, zona 2b, corresponde a um envelope de alteração em que claramente predomina a alteração sericítica. Nesta zona, a sericite apresenta uma superior molécula paragonítica, expressa por valores superiores da razão  $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  quer nestes filossilicatos, quer na rocha total. Simultaneamente, a alteração torna-se menos pervasiva, aumentando um pouco os domínios relíquia da matriz e, sobretudo, a preservação parcial de feldspatos ígneos que sofrem albitização mas resistem frequentemente a substituição total. A paragénese secundária é caracterizada por sericite + quartzo + carbonatos + sulfuretos ± clorite ± epídoto.

As clorites analisadas, independentemente da posição das respectivas amostras no sistema hidrotermal, correspondem exclusivamente a fases produzidas durante o episódio de alteração mineralizante. Ocorrem em todas as zonas do sistema, quer seja como mineral dominante na zona central do stockwork (Zona 1) ou como mineral subordinado na matriz ou em veios mineralizados (Zonas 2a e 2b). Foram pois designadas como clorite II. Nas amostras estudadas não foram preservadas clorites formadas durante o episódio mais precoce de alteração hidrotermal de carácter regional (Clorite I, *cf.* Relvas, 1991).

As clorites II analisadas são na sua maioria ripidolites. Reconhecem-se contudo duas famílias composicionais que se distinguem sobretudo pelo seu conteúdo em ferro e magnésio. As Clorites IIa são mais precoces, associam-se a alteração muito intensa e pervasiva da matriz e têm um carácter mais ferrífero. As clorites IIb exibem razões  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  um pouco menos elevadas, ocorrem sobretudo em veios mineralizados (sobretudo pirite) ou na sua dependência e precipitaram mais tardiamente. O conteúdo em álcalis de qualquer das famílias de clorite é extremamente baixo ou nulo, tal como seria de esperar face à sua ocorrência no núcleo do stockwork, onde a lixiviação ácida dos álcalis foi uma consequência marcante das interacções hidrotermais verificadas.

A sericite é o mineral secundário predominante nos halos mais periféricos do stockwork. Também neste caso, apenas foi possível reconhecer e analisar sericites associadas à alteração mineralizante (sericite II). No entanto, as zonas 2a e 2b permitem diferenciar-se pela composição destes filossilicatos. As sericites IIa são fortemente

potássicas,  $0.26 < \text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} < 0.28$  e ocorrem quer como filossilicato subordinado no stockwork central, quer como fase dominante na zona que lhe é imediatamente periférica (zona 2a). As sericites Iib, por seu turno, ocorrem a maior distância do eixo do sistema e são caracterizadas por moléculas paragoníticas mais significativas,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} \approx 0.49$ . Os feldspatos analisados são minerais que foram preservados exclusivamente nas zonas mais periféricas do sistema, exactamente aquelas onde há predominio de sericite com alguma molécula paragonítica (sericite Iib). Estas relíquias de feldspatos correspondem a plagioclases ígneas fortemente albitizadas devido à perda total da molécula anortítica. Não obstante as assinaturas de afastamento ao núcleo do sistema hidrotermal que identificámos no Lousal, deve ser referido que a parte mais periférica da secção estudada neste trabalho, não é, num perfil de afastamento ao stockwork central, suficientemente distal ( $> 1 \text{ Km}$ ) para poder ser classificada como uma zona 3 de alteração hidrotermal comparável à que foi definida e caracterizada em Gavião por Relvas (1991), onde a razão  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  das sericites se situa tipicamente acima de 0.50.

O recurso à microsonda electrónica permitiu identificar carbonatos com diferentes composições - siderites, anquerites e calcites - associando-se os dois primeiros carbonatos à associação secundária que acompanha a mineralização e a calcite a um evento pós-metalogenético. As siderites são os carbonatos mais precoces e abundantes do sistema, associando-se à fase principal de alteração mineralizante (siderite II). Estes carbonatos, tal como as clorites, fazem-se discriminar pelos seus conteúdos em ferro e magnésio. Acompanhando a evolução composicional da clorite, as siderites Iia são mais precoces e pervasivas, mais ferríferas e menos magnesianas, ao passo que as siderites Iib são menos ferríferas e mais magnesianas, um pouco mais tardias e ocorrem sobretudo em veios mineralizados ou na sua dependência. Ambas as famílias de siderite ocorrem associadas a qualquer uma das diferentes zonas de alteração, desde a periferia do sistema até às suas zonas mais proximais. Em veios mineralizados ainda um pouco mais tardios, a siderite Iib dá lugar a anquerite. Estes carbonatos apresentam conteúdos em cálcio bastante homogéneos, mas valores algo variáveis de ferro ( $\pm \text{Mn}$ ) e magnésio. A variabilidade da razão  $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  nas siderites tal como nas clorites, testemunha a evolução química do fluido mineralizante ao longo do tempo de vida do sistema hidrotermal, facto que é bastante consistente com a correlação positiva óbvia existente entre os valores dessa razão exibidos por siderites e

clorites cogenéticas. As siderites e clorites mais ferríferas (siderite IIa e clorite IIa) correspondem às condições de pico térmico do sistema hidrotermal. Com a diminuição da temperatura e da actividade do ferro formaram-se as gerações de fases secundárias com menores razões Fe/Fe+Mg (siderite IIb e clorite IIb) e, nos estádios tardi-metalogenéticos, caracterizados por menor pH e um regime menos redutor, assiste-se até à incompleta lixiviação do Ca e do Mn, permitindo a estabilização da ankerites.

O último carbonato a desenvolver-se, a calcite, está relacionado com eventos tectónicos associados ao metamorfismo regional que sucedeu à metalogénese.

#### QUE MODELO PARA O LOUSAL?

A origem dos fluidos mineralizados é um assunto em debate na FPI. Vários autores se têm debruçado sobre o assunto, situando as suas abordagens quer à escala da província, quer à escala de depósitos individuais (*e.g.*, Barriga, 1990; Carvalho, 1999; Saéz *et al.*, 1999; Relvas, 2000; Tornos, 2006). Se é um facto que em casos particulares existem evidências bastante ponderáveis de contribuições magmáticas nos sistemas hidrotermais, no caso mais geral, parece existir um consenso generalizado em torno do facto de que as características mineralógicas, litogeoquímicas, micro-analíticas e isotópicas do registo da alteração a muro dos depósitos típicos da FPI, serem fortemente indiciadoras de que o fluido mineralizante seja exclusivamente ou quase água do mar variavelmente modificada e com diferentes tempos e modos de residência na sequência encaixante (*e.g.*, águas conatas), sendo a contribuição magmática, se existir, reduzida (*e.g.*, Munhá *et al.*, 1986; Huston *et al.*, 2011 e referências citadas). A fonte dos metais, evidentemente, não deverá ser outra que a lixiviação das rochas de muro (CVS e GFQ; *e.g.*, Barriga, 1983; Jorge 2010). O padrão de alteração observado no Lousal, expresso pela sua mineralogia secundária, zonalidade e assinaturas geoquímicas, é em tudo comparável ao que caracteriza os jazigos típicos da FPI anteriormente estudados e que têm vindo a ser citados. A caracterização exhaustiva das variáveis envolvidas no processo metalogenético do Lousal, assistida pelos respectivos instrumentos de investigação, está bem para lá dos objectivos a que nos propusemos neste estudo. No entanto, as conclusões obtidas a respeito da alteração hidrotermal associada à formação do depósito, aliadas às características mineralógicas e químicas dos seus minérios,

indicam que o Lousal é, no que se refere à fonte dos seus metais e à origem dos seus fluidos mineralizantes, um jazigo típico da província metalogenética em que se insere.

Os processos deposicionais propostos para os vários depósitos da FPI incluem nomeadamente: 1) deposição em brine pools (*e.g.* Tharsis; Tornos *et al.*, 1998;2008); 2) substituição de sedimentos argilosos e carbonosos na sub-superfície, sob níveis de cobertura constituídos por rochas sedimentares ou por produtos hidrotermais precoces (*e.g.* Aznalcóllar; Almodóvar *et al.*, 1998); 3) substituição na sub-superfície de rochas vulcânicas coerentes e, em particular, de rochas vulcanoclásticas, em geral associada a horizontes na sucessão encaixante caracterizados por contrastes primários de permeabilidade (*e.g.* Aljustrel; Barriga e Fyfe, 1988; Relvas, 1991); 4) estilos de mineralização transaccionais entre dois ou mais dos termos acima descritos (*e.g.* Neves Corvo; Relvas 2000; *cf.* Oliveira *et al.*, 2006).

As características do jazigo do Lousal descritas por Strauss (1970) e Strauss e Madel (1974), levaram Tornos *et al.*, (1998, 2008) a proporem para este depósito uma origem semelhante à de Tharsis, defendendo para ambos um modelo genético do tipo *brine pool*, numa bacia confinada do tipo *graben*, com ambiente anóxico, no seio da qual os sulfuretos se terão depositado por suspensão originando texturas bandadas. De acordo com este modelo deposicional, a precipitação dos sulfuretos ocorre devido à mistura gradual entre água do mar não modificada e fluidos mineralizantes muito salinos que são exalados no fundo da bacia. Estes fluidos são mais densos e aquecidos, reduzidos e ácidos o que origina a estratificação da bacia, em termos não só das densidades das soluções referidas, mas também de vários outros gradientes físico-químicos, incluindo a temperatura e a fugacidade do oxigénio e do enxofre. A relação entre a sedimentação e a deposição hidrotermal é íntima e passa por fases distintas, em que as respectivas taxas começam por ser muito diferentes, mas finalmente se invertem com a interrupção da actividade hidrotermal. Cessada a exalação de fluidos, continua a deposição da vasa argilosa e carbonosa que posteriormente evolui de forma prógrada para xistos negros. O *Carbonate ore* forma-se sincronamente com a exalação inicial de fluidos e conseqüente precipitação de sulfuretos, originando agregados de pirite e siderite.

Segundo Saéz (2011), o ambiente de formação em que se terá formado Tharsis foi condicionado e favorecido pelo adelgaçamento crustal durante a fase inicial de *rifting* da orogenia Hercínica, que permitiu a fragmentação de plataformas estáveis, com

posterior desenvolvimento de bacias restritas caracterizadas por elevadas taxas de sedimentação e gradientes geotérmicos. A deposição dos sulfuretos maciços foi controlada por falhas no interior dessas bacias, cuja estruturação tectónica permitiu a ascensão e focalização de fluidos hidrotermais mineralizantes. Este ambiente de formação é caracterizado por profundidades limitadas da coluna de água, do tipo bacia protegida, restrita e anóxica, com importante actividade bacteriana e sedimentação intra-basinal, e com actividade hidrotermal intensa controlada por falhas.

No Lousal, o ambiente de deposição dos sulfuretos maciços caracteriza-se por enorme abundância de xistos negros carbonosos encaixantes (*shale-hosted deposit*), por uma reduzida espessura da sequência vulcânica a muro do depósito, pelo carácter lenticular dos minérios, com boas evidências texturais para deposição por suspensão e deformação sin-sedimentar, pela existência de uma zona de alimentação (stockwork) enraizada mas com geometria muito alargada lateralmente (estratiforme), pelo enorme volume de sulfuretos disseminados em xistos e filitos alterados (safrões) e pela importância relativa dos carbonatos quer nas associações de alteração, quer como ganga nos sulfuretos maciços. Efectivamente, estas características paralelizam-se em muitos aspectos com as que têm vindo a ser descritas no depósito de Tharsis (*e.g.*, Strauss e Madel, 1974; Tornos *et al.*, 1998; 2008; Saez *et al.*, 2011). As observações efectuadas e os resultados que obtivemos indicam formação de sulfuretos maciços encaixados em xistos negros, numa bacia confinada. A abundância de minérios de matriz carbonatada (*Carbonate ore*) e a presença de sulfuretos que apresentam texturas primárias bandadas com gradação granulométrica indicam significativa deposição por suspensão (*plume fallout*). O estabelecimento de um modelo metalogenético solidamente enraizado em evidências independentes, requererá a continuação dos trabalhos neste depósito e o alargamento das metodologias empregues a ferramentas complementares de análise. Por ora, no entanto, os dados disponíveis permitem inferir, para o depósito do Lousal, um ambiente genético de deposição que é consistente com o descrito para Tharsis.



## BIBLIOGRAFIA

- Almodóvar, G.R., Sáez, R., Pons, J., Maestre, A., Toscano, M., and Pascual, E., 1998, Geology and genesis of the Aznalcóllar massive sulphide deposits, Iberian Pyrite Belt, Spain: *Mineralium Deposita*, v. 33, p. 111-136.
- Barriga, F.J.A.S., 1983. Hydrothermal metamorphism and ore genesis at Aljustrel, Portugal, Tese de Doutoramento (não publicado), University of Western Ontario, 368 p.
- Barriga, F.J.A.S., 1990, Metallogenesis in the Iberian pyrite belt, in Dallmeyer, R.D., and Martinez Garcia, eds., Pre-Mesozoic geology of Iberia: Berlin, Springer-Verlag, p. 369-379.
- Barriga, F.J.A.S., and Kerrich, R., 1984. Extreme  $^{18}\text{O}$ -enriched volcanics and  $^{18}\text{O}$ -evolved marine water, Aljustrel, Iberian pyrite belt: Transition from high to low Rayleigh number convective regimes: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 1021-1031.
- Bayliss, P., 1975, Nomenclature of the trioctahedral chlorites: *Canadian Mineralogist*, v. 13, p. 178-180.
- Carvalho, D., 1976. Considerações sobre o vulcanismo da região de Cercal-Odemira. Suas relações com a Faixa Piritosa: *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, v. 60, p. 215-238.
- Carvalho, D., 1979. Geologia, metalogenia e metodologia da investigação de sulfuretos polimetálicos do Sul de Portugal: *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, v.65, p. 169-191.
- Carvalho, D., Barriga, F.J.A.S., and Munhá, J., 1999. Bimodal-siliciclastic systems – the case of the Iberian Pyrite Belt, in Barrie, C.T. and Hannington, M.D., eds., *Volcanic-associated massive Sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings: Reviews in Economic Geology*, v. 8, Society of Economic Geologists, Inc., p. 375-408.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1992. *Minerais constituintes das rochas – uma introdução*. Trad. de Macedo, C.A.R., 2ª Edição Fundação Calouste Gulbenkian, 727p.
- Franklin, J.M., Sangster, D.M., and Lydon, J.W., 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits: Economic Geology 75th Anniversary volume, Economic Geology Publishing Company, Lancaster, p. 485-627.
- Hey, M.H., 1954, A new review of the chlorites: *Mineralogical Magazine*, v. 30, p. 277- 292.
- Huston, D.L., Taylor, B.E., Bleeker, W., and Watanabe, D.H., 1996, Productivity of volcanic-hosted massive sulfide districts: New constraints from the  $\delta^{18}\text{O}$  of quartz phenocrysts in cogenetic felsic rocks: *Geology*, v. 24, p. 459-462.

- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., and Horiuchi, M., 1976. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos: *Mining Geology*, v. 26, p. 105- 117.
- Jorge, R.C.G.S., 2000. Estudo mineralógico e metalogenético do depósito manganésífero de Soloviejo, Huelva, Espanha: Tese de Mestrado não publicada, Departamento de Geologia, Universidade de Lisboa, 134 p.
- Jorge, R.C.G.S., 2010. Caracterização petrográfica, geoquímica e isotópica dos reservatórios metalíferos crustais, dos processos de extração de metais e dos fluidos hidrotermais envolvidos em sistemas mineralizantes híbridos na Faixa Piritosa Ibérica. Tese de Doutoramento (não publicado), Departamento de Geologia, Universidade de Lisboa, 272 p.
- Large, R.R., Gemmell, J.B., and Paulick, H., 2001. The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Lithogeochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: *Economic Geology* v. 96, no. 5, p. 957-971.
- Large, R.R., 1992. Australian Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits - Features, Styles, and Genetic Models: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists* v. 87. p. 471-510.
- Leistel, J.M., Marcoux, E., Thiéblemond, D., Quesada, C., Sánchez, A., Almodóvar, G.R., Pascual, E., and Sáez, R., 1998. The volcanic-hosted massive sulphide deposits of the Iberian Pyrite Belt: *Mineralium Deposita*, v. 33, p. 2-30.
- Massano, C.M.R., Relvas, J.M.R.S., and Barriga, F.J.A.S., 1991. Na-bearing Sericite as a Guide to Volcanogenic Massive Sulphide Deposits: New Data from the Gavião Area (South Portugal). GAC-MAC Joint Annual Meeting, Toronto, *Canadian Mineralogist*, 29(1)-Insert, p A81.
- Matos, J.X., Oliveira, V. 2003. Mina do Lousal (Faixa Piritosa Ibérica) - Percorso geológico e mineiro pelas cortas e galerias da antiga mina. IGME, Pub. Museo Geominero, nº2, Espanha, pp. 117-128.
- Matos, J.X., Relvas, J.M.R.S. 2006. Mina do Lousal (Faixa Piritosa Ibérica). Livro Guia Excursão C.4.1, VII Cong. Nac. Geologia, Estremoz, Un. Évora, Portugal, pp. 23-25.
- Matos, J.X., Rosa, C., Pereira, Z., de Oliveira, D., Rosa, D., Fernandes, A.S., Relvas, J.M.S., Oliveira, J.T. (em prep.) Geology and Genesis of the Lousal Volcanic-Sediment-Hosted Massive Sulfide Deposit, Iberian Pyrite Belt, Portugal.
- Matzke, K. 1971. Mina do Lousal. Principais Jazigos Minerais do Sul de Portugal, Livro-Guia nº4, pp. 25-32.
- McDonough, W. F. and Sun, S.-s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-254.

**Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica**

- Michard, A., 1989, Rare earth element systematics in hydrothermal fluids: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 745-750.
- Mitjavilla, J., Marti, J., and Soriano, C., 1997. Magmatic evolution and tectonic setting of the Iberian Pyrite Belt volcanism: *Journal of Petrology*, v. 38, p. 727-755.
- Munhá, J. 1990. Metamorphic evolution of the South Portuguese/Pulo do Lobo Zone, *in* Dallmeyer, R.D., and Martinez Garcia, eds., *Pre-Mesozoic geology of Iberia*: Berlin, Springer-Verlag, p.363-368.
- Munhá, J., 1983a. Hercynian magmatism in the Iberian pyrite belt, *in* Lemos de Sousa, M.J. and Oliveira, J.T., eds., *The Carboniferous of Portugal: Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, v. 29, p. 39-81.
- Munhá, J., and Kerrich, R., 1981. Sea water-basalt interaction in spilites from the Iberian pyrite belt: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 73, p. 191-200.
- Munhá, J., Barriga, F.J.A.S., and Kerrich, R., 1986. High  $^{18}\text{O}$  ore-forming fluids in volcanic-hosted base metal massive sulfide deposits: geologic,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , and D/H evidence from the Iberian pyrite belt, Crandon, Wisconsin, and Blue Hill, Maine: *Economic Geology*, v. 81, p. 530-552.
- Oliveira, J.T., 1983. The marine Carboniferous of South Portugal: a stratigraphic and sedimentological approach, *in* Lemos de Sousa, M.J. and Oliveira, J.T., eds., *The Carboniferous of Portugal: Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, v. 29, p. 3-37.
- Oliveira, J.T., 1990. South Portuguese Zone, *in* Dallmeyer, R.D., and Martinez Garcia, eds., *Pre-Mesozoic geology of Iberia*: Berlin, Springer-Verlag, p. 333-347.
- Oliveira, J.T., Horn, M., and Paproth, E., 1979. Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Portugal, and on the paleogeographic development compared to corresponding units in northwest Germany: *Comunicações Serviços Geológicos Portugal*, v.65, p. 151-168.
- Oliveira, J.T., Relvas, J.M.R.S., Pereira, Z., Matos, J.X., Rosa, C.J., Rosa, D., Munhá, J.M., Jorge, R.C.G.S., Pinto, A.M.M., 2006. O Complexo Vulcano-Sedimentar da Faixa Piritosa: estratigrafia, vulcanismo, mineralizações associadas e evolução tectono-estratigráfica no contexto da Zona Sul Portuguesa. *in* Dias R, Araújo A., Terrinha P, e Kulberg JC ( eds.), *Geologia de Portugal na Ibéria, VII Cong. Nac. Geologia, Univ. Évora, Portugal*, pp. 207-244.
- Pereira, Z., Matos, J., Fernandes, P. Oliveira J.T., 2008. Palynostratigraphy and Systematic Palynology of the Devonian and Carboniferous Successions of the South Portuguese Zone, Portugal. *Memória N.º 34 do INETI*, 1-176.
- Pereira, Z., Matos, J.X., Fernandes, P., Jorge, R., Oliveira, J.T., 2010. Qual a idade mais antiga da Faixa Piritosa? Nova idade Givetiano inferior para o Grupo Filito-Quartzítico

- (Anticlinal de S. Francisco da Serra, Faixa Piritosa).  
e-Terra: Revista Electrónica de Ciências da Terra, ISSN 1645-0388 ; Vol. 17, nº 13.
- Relvas, J., Barriga, F., Pinto, A., Ferreira, A., Pacheco, N., Noiva, P., Barriga, G., Baptista, R., Carvalho, D., Oliveira, V., Munhá, J., Hutchinson, R., 2002. The Neves Corvo deposit, Iberian Pyrite Belt, Portugal: impacts and future, 25 years after the discovery. Society of Economic Geologists Special Publication 9, 155-177.
- Relvas, J.M.R.S., 1991. Estudo Geológico e Metalogenético da Área de Gavião, Baixo Alentejo. Tese equivalente a mestrado apresentada no âmbito de Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica (não publicado), Univ. Lisboa, 248 p
- Relvas, J.M.R.S., 2000. Geology and metallogenesis at the Neves-Corvo deposit, Portugal: Tese de Doutoramento (não publicado), Portugal, University of Lisbon, 319 p.
- Relvas, J.M.R.S., Barriga, F.J.A.S., Ferreira, A., Noiva, P.C., Pacheco, N., and Barriga, G., 2006a. Hydrothermal alteration and mineralization in the Neves-Corvo volcanic-hosted massive sulfide deposit, Portugal. I. Geology, mineralogy, and geochemistry: Economic Geology v. 101, p. 753- 790.
- Relvas, J.M.R.S., Barriga, F.J.A.S., and Longstaffe, F.J., 2006b. Hydrothermal alteration and mineralization in the Neves-Corvo volcanic-hosted massive sulfide deposit, Portugal. II. Oxygen, hydrogen, and carbon isotopes: Economic Geology v. 101, p. 791-804.
- Ribeiro, A., and Silva, J.B., 1983. Structure of the south Portuguese zone, *in* Lemos de Sousa, M.J., and Oliveira, J.T., eds., The Carboniferous of Portugal: Memórias dos Serviços Geológicos Portugueses, v. 29, p. 83-89.
- Ribeiro, A., Quesada, C., and Dallmeyer, R.D., 1990. Geodynamic evolution of the Iberian of the Iberian Massif, *in* Dallmeyer, R.D., and Martínez García, E., eds., Pre-Mesozoic Geology of Iberia: Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, p. 399-409.
- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation: Group UK Limited, 352p.
- Rosa C., McPhie J. and Relvas J., 2009. The Felsic Volcanic Centres of Neves Corvo and Lousal Massive Sulfide Deposits in the Iberian Pyrite Belt. In: Williams, P.J et al. (Eds.), 10th Biennial SGA Meeting, Smart Science for Exploration and Mining, Townsville, Australia. Economic Geology Research Unit, James Cook University, vol 1, 484-486.
- Rosa, C.J.P., McPhie, J. and Relvas, J.M.R.S., (2010). Type of volcanoes hosting the massive sulfide deposits of the Iberian Pyrite Belt: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v.194, nº 4, p. 107-126.

**Caracterização petrográfica, mineralógica e geoquímica do padrão de alteração hidrotermal a muro das massas de sulfuretos maciços do Lousal, Faixa Piritosa Ibérica**

- Saéz, R., Moreno, C., González, F., Almodóvar, G.R., 2011. Black shales and massive sulfide deposits: causal or casual relationships? Insights from Rammelsberg, Tharsis, and Draa Sfar: *Mineralium Deposita*, v. 46, n° 5-6, p. 585-614.
- Sáez, R., Pascual, F., Toscano, M., Almodóvar, J.R., 1999. the Iberian type of volcano-sedimentary massive sulfide deposits: *Mineralium Deposita*, v. 34, p. 549-570.
- Sánchez España, J., Velasco, F., Boyce, A.J., and Fallick, A.E., 2003. Source and evolution of ore-forming hydrothermal fluids in the northern Iberian Pyrite Belt massive sulphide deposits (SW Spain): Evidence from fluid inclusions and stable isotopes: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 518–537.
- Schermerhorn L., Zbyzewski, G., Ferreira, V., 1987. Notícia explicativa da Carta Geológica de Portugal 1/50000, Folha 42D Aljustrel, SGP, 55pp.
- Silva, J.B., Oliveira, J.T., and Ribeiro, A., 1990, Structural outline of the South Portuguese Zone, *in* Dallmeyer, R.D., and Martinez Garcia, eds., *Pre-Mesozoic geology of Iberia*: Berlin, Springer-Verlag, p.348-362.
- Silva, J.B., 1989. Estrutura de uma geotransversal da Faixa Piritosa Ibérica: Zona do Vale do Guadiana. Estudo da tectónica pelicular em regime de deformação não coaxial: Tese de Doutoramento (não publicado). Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências de Geologia. Lisboa. 294 p.
- Solomon, M., Tornos, F., and Gaspar, O.C., 2002. Explanation for many of the unusual features of the massive sulfide deposits of the Iberian Pyrite Belt: *Geology*, v. 30, p. 87–90.
- Strauss, G.K., 1970. Sobre la geología de la provincia piritífera del Suroeste de la Península Ibérica y sus yacimientos, en especial sobre la mina de pirita de Lousal (Portugal): *Memoria del Instituto Geológico y Minero de España*, v. 77, p. 1-266.
- Strauss, G.K., and Madel, J., 1974. Geology of massive sulfide deposits in the Spanish-Portuguese pyrite belt: *Geologische Rundschau*, v. 63, p. 191-211.
- Tornos, F., 2006. Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: Environment of formation and styles of volcanogenic massive sulfides: The Iberian Pyrite Belt: *Ore Geology Reviews*, v. 28, p. 258–307.
- Tornos, F., and Spiro, B., 1999. The genesis of shale-hosted massive sulphides in the Iberian Pyrite Belt, *in* Stanley et al., eds., *Mineral Deposits: Processes to Processing*, Balkema, Rotterdam, p. 605-608.
- Tornos, F., César, C., Relvas, J.M.R.S., 2005. Transpressional tectonics, lower crust decoupling and intrusion of deep mafic sills: a model for the unusual metallogensis of SW Iberia. *Ore Geology Reviews* 27, 133-163.

- Tornos, F., González Clavijo, E., and Spiro, B.F., 1998. The Filon Norte orebody (Tharsis, Iberian Pyrite Belt): a proximal low-temperature shale-hosted massive sulphide in a thin-skinned tectonic belt: *Mineralium Deposita*, v. 33, p. 150-169.
- Tornos, F., Solomon, M., Conde, C., Spiro, B.F., (2008). Formation of the Tharsis massive sulfide deposit, Iberian Pyrite Belt: geological, lithochemical, and stable isotope evidence for deposition in a brine pool. *Economic Geology*, v.103, p.185–214.

# Anexo I

*Logs* descritivos das duas sondagens estudadas  
(Pirites Alentejanas, S.A)



HOLE-ID	FROM	TO	ROCKTYPE	MOD 1	MOD 2	MOD 3	LOG DESC
LS08001	16,65	18,1	FLT	DLT			Brittle faulting affecting weathered dolerite. Fault is represented by broken core and dark brown alteration mineral together with limonite and carbonates remobilized in fault planes and fractures. Lower contact is broken and is impossible to measure. Broken lower contact of impossible measurement. TR=SR=1.45m.
LS08001	18,1	23,65	DLT				Same as unit (1.40-16.65) however showing less weathering. Important late fracturing, mostly in closed angles TCA, filled with carbonates and Fe-oxides. Lower contact is faulted and marked by a carbonate healed net of fractures TR=SR=5.55m.
LS08001	23,65	56,8	FLT	DLT			Fault zone affecting mostly greenish medium gr dolerite. Fault is represented by important fracturing filled with cm carbonates and mostly at closed angles TCA from 23.65m to 34m (this late fracturing led to intense chlorite alteration of dolerite next to it. From 34.00m to 51.00m fault is marked by gouge (max 1.5m interval) and extremely shattered core. From 51.00 - 56.80m faulting produces a tectonic brecciation and internal chaotic folding of foliated dolerite. Faulted lower contact. TR=33.15m; SR=30.15m.
LS08001	56,8	90	DLT	SER	CHL		Strongly sericitic and chloritic altered dolerite. Rock presents a stripy textures from 56.8-66m due to ser + chlorite alterations differentiated in bands. Faulted lower contact at 10°TCA. TR=SR=33.2m.
LS08001	90	92,2	FLT	DLT			Brittle fault zone affecting contact between dolerite and volcanoclastic dark grey siliceous shales. Possible fault orientation is 30°TCA- Fault is represented by mostly shattered core. Destroyed lower contact. TR=2.2m; SR=0.7m.
LS08001	92,2	98	VAT				Dark green siliceous shales and minor silt layering. Foliation is at 50°TCA in the places not disturbed by tectonic. Lower contact is faulted. TR=SR=5.8m.
LS08001	98	108,3	FLT	VAT	DLT	ARGN	Fault zone affecting (or responsible by) the contact between dark grey shales and black graphitic and pyritic argillites. The fault lead to the instalation of a 3.5m thick dolerite through the contact. The black graphitic argillites are fairly destroyed and 60% is of black gouge. Faulted lower contact at 50°TCA. TR=SR=9.8
LS08001	108,25	111,6	ARGN				Black graphitic and pyritic shales. Faulted lower contact. TR=SR=3.3m
LS08001	111,55	116,3	FLT	ARGN			Brittle fault zone affecting unit above. Faulting is represented by broken core and by qrtz healing fractures and carbonates clothing off fractures. Faulted lower contact at 25° TCA. TR=4.75m; SR=4.70m.
LS08001	116,3	120	ARGN	VAT			Similar to unit (108.25 - 111.55). Foliation at 25°TCA (48°TCA next to bottom). Lower contact is marked by a fault plan at 56°TCA. TR=SR=3.7m.
LS08001	120	124,3	FLT	ARGN			Brittle fault zone represented by thick gouge zones, tectonic brecciation and qrtz veining at open angles TCA. Lower contact at 56TCA. TR=SR=4.25
LS08001	124,25	125,8	DLT	SER	CHL		Extremely ser and chlorite altered and sheared basic rock (dolerite?). Stretching is at open angles TCA. Sharp lower contact at 47°TCA. TR=SR=1.55m

LS08001	125,8	131,9	FLT					Fault zone affecting black shales represented by quartz vein and remobilized py. Faulted lower contact. TR=6.1m; SR=4.9m.
LS08001	131,9	133,4	VAT					Dark grey volcanic shales. Foliation at open angles TCA (75° - 90°TCA). Core breaks easily parallel to foliation. Broken lower contact parallel to foliation. TR=SR=1.45m.
LS08001	133,35	167,1	FLT	VAT	ARGN			Important fault zone affecting dark grey shales and minor silt layering, black graphitic shales and coarse grained sericitized tuffs. Fault is represented by qtz > carbonates veining mostly parallel to foliation at open angles TCA from 133.35m to 142.75m; mostly broken core and black gouge from 142.75 to 162.30m (some volcanic tuff thin intervals are recovered); and by a strong tectonic brecciation and folding from 162.3m; to 167.05 (measured faulting dips are of ~8°TCA). Faulted lower contact. TR=33.7m; SR=28.7m.
LS08001	167,05	174,3	RHY					Sericitized tuffaceous coherent rock (rhyolite?). The first 30cm of the interval are of dark grey shales bearing fine grained pyrite along foliation. The rest of the interval shows a brecciated texture (possibly representing a debris flow). Sharp lower contact at 20°TCA. TR=SR=7.2m.
LS08001	174,25	175,3	VAT					Dark grey v f gr volcanic ash tuff w local coarse pyrite centimetric pods and veinlets. Bedding is folded and foliation almost parallel TCA. Lower contact is faulted marked by broken core. TR=SR=1.05m.
LS08001	175,3	186,6	FLT	VAT	QVN			Fault zone in dark volcanic ash tuffs. Fault consists in thick gouge zone at top, quartz veining w irregular orientation all way down. Fractures parallel to core axis in many places. Qrtz bands. Lower contact is faulted. TR=10.4m; SR=8.5m.
LS08001	186,6	192,7	VAT					Dark grey v f gr volcanic ash tuffs w folded bedding. Pyrite (v f gr occurs parallel to bedding. Fractures in very open angles. Quartz in veinlets and local veins. Bedding dip=50°TCA@192.00m. Lower contact is faulted marked by broken core. TR=SR=6.05m.
LS08001	192,65	203	FLT	VAT	ARGN			Fault zone in same unit as above and below comprising intense broken and brittle material w qtz bands crossing the unit. Unit is graphitic in places (ARGN). Lower contact is faulted. TR=10.15m; SR=9.45m
LS08001	203	205,6	VAT					Dark grey v f gr volcanic ash tuffs (same as before). Bedding is undulated in angles very parallel TCA as are the foliation planes of fractures. Lower contact is faulted marked by a qtz band. TR=SR=2.6
LS08001	205,6	209,7	FLT	VAT				Fault in dark grey v f gr volcanic ash tuffs where the core is extremely brittle, fractures parallel TCA, thick gouge sections and local qtz bands up top. TR=4.05m; SR=3.45m.
LS08001	209,65	231,4	VAT					Dark grey v f gr volcanic ash tuffs where bedding is mainly folded and locally normal dip=30TCA when normal. Fractures are in closed angles TCA. Lower contact is faulted marked by a qtz band. TR=21.75m; SR=21.60m.
LS08001	231,4	232,2	FLT	VAT				Fault in v f ash tuffs consisting in very brittle material and no gouge at all. TR+SR=0.8m
LS08001	232,2	249,5	VAT					Dark grey v f gr volcanic ash tuffs w folded bedding (crenulations). Fractures are in closed angles TCA. Lower contact is faulted marked by a qtz band. TR=SR=17.25m.

LS08001	249,45	251,8	FLT		QVN	ARGN	DLT	Fault consisting in a large qtz band, graphitic black argillites and the last 0.3m of the unit consists in Dolerite(?) very affected by fault probable movement (gouge). TR=2.35m SR=2.05m.
LS08001	251,8	258	DLT	QVN				Greenish fine gr sericitic altered basic rock (Dolerite?) where it is possible to observe mm flecks of chlorite (previews FE-Mg minerals?). Unit is stretched along a dip of ~40°TCA as are chlorite flecks. Lower contact is gradational marked by decrease of basic rock. Quartz and carbonaes veins and bands. TR=SR=6.2m.
LS08001	258	266,5	RHY	CHL				Dark green chloritic coarse gr tuiff (rhyolite?) where it is possible to observe brecciated textures (possible debris-flow?). Local places occur w vf gr shale-like blueish random depositions (ash-tuiffs depositing at same time?). All unit is strched along ~55°-60°TCA. Lower contact is gradational marked by an increase of Dolerite rock TCA. A cm DLT intrusion occurs @259.65m. A qrtz band occurs at the bottom of the unit. TR=SR=8.5m.
LS08001	266,5	289,8	SPL	EPI	CAL			Green to yellowish fine to very fine basic rock (Splite) where it is possible to observe foliation / stretching up top of the unit (S1=40°TCA; S2=65°TCA). At 266.80m the unit is very fine gr and with aphanitic texture from 268.00 till 269.5m where it starts to be coarser gr down till 277.9m and w Fe-Mg minerals altered to dark grey to black mm flecks of chlorite. All unit is epidote altered (green to yellowish color). The coarser part of the unit might have "porphiritic" micro amygdales of calcite and chlorite. From 277.9m till the end of the unit matrix is very fine and with up to 1cm size amygdales filled w calcite and chlorite. Fractures are healed w calcite and qrtz in minor places. Unit is very competent. Minor pyrite cubes (<1%). Lower contact is faulted marked by broken core. (Very competent core). Minor pyrite cubes (<1%). TR=SR=23.25m.
LS08001	289,75	291	FLT	SPL				Moderate to intense fault in same unit as above consisting in brittle material up top followed by 0.3m gouge section. TR=1.2; SR=0.85m.
LS08001	290,95	344,8	DLT	EPI				Grey to greenish medium gr Dolerite where it is possible to observe a ehedral crystallized matrix of feldspar w mm size and subrounded shape. Top of the unit shows redish to pale red patine of pervasive alteration as well as red cm intersections of vfgr soft homogeneous (amorphous) material (FeO). At 323,00m depth the iron oxides decrease sudenly and the rock color changes due to an increase of epidote alteration. @335 a 10cm exhalative intersection of coffee cream color w mm silica gel lithified bubbles (favo de mel structure??)often crystalized surrounding pyrite cubes. Epidote mm crystals (pistachio color hexagonal fine gr concentrations). Lower contact is very gradational and marked by a change in texture / fabric. At 297,25m – 397,5m a gouge section of FeO and Doleritic rock. TR=53,85m; SR=53,6m.
LS08001	344,8	412,1	SPL					Greenish to yellowish (epidote alteration chlorite fleck intense altered mafic rock (Splites) with pervasive and localized epidote alteration and mineral concentrations (intense @370-373.5m). All unit is very competent. Lower contact is faulted w a dip angle = 50°TCA. TR=SR=67.3m.

<b>LS08001</b>	<b>412,1</b>	<b>421,3</b>	<b>FLT</b>	<b>SPL</b>	<b>EPI</b>	Intense fault in same unit as above. Fault consists in brittle material and minor gouge sections. TR=9,20m; SR=9.10m.
<b>LS08001</b>	<b>421,3</b>	<b>429</b>	<b>SPL</b>	<b>CHL</b>		Grey basic rock w frequent chlorite flecks (iron-magnesium minerals altered?) - spilites -. Unit is competent and w frequent quartz and carbonates healing fractures. Lower contact is sharp and probably conformable (it has a qrtz band in between). TR=SR=7.65m.
<b>LS08001</b>	<b>428,95</b>	<b>442,4</b>	<b>VSD</b>			Dark green to greyish v.f.gr. volcanic sediments where there is no visible bedding nor visible cleavage. All unit is very homogeneous (is a groundmass from top to bottom). Local quartz (milky) occur in bands and veins. At 433,00m a pistachio color material occurs in ~10cm (not as hard as quartz, although harder than the sediments around - silica altered sericitic concentration?). Lower contact is faulted. All unit is very competent. TR=SR=13,45m
<b>LS08001</b>	<b>442,4</b>	<b>445</b>	<b>FLT</b>	<b>VSD</b>		Green v.f.gr volcanic sediments crossed by a fault represented by quartz and blocky + brittle material + gouge at the bottom. Last 10 cm of the fault are a brecciated material in sharp contact with the following rhyolites (debris - flow?). Contact dip=45° TCA. TR=2,6m SR=2,4m.
<b>LS08001</b>	<b>445</b>	<b>456,2</b>	<b>qRHY</b>			Grey silica altered rhyolitic rock where it is possible to observe cm phenocrystals of quartz with round shape. All unit is crossed by qtz veins. Up top it is possible to observe darker color cm beds of finer grain material (more acid ash-like material?). Rhyolite is medium to fine grain. At 447,50m beds are perpendicular TCA and are undulating. Competent core. Lower contact is sharp conformable with a dip of ~50°TCA. The last 2 meters of the unit are extremely sericitic and broken affected by the following fault. TR=11.2; SR= 11.1
<b>LS08001</b>	<b>456,2</b>	<b>486,4</b>	<b>FLT</b>	<b>ARGN</b>	<b>Q</b>	Strong fault starting in black graphitic very intense gauged and brittle argillites and changing to fine to medium grain non-phyrlic rhyolite (more kind of tuffite due to the sandy coherent textures where locally it is possible to observe graded bedding - Quartzites). Felsic rocks (Quartzites) occur at 463,20 till 465,80m and at 468,40m to 470,00m in sharp contacts with often quartz bands in between. Pyrite coarse grain allong with quartz veins and minor remobilized chalcopyrite-arsenopyrite occurs at 468,90 to 469m and at 469,65 to 469,90m. Unit is crossed by probable carbonate veinlets all the way through locally folded. Foliation in very open angles to core axis fault occurs in different lithologies intercalated by faulted contacts. It begins in black v.f.gr shales (ARGN) intensely gauged, with mottled qtz, and with brittle parts. At 462,70m quartzite like (??) rock occurs and lasts till 465,8m with intense qtz bands and veins. At 468,50m to 470,00m quartzites (?) again with pyrite, arsenopyrite and minor chalcopyrite in 10 cm small intersections. Carbonates all way down. Lower contact is marked by decrease of broken core. Quartzites (??) occur with fine to medium grain sandy – like high hardness rock. TR+SR=37,50m

LS08001	486,4	504,9	PQG	ARGN	Q	SLT	Dark grey to black v.f.gr argillites in thin intercalations of light grey silty and quartzitic beds. Quartzitic beds occur in thin rhythmic repetitions and occurs in 1-4m thick beds where grain is in general coarser grain. (e.g. at 486,40 - 491,60m); (at 500,70 - 504,90m). Carbonate veins w cream color occur all way down. Qrtz is very frequent in veins and bands. Lower contact is faulted marked by broekn core. TR=SR=18.5
LS08001	504,9	519,8	FLT	PQG	ARGN	Q	Strong fault in same unit as above and bellow. Fault consists in very broken core, gouge and intense qrtz veining. Foliation of the rock is paralel TCA and locally it is possible to observe core broken in two perfect parts allong core axis. TR=14.9m; SR=14.1m.
LS08001	519,8	548,7	PQG	ARGN	Q		Phylito-Quartzitic Group consisting in very weak competency black graphitic argillites w quartzites in beds of metric wide as well as thin intercalations within the ARGN. Black graphitic argillites occur w intense quartz veining and qrtz bands all way down. Bedding is normal; folded; kinked (possible fold zone?). S0=521.2m; normal bedding dip = 40°TCA. S0=523.00m bedding is very folded (flower structures). @537.00m foliation dip=55°TCA. A talq seam occurs @538.8m within qrtz band. Lower contact is faulted marked by intense gouge. TR=SR=28.9m
LS08001	548,7	552,5	FLT	PQG	ARGN	Q	Extremely intense fault consisting in thick 2.00m gouge (only!) followed by brittle material and broken core down at the bottom. Loss of 0.1m core. TR=3.7m;SR=2.5m.
LS08001	552,5	562,5	PQG	ARGN	Q		Black graphitic argillites w thin to thick fine gr quartzitic intercalations in between. Cream color veinlets of carbonates occur w qrtz veins associated as well qith recrystallized pyrite (locally). Bedding is very irregular: S0=10°TCA@553.3m; =50°TCA @554.5m; =25°@555.3m. S0 is folded (locally in closed folds) from 555m - 558m where it begins to be paralel TCA. Lower contact is faulted marked by broken core. TR=SR=10.00m.
LS08001	562,5	567,2	FLT	PQG	ARG	Q	Strong fault in same unit as above (PhylitoQuartzitic Group). Fault consists in solidified gouge in very low competency rock. Foliation paralel TCA. Brittle material occurs mainly @ the bottom. End of the hole @567.2m due to the hole getting too steep related to target position.
LS08001-1	556,4	569,5	FLT	PQG	ARG	Q	Strong fault in Phylito-Quartzitic sequence consisting in black graphitic argillites in majority and quartzitic layer in between w contorted and folded bedding. Fault consisting in black graphitic argillites in majority and Quartzitic layer in between w contorted and folded bedding. Fault consists in very weak rock; gouge and brittle material. TR= 12.8m; SR=11.9m. End of the hole @ 569.5m in order to bend the dip. The hole needed to be flattened. Went up to 350m and cemented 30m above the Vanruth plug. Bend was done with Devico Crew.

LS08001-2	325,7	345,1	DLT	EPI			Green to grayish medium to fine gr. Doleritic rock where it is possible to observe frequent centimetric red iron rich depositions in random shape patterns. Chlorite occurs in mm to centimetric mass depositions. Epidote alteration begins aprox. @335.30m where iron depositions suddenly decrease. @335.50m a 10cm zone of pyrite cubes surrounded by yellowish to greenish gely - like silica colloidal deposition where iron rich crystals are surrounded by this material as well looking like round small red eyes dots. - exhalative facies - . All unit is crossed by random orientation qtz veins. Lower contact is gradational marked by a texture change. TR + SR=19.35m.
LS08001-2	345,05	422,1	SPL	EPI	CHL		Green medium to fine gr. Spilites where it is possible to observe intense chlorite altered mafic minerals all way down. Epidote pistachio color pervasive alteration occurs all way down with localized higher concentration parts/zones. Iron oxides (FeO) amorphous depositions occurs in places. Lower contact is faulted. TR+SR=77m.
LS08001-2	422,05	426,1	FLT	SPL	EPI		Strong fault in same units as above and below. Fault consists in intense thick gouge sections followed by brittle and broken material. Lower contact of the fault dip = 40º TCA. TR= 3,20m SR= 2,30m.
LS08001-2	426,1	441,7	SPL	CHL			Grey to greenish fine to medium gr. Altered mafic rock where the skeleton of the matrix minerals is now replaced w chlorite. All unit is composed by feldspar (?) round minerals in the matrix of the rock. Quartz bands and veins crossing the unit all way down. Milky white carbonates crossing the unit locally in association to qtz veins. Chlorite within qtz veins. Lower contact is sharp possibly conformable although occurs w a qtz band dipping the same as the contact = 35º TCA. TR+SR=15.6m. (competent Core).
LS08001-2	441,7	441,9	VSD				Green vfg volcanic sediments typical of the Paraiso formation present in Aljustrel and Neves Corvo which occurs associated to the Borra de vinho shales in the Iberian Pyrite Belt. Lower contact is again Sharp + conformable but now dip = 55º TCA. TR+SR=0.17
LS08001-2	441,87	442,8	SPL	SER			Pale green altered basalt where now it is possible to observe feldspars altered to kaulinite (white soft clayey mineral) in phyrlic - like crystals. All unit is very altered (sericitic alteration) and chloritic flecks replacing mafic minerals occurs all way down. Lower contact is sharp although it is destroyed and not possible to measure. TR=SR=0.93m.
LS08001-2	442,8	444,3	VSD				Green V.F. Gr volcanic sediments similar to the Paraiso fm. Green Shales. Unit is broken in parallel planes (foliation?) all way down. Lower contact is destroyed (probably faulted). TR+SR=1.45m.
LS08001-2	444,25	445,9	qRHY	VSD			Green fine gr. Quartz phyrlic Rhyolite where it is possible to observe reoriented qtz phenocrysts to mm size. Unit is sericitized and to minor volcanic sediments amounts interbedded. Lower contact is faulted and not poss/ to measure. TR+SR=1.65m (unit is mod/broken)

LS08001-2	445,9	453	FLT	PQG	ARGN	Q	Strong fault in black graphitic argillites and in quartzites (light grey fine gr. Intercalations). Fault comprises gouge sections and minor broken core. Qtz in veinlets occurs mottled in places. TR=7.05m SR=5.35m
LS08001-2	452,95	510,6	PQG	ARGN	Q		Black v.f. Gr. Graphitic and slightly pyritic argillites w very frequent quartzitic sections and quartzitic vein lets interbedded in between. Top of the unit consists in fine (centimetric) quartzitic bands / layers within the black argillites. From 469.60m thick metric quartzites beds occurs almost w absence of black argillites. the quartzites bed @ 469,60 - 475,70 is crossed by remobilized chalcopyrite veinlets (<1%); by pyrite veins + veinlets and finally is crossed by carbonates (coffee cream color) in places. Quartz bands and veins are frequent in several generations. the section above this Quartzitic bed also presents pyrite veinlets normal bedding: So = 55° TCA @ 456.40m So = 55° @ 461,60m. So = 40° @ 473,55m. Core is very broken from 482.00m down till 486,00m. Recrystallized coarse gr. Pyrite occurs in decimetric sections always in association to qtz veins and bands and often parallel to quartzites layering. Lower part of the unit is mostly composed by black graphitic argillites w very rhythmically repeated layering of centimetric quartzitic layers w frequent cream color carbonates veins. @ 503,80m a debris-flow begins and lasts until 505,05m w pyrite vein lets Recrystallized in places. Lower contact is faulted warked by gouge. TR+SR=57.05m
LS08001-2	510,6	526,4	FLT	PQG	ARGN	Q	Extremely intense fault in same unit as above and bellow. Fault consists in thick gouge sections w brittle material in between. TR=13.60m SR= 13.00m.
LS08001-2	526,4	560,7	PQG	ARGN	Q	QVN	Phylito - Quartzitic Group in a weak competent successions of black graphitic argillites and light grey fine gr. Layered quartzites. Unit is quartz veins rich in places e.g. 534,80 till 535,80m (bands of Qtz). Pyrite veinlets and remobilized chalcopyrite strings accour all way down and are associated w qtz veins in majority. Visible chalcopyrite @ 540m; @549,35m; @552,00m. Lower contact is faulted marked by gouge. TR+SR=34.25
LS08001-2	560,65	568,3	FLT	PQG	ARGN	Q	Intense fault consisting in minor section of gouge up at the two first meters, followed by 4,5m gouge all solified now. Argiles + minor Q TR=6,90m SR=1,95m.

<b>LS08001-2</b>	<b>568,3</b>	<b>656,4</b>	<b>STWK</b>	<b>PQG</b>	<b>ARGN</b>	<b>Q</b>	<p>Grey to dark green v.f.gr. Argillites to chloritic alteration and to probable quartzitic centimetric beds finely repeated although are not very hard occurring mainly up top of the unit down till 595,8m. From 595,80m down it is possible to observe a texture variation in the lighter grey fine gr lithology because the beds are not as finely repeated and start to be layered in wider zones. Chloritic alteration increases from then on as well. All unit is crossed by several generations of coarse pyrite veins crossing the unit w no preferable orientation. Chalcopyrite occurs associated to the pyrite veins and bands (remobilized mm flecks of chalcopyrite). Quartz is offten associated to sulphides precipitation . From 624.00m down till 632.5m a fragile and dissolved zone occurs and in this section it is possible to observe qrtz decimetric bands;carbonates (?) taken away where now it occurs vugs in the rock, and minor cm yellow color places of altered carbonates (ankerite + dolomite) followed by oxidized massive sulphides sections (mine water circulation passing in this interval??). Lower contact is gradational marked only because the host rock changed. TR=SR=88.05m.</p>
<b>LS08001-2</b>	<b>656,35</b>	<b>678,4</b>	<b>STWK</b>	<b>RHY</b>	<b>CHL</b>		<p>Grey to dark green groundmass where it is possible to observe round and ehedric crystals of feldspars and quartz. Locally it is hard to distinguish if qrtz grs are there as well because all unit is silica altered as well. Unit is phyruc-like (matrix) and crossed by stockwork veining all way down. Qrtz crosses unit all way as well as chalcopyrite stringers in remobilized textures. Chalcopyrite &lt;1% of all unit. Pyrite is coarse gr in majority. @666.7m a redish colorimpregnation of oxides (previous sphalerite?) occurs within pyrite band; @ 672.6m yellowish color carbonate veins start to occurs in veinlets. @672.5 a red oxidation in a perfect seam occurs and repeats @fracture surfaces. Pyrrrotite bronze color w magnetic behaviour occurs @674.00m. Pyrite veins w intense vugs filled by black (oxides?) that were remobilized already in many places (marcassite oxidized and washed away @ the vugs?). @675.9m a possible grey silver color string of a metallcmineral occurs (iron poor sphalerite?). All unit is competent. Lower contact is gradational marked by a probable conformable change to an altered mafic rock. TR=SR=22.00m.</p>
<b>LS08001-2</b>	<b>678,35</b>	<b>687,3</b>	<b>STWK</b>	<b>SPL</b>	<b>CHL</b>		<p>Mafic altered rock where it is possible to observe mm chlorite flecks AWD (probably replacing mafic minerals?). Chlorite flecks seam to be reorientated allong ~40°TCA (fiammé features?). Unit is crossed by several generations of stockwork-like coarse pyrite veins. Qrtz is crossing the all unit as well. Chalcopyrite strings occur randomly. Calcite occurs in the fractures w "geode" crystalization. Lower contact is gradational marked by a change of "host" rock. @ 684.2m a 1 cm wide red oxide like bed occurs. TR=SR=8.95m.</p>

LS08001-2	687,3	709,9	STWK	RHY	RHY	CHL	SIL	Dark grey fine phuric-like "host" rock where it is possible to observe uhedric silica altered felspars and qrtz of mm size and hard as quartz (silica altered felspars?) Unit is crossed by carbonates in places as veins and bands. Qrtz in veins + bands. Pyrite (coarse gr) occurs in several generations. Pyrite is >1% in all unit). Red cm bands occurs in conformable layering-like (carbonates? Oxides?). Calcite occur in fractures. Chalcopyrite is apparently very rare and occurs in remobilizations. A cream to pink cm conformable felsite-like (?) bed occurs @705.9m. Lower contact is faulted marked by broken core and qrtz veining. TR=SR=22.6m.
LS08001-2	709,9	743,4	FLT	RHY	SPL	PQG	Strong fault zone affecting various lithologies and consisting in broken core, gouge parts, intense quartz veining. From 709.9-717.1m -- altered mafic - spilites - w visible chlorite flecks resulted from mafic minerals alteration. From 721.1-724.2m -- black graphitics argillites. From 724.2-734 -- Rhyolite phenocrystals rock. 734-743.4 -- Phylito Quartzitic Group. All unit is crossed by several generations of quartz veins and bands in a stockwork texture where pyrite is coarse gr and arsenopyrite occurs associated. TR=SR=33.5m.	
LS08001-2	743,4	758,4	PQG	ARGN	Q		Black graphitic and pyritic Argillites w frequent centimetric intercalations of grey fine gr quartzitic interbeds in undulated bedding dipping ~65°CA. Pyrite occurs in disseminations, pods, veinlets (total Py~30%). No visible chalcopyrite or Sphalerite. Lower contact is faulted. TR=SR=15m.	
LS08001-2	758,4	760,9	FLT	PQG			Fault in same unit as above consisting in thick gouge sections and minor brittle material. TR=SR=2.2m.	
LS08001-2	760,85	816,7	STWK	qRHY	CHL		Intense altered quartz phyrlic rhyolite w variations of texture where the phyrlic cxs decrease and increase randomly. All unit is crossed by stockwork - like veins where the majority are recrystallized coarse pyrite w arsenopyrite associated in the veins and w chalcopyrite in remobilized flecks. Top of the unit is showing more qrtz then the rest (due to the previous fault?). AT the top occurs a pseudobreccia of silica altered zones w "islands of the original rock. All unit is sheared and chlorite / quartz alteration is intense. Total Pyrite is ~35%. From ~809.5m pyrite veins and bands are even more intense as well as choloritic alteration. Lower contact is faulted. TR=SR=55.8m.	
LS08001-2	816,65	817,8	FLT	STWK	RHY	CHL	Strong fault in intense chloritic altered RHY (Chloritite?) where Pyrite bands and veins are very concentrated. Fault consits in gouge and competent zones in bewtween. TR= 1.15m SR=0.75m.	
LS08001-2	817,8	832,2	STWK	RHY	CHL	SER	Intense stockwork zone where the host rock crossed by recrystallized coarse veins and bands of Pyrite is a quartz / chlorite / sericite altered rhyolite. Economic mineral not visible. Lower contact is gradational. TR=SR=14.35m.	

LS08001-2	832,15	844,5	PYF	CHL			Intense chlorite altered rock-chloritite- where the texture of the associated massive sulphides is different from the previous called stockwork zone ascribed. The unit presents >60% Pyrite in fine and vgr paralel depositions (?) and w local and rare coarse pyrite bands in non-conformable layers (stockwork feeders crossing previous sedimentar pyrite depositions??). All unit shows a preferable re-orientation w a dip = 45-50°TCA. Sphalerite strings and veinlets paralel to general orientation of Pyrite. Arsenopyrite occurs sporadically within the pyrite veins. Barite(?) @837.4m; Galena occurs sporadically @ the bprders of qrtz veins. Lower contact is normal sharp dip = 55°TCA. TR=SR=12.3m.RQD=8.24; Fract=136
LS08001-2	844,45	850,3	ARGN	DPY			Black slightly graphitic and pyritic argillites where pyrite occurs in veins, pods and disseminations (pyrite ~10%). Unit is competent. Qrtz is rare. Lower contact is faulted marked by qrtz and broken core TR=SR=5.85m.RQD=2.72m; Fract=93.
LS08001-2	850,3	862	FLT	ARGN	RHY	DPY	Fault zone crossing various lithologies (850.3-855.6m) --black graphitic and pyritic argillites w pyrite in pods and disseminations. (858.65-862.00) black vgr slightly graphitic argillites. All faulted section in gouge rich w competent parts in between and w local brittle material in places. Qrtz~5%. TR=11.7m; SR=16.9m RQD=1.56m; Fract=458.
LS08001-2	862	866,5	ARGN	DPY			Black slightly graphitic and w disseminated pyrite (5%) argillites w qrtz mottled veins. Minor centimetric "veinlets" of pale grey vgr probable quartzitic-like interbeds occur all way down w an average dip of ~50°-55°TCA. (Phylito-Quartzitic Group brought in by previous fault?). Lower contact is conformable w a dip of 45°TCA. TR=SR=4.5m.RQD=1.38; Fract=73
LS08001-2	866,5	870	RHY	DPY	CHL		Dark green fine to medium gr altered rhyolite where the alteration is mainly chloritic-like. Pyrite(~15%) in disseminations and in faulted marked by broken core. TR=SR=3.5m; RQD=2.00m; Fractures=44.
LS08001-2	870	884,5	FLT	RHY	CHL		Fault zone in chloritic altered rhyolite. Fault comprises blocky and brittle material w intense qrtz veining and bands and gouge is minor. Qrtz ~20%. TR=13.9m; SR= 13.7m; RQD=3.57m; Fract=396.
LS08001-2	884,45	908,3	RHY	CHL	SPY		Chlorite altered fine to medium gr rhyolite w sparse pyrite stringers and veins. All unit is sheared through a dip of 50°TCA Chalcopyrite occurs remobilized w qrtz veins (<<1%) @ 901.65m a 0.2m gouge section occurs. Lower contact is faulted marked by qrtz and broken core. TR=23.85m; SR=23.65m; RQD=7.05m; Fractures=434.
LS08001-2	908,3	909,4	FLT	RHY			Quartz rich fault w minor gouge affecting the Rhyolite. TR=1.1; SR=1.05m; RQD=0.17; Fract=36
LS08001-2	909,4	952,9	qRHY	SER	SIL	CHL	Green sericitic altered quartz phyrlic rhyolite w round shape mm phenocrystals in places. All unit is stretched out with a dip of ~50°TCA. Silica alteration increases from 938.8m down together w sericitic rich seams. Chloritic flecks occurs as well as stretched out. Intense qrtz veining @ 943-947.00m. Lower contact is gradational marked by change of lithology. TR=SR=43.45m RQD=18.69m; Fract=700.

LS08001-2	952,9	966	SPL	CAL	CHL	Pale green to cream v f gr altered mafic rock - spilite - where it possible to observe intense chlorite mm minerals (probably alteration of mafic minerals) all way down and carbonates occur in veins as well. Minor pyrite recrystallized crystals allong with qrtz veins in places (<1%). End of the hole @ 966.00m due to the end of mineralized zones. TR=SR=13.1mRQD=10.46m; Fract=87.
LS08002	1,9	23,6	VSD			Weathered vf gr violet to brown volcanic sediments of paraíso formation called "Borra de Vinho" . All unit is extremely broken and brittle in places w ferruginous patine all over fractures. Lower contact is faulted marked by broken core. TR=SR=21.7m.
LS08002	23,6	51,3	FLT	VSD	VAT	Strong fault zone starting in violet color volcanic sediments, changing to grey color v f gr volcanic ash tufts @ 36.85m. Fault consists in very gouged core with brittle material in between and a qtz band @ 32.6m. TR=19.3m; SR=15.20m
LS08002	51,3	72,9	VAT			Dark grey v f gr volcanic ash tufts where core is still weathered w iron oxides of reddish color all way down. Bedding is folded and with crenulations in places. All unit is very broken and with brittle parts. Foliation and fractures @ open angles. Bedding is parallel TCA in places. Lower contact is faulted and marked by broken core. TR=21.6m; SR=21.2m.
LS08002	72,9	79,8	FLT	ARGN	SPL	Fault in black graphitic argillites consisting of brittle material in majority and minor spilite of fine gr in intercalations. TR=6.9m; SR=4.10m
LS08002	79,8	87,5	SPL	ARGN		Random intercalations between fine gr spilite of aphanitic texture and greenish to grey color with minor pyrite strings and in sharp conformable contacts w black graphitic and minor pyritic argillites. Bedding =20°TCA@83.95m; =50°@85.9m; =55°@86.3m; At 85.7m occur minor possible stretched filled bubbles???. Lower contact is faulted. TR=7.7m; SR=7.5m.
LS08002	87,5	108,9	FLT	ARGN	VSD	Strong fault mainly in graphitic black argillites but in volcanic greenish vf gr sediments from 89.7-90.15m as well, and with a qtz band in minor zones up top of the unit. Fault consists in brittle material and thick gouge sections. TR=21.4; SR= 15.2m.
LS08002	108,9	114,6	SPL			Greenish to grey fine to medium gr. Spilite rock. Chlorite occurs in mm minerals probably altered from mafic crystals. Competent core. Lower contact is sharp conformable dip=50°TCA. TR+SR=5.7m
LS08002	114,6	123,3	ARGN	VAT		Black graphitic vf gr argillites and dark grey vf gr volcanic ash tufts with less graphitic content. Bedding is normal. S0=60°TCA @ 119.70m; 70°@ 120.70m. Lower contact is sharp although not possible to measure. TR+SR=8.65m
LS08002	123,25	132,5	SPL			Greenish fine to medium gr spilite rock where chlorite mm crystals are now replacing previous mafic minerals. Lower contact is faulted. TR+SR=9.2m
LS08002	132,45	134	FLT	ARGN		Black graphitic argillites affected by a moderate fault consisting in gouge and minor brittle material. TR=1.55m SR=0.15m
LS08002	134	151,5	ARGN			Black vf gr graphitic and minor pyritic argillites in very lose competency core affected by tectonics probably and with gouge parts in places. Lower contact is sharp not possible to measure. TR=17.5m SR=16.85m

LS08002	151,5	154	SPL				Grey to greenish fine gr Doleritic rock where chlorite minerals occurs as an alteration of probable mafic minerals. Lower contact is sharp dip=90°TCA. TR+SR=2-5m
LS08002	154	197,9	FLT	ARGN	SPL		Important fault zone crossing black graphitic argillites (with minor diagenetic pyrite) and greenish to grey spillite-like passages. Fault consists of gouge, brittle and broken material. TR=32.5 SR=21.3
LS08002	197,9	199,5	DLT				Greenish v.f gr to fine gr Doleritic unit. Lower contact is broken although it is gradational with next unit. TR+SR=1.6m
LS08002	199,5	211,1	SPL				Grey to dark green medium to fine gr altered mafic rock -SPILITE- where chlorite occurs as the altered mafic minerals. Competent core. Local qtz bands. Faulted lower contact. TR+SR=11.6m
LS08002	211,1	212,9	FLT	SPL			Fault in same unit as above consisting of broken core with precipitated carbonates at the fracture planes. -calcite-. TR+SR=1.4m
LS08002	212,9	223,4	SPL				Grey fine to medium gr altered mafic rock - Spilites- (same as previously). Lower contact is gradational. TR+SR=10,5m
LS08002	223,4	225,2	VAT				Dark grey v.f.gr. Volcanic ash tufts locally with coarser gr. and with pyrite mm cubes (<1%). Lower contact is possibly faulted marked by intense molted quartz and minor broken core. TR=SR=1.8m
LS08002	225,2	244,5	SPL	ARGN	SER		Greenish to grey altered mafics unit interbedded with black slightly argillitic rock in sharp contact and with intense qtz veining. Locally occur bubbles-like alteration of mm size filled by probable carbonates. Sericitic alteration. Lower contact is faulted. TR+SR=19.3
LS08002	244,5	246,5	FLT	SPL	ARGN	QVN	Greenish fine gr. altered mafic rock and black v.f.gr argillites, all crossed by a probable fault consisting in intense qtz veining. TR+SR = 2m
LS08002	246,5	251,5	ARGN				Black v. f. gr. graphitic and minor pyritic argillites with local broken and gouged parts. TR = 5m Sr =4.8
LS08002	251,5	253	FLT	ARGN	SPL		Fault in black graphitic argillites and with minor passages of spilites consisting in gouge and broken core. TR=1.5m SR=1.25
LS08002	253	262,3	SPL	ARGN	EPI		Greenish f. gr. altered mafic rock with altered mafic mineral (now chlorite) and with white color mm bubbles filled by carbonates. Yellowish epidote alteration. @ 258.70m a 0.25m black argillitic bed occur in sharps contacts with spillite. Lower contact is sharp dip = 65°TCA. TR+SR=9,25m
LS08002	262,25	264	ARGN				Black v.f.gr. graphitic and minor pyritic argillites with pyrite in cubes and pods. Lower contact is sharp although dip not possibly to ascertain. TR+SR=1.7m
LS08002	263,95	265,6	SPL	EPI			Greenish fine gr. altered mafic rock where it is possible to observe altered mafic minerals (now chlorite flecks) and sub-rounded bubbles filled with carbonates . Yellowish epidote alteration. Lower contact is probably faulted. TR+SR=100%
LS08002	265,6	268,1	ARGN				Black graphitic v.f.gr. argillites with minor pyrite. TR+SR=100%
LS08002	268,1	270,4	FLT	ARGN	QVN		Probable fault in black graphitic argillites crossed by decimetric qtz bands. Possible fault? TR+SR=100%

LS08002	270,4	275,1	SPL	SER	EPI		Greenish fine to v.f.gr spilites with intense sericitic alteration and some epidote alteration as well. Unit has strapy texture paralel to core axis. Lower contact is sharp dip ~25º TCA. TR+SR=100%
LS08002	275,1	276,4	VAT				Grey v.f.gr volcanic ash tufts with minor local qtz bands. Minor sericitic alteration. Lower contact is gradational. TR+SR=100%
LS08002	276,4	278,8	SPL				Greenish strapy texture spilite very similar to 270.40 - 275.15m unit. Lower contact is gradational. TR+SR=100%
LS08002	278,75	284,2	DLT				Dark green fine to med. gr. Doleritic unit with local ferruginous patine and with moderate qtz veinlets. Lower contact is faulted dip = 20º TCA. TR+SR=100%.
LS08002	284,2	286	FLT	DLT			Fault in same unit as above and bellow consisting of gouge at top; brittle material and carbonate white veins. TR=100% - 0,10m SR= TR-0,40m
LS08002	286	328	DLT	EPI	SER		Dark green medium gr. doleritic rock where iron rich zones occur frequently in pervasive patines where all rock gains a redish color. Sericitic rich seams occur randomly as weel as in a patine pervasive alteration. Epidote pistachio color is pervasive where it occurs as well. Carbonates filling in previous vugs occur all way down. From 322.00 - 326.00 FeO is more intense in a pervasive patine. Lower contact is faulted. TR+SR=100%
LS08002	328	328,5	FLT	DLT			Fault in same litho as above and bellow. Fault consists of very broken core and minor gouge. TR=0.50m SR=0.35m
LS08002	328,5	354	DLT				Dark green to greywish medium gr. Doleritic rock (same as above) with iron and silica rich amorphous depositions from 336.50 down till the end of the unit. Lower contact is gradational. TR+SR=100%
LS08002	354	380	SPL	EPI			Green medium gr. altered mafic rock with intense epidote (pistachio color) alteration all way down. Chlorite flecks of mm size occur all way down due to alteration of previous mafic minerals. Top of the unit shows iron rich concentration with red color. Lower contact is faulted marked by intense gouge. TR+SR=100%
LS08002	379,95	381,8	FLT	SPL			Intense fault in same lithology as above and bellow consisting in thick gouge sections. TR=0.80 SR=0.15m
LS08002	381,8	414,5	SPL	EPI			Intense epidote altered spilitized rock where chlorite is now replacing previous mafic minerals all way down. Epidote pistachio color is pervasive although shown higher concentration zones in places. All unit is extremely competent. Qtz occurs in places in veins. Lower contact is faulted. TR+SR=100%
LS08002	414,5	416,5	FLT	SPL			Moderate intense fault consisting in gouge and minor brittle spilites. TR=2.90m SR=2.70m
LS08002	416,5	433,6	SPL				Felchpar rich spilitized rock where mm felchpars are stretched allong ~ 35º TCA as well as the chlorite mm flecks. Lower contact is faulted. TR+SR=100%
LS08002	433,6	435	FLT	SPL	VSD		Fault is same unit as above consisting in brittle material and minor gouge parts. Part of the fault crosses v.f.gr green volcanic sediments. TR=0.90m SR=0.70m

LS08002	435	461,1	VSD	CAL	CAL		Greenish to grey v.f.gr. volcanic sediments where it is possible to observe carbonates (calcite) all way down in paralel bands. (mostly from 442.50m down till 446.80m) lower contact is gradational. TR+SR=100%
LS08002	461,05	479,5	RHY	VSD	CAL		Possible acid lava where it is possible to observe bubbles filled with calcite. Bubbles are mm size and with sub-rounded shape which are sheared. Volcanic sediments similar to the unit above (VSD) occur in interbeds. Shear dip= 65° TCA. Unit is broken. Lower contact is faulted. TR+SR=100%
LS08002	479,5	480,2	FLT	RHY	CAL		Fault in same unit as above and below consisting in smashed core.. TR=0.60m SR=0.30m
LS08002	480,2	492,3	RHY	VSD			Fine gr. Rhyolitic tuff with green v.f.gr volcanic sediments passages in between. Bedding dip=50° TCA. Lower contact is sharp dipping 60° TCA. Broken core @ 488.90m (possible fault). TR+SR=100%
LS08002	492,25	493,1	ARGN				Black v.f.gr. graphitic argillites with mottled qtz and minor pyrite in veinlets and pods. Lower contact is faulted. TR+SR=100%. RQD= FR=
LS08002	493,1	516,3	FLT	ARGN	PQG		Intense and large fault zone in black graphitic argillites and in light grey phylito quartzitic group. Fault consists in thick gouge sections, quartz bands and in brittle core. Fault is responsible for the contact with the following PQG. RQD=0.76 F=1908 TR=22.70m SR=9.20m
LS08002	516,3	519,3	PQG	ARGN	Q		light grey fine gr. phylito quartzitic group quartzites crossed by intense qtz veining. Unit comprises remobilized chalcopryrite often deposited with qtz veins. Lower contact is faulted. TR+SR=100% RQD=1.76m FRACT=35
LS08002	519,25	521,1	FLT	PQG	ARGN	Q	Dark grey v.f.gr. argillites with v.f.gr thin intercalations of quartzitic lithology. Fault consisting in thick gouge sections. TR= 100% SR= TR -0.6m RQD= 0m FRT=110
LS08002	521,1	530,8	PQG	ARGN	Q		Dark grey v.f.gr. argillites on top of the unit with intercalations of thin beds of quartzitic origin and decimetric beds of pale grey f.gr. quartzites from 529.25m where it is possible to observe remobilized chalcopryrite with more frequency @ 529.70 - 530.30m. Within the quartzites and associated to the qtz veins crossing the unit in several generations. Lower contact is faulted. TR+SR=100% RQD=1.07 FRT=317
LS08002	530,8	558,5	FLT	PQG	ARGN	Q	Intense fault zone in phylito-quartzitic group consisting of thick gouge sections interbedded by thin fine gr. quartzites interbeds. Carbonates occur in mm veins paralel to bedding (cream color carbonates - ankerite?). TR=100%-4.30m SR= TR-6.4m RQD=0.61 FRT=12.88
LS08002	558,45	569,4	STWK	PQG	ARGN	Q	Stockwork texture crossing dark grey v.f.gr. argillites and fine gr. quartzites. Sulphides are mainly pyritic and pyrite occurs in coarse gr. Recrystallizations. Locally it is possible to observe silver color arsenopyrite associated with the pyrite veins and bands. Stretching of the unit dips ~45° TCA. TR+SR= 100% RQD=4.91 FR=141

<b>LS08002</b>	<b>569,4</b>	<b>590,7</b>	<b>STWK</b>	<b>qRHY</b>	<b>CHL</b>		Stockwork network of moderate intensity where the sulphides are mainly pyritic containing chalcopyrite strings in remobilizations (<<1%). Host lithology is a quartz phyrlic rhyolitic rock.. Phenocrysts are stretched out and are subrounded in shape. Top 4m of the unit are qtz rich where qtz occur in bands and veins of several generations and with chalcopyrite, pyrite and arsenopyrite associated. Core is competent except in places where it is slightly broken. Chloritic alteration all way down. All unit is stretched through ~ 50° TCA. TR+SR=100% RQD=14.36 FRT=165
<b>LS08002</b>	<b>590,65</b>	<b>593,7</b>	<b>STWK</b>	<b>PQG</b>	<b>ARG</b>	<b>Q</b>	Dark grey v.f.gr. argillites and fine gr. paler grey thin intercalations of quartzites all crossed by a moderate intense stockwork network of pyrite veins crossing the unit in several generations. Unit is tectonically influenced with a shear dip of ~ 50° TCA. Lower contact is faulted marked by gouge dip=50° TCA TR=100% SR=100% RQD=0.84 FR=54
<b>LS08002</b>	<b>593,7</b>	<b>594,1</b>	<b>FLT</b>	<b>PQG</b>	<b>ARG</b>	<b>Q</b>	Fault in same unit as previously described and consisting of only gouge from top to bottom. TR=0.40m SR=0.00m RQD=0.00m FR=35
<b>LS08002</b>	<b>594,05</b>	<b>595,4</b>	<b>STWK</b>	<b>PQG</b>	<b>ARG</b>	<b>Q</b>	Stockwork texture crossing phylito quartzitic group - same as above - where pyrite veins and band are remobilizing chalcopyrite strings (<<1%) and pyrite is coarse gr. all way down. Lower contact is sharp dip=55°TCA TR+SR=100% RQD=0.28 FRT=25
<b>LS08002</b>	<b>595,4</b>	<b>595,8</b>	<b>SPL</b>	<b>SER</b>			Very sericitized spilite where chlorite minerals replacing previous mafic minerals as now stretched through ~ 55° TCA dip.Unit is disposed in sharp contacts with the units above and below dipping 55° TCA at the bottom. TR+SR=0.35m RQD=0.00m FRT=11
<b>LS08002</b>	<b>595,75</b>	<b>616,9</b>	<b>STWK</b>	<b>PQG</b>	<b>ARG</b>	<b>Q</b>	Stockwork network of pyritic massive sulphides in majority although it is possible to observe local chalcopyrite strings in remobilizations. Carbonates occur in places. Lower contact is not possible to ascertain. TR+SR=100% RQD=8.86m FRT=334
<b>LS08002</b>	<b>616,9</b>	<b>701,4</b>	<b>STWK</b>	<b>qRHY</b>	<b>CHL</b>		Intense stockwork network crossing Rhyolitic rock where it is possible to observe coarse grain all the way down and QTZ phenocrysts of mm scale. Chalcopyrite increases and decreases randomly with some zones of higher concentration suc as: 621m - 625.5m where it is even possible to say that the massive sulphides are finer grained arsenopyrite AND from 627m (approx.) Pyrrhotite starts to occur. At 628.9m iron rich sphalerite occurs in one single string. Bournite multicolour precipitations at 638.4m . Pyrrhotite is very intense all the way down. Minor sphalerite in veins in places. Intense qtz bands occur from 687.2 - 689.6m. Lower contact is gradational conformable. TR+SR=100%. RQD = 69.09, FRT = 658

<b>LS08002</b>	<b>701,35</b>	<b>749</b>	<b>STWK</b>	<b>PQG</b>	<b>ARGN</b>	<b>Q, PY</b>	Moderate to intense stockwork which consists of wider pyrite veins and bands at top of the unit followed by thinner veins and veinlets of pyrite parallel to bedding. Stockwork crosses black pyritic argillites which locally are more graphitic, and crossed lighter grey fine grained quartzitic beds. Bedding is normally dipping ~40° TCA. From 718m down the chloritic alteration increases and the texture of the stockwork changes to a more recrystallized-like pyritic sedimentation where pyrite occurs more as coarse grained pods and round shape recrystallisations. From 722m down pyrite occur as the nucleation of square mm crystals (???). It looks like Feldspar shape crystals although harder than Feldspars(???). Pyrite round nodules from 736m down locally associated with Quartz. Graphitic content increases toward the bottom. Lower contactis faulted. TR + SR = 100%. RQD = 25.76m, Fract. = 754.
<b>LS08002</b>	<b>749</b>	<b>754,2</b>	<b>FLT</b>	<b>PQG</b>	<b>ARGN</b>	<b>Q</b>	Moderate to intense fault in same unit as above, in broken core. Moderate gouge and minor to moderate QTZ in bands. Fault occurs in very graphitic shales with minor pyrite. TR= , SR= . RQD=2.56m, FRT=141.
<b>LS08002</b>	<b>754,2</b>	<b>756,5</b>	<b>STWK</b>	<b>PQG</b>	<b>ARGN</b>	<b>Q</b>	Phylito-Quartzite group grossed by several veins, pods and disseminations of pyrite which seems to be recrystallised. Normal bedding dip = 40° TCA with local undulated beds of Q. Lower contact gradational, marked by increase of pyritic content. RQD = 1.86m, FRT=20.
<b>LS08002</b>	<b>756,5</b>	<b>760,4</b>	<b>PYF</b>	<b>RHY</b>			Semi massive zone where sulphides are pyrite (coarse grained) in majority, arsenopyrite concentration sporadic. Host rock is difficult to ascertain but looks like rhyolite-like to yellowish amorphous pumice . Chalcopyrite doesn't seem to be present. All unit is stretched(?)/bedded(?) with dip of ~30° TCA. Pyrite is aprox. 80 - 90% of all the unit. The texture is not like stockwork although might be a thick vein. Top and bottom contacts are made out of a fine soft material although it might be the equivalent of an exhalative unit(???). TR + SR = . RQD = 3.68m, FRT=19.
<b>LS08002</b>	<b>760,4</b>	<b>787,5</b>	<b>STWK</b>	<b>CHL</b>	<b>qRHY</b>	<b>SER</b>	Stockwork zone crossing quartz phyrlic rhyolites where it is possible to observe carbonate veins randomly and chloritic alteration all the way down. Sericite is rare. Top of the unit is not very rich in sulphide veins, but the bottom increases(especially from 780.8m down). all unit is stretched ~30° TCA. TR+SR=100%, RQD=20.9m, FRT=144
<b>LS08002</b>	<b>787,5</b>	<b>833,7</b>	<b>PYF</b>	<b>RHY</b>	<b>CHL</b>		Pyritic facies in sub-massive sulphides crossing a very intense chlorite altered rock - chloritite - and sporadically it is possible to observe a rhyolitic-like rock such as at 816m and 810.5m. Pyrite is coarse near top of unit down until ~800m where it is finer grained and veins are more parallel whereas before would cross each other. Chalcopyrite occurs more often from 809m in remobilizations or in disseminations associated withpyrite veins. Arsenopyrite occurs randomly. Sphalerite difficult to ascertain if present of not. lower contact is dipping sharply 30° TCA. Core competent. TR+SR=100%, RQD=28,92, FRT=336.

LS08002	833,7	834	ARGN					Black graphitic and non-pyritic argillites with no visible bedding and in a competent piece of core with QTZ mm scale crystals. Lower contact is faulted. TR+SR=0.3m, RQD=0.23m, F=4.
LS08002	834	839,5	FLT	ARGN				Very intense Fault in same argillites as above. Fault expressed in core loss, gouge and brittle material. TR=4m, SR=0.9m, RQD= , FRT= . NOTE: The Fault was the cause of the technical problems which forced the hole to be ended (abandoned) at 839.5m



# Anexos II

Métodos de estudo e análise utilizados para as  
amostras seleccionadas

II.1a: Sondagem LS1

II.1b: Sondagem LS02



## II.1a: Sondagem LS1

<b>Amostras</b>	<b>Petrografia</b>	<b>Química Mineral</b>	<b>Geoquímica de Rocha Total</b>
LS1-440,6	x	x	
LS1-443,2	x		
LS1-456,7			
LS1-458,8	x	x	x
LS1-473,0	x		
LS1-574,5	x		
LS1-587,3	x		
LS1-588,2	x		
LS1-597	x		
LS1-599,40	2x		
LS1- 614,2	2x		
LS1-619,5	x		
LS1-642,6	x	x	x
LS1-657	2x		
LS1-665,2	2x		
LS1-672,8	x		
LS1-679,8	x	x	x
LS1-689,5	2x	x	
LS1-691,5	x	x	
LS1-695,2	2x		
LS1-704,9	x	2x	x
LS1-747,9	x	x	x
LS1-768,5	x		
LS1-775,6	2x		
LS1-787,6	2x		
LS1-794,8	2x	2x	x
LS1-806,0	x	x	x
LS1-807,5	x		
LS1-814,5	2x		
LS1-819,2	2x		
LS1-826,0	x		
LS1-830,5	2x		
LS1-835,5	x	x	
LS1-840,2	2x		
LS1-843,2	2x		
LS1-868,1	x		
LS1-898,1	x		
LS1-914,9	x		
LS1-922,8	2x	x	x
LS1-961,0	2x	2x	x

## II.1b: Sondagem LS02

<b>Amostras</b>	<b>Petrografia</b>	<b>Química Mineral</b>	<b>Geoquímica de Rocha Total</b>
LS02-398,8	x		
LS02-439,6	x		
LS02-472,1	x	x	x
LS02-497,2	x		
LS02-518,9	x		
LS02-559,1	x	x	x
LS02-567,2	x		
LS02-580,3	x		
LS02-589,4	x	x	x
LS02-602,6	x		
LS02-612,9	x		
LS02-620,0	2x	x	x
LS02-637,1	2x	x	x
LS02-650,6	2x		
LS02-656,4	2x		
LS02-672,4	2x	x	
LS02-693,5	x	x	x
LS02-702,3	3x	2x	x
LS02-705,4	2x		
LS02-717,2	x		
LS02-725,5	x	x	x
LS02-742,0	x		
LS02-756,4	x	x	x
LS02-761,3	x		
LS02-766,4	x	x	x
LS02-775,2	x		
LS02-786,3	2x	x	x
LS02-798,3	x		
LS02-810,2	2x		
LS02-821,0	x		

## Anexos III

Condições de leitura e padronização de microsonda electrónica para os elementos químicos analisados

III.1a: Condições de leitura/medição para Clorites

III.1b: Condições de leitura/medição para Sericites

III.1c: Condições de leitura/medição para

Carbonatos

III.1d: Condições de leitura/medição para Feldspatos



### III.1a: Condições de leitura/medição para Clorites

	Element	Standard name	Mass(%)	ZAF Fac.	Z	A	F
1	SiO2	almandine.ast	39,19	2,8799	4,4824	0,6424	1,0001
2	Na2O	albite.ast	11,59	5,502	10,7239	0,5109	1,0041
3	MnO	bustamite.ast	24,31	0,2625	0,2704	0,9706	1,0001
4	K2O	sanidine.ast	12,11	1,072	1,2031	0,8908	1,0003
5	TiO2	kaersutite.ast	5,04	0,5416	0,5714	0,9406	1,0076
6	MgO	chlorite.ast	33,51	4,6561	7,4584	0,6211	1,0052
7	Cs2O	pollucite.ast	31,81	0,5496	0,5876	0,9353	1
8	FeO	almandine.ast	23,27	0,199	0,2024	0,983	1
9	Cr2O3	chromium_ox.ast	100	0,3636	0,3706	0,9811	1
10	Al2O3	almandine.ast	22,05	3,6182	5,9537	0,6037	1,0066
11	CaO	almandine.ast	4,2	0,8793	0,9526	0,9188	1,0047
12	BaO	benitoite.ast	37,08	0,5092	0,5389	0,9448	1
13	F	apatite.ast	3,77	3,3213	21,5322	0,1543	1
14	NiO	nickel_sil.ast	102,6928	0,1222	0,1238	0,9874	1

### III.1b: Condições de leitura/medição para Sericites

	Element	Standard name	Mass(%)	ZAF Fac.	Z	A	F
1	SiO2	almandine.ast	39,19	2,8799	4,4824	0,6424	1,0001
2	Na2O	albite.ast	11,59	5,502	10,7239	0,5109	1,0041
3	MnO	bustamite.ast	24,31	0,2625	0,2704	0,9706	1,0001
4	K2O	sanidine.ast	12,11	1,072	1,2031	0,8908	1,0003
5	TiO2	kaersutite.ast	5,04	0,5416	0,5714	0,9406	1,0076
6	MgO	almandine.ast	10,7	4,1909	8,0108	0,52	1,006
7	Cs2O	pollucite.ast	31,81	0,5496	0,5876	0,9353	1
8	Rb2O	Cal-STD	109,36	4,2505	5,7041	0,7452	1
9	CaO	almandine.ast	4,2	0,8793	0,9526	0,9188	1,0047
10	Al2O3	almandine.ast	22,05	3,6182	5,9537	0,6037	1,0066
11	Cl	tugtupite.ast	7,58	1,6241	1,9952	0,814	1
12	FeO	almandine.ast	23,27	0,199	0,2024	0,983	1
13	Cr2O3	chromium_ox.ast	100	0,3636	0,3706	0,9811	1
14	F	apatite.ast	3,77	3,3213	21,5322	0,1543	1
15	NiO	nickel_sil.ast	102,6928	0,1222	0,1238	0,9874	1
16	BaO	benitoite.ast	37,08	0,5092	0,5389	0,9448	1

### III.1c: Condições de leitura/medição para Carbonatos

	Element	Standard name	Mass(%)	ZAF Fac.	Z	A	F
1	CaO	calcite.ast	55,94	0,8973	0,9293	0,9656	1
2	CO <sub>2</sub>	calcite.ast	44,04	19,7512	73,9085	0,2672	1
3	MnO	bustamite.ast	24,31	0,2625	0,2704	0,9706	1,0001
4	FeO	almandine.ast	23,27	0,199	0,2024	0,983	1
5	TiO <sub>2</sub>	kaersutite.ast	5,04	0,5416	0,5714	0,9406	1,0076
6	MgO	almandine.ast	10,7	4,1909	8,0108	0,52	1,006
7	La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	monazite.ast	15,13	0,4791	0,5161	0,9282	1
8	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	monazite.ast	10,15	0,3447	0,3637	0,9477	1
9	BaO	barite.ast	65,45	0,5346	0,5744	0,9307	1
10	Na <sub>2</sub> O	plagioclase.ast	4,35	5,2182	10,7639	0,4827	1,0043
11	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	monazite.ast	36,08	0,4302	0,4596	0,936	1
12	SrO	celestite.ast	56,2	3,408	4,3528	0,7792	1,0048

### III.1d: Condições de leitura/medição para Feldspatos

	Element	Standard name	Mass(%)	ZAF Fac.	Z	A	F
1	SiO <sub>2</sub>	albite.ast	68,52	3,1361	4,39	0,7144	1
2	Na <sub>2</sub> O	albite.ast	11,59	5,502	10,7239	0,5109	1,0041
3	BaO	benitoite.ast	37,08	0,5092	0,5389	0,9448	1
4	K <sub>2</sub> O	sanidine.ast	12,11	1,072	1,2031	0,8908	1,0003
5	CaO	plagioclase.ast	11,8	0,8594	0,9355	0,9185	1,0001
6	MgO	almandine.ast	10,7	4,1909	8,0108	0,52	1,006
7	TiO <sub>2</sub>	rutile.ast	100	0,5904	0,606	0,9742	1
8	SrO	celestite.ast	56,2	3,408	4,3528	0,7792	1,0048
9	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	sanidine.ast	18,76	4,2406	5,8686	0,7117	1,0152
10	FeO	almandine.ast	23,27	0,199	0,2024	0,983	1

# Anexos IV

## Dados Micro-analíticos de Filossilicatos

IV.1a: Análises de Clorite IIa

IV.1b: Análises de Clorite IIb

IV.2a: Análise de Sericite IIa

IV.2b: Análise de Sericite IIb



IV.1a: Análises representativas das Clorites associadas à fase principal de alteração mineralizante  
(Clorite IIa)

Referência da análise	1_642.6_b1	1_642.6_b2	1_642.6_b3	1_679.8_b1	1_679.8_b2	1_679.8_b4	1_691.5_b1	1_704.9_b1	
Nº de análises (média por amostra)	7	6	2	6	7	11	2	2	7
<b>SiO<sub>2</sub></b>	24.11	23.66	23.75	23.79	24.11	24.50	24.13	24.75	23.99
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.18	0.58	0.03	0.04	0.03	0.06	0.03	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21.60	22.18	21.95	22.63	22.30	21.94	20.36	20.54	21.73
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.05	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.03	0.03
<b>FeO</b>	38.34	38.17	36.96	36.49	36.39	35.86	42.14	39.09	36.82
<b>MnO</b>	0.07	0.09	0.09	0.17	0.17	0.17	0.02	0.04	0.06
<b>MgO</b>	5.87	5.32	5.91	6.85	7.10	7.08	3.13	5.72	6.93
<b>CaO</b>	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.03	0.04	0.14	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	0.00	0.04	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
<b>TOTAL</b>	90.08	89.63	89.46	90.01	90.12	89.61	89.84	90.23	89.59
<b>Número de íões na base de 28 oxigénios</b>									
<b>Si</b>	5.299	5.227	5.228	5.181	5.238	5.335	5.436	5.451	5.262
<b>Al<sup>(IV)</sup></b>	2.701	2.773	2.772	2.819	2.762	2.665	2.564	2.549	2.738
<b>Total<sup>(IV)</sup></b>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
<b>Al<sup>(VI)</sup></b>	2.894	3.002	2.923	2.991	2.948	2.969	2.844	2.779	2.881
<b>Ti</b>	0.003	0.020	0.097	0.005	0.005	0.003	0.010	0.005	0.004
<b>Cr<sup>3+</sup></b>	0.002	0.005	0.003	0.001	0.001	0.003	0.001	0.003	0.003
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	7.048	7.053	6.806	6.646	6.612	6.533	7.940	7.199	6.754
<b>Mn</b>	0.014	0.018	0.016	0.032	0.031	0.032	0.002	0.008	0.010
<b>Mg</b>	1.925	1.753	1.940	2.224	2.298	2.298	1.052	1.876	2.265
<b>Ca</b>	0.005	0.006	0.005	0.004	0.004	0.003	0.001	0.003	0.004
<b>Na</b>	0.013	0.012	0.060	0.007	0.003	0.005	0.000	0.007	0.004
<b>K</b>	0.002	0.001	0.012	0.004	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002
<b>Al/(Al+Mg+Fe)</b>	0.38	0.40	0.39	0.40	0.39	0.39	0.38	0.37	0.38
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	0.79	0.80	0.78	0.75	0.74	0.74	0.88	0.79	0.75
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub></b>	0.90	0.94	0.93	0.95	0.93	0.90	0.84	0.83	0.91

IV.1a: Análises representativas das Clorites associadas à fase principal de alteração mineralizante (Clorite IIa) (Cont.)

Referência da análise	1_704.9_B1	1_704.9_B2	1_704.9_B3	1_794.8_B1	1_794.8_B2	1_806_b1	1_806_b2	1_806_b3	
Nº de análises (média por amostra)	8	4	2	2	8	5	6	8	4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	24.40	24.45	24.45	25.01	23.98	23.92	23.93	23.82	24.04
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21.82	21.39	20.97	20.13	22.11	22.06	22.88	22.79	22.46
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.02	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01
<b>FeO</b>	36.74	37.95	38.74	36.49	36.32	36.70	36.36	37.00	36.89
<b>MnO</b>	0.04	0.04	0.02	0.07	0.04	0.03	0.20	0.19	0.22
<b>MgO</b>	6.84	6.43	5.61	7.72	7.17	7.30	6.24	6.31	6.30
<b>CaO</b>	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.04	0.03	0.02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.05	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.06	0.02	0.03
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.01	0.01
<b>TOTAL</b>	89.99	90.33	89.89	89.51	89.68	90.07	89.80	90.17	89.98
<b>Número de iões na base de 28 oxigénios</b>									
<b>Si</b>	5.316	5.342	5.397	5.479	5.237	5.212	5.219	5.189	5.246
<b>Al<sup>(IV)</sup></b>	2.684	2.658	2.603	2.521	2.763	2.788	2.781	2.811	2.754
<b>Total<sup>(IV)</sup></b>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
<b>Al<sup>(VI)</sup></b>	2.922	2.851	2.850	2.677	2.928	2.877	3.102	3.042	3.023
<b>Ti</b>	0.005	0.005	0.005	0.007	0.002	0.002	0.003	0.002	0.005
<b>Cr<sup>3+</sup></b>	0.002	0.002	0.005	0.008	0.003	0.004	0.003	0.001	0.001
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	6.697	6.934	7.151	6.685	6.634	6.688	6.632	6.741	6.734
<b>Mn</b>	0.008	0.006	0.004	0.007	0.006	0.006	0.037	0.035	0.041
<b>Mg</b>	2.222	2.094	1.845	2.522	2.335	2.370	2.029	2.051	2.048
<b>Ca</b>	0.006	0.004	0.005	0.002	0.004	0.003	0.010	0.007	0.004
<b>Na</b>	0.023	0.003	0.007	0.007	0.004	0.001	0.025	0.003	0.010
<b>K</b>	0.007	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.013	0.002	0.001
<b>Al/(Al+Mg+Fe)</b>	0.39	0.38	0.38	0.36	0.39	0.38	0.40	0.40	0.40
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	0.75	0.77	0.79	0.73	0.74	0.74	0.77	0.77	0.77
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub></b>	0.90	0.87	0.86	0.80	0.92	0.92	0.96	0.96	0.93

IV.1a: Análises representativas das Clorites associadas à fase principal de alteração mineralizante (Clorite IIa) (Cont.)

Referência da análise	1_961_b1	2_559.1_b1	2_559.1_b2	2_589.4_b1	2_589.4_b2	2_620_B1	2_620_B2l	2_620_B3	
Nº de análises (média por amostra)	5	6	2	2	2	6	4	2	6
<b>SiO<sub>2</sub></b>	24.54	22.86	23.88	25.64	24.41	24.89	24.67	26.44	24.46
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.05	0.04	0.09	0.04	0.00	0.02	0.04	0.04	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	20.98	23.28	23.46	23.14	23.62	21.19	21.39	18.37	21.74
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.04	0.03	0.04	0.00	0.01	0.03	0.04	0.01	0.01
<b>FeO</b>	38.90	36.72	32.97	36.54	34.04	36.08	36.14	38.22	36.16
<b>MnO</b>	0.27	0.15	0.32	0.17	0.16	0.06	0.06	0.06	0.06
<b>MgO</b>	5.03	6.32	6.81	5.59	5.32	7.77	7.68	7.25	7.61
<b>CaO</b>	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.03	0.03	0.02	0.04	0.05	0.05	0.02	0.00	0.01
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.02	0.01	0.25	0.03	0.33	0.02	0.01	0.00	0.01
<b>TOTAL</b>	89.85	89.42	87.85	91.18	87.98	90.10	90.02	90.41	90.10
<b>Número de íões na base de 28 oxigénios</b>									
<b>Si</b>	5.429	5.031	5.240	5.461	5.364	5.395	5.355	5.771	5.306
<b>Al<sup>(IV)</sup></b>	2.571	2.969	2.760	2.539	2.636	2.605	2.645	2.229	2.694
<b>Total<sup>(IV)</sup></b>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
<b>Al<sup>(VI)</sup></b>	2.898	3.069	3.309	3.280	3.479	2.808	2.827	2.497	2.866
<b>Ti</b>	0.007	0.003	0.015	0.004	0.000	0.004	0.006	0.007	0.003
<b>Cr<sup>3+</sup></b>	0.001	0.003	0.007	0.000	0.001	0.002	0.002	0.003	0.000
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	7.196	6.759	6.049	6.520	6.259	6.542	6.561	6.977	6.560
<b>Mn</b>	0.050	0.028	0.060	0.030	0.031	0.010	0.011	0.012	0.012
<b>Mg</b>	1.659	2.074	2.224	1.777	1.744	2.511	2.486	2.358	2.461
<b>Ca</b>	0.010	0.004	0.005	0.002	0.008	0.005	0.005	0.005	0.006
<b>Na</b>	0.011	0.012	0.005	0.016	0.022	0.021	0.007	0.000	0.004
<b>K</b>	0.003	0.000	0.069	0.008	0.091	0.003	0.001	0.000	0.000
<b>Al/(Al+Mg+Fe)</b>	0.38	0.41	0.42	0.41	0.43	0.37	0.38	0.34	0.38
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	0.81	0.77	0.73	0.79	0.78	0.72	0.73	0.75	0.73
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub></b>	0.85	1.02	0.98	0.91	0.97	0.85	0.87	0.69	0.89

IV.1a: Análises representativas das Clorites associadas à fase principal de alteração mineralizante (Clorite IIa) (Cont.)

Referência da análise	2_637.1_b1	2_637.1_b2	2_637.1_b3	2_693.5_b1	2_693.5_b2	2_693.5_b3	2_702.3_B1	2_702.3_B2	2_702.3_B3
Nº de análises (média por amostra)	6	3	6	5	5	6	8	3	5
<b>SiO<sub>2</sub></b>	23.90	24.18	24.24	23.73	24.13	23.65	24.75	24.59	24.49
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.04	0.05
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21.56	21.22	21.50	21.99	21.61	21.89	21.61	21.63	21.63
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.10	0.01	0.04	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04
<b>FeO</b>	38.05	38.30	37.67	40.51	40.46	41.40	36.46	36.62	36.57
<b>MnO</b>	0.04	0.07	0.04	0.16	0.12	0.14	0.04	0.08	0.06
<b>MgO</b>	6.51	6.48	6.80	4.20	4.26	3.42	7.25	7.12	7.11
<b>CaO</b>	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01	0.01	0.02
<b>TOTAL</b>	90.12	90.32	90.34	90.66	90.65	90.57	90.22	90.17	89.99
<b>Número de íões na base de 28 oxigénios</b>									
<b>Si</b>	5.246	5.302	5.291	5.243	5.327	5.258	5.364	5.341	5.333
<b>Al<sup>(IV)</sup></b>	2.754	2.698	2.709	2.757	2.673	2.742	2.636	2.659	2.667
<b>Total<sup>(IV)</sup></b>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
<b>Al<sup>(VI)</sup></b>	2.824	2.786	2.822	2.972	2.949	2.996	2.885	2.880	2.884
<b>Ti</b>	0.004	0.003	0.005	0.004	0.005	0.003	0.005	0.007	0.006
<b>Cr<sup>3+</sup></b>	0.001	0.006	0.001	0.005	0.002	0.004	0.005	0.007	0.003
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	6.985	7.023	6.877	7.488	7.469	7.700	6.611	6.653	6.659
<b>Mn</b>	0.007	0.008	0.008	0.029	0.023	0.027	0.008	0.016	0.011
<b>Mg</b>	2.130	2.118	2.214	1.383	1.402	1.134	2.343	2.307	2.306
<b>Ca</b>	0.005	0.005	0.006	0.002	0.003	0.001	0.006	0.008	0.008
<b>Na</b>	0.006	0.004	0.009	0.004	0.006	0.003	0.007	0.001	0.010
<b>K</b>	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001	0.002	0.003	0.003	0.003
<b>Al/(Al+Mg+Fe)</b>	0.38	0.37	0.38	0.39	0.39	0.39	0.38	0.38	0.38
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	0.77	0.77	0.76	0.84	0.84	0.87	0.74	0.74	0.74
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub></b>	0.90	0.88	0.89	0.93	0.90	0.93	0.87	0.88	0.88

IV.1a: Análises representativas das Clorites associadas à fase principal de alteração mineralizante (Clorite IIa) (Cont.)

Referência da análise	2_702.3_B4	2_766.4_b1	2_766.4_b2	2_766.4_b3	2_786.3_b1	2_786.3_b2	2_786.3_b3
Nº de análises (média por amostra)	5	7	6	8	1	7	9
<b>SiO<sub>2</sub></b>	24.23	24.20	24.12	23.72	25.34	22.39	24.26
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.05	0.03	0.03	0.02	0.00	0.02	0.02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21.63	22.64	22.93	22.93	23.13	23.23	22.79
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.05	0.03	0.04	0.01	0.00	0.04	0.03
<b>FeO</b>	35.82	36.27	35.96	36.29	35.01	38.04	36.96
<b>MnO</b>	0.06	0.20	0.18	0.19	0.06	0.09	0.10
<b>MgO</b>	7.67	6.51	6.41	6.50	6.10	5.66	6.30
<b>CaO</b>	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.01	0.02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	0.01	0.06	0.01	0.20	0.01	0.01
<b>TOTAL</b>	89.57	89.88	89.79	89.71	89.88	89.46	90.47
<b>Número de iões na base de 28 oxigénios</b>							
<b>Si</b>	5.287	5.264	5.245	5.178	5.450	4.966	5.254
<b>Al<sup>(IV)</sup></b>	2.713	2.736	2.755	2.822	2.550	3.034	2.746
<b>Total<sup>(IV)</sup></b>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
<b>Al<sup>(VI)</sup></b>	2.848	3.071	3.123	3.078	3.315	3.040	3.073
<b>Ti</b>	0.008	0.003	0.003	0.003	0.000	0.001	0.004
<b>Cr<sup>3+</sup></b>	0.005	0.001	0.006	0.000	0.000	0.003	0.001
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	6.536	6.599	6.541	6.624	6.298	7.058	6.695
<b>Mn</b>	0.012	0.037	0.033	0.036	0.010	0.017	0.019
<b>Mg</b>	2.495	2.112	2.079	2.116	1.954	1.870	2.033
<b>Ca</b>	0.010	0.004	0.010	0.007	0.007	0.001	0.003
<b>Na</b>	0.011	0.003	0.012	0.007	0.010	0.007	0.005
<b>K</b>	0.002	0.001	0.016	0.002	0.055	0.003	0.002
<b>Al/(Al+Mg+Fe)</b>	0.38	0.40	0.41	0.40	0.42	0.40	0.40
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	0.72	0.76	0.76	0.76	0.76	0.79	0.77
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub></b>	0.89	0.94	0.95	0.97	0.91	1.04	0.94

IV.1b: Análises representativas de Clorites associadas aos veios mineralizados mais tardios (Clorite IIb)

Referência da análise	1_679.8_b1		1_679.8_b2		1_679.8_b3		1_689.5_B1		1_689.5_B2		1_689.5_B3	
	1	4	1	6	1	5	1	6	1	6	1	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	25.30	25.42	25.16	24.39	25.37	25.23	26.26	25.72	26.90	25.49	26.77	
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.01	0.05	0.03	0.03	0.03	0.01	0.05	0.03	0.05	0.03	0.00	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22.93	20.86	21.05	22.55	22.06	21.04	20.76	20.16	19.35	20.55	19.81	
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01	
<b>FeO</b>	31.00	35.19	35.61	34.92	31.32	33.43	29.56	33.41	30.08	34.22	32.41	
<b>MnO</b>	0.16	0.15	0.17	0.17	0.13	0.07	0.10	0.09	0.06	0.06	0.09	
<b>MgO</b>	10.69	8.50	8.65	7.97	11.32	9.17	12.07	10.54	13.24	9.62	11.53	
<b>CaO</b>	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.02	0.01	0.05	0.02	0.06	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.01	0.00	0.09	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	
<b>TOTAL</b>	90.10	90.21	90.76	90.11	90.32	88.99	88.86	89.99	89.72	90.04	90.64	
<b>Número de iões na base de 28 oxigénios</b>												
<b>Si</b>	5.320	5.472	5.398	5.253	5.339	5.459	5.563	5.501	5.660	5.472	5.637	
<b>Al<sup>(IV)</sup></b>	2.680	2.528	2.602	2.747	2.661	2.541	2.437	2.499	2.340	2.528	2.363	
<b>Total<sup>(IV)</sup></b>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
<b>Al<sup>(VI)</sup></b>	3.002	2.765	2.723	2.979	2.810	2.825	2.747	2.584	2.459	2.672	2.554	
<b>Ti</b>	0.002	0.007	0.004	0.006	0.004	0.002	0.008	0.004	0.009	0.006	0.000	
<b>Cr<sup>3+</sup></b>	0.000	0.004	0.003	0.002	0.003	0.001	0.005	0.001	0.000	0.001	0.002	
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	5.451	6.336	6.391	6.291	5.512	6.051	5.238	5.978	5.292	6.145	5.708	
<b>Mn</b>	0.028	0.028	0.031	0.030	0.024	0.013	0.018	0.017	0.011	0.011	0.015	
<b>Mg</b>	3.350	2.729	2.767	2.559	3.550	2.957	3.813	3.361	4.152	3.078	3.619	
<b>Ca</b>	0.001	0.003	0.004	0.001	0.005	0.003	0.002	0.004	0.005	0.004	0.000	
<b>Na</b>	0.007	0.004	0.020	0.006	0.022	0.005	0.006	0.006	0.007	0.007	0.009	
<b>K</b>	0.000	0.000	0.001	0.016	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.005	0.001	
<b>Al/(Al+Mg+Fe)</b>	0.39	0.37	0.37	0.39	0.38	0.37	0.36	0.35	0.34	0.36	0.35	
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	0.62	0.70	0.70	0.71	0.61	0.67	0.58	0.64	0.56	0.67	0.61	
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub></b>	0.91	0.82	0.84	0.93	0.87	0.83	0.79	0.78	0.72	0.81	0.74	

IV.1b: Análises representativas de Clorites associadas aos veios mineralizados mais tardios (Clorite IIb) (Cont.)

Referência da análise	1_704.9_b1	1_704.9_b2	1_704.9_b3	1_747.9_b1	1_747.9_b2	1_794.8_b1	1_794.8_b2	2_725.5_b1		
Nº de análises (média por amostra)	1	3	6	7	2	4	2	8	8	3
<b>SiO<sub>2</sub></b>	25.59	25.76	24.65	24.80	24.56	24.60	27.87	24.50	23.95	24.78
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.05	0.04	0.01	0.03	0.02	0.05	0.05	0.02	0.01	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	21.12	20.92	21.41	21.60	23.76	24.74	24.53	22.33	22.46	23.41
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.03	0.04	0.03	0.03	0.01	0.04	0.06	0.02	0.03	0.02
<b>FeO</b>	29.66	31.98	35.37	35.69	27.43	28.40	28.28	34.72	34.64	32.25
<b>MnO</b>	0.10	0.04	0.05	0.05	0.14	0.15	0.12	0.05	0.08	0.17
<b>MgO</b>	12.49	11.05	8.14	7.99	10.32	11.13	10.15	8.45	8.50	9.39
<b>CaO</b>	0.02	0.01	0.02	0.02	0.05	0.05	0.03	0.02	0.03	0.04
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.02	0.01	0.07	0.06	0.07	0.03	0.01	0.02
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.15	0.12	0.28	0.01	0.00	0.19
<b>TOTAL</b>	89.06	89.81	89.67	90.19	86.51	89.33	91.40	90.13	89.67	90.14
<b>Número de iões na base de 28 oxigénios</b>										
<b>Si</b>	5.422	5.472	5.352	5.356	5.302	5.151	5.632	5.266	5.183	5.249
<b>Al<sup>(IV)</sup></b>	2.578	2.528	2.648	2.644	2.698	2.849	2.368	2.734	2.817	2.751
<b>Total<sup>(IV)</sup></b>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
<b>Al<sup>(VI)</sup></b>	2.696	2.707	2.829	2.852	3.338	3.258	3.491	2.924	2.912	3.093
<b>Ti</b>	0.007	0.006	0.002	0.004	0.004	0.007	0.004	0.003	0.002	0.003
<b>Cr<sup>3+</sup></b>	0.005	0.002	0.004	0.002	0.001	0.005	0.009	0.002	0.002	0.001
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	5.255	5.681	6.425	6.449	4.944	4.974	4.786	6.244	6.271	5.712
<b>Mn</b>	0.018	0.007	0.008	0.008	0.026	0.026	0.020	0.010	0.014	0.030
<b>Mg</b>	3.946	3.499	2.632	2.571	3.316	3.475	3.065	2.708	2.743	2.964
<b>Ca</b>	0.004	0.001	0.004	0.004	0.012	0.012	0.006	0.004	0.005	0.008
<b>Na</b>	0.000	0.001	0.004	0.003	0.031	0.025	0.026	0.010	0.001	0.007
<b>K</b>	0.000	0.000	0.001	0.000	0.042	0.032	0.072	0.003	0.000	0.017
<b>Al/(Al+Mg+Fe)</b>	0.36	0.36	0.38	0.38	0.42	0.42	0.43	0.39	0.39	0.40
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	0.57	0.62	0.71	0.71	0.60	0.59	0.61	0.70	0.70	0.66
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub></b>	0.83	0.81	0.87	0.87	0.97	1.01	0.89	0.91	0.94	0.94

IV.2a: Análises representativas das Sericites associadas à fase principal de alteração mineralizante (Sericite IIa)

Referência da análise	1_747.9_b1	1_747.9_b2	1_806_b1	1_922.8_b1	1_922.8_B1	1_922.8_B2	1_961_b1	1_961_b2	1_961_B1
Nº de análises (média por amostra)	3	2	1	10	6	5	5	7	7
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47.09	49.27	46.00	48.88	49.06	49.35	48.09	48.32	48.59
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.21	0.20	0.11	0.24	0.15	0.20	0.24	0.35	0.29
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	31.81	32.63	34.02	30.38	30.59	30.83	30.71	29.50	29.31
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.05	0.07	0.00	0.02	0.03	0.04	0.01	0.03	0.03
<b>FeO</b>	2.82	1.74	2.14	1.46	1.05	0.97	2.91	3.19	3.11
<b>MnO</b>	0.01	0.00	0.04	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.05
<b>MgO</b>	1.49	1.04	0.98	2.60	2.39	2.28	1.30	1.31	1.64
<b>CaO</b>	0.05	0.05	0.06	0.07	0.06	0.05	0.02	0.06	0.02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.64	0.61	0.38	0.21	0.16	0.16	0.13	0.49	0.11
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9.83	9.54	10.50	11.30	11.59	11.53	11.54	11.15	11.64
<b>TOTAL</b>	94.00	95.11	94.23	95.16	95.05	95.42	94.95	94.40	94.76
<b>Número de íões na base de 22 oxigénios</b>									
<b>Si</b>	6.381	6.517	6.219	6.539	6.561	6.567	6.502	6.576	6.596
<b>Al<sup>(IV)</sup></b>	1.619	1.483	1.781	1.461	1.439	1.433	1.498	1.424	1.404
<b>Total<sup>(IV)</sup></b>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
<b>Al<sup>(VI)</sup></b>	3.462	3.606	3.640	3.330	3.384	3.402	3.395	3.309	3.284
<b>Ti</b>	0.022	0.020	0.011	0.024	0.015	0.020	0.024	0.036	0.029
<b>Cr<sup>3+</sup></b>	0.006	0.004	0.000	0.001	0.001	0.003	0.000	0.002	0.002
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.320	0.193	0.242	0.164	0.118	0.108	0.329	0.363	0.353
<b>Mn</b>	0.000	0.000	0.004	0.001	0.001	0.002	0.001	0.003	0.004
<b>Mg</b>	0.302	0.205	0.197	0.518	0.477	0.452	0.262	0.265	0.332
<b>Ca</b>	0.007	0.007	0.009	0.009	0.008	0.007	0.003	0.008	0.003
<b>Na</b>	0.169	0.155	0.101	0.053	0.041	0.040	0.033	0.131	0.029
<b>K</b>	1.701	1.610	1.810	1.929	1.977	1.958	1.991	1.936	2.015
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub></b>	0.68	0.66	0.74	0.62	0.62	0.62	0.64	0.61	0.60
<b>Na/Na+K</b>	0.09	0.09	0.05	0.03	0.02	0.02	0.02	0.06	0.01
<b>Fe/Mg</b>	1.07	0.97	1.23	0.31	0.25	0.24	1.26	1.37	1.07

IV.2a: Análises representativas das Sericites associadas à fase principal de alteração mineralizante (Sericite IIa) (Cont.)

Referência da análise	1_961_B3	2_472.1_b1	2_472.1_b2	2_559.1_b1	2_559.1_b2	2_589.4_b1	2_589.4_b2	2_756.4_b1	2_756.4_b2
Nº de análises (média por amostra)	7	7	7	5	2	4	5	10	10
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.17	47.18	45.42	46.83	46.82	47.06	45.82	48.60	47.52
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.29	0.09	0.09	0.04	0.06	0.11	0.12	0.13	0.13
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	30.11	35.29	35.23	34.54	34.50	34.58	34.94	33.05	33.94
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.04
<b>FeO</b>	3.04	0.62	0.60	1.51	1.88	1.67	1.68	1.26	1.23
<b>MnO</b>	0.03	0.00	0.02	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
<b>MgO</b>	1.47	0.80	0.77	0.90	0.98	0.78	0.79	0.82	0.80
<b>CaO</b>	0.04	0.07	0.11	0.04	0.12	0.08	0.06	0.12	0.09
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.10	0.62	0.56	0.45	0.60	0.48	0.44	0.40	0.43
<b>K<sub>2</sub>O</b>	11.54	10.49	10.34	10.73	9.59	10.30	10.27	10.23	10.33
<b>TOTAL</b>	94.78	95.17	93.14	95.06	94.59	95.10	94.16	94.65	94.51
<b>Número de íões na base de 22 oxigénios</b>									
<b>Si</b>	6.531	6.254	6.161	6.255	6.257	6.270	6.174	6.473	6.351
<b>Al<sup>(IV)</sup></b>	1.469	1.746	1.839	1.745	1.743	1.730	1.826	1.527	1.649
<b>Total<sup>(IV)</sup></b>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
<b>Al<sup>(VI)</sup></b>	3.343	3.767	3.794	3.692	3.691	3.699	3.724	3.661	3.698
<b>Ti</b>	0.029	0.009	0.009	0.004	0.006	0.011	0.012	0.013	0.013
<b>Cr<sup>3+</sup></b>	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.004	0.003
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.344	0.068	0.069	0.169	0.211	0.186	0.190	0.140	0.138
<b>Mn</b>	0.002	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001	0.002	0.001	0.000
<b>Mg</b>	0.297	0.157	0.155	0.179	0.195	0.154	0.158	0.163	0.160
<b>Ca</b>	0.006	0.009	0.016	0.006	0.018	0.012	0.009	0.017	0.012
<b>Na</b>	0.027	0.160	0.147	0.116	0.154	0.124	0.114	0.103	0.112
<b>K</b>	1.995	1.774	1.789	1.829	1.636	1.751	1.765	1.738	1.762
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub></b>	0.63	0.75	0.78	0.74	0.74	0.73	0.76	0.68	0.71
<b>Na/Na+K</b>	0.01	0.08	0.08	0.06	0.09	0.07	0.06	0.06	0.06
<b>Fe/Mg</b>	1.16	0.44	0.44	0.97	1.05	1.24	1.14	0.85	0.86

IV.2a: Análises representativas das Sericites associadas à fase principal de alteração mineralizante (Sericite IIa) (Cont.)

Referência da análise	2_756.4_b3	2_766.4_b1	2_766.4_b3	2_786.3_b1	2_786.3_b2	2_786.3_b3
Nº de análises (média por amostra)	6	2	4	8	6	5
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.00	47.02	46.78	48.87	48.05	47.99
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.12	0.04	0.06	0.05	0.07	0.06
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	33.61	34.46	34.69	33.78	34.24	34.12
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.03	0.00	0.05	0.04	0.03	0.04
<b>FeO</b>	1.18	1.37	1.10	1.02	1.30	1.40
<b>MnO</b>	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	
<b>MgO</b>	0.78	0.88	1.07	0.95	0.80	0.99
<b>CaO</b>	0.09	0.01	0.02	0.05	0.03	0.06
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.41	0.50	0.50	0.36	0.38	0.38
<b>K<sub>2</sub>O</b>	10.38	10.58	10.47	10.58	10.55	10.68
<b>TOTAL</b>	94.58	94.84	94.71	95.68	95.44	95.71
<b>Número de íões na base de 22 oxigénios</b>						
<b>Si</b>	6.404	6.280	6.249	6.438	6.361	6.348
<b>Al<sup>(IV)</sup></b>	1.596	1.720	1.751	1.562	1.639	1.652
<b>Total<sup>(IV)</sup></b>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
<b>Al<sup>(VI)</sup></b>	3.690	3.705	3.709	3.685	3.704	3.667
<b>Ti</b>	0.012	0.004	0.006	0.004	0.007	0.006
<b>Cr<sup>3+</sup></b>	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001	0.003
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.132	0.153	0.123	0.112	0.144	0.155
<b>Mn</b>	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000
<b>Mg</b>	0.156	0.174	0.214	0.186	0.158	0.195
<b>Ca</b>	0.013	0.001	0.002	0.006	0.005	0.009
<b>Na</b>	0.106	0.131	0.130	0.092	0.097	0.097
<b>K</b>	1.768	1.803	1.784	1.779	1.781	1.802
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub></b>	0.70	0.73	0.74	0.69	0.71	0.71
<b>Na/Na+K</b>	0.06	0.07	0.07	0.05	0.05	0.05
<b>Fe/Mg</b>	0.84	0.86	0.59	0.62	0.93	0.85

IV.2b: Análises representativas das Sericites IIb associadas à fase principal de alteração mineralizante

Referência da análise	1_458.8_b1		1_458.8_b2		1_747.9_b1	1_747.9_b2
Nº de análises (Média por amostra)	3	2	1	7	2	1
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47.94	47.18	48.25	47.81	45.95	45.08
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.09	0.32	0.05	0.14	0.26	0.07
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	35.30	35.87	35.85	35.98	34.34	34.57
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.03	0.07	0.04	0.04	0.02	0.04
<b>FeO</b>	0.63	0.60	0.23	0.36	1.70	3.37
<b>MnO</b>	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
<b>MgO</b>	0.49	0.32	0.19	0.30	1.28	1.58
<b>CaO</b>	0.09	0.14	0.02	0.11	0.05	0.06
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.87	1.89	0.98	1.49	0.91	0.83
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9.17	8.01	9.30	8.20	9.19	8.44
<b>TOTAL</b>	94.61	94.37	94.91	94.42	93.72	94.04
<b>Número de íões na base de 22 oxigénios</b>						
<b>Si</b>	6.334	6.239	6.342	6.297	6.195	6.090
<b>Al<sup>(IV)</sup></b>	1.666	1.761	1.658	1.703	1.805	1.910
<b>Total<sup>(IV)</sup></b>	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
<b>Al<sup>(VI)</sup></b>	3.831	3.829	3.896	3.883	3.651	3.594
<b>Ti</b>	0.009	0.031	0.005	0.014	0.027	0.007
<b>Cr<sup>3+</sup></b>	0.004	0.004	0.004	0.003	0.002	0.005
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.069	0.067	0.025	0.040	0.192	0.381
<b>Mn</b>	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002
<b>Mg</b>	0.096	0.064	0.037	0.058	0.258	0.317
<b>Ca</b>	0.013	0.019	0.003	0.015	0.008	0.008
<b>Na</b>	0.223	0.486	0.248	0.380	0.239	0.216
<b>K</b>	1.547	1.351	1.559	1.379	1.580	1.455
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub></b>	0.74	0.76	0.74	0.75	0.75	0.77
<b>Na/Na+K</b>	0.13	0.26	0.14	0.22	0.13	0.13
<b>Fe/Mg</b>	0.70	1.03	0.68	0.71	0.65	1.20



# Anexos V

## Dados Micro-analíticos de Carbonatos

V.1: Análises de Ankerites

V.2: Análises de Siderites

V.3: Análises de Calcites



V.1: Análises representativas dos carbonatos associados a veios mineralizados mais tardios  
(Anquerites)

<b>Referência da análise</b>	<b>2_702.3_B1</b>	<b>2_725.5_b1</b>	<b>2_766.4_b1</b>
<b>Nº de análises (média por amostra)</b>	<b>4</b>	<b>1</b>	<b>2</b>
<b>CO<sub>2</sub></b>	37.41	40.11	39.77
<b>MgO</b>	6.69	13.15	13.33
<b>CaO</b>	29.96	29.01	28.73
<b>FeO</b>	20.42	12.77	11.93
<b>MnO</b>	1.06	1.64	1.86
<b>Total</b>	95.54	96.68	95.62
<b>Proporção percentual dos termos finais</b>			
<b>Mg(CO<sub>3</sub>)</b>	13.99	27.52	27.89
<b>Ca(CO<sub>3</sub>)</b>	53.47	51.77	51.28
<b>Fe(CO<sub>3</sub>)</b>	32.93	20.60	19.23
<b>Mn(CO<sub>3</sub>)</b>	1.72	2.66	3.02
<b>Total</b>	102.11	102.54	101.43
<b>Número de íões na base de 2 catiões</b>			
<b>C</b>	1.889	1.907	1.907
<b>Mg</b>	0.369	0.683	0.699
<b>Ca</b>	1.188	1.082	1.082
<b>Fe</b>	0.632	0.372	0.350
<b>Mn</b>	0.033	0.048	0.055

V.2: Análises representativas dos carbonatos associados à fase principal de alteração mineralizante

Referência da análise	1_689.5_B4	1_691.5_b1	1_691.5_b2	1_691.5_b3	1_704.9_b1	1_704.9_B2	1_704.9_B3	1_794.8_b1	1_794.8_B1	1_794.8_B2	1_961_B2	2_702.3_B2	2_702.3_B3	2_756.4_b1	2_756.4_b2	2_756.4_b3
Nº de análises (média por amostra)	5	3	6	6	2	2	2	2	5	3	3	2	1	5	4	2
<b>CO<sub>2</sub></b>	31.05	32.57	33.52	34.29	33.88	34.54	32.97	30.88	30.72	34.13	31.71	31.97	33.15	31.55	31.89	33.43
<b>MgO</b>	0.72	1.31	1.14	0.68	0.53	0.87	0.32	1.31	0.50	0.38	1.50	2.55	0.83	1.21	1.30	2.29
<b>CaO</b>	0.33	0.40	0.31	0.11	0.22	0.17	0.13	0.16	0.05	0.09	0.38	0.47	0.54	0.25	0.23	0.83
<b>FeO</b>	60.78	59.70	59.45	60.09	60.29	59.66	60.65	59.59	61.18	60.30	58.00	56.62	59.08	59.09	59.08	57.36
<b>MnO</b>	0.22	0.45	0.68	0.53	0.03	0.23	0.08	0.06	0.03	0.23	1.61	2.55	0.87	0.02	0.08	0.06
<b>Total</b>	93.09	94.43	95.10	95.70	94.94	95.47	94.15	91.99	92.49	95.05	93.20	94.15	94.47	92.11	92.59	93.96
<b>Proporção percentual dos termos finais</b>																
<b>Mg(CO<sub>3</sub>)</b>	1.51	2.75	2.39	1.43	1.10	1.83	0.66	2.74	1.05	0.80	3.14	5.33	1.74	2.54	2.73	4.80
<b>Ca(CO<sub>3</sub>)</b>	0.58	0.71	0.55	0.20	0.38	0.30	0.23	0.28	0.09	0.16	0.69	0.84	0.97	0.44	0.41	1.48
<b>Fe(CO<sub>3</sub>)</b>	98.00	96.26	95.87	96.90	97.22	96.20	97.80	96.09	98.66	97.24	93.53	91.30	95.27	95.28	95.27	92.49
<b>Mn(CO<sub>3</sub>)</b>	0.35	0.73	1.10	0.85	0.04	0.38	0.13	0.10	0.04	0.25	2.61	4.13	1.40	0.01	0.13	0.10
<b>Total</b>	100.44	100.45	99.91	99.38	98.75	98.70	98.83	99.21	99.84	98.44	99.96	101.60	99.38	98.28	98.54	98.86
<b>Número de íons na base de 2 cátions</b>																
<b>C</b>	1.853	1.884	1.909	1.931	1.928	1.940	1.909	1.855	1.852	1.936	1.867	1.856	1.906	1.877	1.883	1.907
<b>Mg</b>	0.047	0.082	0.071	0.042	0.033	0.054	0.020	0.086	0.033	0.024	0.096	0.162	0.052	0.078	0.084	0.140
<b>Ca</b>	0.015	0.018	0.014	0.005	0.010	0.007	0.006	0.008	0.002	0.004	0.018	0.021	0.024	0.011	0.011	0.036
<b>Fe</b>	2.224	2.117	2.074	2.073	2.101	2.052	2.153	2.193	2.260	2.095	2.093	2.014	2.080	2.157	2.137	2.009
<b>Mn</b>	0.008	0.016	0.024	0.018	0.001	0.008	0.003	0.002	0.001	0.005	0.059	0.092	0.031	0.000	0.003	0.002

V.2: Análises representativas dos carbonatos associados à fase principal de alteração mineralizante (Cont.)

Referência da análise	1_689.5_B2	1_689.5_B3	1_689.5_B4	1_691.5_b1	1_704.9_b1	1_704.9_B2	1_704.9_B3	1_794.8_b1	1_794.8_B2	1_794.8_B1	1_794.8_B2	2_620_B1	2_702.3_B1		
Nº de análises (média por amostra)	3	3	1	1	1	3	2	3	3	2	5	1	1	2	
<b>CO<sub>2</sub></b>	35.21	33.73	33.77	32.50	35.68	34.44	34.34	33.12	32.44	31.13	34.98	33.06	31.01	35.55	33.06
<b>MgO</b>	6.83	5.77	5.56	5.28	8.25	5.61	4.05	7.32	7.49	6.99	7.10	5.53	6.38	7.80	3.09
<b>CaO</b>	0.56	0.15	0.46	0.80	0.46	0.30	0.28	0.23	0.23	0.14	0.22	0.49	0.54	0.78	1.63
<b>FeO</b>	52.65	54.68	53.23	53.57	49.20	54.13	55.35	50.75	50.42	52.82	52.00	48.64	51.06	49.67	55.55
<b>MnO</b>	0.24	0.25	2.20	1.58	2.15	0.62	1.11	2.10	1.85	0.88	0.99	6.07	1.53	1.40	0.74
<b>Total</b>	95.49	94.59	95.21	93.74	95.73	95.10	95.12	93.51	92.42	91.97	95.29	93.79	90.52	95.22	94.08
<b>Proporção percentual dos termos finais</b>															
<b>Mg(CO<sub>3</sub>)</b>	14.30	12.08	11.63	11.05	17.26	11.74	1.91	15.32	15.66	14.63	14.86	11.56	13.35	16.33	6.47
<b>Ca(CO<sub>3</sub>)</b>	1.00	0.28	0.82	1.43	0.81	0.53	0.25	0.41	0.40	0.25	0.39	0.87	0.97	1.40	2.92
<b>Fe(CO<sub>3</sub>)</b>	84.90	88.17	85.83	86.39	79.33	87.29	0.01	81.83	81.30	85.17	83.85	78.44	82.33	80.10	89.58
<b>Mn(CO<sub>3</sub>)</b>	0.39	0.41	3.56	2.56	3.48	1.00	1.89	3.40	3.00	1.43	1.60	9.83	2.48	2.28	1.19
<b>Total</b>	100.59	100.94	101.84	101.43	100.88	100.56	0.04	100.95	100.37	101.48	100.70	100.70	99.12	100.09	100.16
<b>Número de íons na base de 2 cátions</b>															
<b>C</b>	1.908	1.882	1.877	1.854	1.908	1.899	8.477	1.860	1.849	1.815	1.902	1.870	1.831	1.913	1.884
<b>Mg</b>	0.403	0.352	0.337	0.329	0.482	0.337	0.491	0.444	0.467	0.445	0.422	0.341	0.411	0.458	0.192
<b>Ca</b>	0.024	0.007	0.020	0.036	0.019	0.013	89.251	0.010	0.010	0.007	0.009	0.022	0.025	0.033	0.073
<b>Fe</b>	1.749	1.869	1.812	1.872	1.612	1.830	1.791	1.753	1.760	1.886	1.732	1.685	1.846	1.637	1.941
<b>Mn</b>	0.008	0.009	0.076	0.056	0.071	0.021	100.009	0.073	0.066	0.032	0.033	0.213	0.056	0.047	0.026

V.2: Análises representativas dos carbonatos associados à fase principal de alteração mineralizante (Cont.)

Referência da análise	2_702.3_B2	2_702.3_B3	2_702.3_B4	2_756.4_b1	2_756.4_b2
Nº de análises (média por amostra)	1	5	5	3	3
<b>CO<sub>2</sub></b>	30.55	33.68	33.54	33.71	33.53
<b>MgO</b>	4.33	5.42	7.82	3.81	4.57
<b>CaO</b>	1.60	1.36	1.59	0.56	0.25
<b>FeO</b>	53.05	51.49	49.81	55.58	54.93
<b>MnO</b>	4.33	1.95	0.74	0.12	0.52
<b>Total</b>	93.86	93.89	93.50	93.78	93.63
<b>Proporção percentual dos termos finais</b>					
<b>Mg(CO<sub>3</sub>)</b>	9.05	11.34	16.36	7.98	9.56
<b>Ca(CO<sub>3</sub>)</b>	2.86	2.42	2.85	1.00	0.45
<b>Fe(CO<sub>3</sub>)</b>	85.55	83.03	80.31	89.62	88.58
<b>Mn(CO<sub>3</sub>)</b>	7.01	3.15	1.19	0.19	0.56
<b>Total</b>	104.46	99.95	100.71	98.79	99.14
<b>Número de íons na base de 2 cátions</b>					
<b>C</b>	1.792	1.887	1.866	1.906	1.896
<b>Mg</b>	0.277	0.331	0.475	0.236	0.282
<b>Ca</b>	0.074	0.060	0.070	0.025	0.011
<b>Fe</b>	1.907	1.768	1.698	1.924	1.903
<b>Mn</b>	0.157	0.068	0.025	0.004	0.012

# Anexos VI

Dados Micro-analíticos de Feldspatos



## VI: Análises representativas de feldspatos

Referência da análise	1_440.6_b1	1_440.6_b2	1_961_b1	1_961_b2	1_961_b3	1_961_B1	1_961_B3
Nº de Análises (média por amostra)	5	7	3	4	3	3	6
<b>SiO<sub>2</sub></b>	67.88	67.98	67.67	67.68	68.59	68.43	68.46
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.95	19.69	19.43	19.22	18.40	18.56	19.27
<b>FeO</b>	0.08	0.03	0.04	0.12	0.04	0.20	0.05
<b>CaO</b>	0.19	0.27	0.16	0.18	0.20	0.24	0.07
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	11.41	11.62	11.30	11.19	10.93	11.12	11.86
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.33	0.05	0.24	0.33	0.19	0.17	0.08
<b>BaO</b>	0.01	0.03	0.04	0.02	0.03	0.00	0.02
<b>total</b>	99.82	99.68	98.88	98.74	98.37	98.73	99.80
<b>Número de iões com base em 32 oxigénios</b>							
<b>Si</b>	11.898	11.926	11.963	11.985	12.147	12.099	11.994
<b>Al</b>	4.122	4.072	4.047	4.012	3.841	3.868	3.978
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.009	0.005	0.006	0.019	0.006	0.029	0.007
<b>Ca</b>	0.036	0.052	0.030	0.034	0.038	0.045	0.014
<b>Na</b>	3.875	3.952	3.873	3.839	3.754	3.814	4.029
<b>K</b>	0.074	0.012	0.055	0.076	0.042	0.038	0.018
<b>Ba</b>	0.000	0.001	0.003	0.001	0.002	0.000	0.001
<b>total</b>	20.015	14.916	19.977	19.966	19.830	19.893	20.041
<b>% Mol.</b>							
<b>Anortite</b>	0.895	1.286	0.769	0.853	0.970	1.209	0.345
<b>Albite</b>	97.181	98.416	97.839	97.190	97.921	97.821	99.199
<b>Ortoclase</b>	1.924	0.297	1.392	1.957	1.110	0.970	0.455



# Anexos VII

Técnicas analíticas utilizadas para o estudo química  
de rocha total e limites de detecção para cada um  
dos métodos seleccionados



VII: Técnicas analíticas utilizadas para o estudo de rocha total e limites de detecção para cada um dos métodos seleccionados

Oxido/ Elemento	Método	I.d. (wt%)	Elemento	Método	I.d. (wt%)	Elemento	Método	I.d. (wt%)
SiO <sub>2</sub>	FUS-ICP	0.01	V	FUS-ICP	5	As	INAA	0,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FUS-ICP	0.01	Nb	FUS-MS	0,2		FUS-MS	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	FUS-ICP	0.01	Ta	FUS-MS	0,01	Sb	INAA	0,2
MnO	FUS-ICP	0.001	Cr	INAA	5		FUS-MS	
MgO	FUS-ICP	0.01		FUS-MS		Bi	FUS-MS	0,1
CaO	FUS-ICP	0.01	Mo	FUS-MS	2	Se	INAA	3
Na <sub>2</sub> O	FUS-ICP	0.01	W	FUS-MS	0,5	Br	INAA	0,5
K <sub>2</sub> O	FUS-ICP	0.01	U	FUS-MS	0,01	La	FUS-MS	0,05
TiO <sub>2</sub>	FUS-ICP	0.001	Co	FUS-MS	1	Ce	FUS-MS	0,05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FUS-ICP	0.01	Ir (ppb)	INAA	5	Pr	FUS-MS	0,01
S	ID-ICP	0,001	Ni	ID-ICP	1	Nd	FUS-MS	0,05
Rb	FUS-MS	1	Cu	ID-ICP	1	Sm	FUS-MS	0,01
Cs	FUS-MS	0,1	Ag	ID-ICP	0,3	Eu	FUS-MS	0,005
Be	FUS-ICP	1	Au (ppb)	INAA	2	Gd	FUS-MS	0,01
Sr	FUS-ICP	2	Zn	ID-ICP	1	Tb	FUS-MS	0,01
Ba	FUS-ICP	3	Cd	ID-ICP	0,5	Dy	FUS-MS	0,01
Sc	INAA	0,1	Ga	FUS-MS	1	Ho	FUS-MS	0,01
	FUS-ICP		In	FUS-MS	0,1	Er	FUS-MS	0,01
Y	FUS-MS	0,5	Tl	FUS-MS	0,05	Tm	FUS-MS	0,005
Zr	FUS-MS	1	Ge	FUS-MS	0,5	Yb	FUS-MS	0,01
Hf	FUS-MS	0,1	Sn	FUS-MS	1	Lu	FUS-MS	0,002
Th	FUS-MS	0,05	Pb	ID-ICP	3			

impressão - encadernação - acabamento

Faculdade de Ciências  
da Universidade de Lisboa

**repro**  
2000  
centro de cópias

TELEF 217 585 504 - FAX 217 577 652  
e-mail: repro2000@sapo.pt