

**FACULDADE DE CIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE DO PORTO
DEPARTAMENTO DE GEOLÓGIA**

**Guias de Prospecção Geológica na Região de Chaves:
Contributos Cartográfico, Tectono-estratigráfico e
Litogeoquímico**

**Dissertação de Mestrado em
Prospecção e Avaliação de Recursos Geológicos**



Rui Jorge e Pinho da Silva Ramos

Porto 2003

**FACULDADE DE CIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE DO PORTO
DEPARTAMENTO DE GEOLÓGIA**

**Guias de Prospeção Geológica na Região de Chaves:
Contributos Cartográfico, Tectono-estratigráfico e
Litogeoquímico**

**Dissertação de Mestrado em
Prospecção e Avaliação de Recursos Geológicos**



Rui Jorge e Pinho da Silva Ramos

Porto 2003

Este trabalho está integrado num projecto multidisciplinar designado Projecto POCTI/40813/CTA/2001 “*Evolução Varisca de um segmento Crustal Ibérico. Modelação Litogeoquímica e Estrutural*” – LITHOSTRUMODEL, e beneficiou de uma bolsa de investigação atribuída pela Fundação Gomes Teixeira.

Índice

Agradecimentos.....	iii
Resumo.....	iv
Abstract.....	vii
Capítulo 1 – Introdução e Fundamentação.....	1
Capítulo 2 – Princípios gerais de Cartografia lito e tectonoestratigráfica.....	6
2.1 – Princípios gerais, métodos e critérios utilizados.....	7
2.2 – Cartografia de sequências metassedimentares.....	15
2.3 – Aplicação de SIG à Geologia.....	18
Capítulo 3 – Enquadramento da área estudada.....	23
3.1 – Localização geográfica.....	24
3.2 - Geomorfologia.....	25
3.3 – Enquadramento geológico.....	26
3.3.1 – Deformação hercínica.....	29
3.3.2 - Enquadramento geológico regional.....	32
3.3.3 - Enquadramento geológico local.....	39
3.4 – Recursos Minerais.....	41
Capítulo 4 – Litoestratigrafia e estrutura.....	45
4.1 – Definição e caracterização das unidades litoestratigráficas.....	46
4.1.1 – Caracterização litológica.....	46
4.1.1.1- Unidade NE.....	46
4.1.1.2 – Unidade SW.....	51
4.1.2 – Caracterização estrutural.....	54
4.2 – Correlação litoestratigráfica com os sectores vizinhos.....	58
Capítulo 5 – Petrografia e Mineralogia.....	60
5.1 - Introdução.....	61
5.2 – Descrição petrográfica por litologias.....	71
5.3 – Relações deformação-blastese.....	83
5.4 – Mineralogia e química mineral.....	87
5.4.1 – Biotites.....	89
5.4.2 – Moscovites.....	95

5.4.3 – Granadas.....	99
5.5 - Condições P-T do metamorfismo.....	100
Capítulo 6 – Litogeoquímica.....	102
6.1 – Introdução.....	103
6.2 – Caracterização litogeoquímica das unidades.....	104
6.2.1 – Médias aritméticas por unidade.....	112
6.2.2 – Significado dos elementos maiores utilizando diagramas químico-mineralógicos.....	113
6.2.2.1 - Grau de maturidade geoquímico.....	119
6.2.3 – Significado dos elementos menores.....	122
6.2.3.1 – Diagramas de normalização.....	123
6.2.3.2 – Considerações sobre o conteúdo em terras raras (TR).....	128
6.3 – Proveniência-composição da fonte e ambiente geotécnico.....	131
6.4 – Conclusões.....	133
Capítulo 7 – Interpretações e Considerações Finais.....	135
Bibliografia.....	148

ANEXOS

Anexo I – Quadro de amostras

Anexo II – Análises químicas

Biotites.....	i
Moscovites.....	xxi
Granadas.....	xxxviii

Anexo III – Resultados analíticos

Unidade A.....	i
Unidade NE.....	ii
Unidade SW.....	iii

Agradecimentos

A tese de mestrado em questão chegou a bom porto graças aos constantes esforços e bons conselhos da Professora Maria dos Anjos, que me motivou a dar mais e melhor. Mais do que uma mera orientadora, a Professora Maria dos Anjos revelou-se uma verdadeira mentora e grande amiga. O meu muito obrigado.

O trabalho beneficiou ainda do contributo do Professor João Coelho que me ajudou na realização do mapa de amostragem e me facultou o acesso aos computadores do departamento.

O meu obrigado ao Professor Rui Moura que se mostrou sempre prestável para qualquer eventualidade, nomeadamente nas correcções ao abstract.

Agradeço os conselhos e apoio dado pelas Professoras Helena Couto e Deolinda Flores que se revelaram fundamentais para a realização deste trabalho.

O meu especial obrigado a todo o pessoal do Departamento de Geologia, desde docentes a funcionários que nunca me recusaram qualquer espécie de apoio e sempre me trataram com a maior cordialidade.

Agradeço também aos meus pais, irmãos e amigos, em especial, à Tânia, Ana e Carlos, que sempre se disponibilizaram para qualquer eventualidade e acima de tudo me motivaram a acabar o trabalho iniciado.

A todos, muito obrigado.

Resumo

O presente trabalho foi integrado num projecto multidisciplinar designado por **Projecto POCTI/40813/CTA/2001 “Evolução Varisca de um segmento Crustal Ibérico. Modelação Litogeoquímica e Estrutural”** – LITHOSTRUMODEL, e teve como principal objectivo, utilizar como guias de prospecção geológica, contributos cartográficos, tectono-litoestratigráficos, metamórficos e mineralógicos e litogeoquímicos, de modo a compreender a relação dos sectores mineralizados com o encaixante e estabelecer correlações com áreas vizinhas.

A área estudada compreende uma faixa de metassedimentos enquadrados pelos maciços graníticos de Montalegre e Chaves, que está inserida nas unidades do Domínio Estrutural de Carrzedo pertencentes ao Parautóctone da Zona Galiza-Média e Trás-os-Montes (ZGMTM), com idades Ordovícico-Silúrico e provavelmente Devónico.

A faixa de metassedimentos foi designada por “rochas silúricas metamorizadas” compreendendo os “xistos metamórficos” (no sector a SW) e o “complexo de xistos e granitos” (no sector a NE) (Teixeira et al, 1974). Estes metassedimentos foram englobados na Formação Pelito-Grauváquica do Complexo Parautóctone, com idade atribuída do Silúrico inferior, segundo a Carta Geológica de Portugal à escala 1:200.000, Folha 2 (2000).

A cartografia da área estudada permitiu individualizar duas unidades litoestratigráficas:

Unidade NE constituída por metassedimentos quartzo-pelíticos e listrados quartzo-feldspáticos (LQF) com algumas intercalações quartzíticas, intruídos pelas pequenas manchas graníticas e filões aplito-pegmatíticos.

Unidade SW constituída por micaxistos com porfiroblastos de andaluzites, por vezes granatíferos, com intercalações de quartzofilitos, liditos e xistos negros, e localmente rochas calco-silicatadas, sendo a sequência intruída por esporádicos filões aplito-pegmatíticos, tendo alguns deles sido alvo de exploração mineira (Sn-W).

A estrutura das duas unidades tem um carácter isoclinal marcado pela foliação principal (S_n/S_0): N120;70 SW. A estrutura isoclinal corresponde ao flanco de uma dobra maior da fase D_{n+1} (D_3 Varisca), com P.A.: N120; vert a 75 SW. A reorientação induzida pela D_3 é visível a diferentes escalas: desde a mega-estrutura à micro-estruturura.

As fases hercínicas anteriores, D_1 e D_2 , foram responsáveis por processos de diferenciação metamórfica, resultantes de mecanismos de dissolução por pressão e segregação lateral, em condições de metamorfismo progressivo, observadas em ambas as unidades. Contudo, a diferenciação metamórfica e o bandado que lhe está associado, é mais marcado nas litologias da unidade NE, porque são mais ricas em quartzo e feldspatos. Durante a fase D_3 , verificou-se reorientação regional das estruturas prévias e intensa recristalização metamórfica posterior, associada ao pico térmico em condições ainda prógradas e estáticas. Estes aspectos são comprovados pela presença de andaluzite e pela sua posterior transformação em fibrolite radiada e ainda pela existência de arcos poligonais micáceos (biotite + moscovite) recristalizando mimeticamente sobre a crenulação da fase D_3 .

Do estudo das paragêneses podemos concluir que as duas unidades têm condições de pressão semelhantes, e condições no pico térmico mais elevadas na unidade NE (600 a 680° C), em consequência da maior proximidade do granito a norte e de várias apófises graníticas no seio da unidade.

O estudo litogeoquímico da unidade NE, aponta para uma distribuição entre o domínio sedimentar e o domínio vulcano-sedimentar: entre uma composição quartzo-íltica e uma composição grauvacóide (quartzo-albitica), com distintos graus de maturidade geoquímica. São litologias ricas em SiO_2 , Na_2O , e em elementos menores de fonte crustal ácida (Rb,Zr).

A unidade SW apresenta litologias mais pelíticas, com dois pólos composicionais: um muito aluminoso, outro sílico-aluminoso, que evidenciam um “sorting” sedimentar. Ambos apresentam grau de maturidade geoquímica mais elevado que o da unidade NE, com teores relativamente elevados de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO, MgO, CaO, Ti e nos elementos de fonte básica (Sc, V, Cr, Ni).

As razões Th/Sc versus V/La e Th/Sc versus Zr/Y apontam ambientes geotectónicos para as duas unidades entre a “Margem Continental Activa” (MCA) e “Arco Insular Continental” (AIC), embora se encontrem mais próximas de AIC.

A integração destes diferentes contributos de prospecção geológica em termos da geologia regional da ZGMTM, permite as seguintes considerações:

As unidades do DEC ter-se-iam formado nas proximidades do arco vulcânico associado ao fecho do oceano marginal (“Rheic-Paleotethys”), enquanto as do DETM corresponderiam a uma sequência de bacia na margem continental Gondwânica, mais ou menos profunda e confinada. No decurso da orogenia Hercínica a escama Parautóctone do DEC teria cavalgado as unidades Sub-autóctones do DETM, em mantos-dobra.

Estruturalmente a unidade SW sobrepõe-se sobre a unidade NE, e materializam o flanco NE de um sinclinal da fase D₃. O estudo tectono-estratigráfico e petrográfico da unidade SW aponta um provável controlo das condições metamórficas e de circulação de possíveis fluidos mineralizantes relacionado com as anisotropias estruturais e/ou stratigráficas prévias. Existem corredores de circulação preferencial de fluidos responsáveis pela recristalização mais intensa e pela instalação dos aplito-pegmatitos ricos em Sn e W.

Abstract

The present work was inserted in a multidisciplinary project designated by “**Projecto POCTI/40813/CTA/2001 “Evolução Varisca de um segmento Crustal Ibérico. Modelação Litogeoquímica e Estrutural” – LITHOSTRUMODEL**”, in which the main goal was to use cartographic, tectono-litostratigraphic, metamorphic and mineralogical and litogeochemical contribution as an exploration guide and thus understand the relationships between the mineralized sectors with the metasediments and to establish correlations with the adjacent areas.

The studied area corresponds to a metasedimentary sequence set between Chaves and Montalegre granites. This zone belongs to the Structural Domain of Carrazedo (DEC) of the Parautoctone of the Galiza-Média Trás-os-Montes zone (ZGMTM), with ages ranging from the Ordovician and Silurian and maybe the Devonian.

The metasedimentary sequence was globally designated by “metamorphosed siluric rocks”, corresponding in the south sector to the so called “metamorphic shales” and in the northern sector to the “shales and granites complex” (Teixeira et al., 1974). These metasediments were incorporated in the “Pelito-Grauváquica” Formation of the Parautoctone Complex, with ages ranging from the lower Silurian (Geological Map of Portugal, 1:200.000, Sheet 2, 2000).

The cartographic studies have allowed us to distinguish two lithostratigraphic units:

NE Unit formed by quartz-pelitic metasediments and quartz-feldspars with some quartzitic layers, and granite and aplito-pegmatitic intrusions.

SW Unit formed by micaschist with porfiroblasts of andaluzite, sometimes with garnet, and intercalations of quartzphylits, lydits, black schists and calcossilicated rocks. This unit was intruded by aplito-pegmatitic veins, in which some of them were, in the past, exploited in Sn and W.

The two units have an isoclinal structure marked by the main foliation (S_n/S_0): N120; 70 SW. The isoclinal structure corresponds to the slope of a major fold of the D_{n+1}

phase (D₃ Variscian) with A.P.: N120; vert a 75 SW. The reorientation induced by D₃ is visible at different scales: ranging from mega-structure to micro-structure.

The early hercinian phases, D₁ and D₂, were responsible by metamorphic differentiation processes, resulting from dissolution by pressure mechanisms and lateral segregation, during progressive metamorphic conditions, observed in both units. However, this differentiation is more visible in the NE unit, because it is richer in quartz and feldspar. During D₃ phase, the previous regional structures were reorientated and later a high metamorphic recrystallization took place, associated with a thermal peak in prograde and static conditions. These aspects are corroborated by the presence of andaluzite and the later andaluzite-fibrolite transformation and by the micaceous polygonal arc (biotite + muscovite), recrystallized mimetically over the D₃ crenulation.

The paragenesis studies allow us to conclude that the two units have similar pressure conditions and that the NE unit have the higher temperature conditions, ranging from 600 to 680° C, due to the granite intrusions.

The litogeochemical studies of the NE unit indicate a distribution in the sedimentary and volcano-sedimentary domains with a quartz-ilitic and quartz albitic compositions and a distinct grade of geochemical maturity. These lithologies are rich in SiO₂, Na₂O, and in minor elements from an acid crustal source (Rb,Zr).

SW unit has pelitic lithologies, with two compositional poles: one aluminous and the other silicon-aluminous, showing a sedimentary sorting. Both poles have a higher grade of geochemical maturity than the NE unit, with relatively high values of Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Ti and in elements from a basic source (Sc, V, Cr, Ni).

The Th/Sc versus V/La ratios and the Th/Sc versus Zr/Y ratios indicate geotectonic environments for the two units ranging from an Active Continental Margin (ACM) and a Continental Insular Arc (CIA), although they are closer to the AIC.

The combination of these different geological exploration contributions, allow us to conclude the following, about the regional geology in ZGMTM:

The DEC units were probably formed in the vicinity of a volcanic arc associated with the enclosement of a marginal ocean ("Rheic-Paleotethys"), and the DETM units correspond to a moderately deep and confined basin sequence in the Gondwanic

continental margin. During the Hercinian orogeny the Parautochthone DEC thrusts the Sub-autochthone units of DETM into mantle-folds.

Structurally the SW unit overlays the NE units and materialize the northeastern flank of a D₃ synclinal. The tectono-stratigraphic and petrographic studies in the SW unit indicate a probable control of the metamorphic conditions and possible the circulation of mineralized fluids related with structural and/or previous stratigraphic anisotropies. There are preferential fluids circuits responsible for the intense recrystallization and for the intrusion of the aplite-pegmatite veins rich in Sn and W.

CAPÍTULO 1

Introdução e Fundamentação

1. Introdução e Fundamentação

Esta tese é dedicada a todos aqueles que desejam conhecer um pouco melhor um cantinho de Portugal, compreendido entre Montalegre e Chaves.

O mundo tecnológico de hoje, tal como na idade da pedra, continua dependente dos recursos que a Mãe Terra tem para nos oferecer. Contudo estes recursos são finitos e não se distribuem homogeneamente na Natureza, de modo que não basta localizá-los e explorá-los até à exaustão. É necessário compreender, como por exemplo, quais os factores que contribuíram para a sua formação, qual a sua morfologia e qual a sua relação com o meio envolvente, e ainda, se esses recursos se podem associar a outros. Quanto mais aprofundado for o conhecimento melhor será a nossa resposta às necessidades da nossa sociedade, ou seja, melhor será a sua gestão e mais eficaz será o seu aproveitamento.

Nos recursos geológicos é fundamental identificar as litologias, as estruturas, a mineralogia, os tipos e circulação de fluidos, a geomorfologia, o grau de alteração, todos eles, parâmetros que nos permitem caracterizar determinado recurso e o seu respectivo contexto geológico. Exemplo: as concentrações de Sn, W e Au estão espacialmente associadas a granitos, Sn é explorado em filões aplito-pegmatíticos enquanto que o W e o Au são explorados em filões de quartzo; as águas termais como as do Vidago, Pedras Salgadas, Chaves estão intimamente ligadas à falha Régua-Verin; os granitos sin a tardi-tectónicos estão associados a cisalhamentos dúcteis D_3 , orientados segundo NW-SE, enquanto que os granitos pós-tectónicos estão relacionados com a fracturação frágil D_4 ; no caso da exploração de ardósias e calcários é necessário conhecer a sequência estratigráfica e morfologia das camadas ou estratos, de modo a explora-los da forma mais eficaz.

Para além dos dados relativos aos recursos a explorar, pode-se identificar outros elementos associados, que apesar da sua exploração não ser rentável actualmente, poder vir a ser no futuro, com o desenvolvimento de novas tecnologias. Exemplo: antigas explorações romanas de ouro que foram abertas mais tarde para a exploração de antimónio. É assim importante colher toda a informação que as rochas têm para nos dar.

Feito um estudo rigoroso num determinado sector pode-se estabelecer correlações com outros locais criando um quadro global, como por exemplo, um mapa

com a localização de todos os recursos geológicos e respectivos contextos geológicos de um determinado país. Sabendo que determinado recurso geológico se associa a determinado contexto geológico, facilita em muito a prospecção desse elemento em locais onde o contexto geológico é semelhante.

Esta tese utilizará contributos cartográficos, tectono-litoestratigráficos, metamórficos e litogeoquímicos para caracterizar um sector de Trás-os-Montes compreendido entre Montalegre e Chaves, situada a este da Albufeira do Alto do Rabagão, que foi alvo de actividade mineira, onde se explorou principalmente o estanho (Sn).

A cartografia geológica deve ser o ponto de partida para qualquer estudo geológico pois permite perceber como se distribuem no espaço as litologias e estruturas e qual a sua relação. Este trabalho de campo é acompanhado por recolha de amostras que mais tarde serão sujeitas a estudos laboratoriais complementares.

Não chega, num levantamento geológico, apontar onde estão os “xistos”, os “granitos” e os filões, pois existem várias espécies destas rochas, sendo necessário conhecer em detalhe a sua composição e variação litológica e apurar o significado geológico desses parâmetros. Estes conhecimentos mais detalhados são fundamentais em termos de prospecção, pois permitem evidenciar possíveis guias em termos cartográficos, tectono e litoestratigráficos ou litogeoquímicos.

No caso de Trás-os-Montes, região onde se insere a área a estudar, as unidades litoestratigráficas sofreram deformação e metamorfismo provocados por processos tectónicos – a Orogenia Hercínica. Esta deformação e metamorfismo torna difícil, se não mesmo impossível, estudar os terrenos sob o ponto de vista meramente litoestratigráfico. Neste contexto orogénico é válida a cartografia tectono-estratigráfica que resulta da combinação de estudo estrutural com estudo litoestratigráfico, e permite a individualização de unidades por critérios tectónicos e litoestratigráficos.

O estudo tectono-estratigráfica é completado por análise tectono-metamórfica, delineando zonas metamórficas, onde o grau de metamorfismo foi mais ou menos intenso. Este estudo terá que ser acompanhado de perto por um estudo petrográfico que permite identificar as paragénese definidoras dos diferentes graus metamórficos.

O estudo litogeoquímico permite diferenciar unidades metassedimentares litologicamente idênticas, se estas se revelarem distintas sob o ponto de vista geoquímico. Convém referir que os processos sedimentares e tectono-metamórficos, geralmente diferenciadores, podem também ser homogeneizadores das características

litológicas. Assim, dois xistos idênticos do ponto de vista litológico, e mesmo petrográfico, podem ser diferentes do ponto de vista de composição geoquímica global. Ora, este estudo, para além de revelar a natureza química das rochas, também nos permite avaliar diferentes contextos de sedimentogénese em termos geotectónicos e paleogeográficos. São então definidas unidades litogeoquímicas que podem corresponder a unidades litoestratigráficas. É ainda possível determinar se os metassedimentos analisados apresentam uma concentração preferencial em algum elemento químico. Essa concentração poderia ser herdada dos processos sedimentogénicos, ou ser gerados ou acentuados pelos metamórficos. Por este motivo, os estudos litogeoquímicos de sequências metassedimentares terá necessariamente de ser complementada por um estudo metamórfico tendo em atenção o papel da circulação de fluidos e a estruturação que nos processos orogénicos acompanham o metamorfismo. O estudo estrutural permite a compreensão dos canais preferenciais de circulação dos fluidos durante o processo metamórfico.

A zona em estudo encontra-se inserida nos terrenos parautoctones da Zona Galiza Média e Trás-os-Montes (ZGMTM), que são caracterizados por sobreposição de escamas tectónicas, separadas por carreamentos de idade varisca, originando unidades tectono-estratigráficas com carácter alóctone, sub-autoctone e parautoctone. O domínio parautoctone ou Peritransmontano engloba um conjunto de unidades, com maior ou menor grau de afinidade com o autoctone (Ribeiro, 1998). Estas unidades foram definidas por vários autores estabelecendo correlações entre si, sendo de referir as unidades dos domínios estruturais e sectores geográficos de Cabeceiras de Bastos, Ribeira de Pena, Região de Vila Pouca de Aguiar (RVPA), Mouquim-Canadelo, Domínio Peritransmontano, Domínio do Douro Inferior. Todas elas situam-se a sul da área abordada nesta tese. A área em estudo, não está caracterizada do ponto de vista tectono-estratigráfico e litogeoquímico, existindo uma certa lacuna neste sector compreendido entre a fronteira de Portugal e os terrenos referidos a sul. De modo a preencher esta lacuna, seleccionaram-se as áreas imediatamente a norte dos terrenos das regiões de RVPA, Cabeceiras e Ribeira de Pena, como alvo de estudo de um projecto multidisciplinar designado Projecto POCTI/40813/CTA/2001 "*Evolução Varisca de um segmento Crustal Ibérico. Modelação Litogeoquímica e Estrutural*" – LITHOSTRUMODEL. Este projecto engloba o estudo litogeoquímico e a evolução

tectono-metamórfica das rochas metassedimentares do sector oeste da falha Régua-Verin e no estudo do magmatismo, a este da referida falha.

Esta tese desenvolveu-se no âmbito deste projecto, tendo beneficiado do programa analítico sobre as rochas metassedimentares do sector a oeste da falha Régua-Verin. Usando as técnicas acima descritas, nomeadamente, a cartografia geológica, estudos tectono-estratigráficos, petrográficos, mineralógicos e litogeoquímicos, tentar-se-á estabelecer correlações com os terrenos estudados a sul e compreender a relação dos sectores mineralizados com o encaixante.

CAPÍTULO 2

Princípios gerais de cartografia lito e tectono- estratigráfica

2.1 – Princípios gerais, métodos e critérios utilizados

Seja qual for o estudo proposto por um geólogo, tem indubitavelmente que passar por um levantamento geológico. O geólogo para entender os processos e produtos geológicos tem que caracterizar e contextualizar a sua ocorrência. Terá necessariamente que descrever os afloramentos, interpretá-los e completar estas interpretações com estudos posteriores em laboratórios, realizados sobre amostras representativas, recolhidas dos afloramentos em questão.

O levantamento geológico deve resultar de uma observação pormenorizada dos diferentes afloramentos, englobando a definição da litologia e estrutura (atitude, posição relativa, idade relativa) dos terrenos aflorantes numa determinada área. Este tipo de observação dos afloramentos (afloramento – corpo rochosos exposto na superfície) dá uma exposição bidimensional, tendo o geólogo que saber interpretar os corpos geológicos tridimensionalmente e de estabelecer relações espaço-temporais entre eles. Daí, o estudo, nesta fase, ter de ser o mais objectivo e detalhado possível, dependendo de uma recolha sistemática e ordenada de dados.

A cartografia dos corpos aflorantes tem aspectos específicos consoante a sua natureza, quer se trate de rochas sedimentares, de rochas metamórficas ou de rochas ígneas.

A cartografia das rochas sedimentares e metassedimentares assenta na idade (relativa ou absoluta) das unidades estratigráficas (conjunto de camadas individualizáveis pelos seus caracteres litológicos, sequenciais, paleontológicos e/ou tectónicos). Na cartografia destas rochas as relações cronológicas são fundamentais, aplicando-se os princípios da geocronologia relativa (princípio da sobreposição, princípio da continuidade).

A cartografia das rochas ígneas baseia-se nas suas características petrográficas e texturais, tendo também em conta a sua idade relativa (posição estratigráfica dos granitóides, por exemplo). No entanto, os critérios de estabelecimento de idades relativas nas rochas ígneas plutónicas (não estratificadas) são distintos dos aplicados nas rochas sedimentares. Nas rochas vulcânicas, por se encontrarem frequentemente estratificadas, pode-se aplicar os princípios da estratificação.

2. Princípios gerais de cartografia lito e tectono-estratigráfica

Finalmente, para as rochas metassedimentares deformadas utilizam-se os mesmos critérios cartográficos válidos para as rochas sedimentares, depois de serem conhecidas as relações resultantes da estruturação tectónica (Compton, 1985).

Torna-se assim possível a cartografia de unidades tectono-estratigráficas, cujos contactos serão acidentes tectónicos e não descontinuidades estratigráficas simples.

O levantamento geológico, tectono e litoestratigráfico suporta a cartografia geológica detalhada, que é uma base fundamental para estudos de outra natureza. No entanto, convém frisar que o objectivo do trabalho de campo não é só a cartografia, mas se esta base não existe, qualquer investigação laboratorial poderá chegar a conclusões totalmente descabidas do contexto geológico, de onde foram recolhidas as amostras sujeitas a estudo.

Todas as campanhas de campo, independentemente do objectivo do estudo, devem ser antecedidas por uma planificação e preparação do trabalho de campo, tendo como principal preocupação, a obtenção do máximo de informação sobre a região a estudar.

Em primeiro lugar, faz-se uma recolha e consulta bibliográfica exaustiva sobre a região, englobando a cartografia já realizada em estudos anteriores, tal como publicações e relatórios; depois procura-se informações sobre os trabalhos de índole geológica em curso na região ou em áreas próximas e estabelecer contactos com os responsáveis por esses trabalhos; e por fim, recolhem-se documentos que irão servir de base à cartografia: mapas topográficos, fotografias aéreas, ou mesmo, de satélite e ortofotomapas. Idealmente, dever-se-ia começar pelo estudo das fotografias aéreas que nos dão uma noção da topografia e das estruturas geológicas, nomeadamente, das falhas geológicas. Assim, é essencial marcar numa carta topográfica a localização das fotografias aéreas existentes.

Passada esta primeira etapa, define-se um calendário previsto para os trabalhos de levantamento cartográfico, cria-se uma listagem do material necessário, estabelece-se a equipa de trabalho e dos métodos e critérios de levantamento cartográfico e decide-se a que escala se irá fazer o levantamento geológico.

Uma vez, feita a recolha bibliográfica, reunido o material necessário e estabelecidos os métodos e critérios de levantamento, chega a hora de ir para o campo

trabalhar. E o que fazer quando se está perante um afloramento? Anotam-se todas as observações no livro de campo. E como organizar o livro de campo? Pois para isso, vale a pena contar uma história que ilustra bem a importância de um livro de campo bem organizado.

“Certa vez ia um biólogo a caminhar numa praia da Patagónia, embrenhado nos seus estudos, não reparou que uma onda se aproximou perigosamente, e para sua grande surpresa, do interior dessa onda surgiu uma baleia assassina que o abocanhou e o arrastou para o fundo do mar. Nunca mais ninguém ouviu falar do pobre infeliz, e todo o seu trabalho teria caído no esquecimento, se não fosse um dia, outro biólogo ter passado pela mesma praia e ter encontrado o livro de campo do desaparecido. Ao abri-lo, ficou maravilhado com as descobertas que o outro havia feito e graças ao rigor e clareza das anotações, os seus conhecimentos foram transmitidos ao mundo da ciência.”

Mais do que meras notas pessoais, as notações de campo, devem ser compreendidas por outros investigadores (no nosso caso, geólogos) interessados na mesma área. O próprio autor utiliza-as quando confrontado com outros afloramentos observados posteriormente, podendo fazer comparações e correlações. E ainda, os dados colhidos servirão de base para futuros relatórios.

Assim, torna-se importante fazer todas as anotações diante do afloramento e nunca depois, de modo a evitar confusão dos factos e ideias.

No livro de campo deve-se estabelecer a distinção do que são factos observados e do que são interpretações feitas “in situ”. Uma vez que não é possível, na natureza, fazer um levantamento cartográfico com base em afloramentos contínuos, por vezes, torna-se necessário basear as relações geológicas em inferências mais do que em factos observados. Daí a necessidade de clarificar o que é uma inferência e o que é um facto. Exemplo:

a) Factos:

- Descrição das rochas – litologia, mineralogia, textura, grau de alteração, conteúdo fossilífero, etc.

Esta descrição depende do tipo de rocha, uma vez que há aspectos específicos das rochas sedimentares, das rochas ígneas e das rochas metamórficas

- Descrição das estruturas – estruturas sin-formacionais (fluxo magmático, estruturas sedimentares, estruturas resultantes da deformação (foliações, lineações, falhas)

2. Princípios gerais de cartografia lito e tectno-estratigráfica

- Descrição dos contactos geológicos – bruscos ou graduais, assinalados por mudanças litológicas, estruturais e/ou metamórficas

- Descrição e localização da amostragem – localização ou mapa esquemático), finalidade da amostragem, orientação da amostra

b) Interpretações

- Cronologia relativa – idades relativas dos corpos e estruturas observadas e descritas

- Descrição e significado dos contactos e estruturas cartografáveis

- Síntese e integração – comparação com dados de afloramentos descritos anteriormente

É também no livro de campo que se podem apontar grandes especulações e ideias soltas que poderão, ou não, vir a confirmar-se, tudo desde que devidamente identificadas como tal.

O modo de estruturar um livro de campo é pessoal e cada um desenvolve o seu próprio estilo, no entanto, todos devem ter o cuidado de garantir que as suas notas sejam legíveis, precisas e objectivas, breves e claras e acima de tudo, nunca devem esquecer que estas anotações são mais do que meros apoios de memória, são igualmente registos a usar posteriormente.

Antes de descrever os afloramentos, o geólogo deve começar por identificar as anotações no livro de campo. Assim, o primeiro passo será registar a data e localização geral da área, ou seja o número e nome do mapa base. Segue-se o nome dos elementos da equipa de trabalho, e por fim, vem a identificação do trabalho a realizar (Compton, 1985).

Sobre cada um dos pontos de observação deve-se indicar a sua localização no mapa base e no livro de campo, registando-se as suas coordenadas. À falta de mapa base, utilizam-se referências geográficas que permitam localizar o local, como por exemplo: na ponte sobre o rio Beça, estrada N 103 a Este de Barracão.

Depois de devidamente localizados passa-se à descrição do ponto a observar. Os registos das observações devem ser feitas textualmente, acompanhadas por desenhos esquemáticos, diagramas, pequenos perfis (fig. 2.1) ou pequenos mapas (fig. 2.2). Quanto mais completa a descrição melhor. As amostragens realizadas devem ser de igual modo anotadas, devendo constar a respectiva descrição e localização exacta. Às

2. Princípios gerais de cartografia lito e tectono-estratigráfica

fotografias tiradas sobre o local, atribuem-se-lhe um número e anotam-se a orientação da tomada de fotografia, desenhando-se um esquema do que é abrangido pela fotografia, sobretudo, os aspectos a realçar.

No final de cada dia, é essencial passar a limpo e resumir as notas de campo, por permitir uma noção do valor das anotações e corrigir as possíveis falhas.

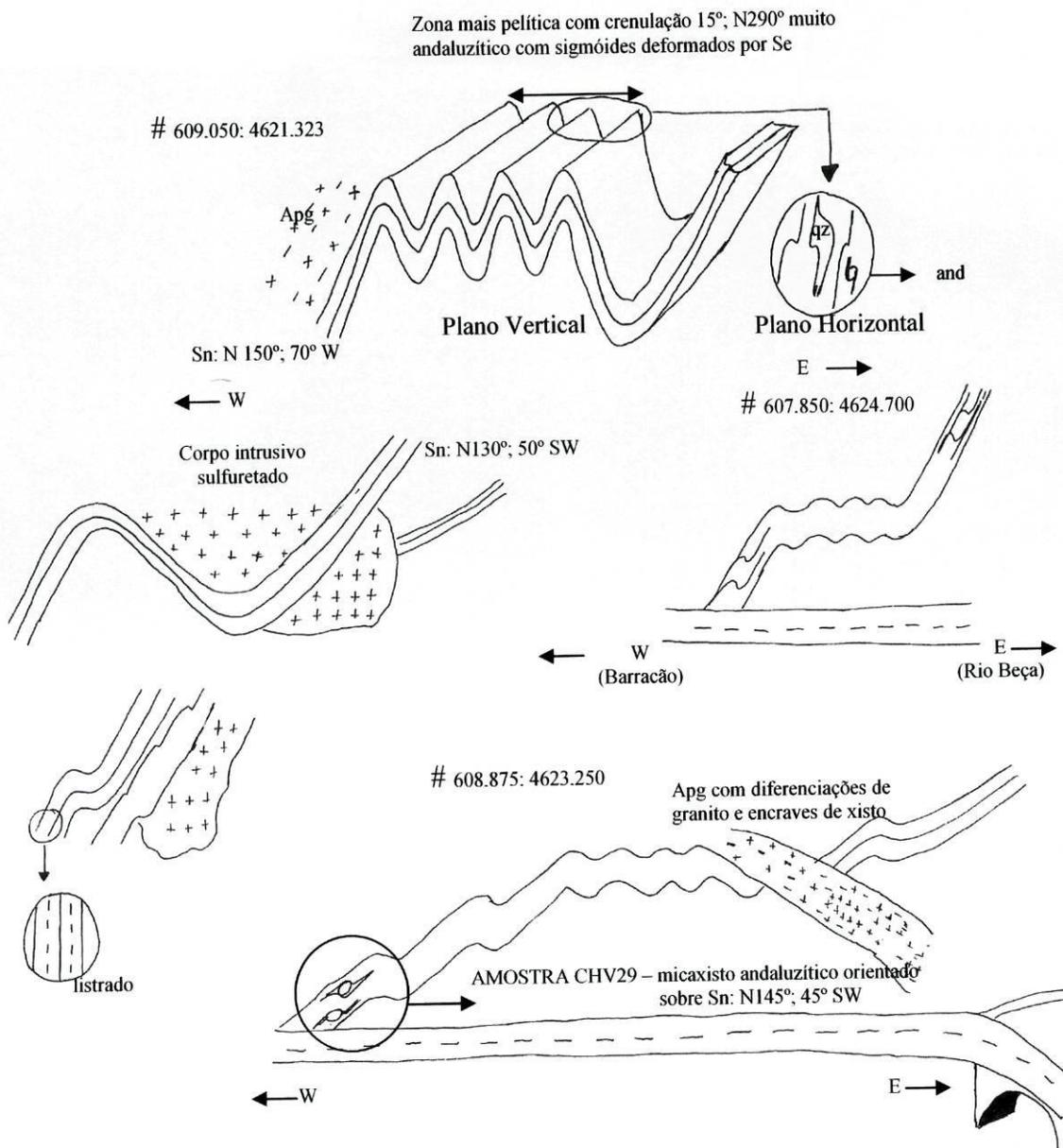


Fig. 2.1 – Desenhos esquemáticos de alguns cortes de estrada cartografados para o presente trabalho. Ap_g – apilitopegmatito; qz – quartzo; and – andaluzite.

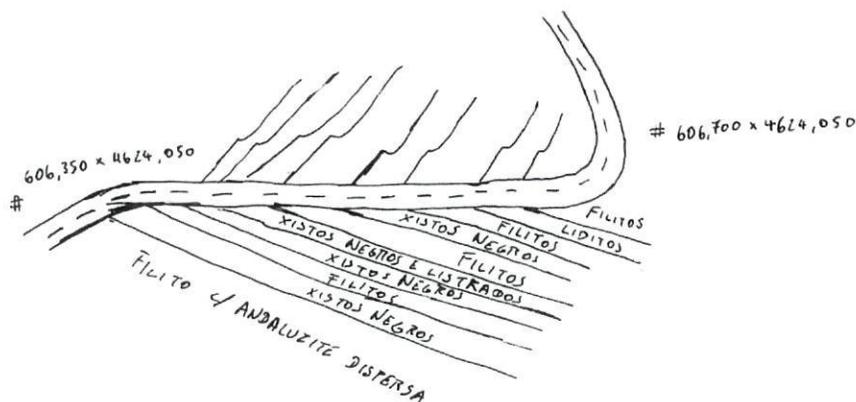


Fig. 2.2 – Pequeno mapa geológico de um dos cortes cartografados para o presente trabalho. Acima da estrada estão representadas as dobras observadas no corte de estrada; abaixo da estrada estão representadas as litologias dos diferentes estratos.

Debrucemo-nos agora sobre a recolha de amostras. O local de amostragem é condicionado pelos critérios de representatividade. Estes critérios têm em conta a estrutura do corpo lítico (tipo de estratificação, bandado metamórfico e foliações, fluxo magmáticos), a textura (dimensão do grão, isotropia e anisotropia, homogeneidade e heterogeneidade), a mineralogia, o grau de alteração (meteórica ou hidrotermal), e por fim, a finalidade da amostragem (petrografia, estudos geoquímico, estudo isotópico, geocronologia absoluta).

Uma vez localizada a amostra, deve-se proceder à anotação no livro de campo das suas coordenadas geográficas e assinalar no mapa a sua referência. De seguida, faz-se um esboço do enquadramento da amostra e uma breve descrição desta.

Usam-se marcadores de tinta sobre a própria amostra para apontar a sua designação e orientação, excepto quando esta se destina a estudos geoquímicos, isotópico ou geocronológico.

Na orientação da amostra, escolhe-se uma superfície facilmente relacionada (paralela ou perpendicular, por exemplo) com alguma estrutura da amostra (linear ou planar).

A orientação pode ser feita sobre:

- uma diaclase perpendicular à estratificação
- uma xistosidade
- estiramento (lineação) visível numa foliação
- a lineação de intersecção da estratificação com a xistosidade

2. Princípios gerais de cartografia lito e tectono-estratigráfica

A simbologia usada é idêntica à utilizada para a representação cartográfica de atitudes, sendo necessário, para a orientação sobre estruturas planares, indicar o azimute da direcção ou o azimute da inclinação. No caso, da orientação sobre estruturas lineares indica-se a inclinação e respectivo azimute.

Feito um reconhecimento cartográfico geral, com a devida descrição e respectiva recolha de amostras e muitas medições, onde ficam definidas as descontinuidades maiores, os contactos graduais ou bruscos e/ou acidentes tectónicos entre as unidades maiores, a nível local ou regional, podem ainda, medir-se e representar-se secções ou perfis lito tectono-estratigráficos que têm por objectivo detalhar a cartografia das rochas sedimentares, metassedimentares, vulcânicas e até mesmo, corpos plutónicos.

As secções ou perfis lito tectono-estratigráficos medidos costumam ser representados numa coluna estratigráfica.

Estes perfis permitem obter a espessura das unidades, conhecer a sequência e descrição de todos os tipos de rocha dentro da unidade e ainda facilitam o conhecimento de uma posição estratigráfica correcta dos fósseis e amostras recolhidas.

Seleccção dos locais ideais para a realização dos perfis estratigráficos deve ter em atenção: a boa exposição em afloramento, a boa representatividade (local ou regional), pouca perturbação tectónica (falhas ou outras deformações) e a orientação deve ser o mais perpendicular possível à direcção da estratificação.

Contudo a Natureza nem sempre facilita a vida do geólogo, apresentando zonas estruturalmente perturbadas por falhas, cavalgamentos, carreamentos e/ou dobras que induzem repetições ou lacunas na sequência; variações na espessura das camadas, que nem sempre são facilmente interpretadas. Nestes casos o conhecimento da cartografia regional destas estruturas ajudará muitíssimo.

Outra dificuldade acontece quando, regionalmente, as unidades estratigráficas apresentam variação lateral de litologia e também de espessura, mesmo sem envolver complicação estrutural. Assim, será necessário realizar-se secções estratigráficas em diferentes pontos da região, mas sempre o mais perpendicularmente possível à estratificação.

A existência de zonas cobertas, onde não é possível determinar exactamente a litologia, também dificulta o nosso trabalho. Nestes casos servimo-nos de critérios indirectos e mais ou menos aproximados, como por exemplo: textura do solo e tipo de fragmentos rochosos que este apresenta; coloração do solo ou variações mais ou menos

bruscas desta; tipo de vegetação; variações bruscas no declive da superfície, que poderão significar diferentes resistências à erosão.

Dadas estas dificuldades não é possível realizar um perfil completo de uma unidade num único local ou numa única secção em continuidade – secção ou perfil simples. Nestes casos realizam-se perfis parciais em diferentes locais, e depois relacionam-se, correlacionando descontinuidades, camadas, membros ou mesmo formações, elaborando um perfil composto (fig. 2.3).

E é esta situação que ocorre na ZGMTM, dada a sua complexidade litológica e estrutural é necessário realizar os tais perfis parciais nos diferentes locais, como por exemplo, RVPA, Ribeira de Pena, Celorico de Basto, etc, e até mesmo a área abordada nesta tese, para que se correlacionem as suas unidades e estruturas, de modo a realizar-se um quadro geral, ou perfil composto, de toda a região.

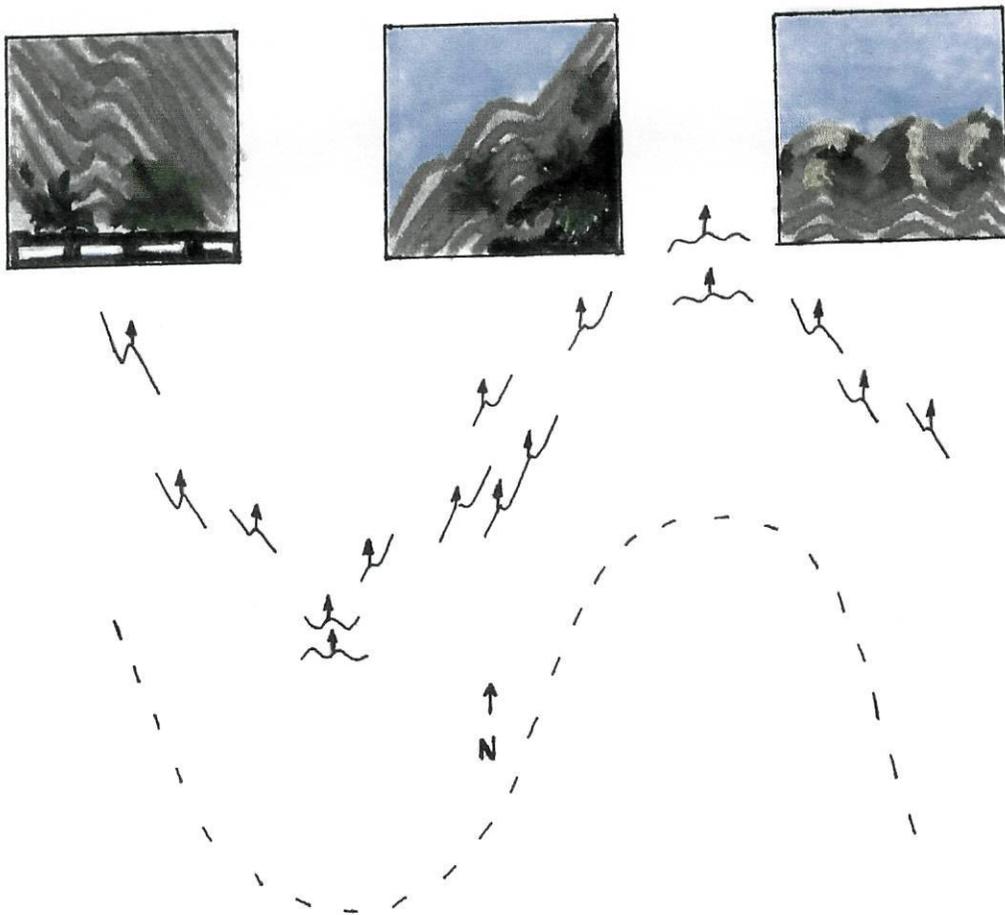


Fig. 2.3 – Perfil composto.

2.2 – Cartografia de sequências metassedimentares

Uma rocha metassedimentar é uma rocha sedimentar que sofreu um baixo, a médio grau de metamorfismo, estando preservadas algumas características macroscópicas identificadoras da natureza sedimentar da rocha original (protólito). Dependendo do baixo grau de metamorfismo e da boa preservação do protólito, poder-se-á definir a sucessão de estratos, os ambientes de deposição, observar o registo fóssil e estabelecer a cronologia das várias sequências.

A cartografia, neste caso, será em tudo semelhante à cartografia das rochas sedimentares. O levantamento neste tipo de rochas é baseado essencialmente na definição de formações – unidades litoestratigráficas básicas. A estas unidades está associada uma cronologia, pelo menos relativa, sendo este o requisito básico da cartografia neste tipo de rochas.

Os processos de formação e a cronologia destas rochas são obtidos através de observações e descrições mais detalhadas e sistemáticas, referindo-se em particular às texturas (tamanho do grão, calibragem, esfericidade, arredondamento), composições mineralógicas e estruturas. O estudo destes diferentes aspectos deve ser sistemático e o mais quantitativo possível. Deve-se criar um explícito quadro estratigráfico de referência onde constem as unidades cronoestratigráficas de referência; o nome das rochas e suas descrições devem ter significado genético; as estruturas menores (estratificação entrecruzada, estratificação gradativa, marcas de ondulação, figuras de carga, etc.) deverão ser descritas com detalhe de modo a possibilitar a determinação das condições de sedimentação, assim como, da cronologia da sequência sedimentar; a precisão dos métodos de amostragem e das observações permitem uma correlação exacta dos dados.

O levantamento em rochas sedimentares requer o conhecimento de diferentes tipos de unidades estratigráficas:

- **unidades litológicas ou litoestratigráficas** – são unidades definidas com base nas características físicas (litológicas e paleontológicas) dos corpos rochosos observados, e que correspondem a um determinado período de tempo.

- **unidades bioestratigráficas** – são definidas exclusivamente com base no conteúdo fossilífero.

- **unidades cronoestratigráficas** – são unidades de tempo absoluto, materializadas ou não em corpos litológicos.

A datação ou cronologia relativa, conceito básico na cartografia das rochas sedimentares, é atribuída tendo como bases critérios de natureza litológica e paleontológica. As unidades litoestratigráficas são definidas segundo os princípios da sobreposição e continuidade lateral, variação lateral e vertical de fácies (litológicas e paleontológicas), análise sequencial, observação e interpretação das superfícies de descontinuidade, conteúdo fossilífero (Compton, 1985).

As sequências litoestratigráficas podem ainda ser interrompidas por discordâncias, lacunas de erosão, ou ainda por ausência de deposição (Pereira, 1987).

No entanto, a cartografia das rochas metassedimentares revela-se algo mais complexo, uma vez que as rochas foram sujeitas a processos de deformação e de metamorfismo que dificultam o estabelecimento da sucessão dos estratos, para além de destruírem a maioria das estruturas primárias que poderiam elucidar-nos sobre os ambientes de deposição. Para além do metamorfismo regional, acima descrito, existe ainda outros tipos de metamorfismo associados à intrusão de corpos magmáticos (de contacto), ou à circulação de fluidos hidrotermais (metassomatismo), por exemplo.

Assim, surge a necessidade de utilizar métodos cartográficos aplicados às rochas metamórficas. A cartografia destas rochas baseia-se na definição de **unidades cartográficas** que dependem sobretudo do conhecimento: dos protólitos ou sequências pré-metamórficas; das unidades litológicas e estruturas pré-metamórficas; do tipo e intensidade de deformação e sua relação com a recristalização e, por fim, da ocorrência e distribuição geográfica dos minerais tipomorfos e texturas metamórficas.

Quando o metamorfismo destrói todas as estruturas e mineralogia primárias, a litologia original pode ser estimada com base nas proporções dos minerais metamórficos, se assumirmos que o processo foi isoquímico. É neste caso que o estudo litogeoquímico assume um papel importante pois permite definir e caracterizar as unidades metassedimentares.

O desenvolvimento da deformação é condicionado pelas texturas e estruturas primárias (pré-metamórficas), assim como a recristalização metamórfica é condicionada pela mineralogia primária.

2. Princípios gerais de cartografia lito e tectono-estratigráfica

A deformação acompanha quase sempre o metamorfismo, sendo importante estabelecer a sua cronologia relativamente ao metamorfismo, para se poder definir uma unidade metamórfica.

A presença de determinado mineral indica determinada condição de pressão e/ou temperatura, estes minerais designam-se por tipomorfos (minerais indicadores o grau de metamorfismo).

A ocorrência e distribuição geográfica dos minerais tipomorfos e texturas metamórficas, representantes de um determinado campo de estabilidade, permitem-nos delimitar zonas metamórficas ou fácies de metamorfismo.

A definição das zonas metamórfica parte do princípio que rochas com a mesma composição inicial e com as mesmas propriedades estruturais apresentam características que dependem unicamente do metamorfismo. Estas zonas devem ainda ser definidas, segundo critérios que assentem num tipo de rocha ante-metamórfico que tenha uma ampla distribuição na área em estudo, seja facilmente reconhecível e seja susceptível pela sua mineralogia de marcar as variações nas condições metamórficas (apresente minerais tipomorfos). Uma vez que a zonalidade é consequência de uma variação espacial (e também temporal) gradual das condições metamórficas, utiliza-se como marcador do limite entre zonas a primeira aparição ou o desaparecimento de um dado mineral tipomorfo (Compton, 1985).

O estabelecimento das séries de minerais tipomorfos em sequências sedimentares de composição química variada, é por vezes difícil, por determinado mineral só ocorrer em rochas de composição química compatível. Contorna-se o problema definindo a zonografia metamórfica através de associações mineralógicas tipomórficas (Pereira, 1987).

Resumindo, da cartografia de sequências metamórficas definimos unidades cartográficas e zonas metamórficas que podem ser completadas por cartografia das características primárias sedimentares, se os protólitos ainda preservarem algumas dessa características. Desse complemento, resulta uma atribuição de uma idade relativa à unidade lioestratigráfica, passando a designar-se essa unidade por formação.

Assim, da combinação da cartografia para os diferentes tipos de rocha, pode-se estabelecer uma sucessão geral dos estratos, combinando sucessões parciais de vários pontos de uma unidade, no entanto, é preciso ter em conta que as relações estratigráficas

primitivas podem ter sido modificadas pela actuação de fenómenos tectónicos e metamórficos, nomeadamente, por dobramentos.

2.3 – Aplicação de SIG à Geologia

É, cada vez mais, frequente o uso da tecnologia na realização da investigação geológica, e a cartografia não fica a trás, recorrendo ao SIG. O SIG – Sistema de Informação Geográfica, é um sistema baseado em computadores que armazenam e manipulam informação geográfica. Um SIG é concebido para guardar e analisar objectos e fenómenos cuja localização geográfica é uma característica importante para a análise (Aronoff, 1989). Ou seja, é uma representação computacional do mundo real com capacidade de análise para suporte de decisões.

Com este tipo de sistema é possível integrar diferentes conjuntos de dados para análise geográfica, desde que exista um sistema de coordenadas associado que permita a sua sobreposição.

Estes dados podem ser obtidos por processos secundários (digitalização de cartografia ou digitalização sobre imagens, como por exemplo, fotografias aéreas ou de satélite) e/ou por processos primários (levantamento clássico ou levantamento GPS).

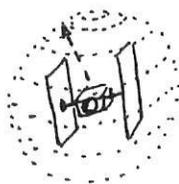
Os processos secundários implicam existência prévia de mapas, ortofotomapas ou fotografias que são transformados em formato digital, via scanner, por exemplo. Os processos primários implicam um levantamento no terreno e servirão de complemento ou de base, caso não existam mapas ou fotografias aéreas da área a estudar. O levantamento clássico já foi mencionado, falta agora referir como se processa o levantamento GPS. No entanto, é necessário explicar alguns conceitos base acerca do funcionamento deste sistema.

O GPS (Global Positioning System) é um sistema de rádio-navegação que cobre todo o mundo e que permite determinar a posição de um ponto à custa das distâncias que o separam dos satélites cujas posições no espaço são conhecidas (trilateração) (fig. 2.4).

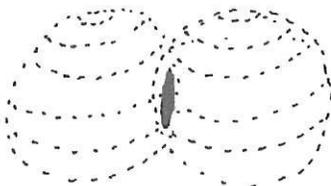
Pode-se calcular essas distâncias, através do tempo que os sinais rádio emitidos pelos satélites demoram a atingir o receptor. São necessários relógios extremamente

precisos e sincronizados, para medir com precisão estes intervalos de tempo. É também fundamental o exacto conhecimento da posição dos satélites em cada instante. Este conhecimento é facilitado pelas suas órbitas altas e pela constante monitorização de que são alvo pelas estações de controlo. Contudo, é preciso ter em consideração que os sinais de rádio emitidos por cada satélite sofrem atrasos até atingirem o receptor e ainda, estão sujeitos a modificações na mensagem, induzidas voluntariamente pelas estações de controlo. É devido à influência de todos estes erros, que em GPS se fala em pseudo-distâncias.

Distância a 1 satélite:
Estamos sobre uma
superfície esférica



Distância a 2 satélites:
Estamos sobre uma
circunferência



Distância a 3 satélites:
Ocupamos um de dois
pontos no espaço,
constituindo o outro ponto
uma solução absurda em
termos físicos.

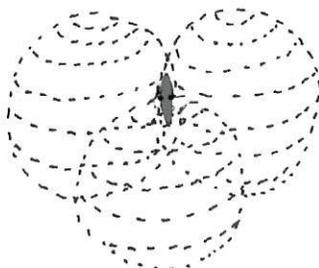


Fig. 2.4 – Triangulação.

De modo a eliminar alguns destes erros, recorre-se a várias técnicas, sendo uma delas, o posicionamento diferencial. Colocando um receptor num ponto de coordenadas conhecidas com precisão (base), poderemos determinar correcções às pseudo-distâncias a cada satélite. Estas correcções poderão ser aplicadas às medições obtidas por outro receptor (móvel) melhorando a qualidade dos resultados obtidos. É essencial que o posicionamento determinado pelo móvel seja feito a partir das pseudo-distâncias a satélites também observados pela base, relativamente às quais foram feitas correcções (fig. 2.5).

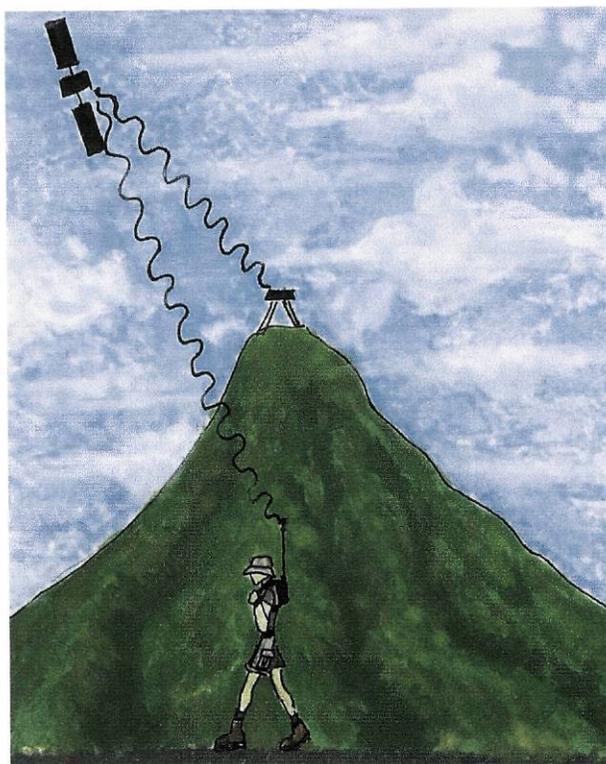


Fig. 2.5 - Posicionamento determinado pelo móvel feito a partir das pseudo-distâncias a satélites também observados pela base.

As correcções podem ser introduzidas nos dados recolhidos pelo móvel “*a posteriori*” ou em tempo real, através de uma ligação rádio entre o móvel e a base. Este processo elimina ou atenua fortemente todos os erros que sejam comuns à base e ao móvel. No entanto, persistirão erros devidos ao multipath e ao ruído electrostático. Mesmo assim, os erros serão da ordem dos 1m e os 10cm. Actualmente, os aparelhos de precisão milimétrica tornam-se cada vez mais acessíveis.

No levantamento GPS, recorre-se a esta técnica, instalando-se uma base num ponto de coordenadas conhecidas com precisão, enquanto que a unidade móvel delimita a área a cartografar. Por este processo torna-se rápido o levantamento de pontos e linhas, com uma precisão razoável, como por exemplo: eixos de vias, limites parcelares, entidades pontuais.

Após a eliminação dos erros das leituras dos aparelhos, é ainda necessário definir o referencial para o sistema de coordenadas que se vai utilizar, ou seja, é preciso definir a superfície relativamente à qual cada ponto da superfície terrestre será referenciado.

Esse referencial é denominado por Datum e consiste na definição de um elipsóide e nas coordenadas geográficas (latitude e longitude) do ponto de coincidência desse elipsóide com o Geóide (tabela 2.1).

2. Princípios gerais de cartografia lito e tectono-estratigráfica

Os data mais utilizados actualmente em Portugal, são o Datum 73 (Melriça) e o Datum Lisboa, no entanto, o datum utilizado pelo sistema de GPS é o WGS 84 (World Geodetic System 84), o que implica utilizar fórmulas de transformação, se se quiser utilizar os data nacionais (tabela 2.2).

Tabela 2.1 – Coordenadas geográficas do ponto de coincidência do elipsóide com o Geóide para o Datum 73 (Melriça) e para o Datum Lisboa.

Datum 73 (Melriça)		Datum Lisboa	
Elipsóide internacional		Elipsóide internacional	
Latitude do ponto	39° 41' 37.3'' N	Latitude do ponto	38° 42' 43.631'' N
Longitude do ponto	8° 07' 53.31'' W	Longitude do ponto	9° 07' 54.862'' W

Elipsóide internacional
Semi-eixo maior: (a): 6 378 388 m
Achatamento: $f = (a-b) / a$: 1/297

Tabela 2.2 – Fórmulas de transformação internacional WGS 84 (World Geodetic System 84) para o Datum 73 (Melriça) e para o Datum Lisboa.

Conversão WGS 84 para Datum 73 (Melriça)		Conversão WGS 84 para Datum Lisboa	
Elipsóide internacional		Elipsóide internacional	
transl. em X	288.885m	transl. em X	239.749m
transl. em Y	91.744m	transl. em Y	-88.181m
transl. em Z	-126.244m	transl. em Z	-30.488m
rot. em X	-1.69''	rot. em X	0.26''
rot. em Y	-0.41''	rot. em Y	0.08''
rot. em Z	-0.21''	rot. em Z	1.21''
factor de escala	$1+4.6 \times 10^{-6}$	factor de escala	$1-2.23 \times 10^{-6}$

Depois de definido o datum relativamente ao qual se irão determinar as coordenadas geográficas dos pontos (latitude, longitude e altitude), é ainda necessário apresentar as coordenadas num sistema que porventura esteja mais divulgado.

2. Princípios gerais de cartografia lito e tectono-estratigráfica

Os sistemas de coordenadas rectangulares mais divulgados em Portugal, são o utilizado pelo Instituto Geográfico do Exército (IGeoE) nas cartas 1/25000 e o utilizado pelo Instituto Português de Cartografia e Cadastro (IPCC) nas cartas 1/10000 e ortofotomapas.

Um sistema de coordenadas rectangulares será definido por um datum, um sistema de projecção (UTM) (incluindo factor de escala no Meridiano Central), uma origem para o sistema de eixos cartesianos e, eventualmente, falsas coordenadas para a origem (tabela 2.3).

Tabela 2.3 – Diferentes parâmetros que definem os sistemas de coordenadas rectangulares mais utilizados em Portugal, nomeadamente o IGeoE e o IPCC.

Sistema de Coordenadas Rectangulares			
IGeoE 1/25000		IPCC 1/10000	
Projecção	Hayford-Gauss	Projecção	Hayford-Gauss
Datum	Lisboa	Datum	73 (Melriça)
Factor de escala	1	Factor de escala	1
Lat. Origem	39° 40'N	Lat. Origem	39° 40'N
Long. Origem	8° 07' 54.862''W	Long. Origem	8° 07' 54.862''W
Falso Norte	300 000m	Falso Norte	-86.99m
Falso Este	200 000m	Falso Este	180.598m

Uma vez conhecidos todos estes conceitos básicos, de como funciona um GPS e quais as potencialidades de um SIG, o geólogo pode lançar mãos à obra, combinando os dados obtidos no campo, devidamente localizados com as suas coordenadas geográficas, com dados armazenados em computador, criando ficheiros, ou mesmo modelos que lhe permitirão tirar conclusões muito mais facilmente.

Um exemplo de um SIG aplicado à geologia: após introdução de dados recolhidos no campo num programa, cujas coordenadas são conhecidas, pode-se realizar um mapa de atitudes das foliações que por sua vez pode ser sobreposto a carta topográfica digitalizada, ou ainda uma mapa com curvas de isovalores geoquímicos, úteis para uma prospecção geoquímica. E este é só um exemplo. As potencialidades de um SIG só são limitadas pela imaginação do seu utilizador, uma vez que a tecnologia está sempre a avançar e a permitir que as nossas capacidades cheguem mais longe.

CAPÍTULO 3

Enquadramento da área estudada

3.1 - Localização Geográfica

A área abrangida neste trabalho compreende o sector noroeste da Carta Geológica de Chaves (escala 1:50 000), a Este da albufeira do Alto Rabagão (fig. 3.1), correspondendo à parte mais ocidental das cartas militares de Portugal (escala 1/25 000), folha 33 (Sarraquinhos - Montalegre) e folha 46 (Boticas).

A área estudada localiza-se nos concelhos de Chaves e Montalegre, pertencentes ao distrito de Vila Real. A zona é delimitada pelas povoações de Codeçoso, Sarraquinhos, Morgade e Cervos, situadas a este de Montalegre e a norte de Boticas, sendo servidas pelas estradas N 103 (Montalegre - Chaves), N1006 (Codeçoso – Sarraquinhos), N308 (Montalegre – Gralhós) e por uma rede de estradas secundárias e caminhos circuláveis que facilitam o acesso aos afloramentos.



Fig. 3.1 - Albufeira do Alto Rabagão vista do monte Vigia.

3.2 - Geomorfologia

As formas de relevo actual são condicionadas por factores geológicos, nomeadamente pela composição litológica e pelo grau e orientação das estruturas resultantes da deformação. Os metassedimentos estudados encontram-se delimitados por dois maciços graníticos: a oeste fica o maciço de Montalegre (situado fora da área em estudo) e a Este, o maciço de Chaves. Este último forma um planalto de altitude entre os 1026 e os 898m, sendo gradual e suave a passagem do ponto mais alto para o mais baixo. Demonstra que houve uma erosão homogénea do maciço.

No seio do maciço de Chaves, junto ao seu bordo W, sobressai a Serra de Cepeda, a uma altitude de 1168m constituída por uma estreita faixa de metassedimentos ricos em filonetes de quartzo e andaluzite, faixa esta alongada paralelamente ao bordo do maciço granítico e à foliação materializada nos metassedimentos.

Relativamente à faixa de metassedimentos delimitada pelos granitos acima referidos, e ao contrário destes, apresenta maior contraste entre altitudes, pois é formada por rochas heterogéneas que oferecem resistências diferentes aos agentes erosivos. Assim, esta área vai ser mais acidentada, sendo o topo dos montes constituído por rochas mais resistentes à erosão, distinguindo-se dois sectores diferentes. No sector N as cristas são formadas essencialmente por quartzofilitos e quartzitos. É o caso de Ferronho (1215m) e o de Monte Gordo (1217m), enquanto que no sector S, as fragas são constituídas por micaxistos andaluzíticos ricos em filões e filonetes de quartzo, como acontece nas fragas da Gateira (1002 m), às quais foram atribuído a designação Mx. É ainda de salientar que o sector a N apresenta cotas mais elevadas que as do sector S.

A área em estudo é atravessada por uma rede hidrogeográfica extensa, onde as ribeiras do Rabagão e do Cargual e pelo rio Beça, merecem especial referência. Apresentam orientações gerais NNE-SSW a NE-SW. Existem ainda outras linhas de água cuja orientação é de NW-SE. Estas orientações têm um controlo estrutural nítido marcado sobretudo pela fracturação tardi-hercínica.

Para além dos vales das ribeiras e do rio acima referidos, destaca-se na paisagem a albufeira do Alto do Rabagão que ocupa uma extensa área, a uma cota inferior aos 870m e que é alimentada pelo rio e ribeira do Rabagão, entre outras linhas de água de menor importância

Da análise da folha 33 da Carta Militar é possível constatar, para além das orientações das linhas de água acima mencionadas, um certo alinhamento das elevações, segundo uma direcção NNW-SSE, o que sugere também de um controlo estrutural e litológico da geomorfologia desta região, neste caso materializado pela foliação principal paralela à estratificação.

3.3 - Enquadramento Geológico

A face da Terra foi moldada por várias orogenias, ao longo de muitos milhões de anos, e no âmbito desta tese destaca-se a orogenia Hercínica ou Varisca que ocorreu entre os 400 e os 280 milhões de anos, e originou a Cadeia Hercínica ou Varisca, comum à Europa (fig. 3.2), Marrocos e Sudeste da América do Norte.

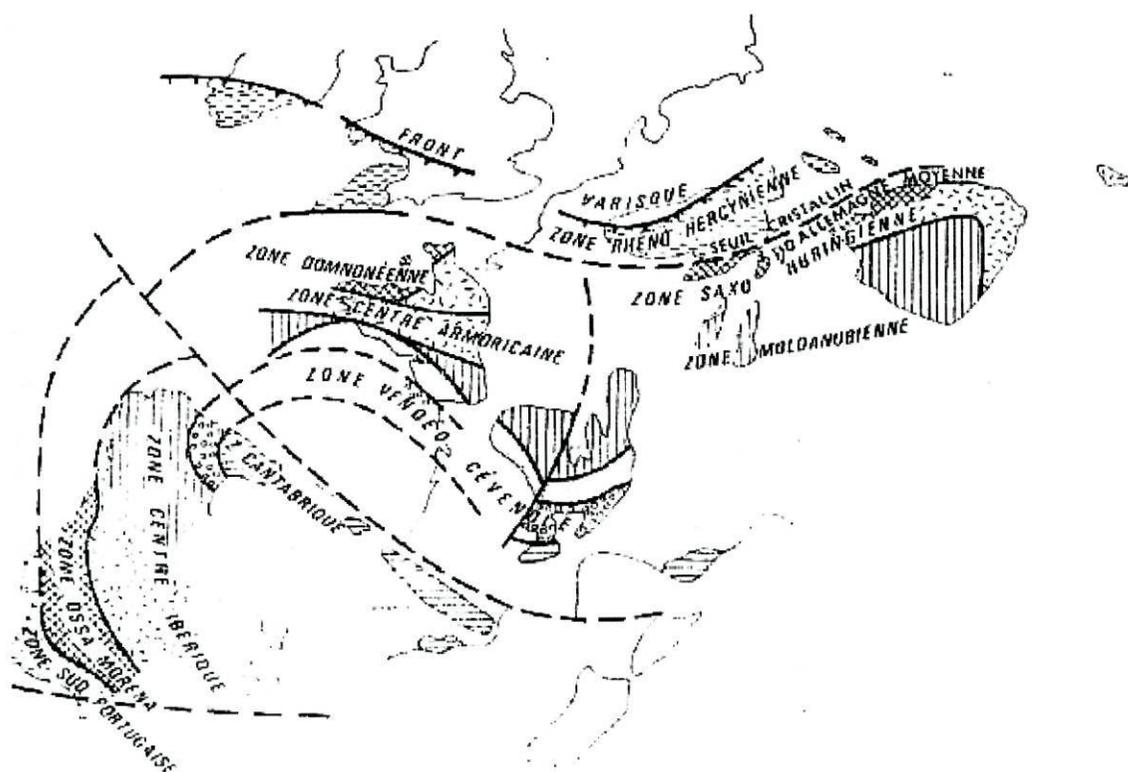


Fig. 3.2 - Esquema de correlação entre as principais zonas geotectónicas hercínicas da Europa (adaptado de Cogné; in Ribeiro et al., 1979).

A extensão mais a SW da cadeia hercínica europeia, corresponde aos terrenos mais ocidentais da península Ibérica que resultaram de uma colisão oblíqua que ocorreu durante o Devónico Inferior e Carbonífero (Matte, 1986). Forma o maior domínio hercínico no oeste europeu, tendo escapado aos principais eventos tectonometamórficos

da Orogenia Alpinas, que ocorreu mais tarde e afectou outros terrenos europeus, previamente atingidos pela Orogenia Hercínica.

O Maciço Hercínico é limitado a norte pelo Golfo da Biscaia e a oeste pelo Oceano Atlântico. A este está coberto pelos terrenos depositados durante o Mesozóico e o Terciário e faz fronteira a sudeste (SE) com segmentos da Cadeia Alpina, através da falha Guadalquivir (fig. 3.3).

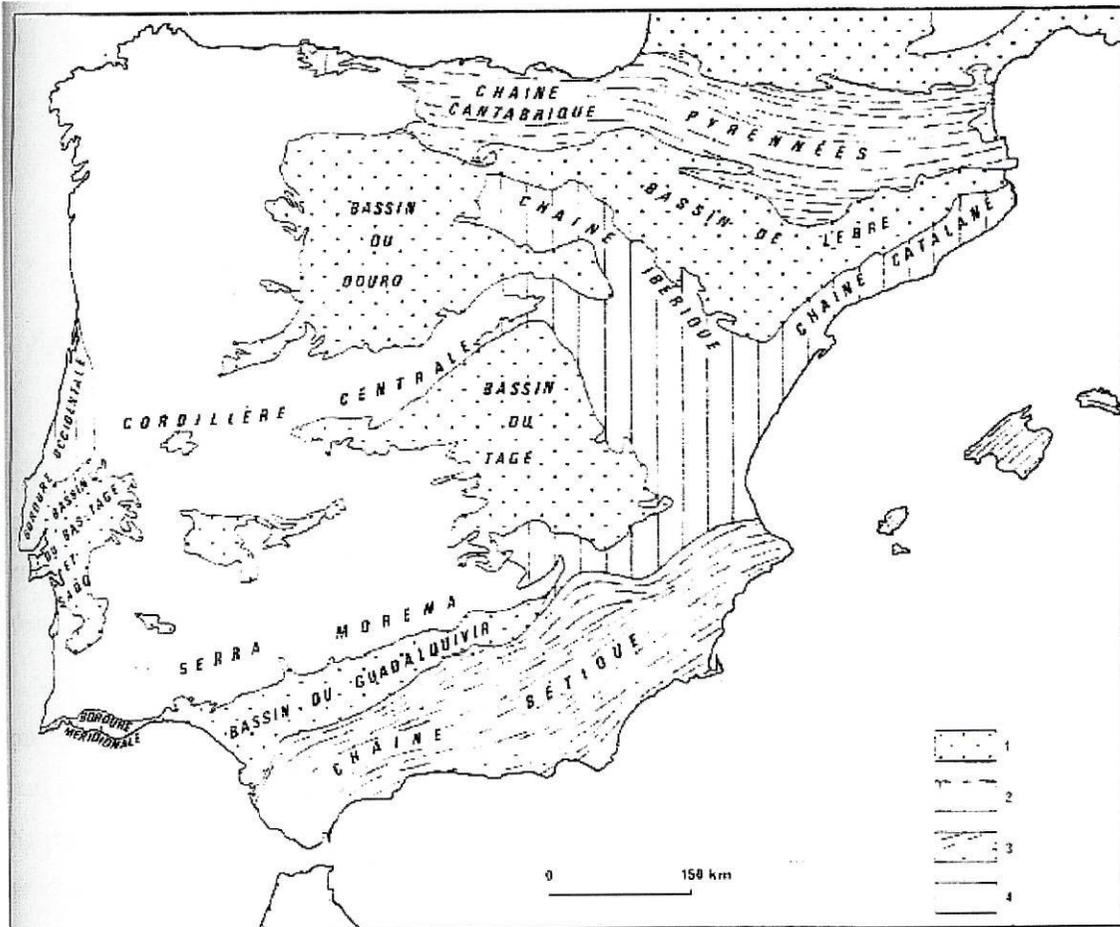


Fig 3.3 – Unidades Morfoestruturais da Península Ibérica (adaptado de Lautensach; in Ribeiro et al., 1979).

1- Bacias; 2 - Bordaduras e cadeias moderadamente dobradas; 3 - Cadeias alpinas; 4 - Soco Hercínico.

Este maciço mostra uma simetria longitudinal bilateral de orientação WNW-ESE, expressa por vergências tectónicas opostas e por diferente desenvolvimento estratigráfico a norte e a sul da zona interna. A zona externa mostra uma espessa sucessão de metassedimentos do Paleozóico superior em oposição às zonas mais internas do maciço, onde predominam os terrenos do Paleozóico inferior e Precâmbrico. A zona externa apresenta ainda, um grau de metamorfismo mais baixo e não possui rochas plutónicas, contrastando com uma maior abundância de granitóides hercínicos

das zonas mais internas, onde se observaram graus de metamorfismo maiores, variando entre a fácies dos xistos verdes, para o grau mais baixo, e a fácies dos anfibolitos, para o grau mais alto (Beetsma, 1995).

Suportado nestes aspectos Lotze, 1945 dividiu o Maciço Hercínico em várias zonas geotectónicas, com características paleogeográficas, tectónicas, metamórficas e plutónicas distintas, dispostas paralelamente às linhas estruturais resultantes da Orogenia Hercínica.

Mais tarde Julivert et al., 1972, reavaliaram as zonas geotectónicas definidas por Lotze e estabeleceram as zonas que são actualmente aceites. Estas zonas são de NE para SW: zona Cantábrica (ZC), zona Oeste Astúrico-Leonesa (ZOAL), zona Centro-Ibérica (ZCI), zona de Ossa Morena (ZOM) e zona Sul Portuguesa (ZSP). No sector NE da zona Centro Ibérica, foi definido por Farias et al., 1987, um outro domínio específico: a Zona da Galiza Média-Trás-os-Montes (ZGMTM) (fig.3.4).

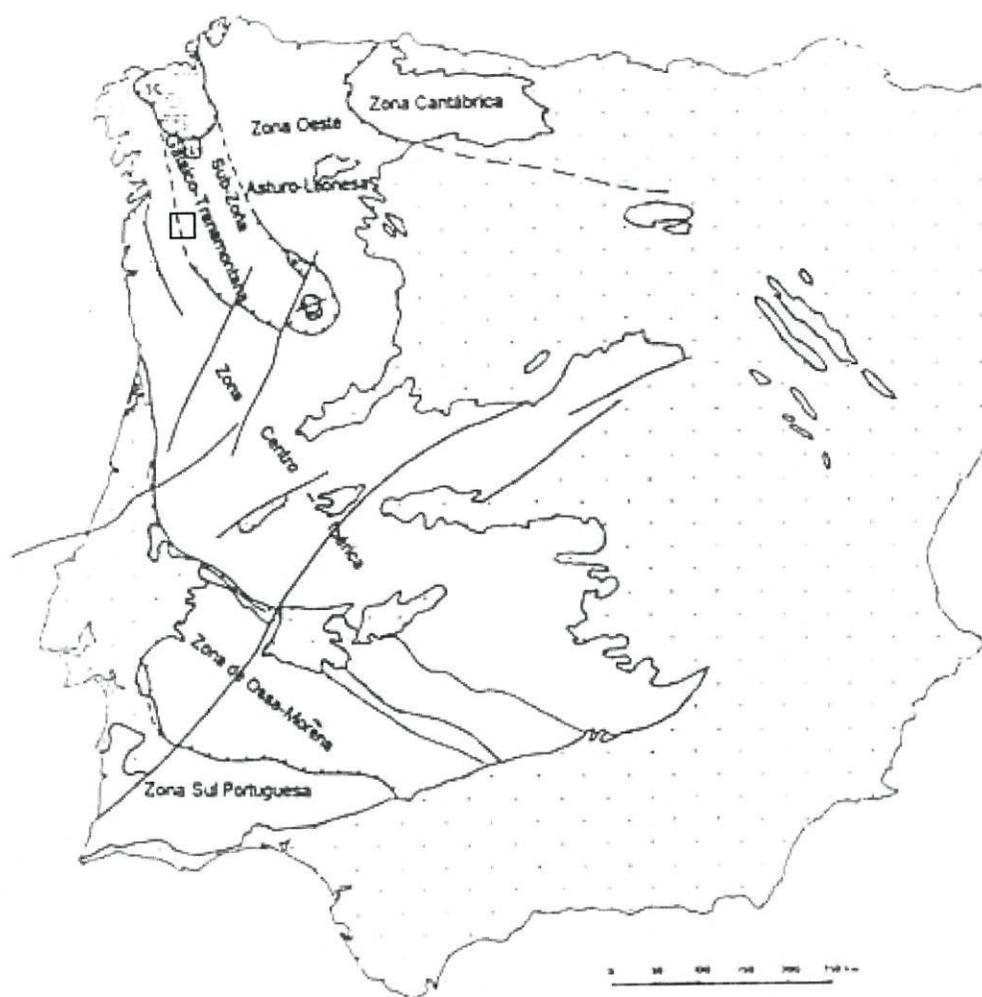


Fig. 3.4 - Zonalidade geotectónica do Maciço Hercínico Ibérico e localização da da área estudada nas (adaptado de Ribeiro 1979⁸).

3.3.1 - A deformação hercínica no NW Ibérico

O estudo detalhado das formações ante-Mesozóicas da região NW da Península Ibérica evidencia uma estruturação Hercínica em resultado da actuação de três fases de deformação dúctil (D_1 , D_2 e D_3), responsáveis pelas foliações presentes nas rochas deformadas (Ribeiro, 1974; Noronha et al., 1979; Dias e Ribeiro, 1994). Definem-se ainda fases tardias frágeis, genericamente designadas por D_4 (Sant'Ovaia, 2000).

A idade das fases de deformação varia consoante as zonas paleogeográficas e tectónicas, sendo mais recente de Oeste para Este, escalonando-se do Devónico Médio ao Estefaniano (Noronha et al., 1979). A sobreposição ou não das diferentes fases de deformação e a sua importância relativa, não tem uma distribuição homogénea no orógeno: D_1 e D_3 são omnipresentes, não só no NW Ibérico, nomeadamente na ZCI, como no resto da cadeia; D_2 resulta de deformação cisalhante ligada ao deslocamento dos mantos de carreamento, ocorrendo na proximidade dos grandes acidentes cavalgantes. A intensidade com que se manifestam depende do nível estrutural (Pereira, 1987). A área abordada pela presente tese tem vestígios das três fases de deformação, tal como no sector de Trás-os-Montes Oriental, em terrenos referidos como **alóctones** e **parautóctones** pertencentes a ZGMTM.

A cronologia das três fases de deformação dúctil hercínica e as características que apresentam nos terrenos alóctones e autóctones estão representados num esquema resumo (fig. 3.5).

A primeira fase da deformação hercínica (D_1) atingiu maior intensidade nas zonas mais internas da cadeia, gerando dobras com vergências diferentes (fig. 3.5), consoante se trate de terrenos autóctones, parautóctones ou alóctones, mas com uma orientação predominantemente NW-SE, com plano axial subvertical no autóctone e ligeiramente vergente no parautóctone, tendo associada uma xistosidade de plano axial-SI. Dados estratigráficos e geocronológicos permitem datar a primeira fase hercínica do Devónico médio (Ferreira *et al.*, 1988).

A segunda fase de deformação, D_2 , actuou no Devónico superior e no Viséano, decorrendo da fase D_1 , acentuou a vergência para SE, gerando dobras deitadas de flanco inverso muito curto (associadas a carreamentos) e uma clivagem ("shear cleavage") sub-horizontal, que transpõe quase totalmente a xistosidade SI, sobretudo nas litologias mais pelíticas (mais finas). Esta fase encontra-se representada principalmente no alóctone e parautóctone (fig. 3.5).

Quanto à terceira fase de deformação, D₃, intra Vestefaliana (Ribeiro, 1974), foi responsável por dobramentos largos (quilométrico) e de pequena amplitude nas zonas onde a estruturação prévia era sub-horizontal (nomeadamente no parautóctone), e dobramento mais apertado nas zonas onde a estruturação de D₁ era mais predominante (autóctone e sub-autóctone). O dobramento D₃, que abrangem todos os terrenos autóctones, parautóctonos e alóctones, tem planos axiais sub-verticais de direcção N120° a N130° estando associada a uma clivagem de crenulação sub-vertical a penetratividade desta foliação depende fundamentalmente da tipologia e orientação das anisotropias e foliações prévias.

Relacionada ainda com esta fase, ocorrem zonas de cisalhamento dúctil vertical esquerdas e direitas, cujas orientações dominantes são NNE-SSW e WNW-ESE (Iglesias & Ribeiro, 1981).

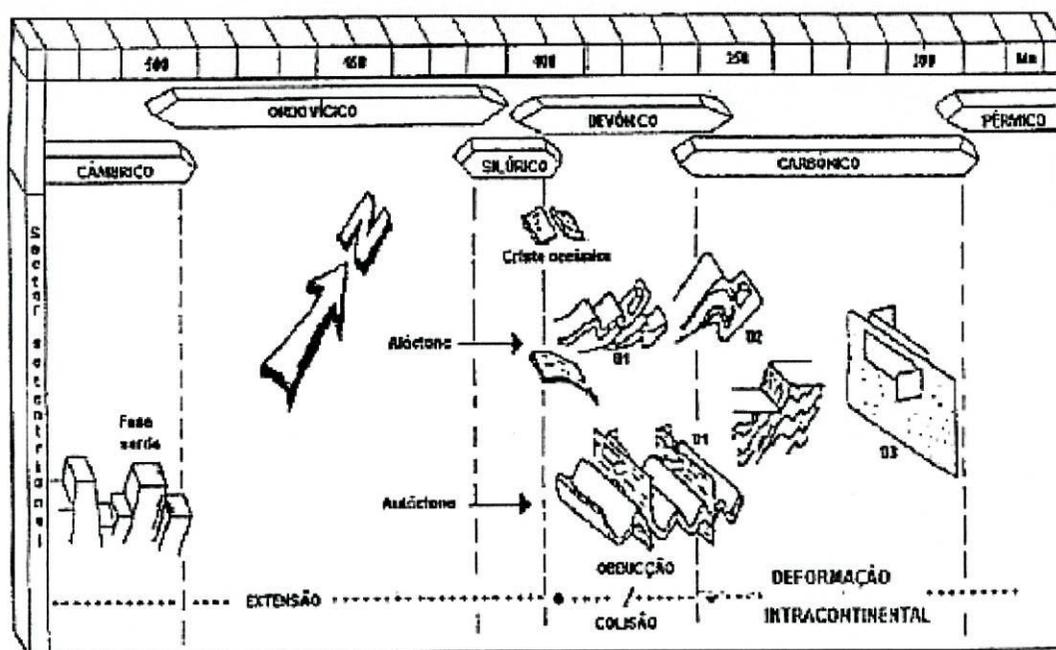


Fig. 3.5 - Esquema representativo das características e cronologia das principais fases de deformação hercínica, no sector setentrional da Península Ibérica (Dias e Ribeiro, 1994).

As fases tardias (pós D₃), entre os 300 Ma e os 270 Ma, essencialmente dúcteis-frágeis e frágeis, são responsáveis por dois sistemas de fracturas conjugados NNE-SSW, com movimentação esquerda e NW-SE, com movimentação direita, este último retomando estruturas prévias D₃. O sistema NNW-SSE é menos desenvolvido que o sistema NNE-SSW, devido ao facto da rotação da compressão máxima facilitar a

reabertura das últimas (Ribeiro et al. 1979). Estas fracturas vão controlar a instalação dos maciços graníticos pós-tectónicos.

A instalação dos granitóides hercínicos é controlada, essencialmente, pela fase D₃ e pela evolução tectónica posterior (fig. 3.6). Assim, os diferentes tipos de granitos distribuem-se geograficamente, segundo alinhamentos (predominantemente orientados na direcção NW-SE) que estão na maioria dos casos coincidentes com cisalhamentos dúcteis de D₃ (granitos sin a tardi-tectónicos), ou segundo alinhamentos coincidentes com a fracturação frágil D₄ (granitos pós-tectónicos) (Ferreira et al., 1987; Martins, 1998; in Sant'Ovaia, 2000).

Os granitos hercínicos, por sua vez, dividem-se em dois grandes grupos: os **granitos de duas micas**, sin-tectónicos (sin-D₃: 315-310 Ma), considerados resultantes da cristalização de magmas peraluminosos húmidos, oriundos de níveis mesocrustais (relacionados com a processos de metamorfismo orogénico), e os **granitos biotíticos**, são calcoalcalinos e estão ligados a um magmatismo infra ou basicrustal, de idades ante a sin-D₃ (320-315 Ma), tardi a pós-D₃ (290-280 Ma) (Ferreira et al., 1987; Pinto et al., 1987; Almeida et al.; 1998; Dias et al., 1998; Martins et al., 1999).

É ainda de salientar que, os granitos sintectónicos de duas micas estão estreitamente relacionados com o metamorfismo regional, enquanto que outros, os pós-tectónicos, porfiróides e biotíticos, evidenciam contactos discordantes em relação às estruturas hercínicas (Ferreira et al., 1988).

Especialmente associadas às rochas granitóides ocorrem diversas mineralizações, principalmente de Sn, W e Au.

Existe paralelismo entre magmatismo e zonas de médio a alto grau de metamorfismo, nas ZCI e ZGMTM (Martinez et al., 1988; Ugidos, J. M., 1990). Este facto significa que os magmas graníticos influenciaram de um modo importante a evolução térmica do Orógeno Hercínico, nomeadamente no desenvolvimento do metamorfismo de baixa pressão.

Após o espessamento crustal resultante da fase de instalação dos mantos alóctonos, durante a qual ocorreu um pico da pressão (fase D₂), observou-se uma subida das isotérmicas (fase D₃) que foi posteriormente acentuada pela subida dos magmas graníticos (fig. 3.6). Este aumento de temperatura, durante a evolução metamórfica, processou-se em condições isobáricas, e foi responsável pela geração de associações mineralógicas do tipo biotite-estaurolite-andaluzite, que definiram isógradas, em geral, paralelas aos maciços graníticos sintectónicos.

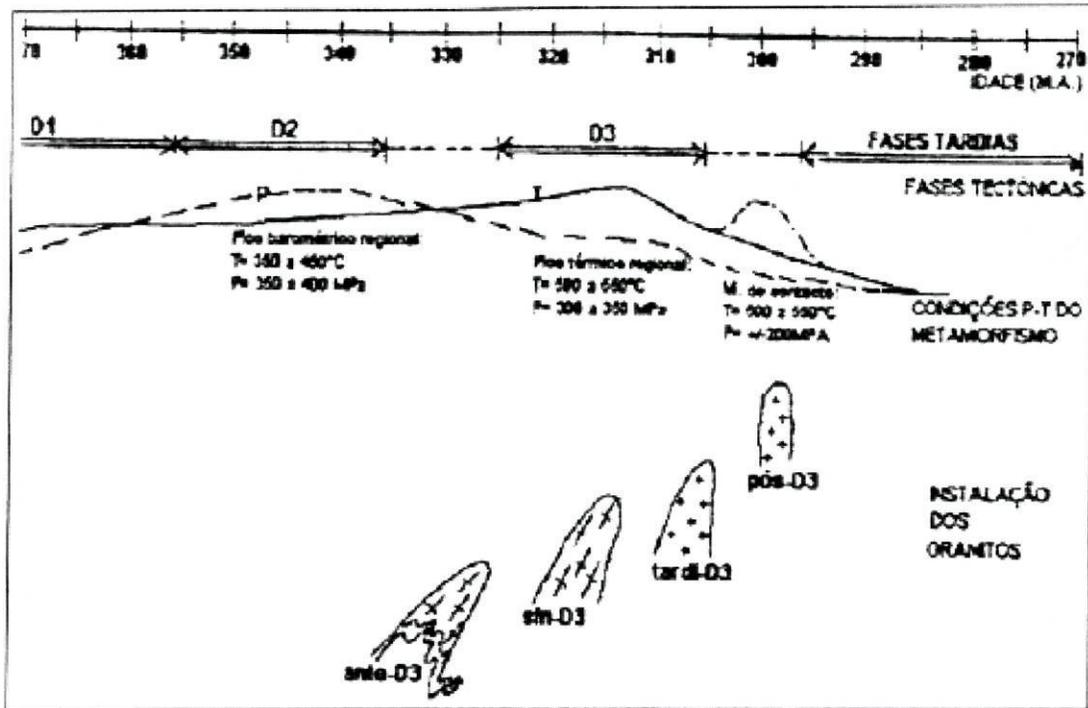


Fig. 3.6 - Fases de deformação-metamorfismo e cronologia relativa da instalação dos granitos hercínicos (Dória, 1999; Ribeiro et al., 1999).

3.3.2 - Enquadramento geológico regional

A região de Trás-os-Montes compreende terrenos metassedimentares do Pré-Câmbrico a Câmbrio englobadas na ZCI, de carácter autóctone (correspondente ao Domínio do Douro Inferior), e sobretudo terrenos da ZGMTM, compreendendo os maciços básicos e ultrabásicos alóctones do Pré-Câmbrico (Domínio Centro-Transmontano), que se sobrepõem às sequências metassedimentares do Ordovícico-Silúrico do Parautóctone (Domínio Peritransmontano) (Ribeiro, 1974) (fig. 3.7).

A ZGMTM está sobreposta à ZCI por carreamento da fase D₂ de deformação hercínica (D₂), designado também por cavalgamento transmontano. Ou seja, o Domínio Parautóctone sobrepõe-se às sequências autóctones do Domínio Douro Inferior da ZCI. Do transporte tectónico associado a este carreamento resulta o desenvolvimento de uma foliação sub-horizontal (S₂) bem marcada no Domínio Peritransmontano e pouco marcada ou restrita às proximidades do carreamento, no Domínio do Douro Inferior (Ribeiro, 1974; Noronha et al., 1979).

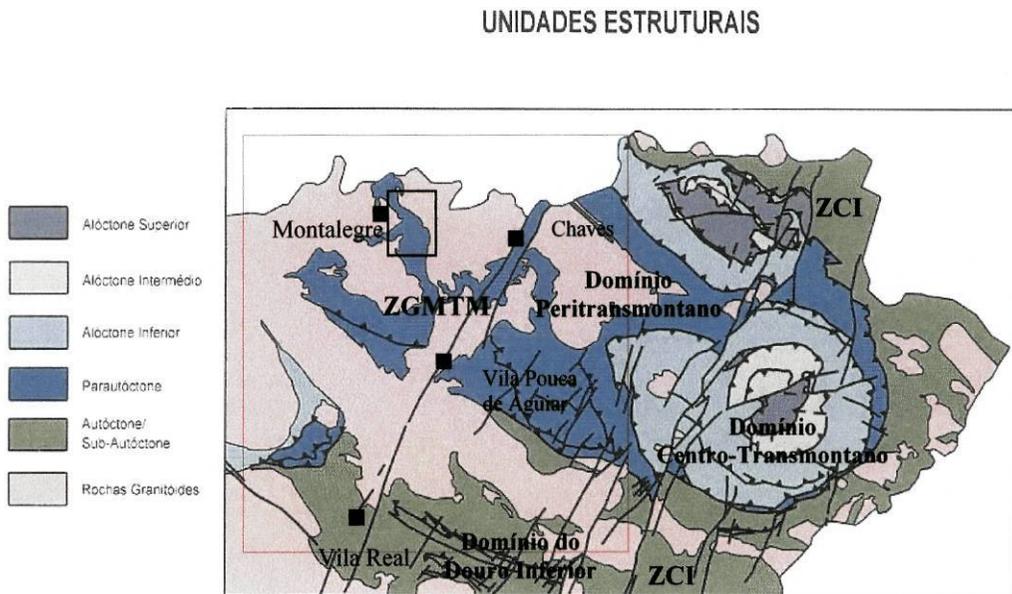


Fig. 3.7 - Mapa genérico das unidades estruturais de Trás-os-Montes, (na fig. 3.8 pode ver-se um zoom da área assinalada a vermelho. A negro está assinalada área em estudo) (Carta Geológica de Portugal à escala 1:200.000, Folha 2, 2000, adaptado).

Ribeiro, 1974, caracterizou a litostratigrafia das sequências alóctones, parautóctones e autóctones em Trás-os-Montes Oriental e considerou haver uma correlação litostratigráfica muito próxima entre as unidades parautóctones e as autóctones. Esta correspondência litostratigráfica foi sendo evidenciada em trabalhos posteriores e alargada às regiões de Trás-os-Montes Ocidental e Minho (Noronha, 1983; Pereira, 1987; Ribeiro e Noronha, 1997), sendo sucessivamente demonstrado que as diferenças entre as unidades parautóctones e as autóctones são mais de carácter estrutural do que litostratigráficas. Contudo, estudos litostratigráficos mais detalhados vêm apontando para a existência de escamas tectónicas no parautóctone com unidades litostratigráficas muito equivalentes às unidades autóctones, enquanto outras têm maior afinidade com as sequências alóctones. Este facto depende da zona de origem da escama tectónica, e portanto, do maior ou menor grau de deslocamento sofrido, juntamente com o transporte dos mantos alóctones (Ribeiro, 1998).

Assim, as principais diferenças litostratigráficas entre ZGMTM e ZCI, dirão respeito às sequências do Silúrico-Devónico (Gutierrez Marco et al., 1990; Pereira & A. Ribeiro, 1997), onde se observam: grande espessura das sequências sedimentares; grande variedade litológica; importantes intercalações de vulcanitos ácidos; contactos tectónicos frequentes, quer lateral quer verticalmente.

No Quadro 3.1 apresentam-se em síntese as sequências litoestratigráficas do Paleozóico inferior identificadas na ZGMTM e nas zonas geotectónicas adjacentes ou próximas, concretamente a ZCI e a Zona Astúrico-Leonesa. Consta-se do quadro que, no domínio das unidades parautóctones (ZGMTM) apenas está representada a sequência estratigráfica desde o Silúrico ao Devónico, enquanto nos domínios de unidades autóctones, quer na ZCI quer na Zona Astúrico-Leonesa, está representada desde o Pré-Câmbrico até ao Devónico inferior, embora com algumas discordâncias e lacunas intermédias. Estes aspectos sugerem que o transporte tectónico responsável pelo carácter parautóctone das unidades da ZGMTM teve o seu plano de transporte basal instalado nas litologias ricas em matéria orgânica, correspondentes ao Silúrico inferior (Ribeiro, 1998).

Na região de Trás-os-Montes Ocidental, a Este de Vila Pouca de Aguiar (RVPA) foram definidos dois domínios estruturais, nomeadamente, Domínio Estrutural de Três Minas – DETM (subjacente) e Domínio Estrutural de Carrazedo – DEC (Ribeiro, 1998; Noronha et al., 1998)

A unidade basal do DETM, rica em matéria orgânica e com intercalações de níveis carbonatados – U. Fragas Negras, seria directamente correlacionável com as unidades autóctones da região do Marão nomeadamente com a F. Campanhó. A unidade pelítica a topo do DETM – U. Curros seria equivalente à Formação de Santos e ao topo das Unidades de Mouquim – Canadelo (Pereira, 1987).

O DEC correlaciona-se litoestratigraficamente tanto com as unidades do Domínio Peritransmontano, definido mais a este (Ribeiro, 1974), como com as unidades definidas na região da Borralha (Noronha, 1983; Carta Geológica de Portugal, Folha 6C - Cabeceiras de Basto) e com as unidades da Galiza Central e da região de Verin (Farias et al., 1987).

Nas figs 3.8 e 3.9 estão representados os domínios estruturais e respectivas unidades lito-estratigráficas bem assim como os logs estratigráficos dos sectores vizinhos, correlacionáveis entre si e que permitem caracterizar os terrenos de Trás-os-Montes.

3. Enquadramento da área estudada

Quadro 3.1 – Síntese das sequências litoestratigráficas consideradas na ZGMTM e nas zonas adjacentes (Ribeiro, 1998).

	Zona Cento Ibérica	Zona de Galiza Média Trás-os-Montes		Zona Astúrico-Leonesa
Devónico	- Passagem gradual a sequência pelítico-gresosa	Peritranmontano	-F. Supraquartzítica	-Sequência nerítica greso-xistosa
Silúrico	- Fácies de xistos negros e liditos com calcários e vulcanitos -Discordância cartográfica e lacuna da base (tilóide basal).		-F. Quartzítica	- Fácies de xistos negros e calcários -Discordância cartográfica com lacuna na base
Ordovícico	- Fácies greso-xistosa "flischoides" -Fácies xistosas euxínicas -Fácies greso-quartzíticas -Discordância basal "Quartzitos Armorianos"			- Fácies greso-xistosa "flischoides" -Fácies xistosas euxínicas "Quartzitos Armorianos"
Câmbrico				- Sequência quartzo-pelítica litoral e de plataforma (alguns carbonatos) - Discordância basal
Precâmbrico	- Olho de Sapo -CXG e Unidades correlacionáveis			- Espessa sequência greso-pelítica
	Unidades Autóctone	Unidades Parautóctones		Unidades Autóctones

3. Enquadramento da área estudada

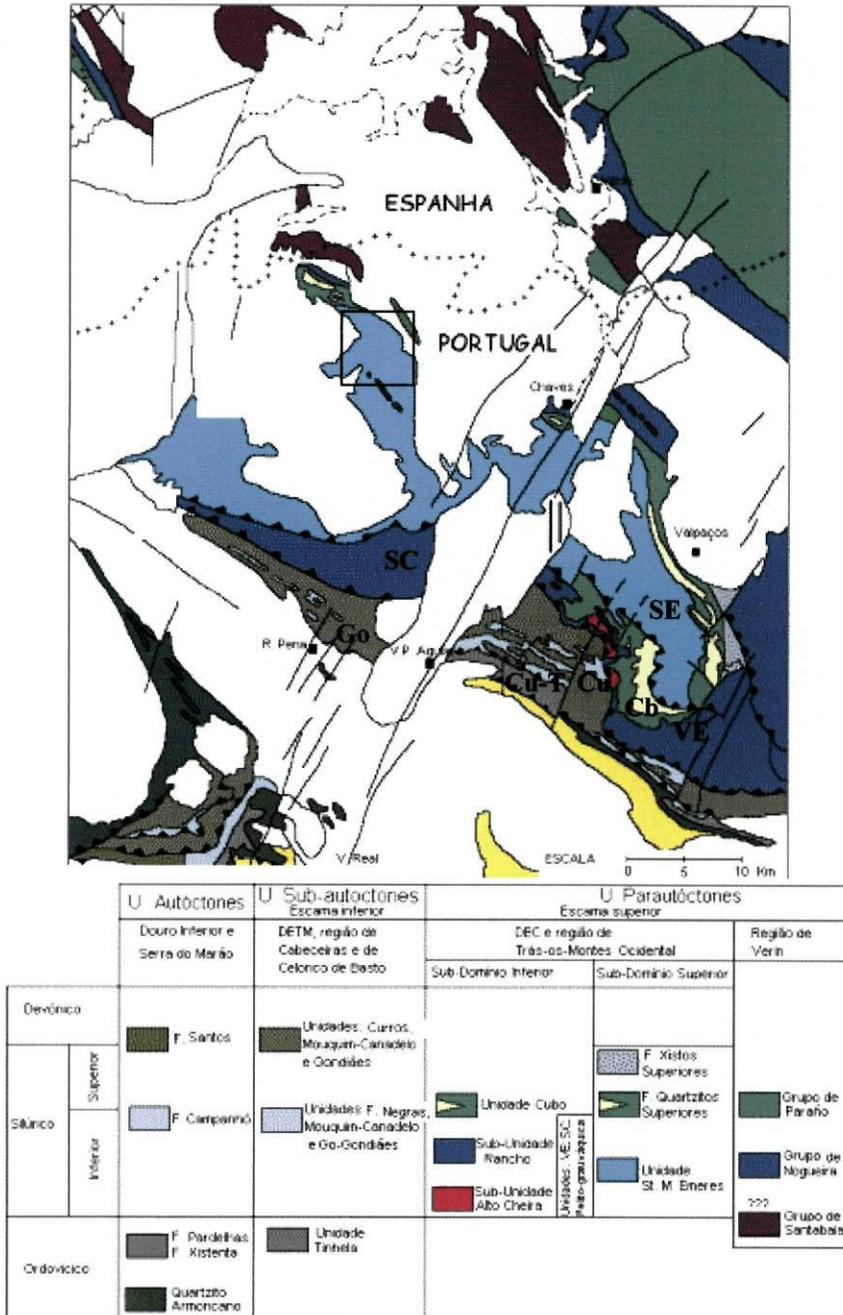


Fig. 3.8 - Esboço geológico das unidades litoestratigráficas de RVPA e sectores vizinhos (Ribeiro, 1998).

3. Enquadramento da área estudada

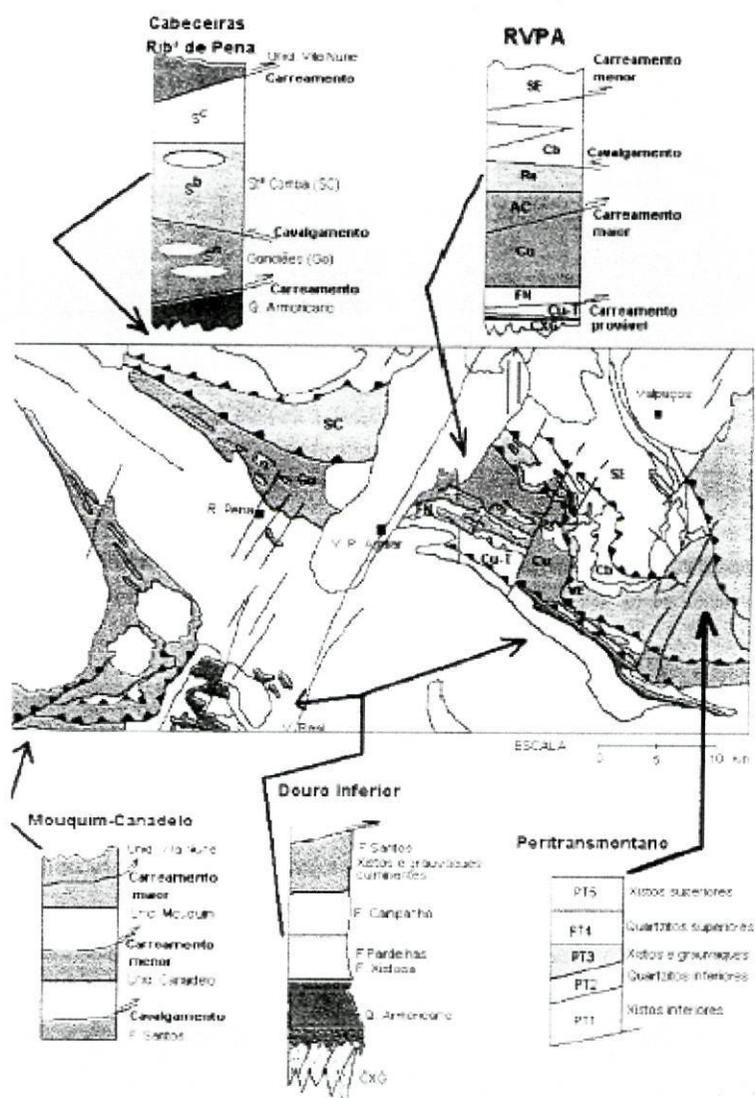


Fig. 3.9 - Sequências litoestratigráficas dos diferentes sectores geográficos e domínios estruturais. Logs litoestratigráficos esquemáticos sem escala (Ribeiro, 1998).

A sequência litoestratigráfica da DETM compreende, da base para o topo, duas unidades: a Unidade das Fragas Negras (FN) e a Unidade de Curros (Cu), ver fig. 3.10, onde se representa a sequência estratigráfica de RVPA e se discrimina as litologias para cada unidade.

O DEC divide-se em dois sub-domínios com alguma repetição das características litoestratigráficas e geoquímicas: o sub-domínio inferior compreende da base para o topo a sub-unidade do Alto da Cheira (AC) e a sub-unidade de Rancho (Ra) (que no seu conjunto definem a unidade de Vale de Égua - VE) e a topo a unidade de Cubo (Cb); o sub-domínio superior compreende a unidade de Santa M^a de Émeres (SE)

que em termos litológicos e geoquímicos é muito parecida com o conjunto das unidades AC e Ra (fig. 3.10).

No DETM a estruturação regional é marcada sobretudo pela fase D₃, cujas estruturas têm a mesma orientação das estruturas prévias (S₁ e S₀), com atitude N120° sub-vertical. No DEC a estruturação regional é sub-horizontal e resulta da actuação da fase D₂ em continuidade de estilo com a fase D₁, ambas com dobramentos vergentes para SE e responsáveis por uma repetição tectónica interna (sub-domínio inferior e superior).

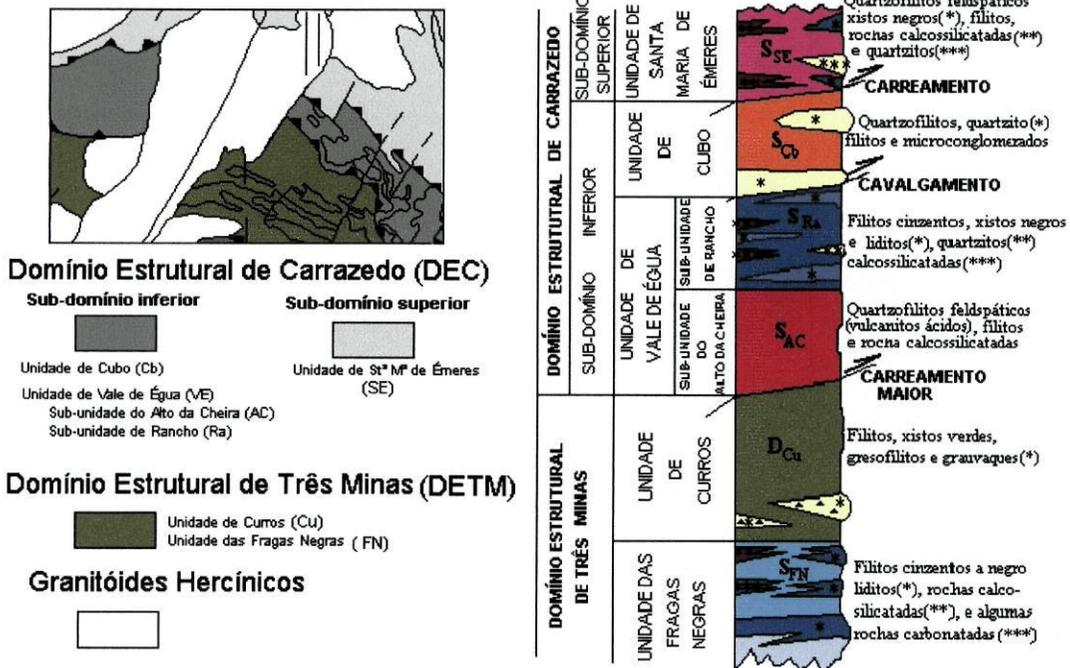


Fig. 3.10 - Esboço dos domínios estruturais, respectivamente DEC e DETM definidos na região de Vila Pouca de Aguiar e respectiva sequência litoestratigráfica.

Os metassedimentos descritos para a região de Trás-os-Montes são intruídos por formações graníticas e filões aplito-pegmatíticos e quartzosos. Relativamente às formações graníticas, são granitóides sinorogénicos hercínicos (Ferreira et al., 1987) e correspondem a dois tipos distintos: granitos de duas micas, sintectónicos relativamente à terceira fase (sin-D₃) e granitos biotíticos com plagioclase cálcica, estes com uma cronologia relativa a D₃ bastante variada, compreendendo granitóides sintectónicos, granitóides tarditectónicos e granitóides tardi a pós-tectónicos (Ribeiro et al., 2000).

3.3.3 - Enquadramento geológico local

A área sobre a qual incide este trabalho localiza-se a NW de RVPA, na ZGMTM, e compreende a uma faixa de metassedimentos enquadrados pelos maciços de Montalegre e Chaves. Esta sequência está englobada no Domínio Parautóctone.

Esta área foi alvo de alguns trabalhos prévios realizados por Teixeira, 1974, e por Marques, 1982, mas em ambos os casos, sem detalhe lito e/ou tecno-estratigráfico, nem litogeoquímico. O primeiro autor realizou a folha 6 – B (Chaves) Carta Geológica de Portugal, onde está inserida a área em estudo, enquanto que o segundo autor estudou a petrofábrica de alguns tectonitos da região de Serraquinhos, recolhidos na estrada N103 Montalegre – Boticas, nas imediações de Barracão.

Teixeira et al, 1974, designaram a faixa de metassedimentos por “rochas silúricas metamorfizadas” compreendendo os “xistos metamórficos” (no sector a SW) e o “complexo de xistos e granitos” (no sector a NE) (fig. 3.11). Estes metassedimentos foram englobados na Formação Pelito-Grauváquica do Complexo Parautóctone, com idade atribuída do Silúrico inferior (Carta Geológica de Portugal à escala 1:200.000, Folha 2, 2000).

Esta faixa de metassedimentos é constituída predominantemente por rochas pelíticas metamorfizadas, com intercalações de níveis areníticos, e nalguns casos quartzíticos, observam-se ainda xistos andaluzíticos, xistos grafitosos e líditos, mais raros (Marques, 1982).

São frequentes encraves, apófises e filões de natureza granítica no sector setentrional da mancha silúrica acima referida (Marques 1982). Estes granitos pertencem à série alcalina, de grão médio a grosseiro, com duas micas ou moscovítico. Apesar dos cristais bem desenvolvidos de feldspatos, não se verifica a textura porfiróide (Teixeira et al, 1974).

No sector meridional da faixa metassedimentar em estudo, não se observam estes encraves graníticos. No seu lugar predominam, filões aplito-pegmatíticos, tendo alguns sido sujeitos a explorações mineiras, nomeadamente de W e Sn (fig. 3.11).

A área estudada corresponde ao flanco NE de um sinforma de primeira ordem, sendo as dobras menores assimétricas a isoclinais, com convergência para a crista do antiforma principal, intruído pelo granito de Chaves (Marques 1982).

3. Enquadramento da área estudada

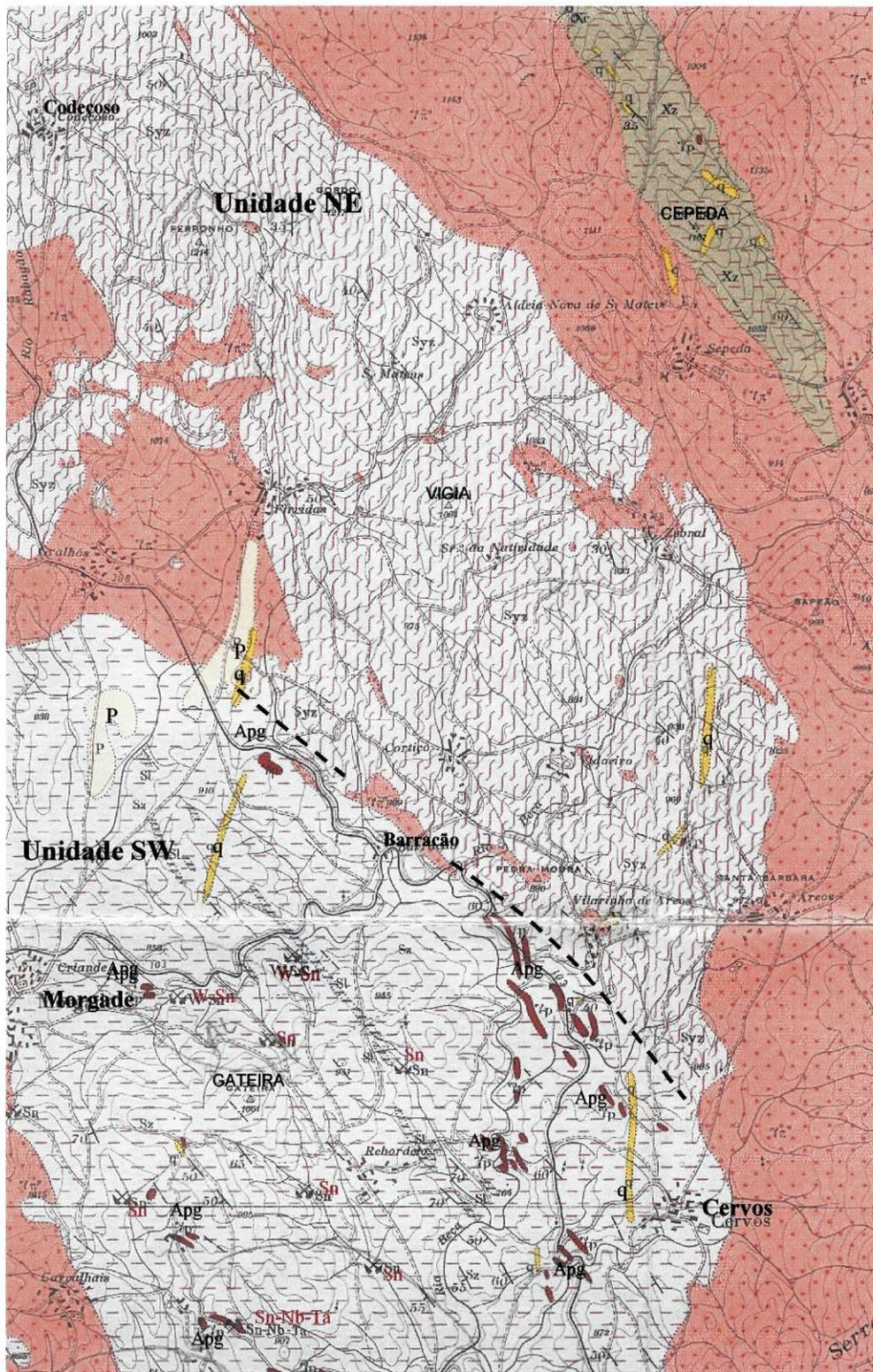


Fig. 3.11 Sector estudado da folha 6 – B – Chaves. Carta geológica de Portugal (1: 50 000) (Teixeira et al., 1974).
Notar que a exploração mineira apenas se observou no sector a sul da linha a tracejado, designado por Unidade SW.

3.4 - Recursos Mineiros

Processos metamórficos, tectónicos e magmáticos contribuíram para a evolução do orógeno e registou-se em paralelo uma complexa história de produção e circulação de fluidos responsáveis pela concentração de minérios.

Esta concentração resultou de processos em que um lento, longo e contínuo circuito de fluidos de diferentes origens se "misturaram" ao longo de profundas e extensas zonas de drenagem crustal.

Foram diversos os fluidos envolvidos nos processos mineralizantes, desde os magmáticos, aos "metamórficos", resultantes da desidratação das rochas e sem esquecer os fluidos de origem superficial que penetram até vários quilómetros na crosta durante o levantamento do orógeno.

A maior parte da deposição de metais parece, assim, ter estado relacionada com o arrefecimento e progressiva diluição dos fluidos por soluções oxidantes que penetraram no soco a partir da superfície, na sequência de tectónica extensiva durante o final do Carbónico (Noronha, em prep.).

A maior parte dos fluidos que migraram na crosta superior no final da orogenia Hercínica, no Noroeste Peninsular, foram "águas metamórficas" e magmáticas que entretanto se misturaram com águas superficiais ao mesmo tempo que baixavam T e P. Os principais factores que contribuíram para a sua migração foram as grandes descontinuidades crustais (que agiram como zonas de drenagem preferencial), a instalação dos maciços graníticos, que implicou grandes circuitos convectivos, e a descompressão das unidades hercínicas.

Assim os principais factores condicionantes da migração dos fluidos e sequente deposição dos metais foram (Noronha, em prep.):

- instalação dos granitos sintectónicos e depois dos pós-tectónicos e anomalias térmicas relacionadas;
- existência de descontinuidades estruturais maiores, zonas de cisalhamento e de desligamento, que actuam como zonas de drenagem;
- "uplift" e descompressão geral do soco hercínico.

As formações hercínicas apresentam diversas mineralizações, principalmente de Sn, W e Au, especialmente associadas às rochas granitóides. O Sn ocorre preferencialmente em filões aplito-pegmatitos e o W e Au em filões quartzosos. A sua

localização no Norte de Portugal não é aleatória e está condicionada ao contexto geológico no que se refere a características litológicas magmáticas, metamórficas e estruturais. Particularmente, em Trás-os-Montes, é possível confirmar os referidos condicionamentos na ocorrência das mineralizações. A falha Régua-Verin, fractura tardi-hercínica de orientação NNE-SSW, vai separar o sector ocidental (Cabeceiras de Basto e Ribeira de Pena), mais rico em ocorrências de Sn e W, que corresponde a um domínio estrutural mais baixo com grau metamórfico mais elevado e maior ocorrência de rochas graníticas e aplito-pegmatíticas, enquanto que a oriente (RVPA), o sector é predominantemente, aurífero e corresponde a um domínio estrutural mais alto, com uma fácies metamórfica mais baixa e com menor ocorrência de rochas intrusivas.

A área abordada neste estudo corresponde ao sector ocidental acima referido, o mais rico em Sn e W.

A região abrangida pela folha 6B de Chaves, da carta geológica de Portugal, teve actividade mineira no período da segunda grande mundial, tendo sido explorados dos filões pegmatíticos e quartzosos para o estanho e o volfrâmio, respectivamente. Destaca-se o Couto Mineiro do Bessa, na região meridional da área, que produziu de 1956 a 1965, 108 t de concentrados de cassiterite de 60 a 75 % de teor, segundo informações da Circunscrição Mineira do Norte. Produziu, além disso, no mesmo período, 6 t de concentrados de tantalio-columbite, com 30 % e Ta₂O₅. As minas principais foram Monte Agrove (n.º 4) Felgueiras, Pontão, Lavrados, Monte Agrove (n.º 1), Carvalho, Monte Agrove (n.º 3), situadas junto da povoação de Carvalho (Teixeira et al., 1974).

O Couto Mineiro do Bessa abrangia a zona entre Vilarinho da Mó e Morgade, com numerosas concessões. Na região de Vilarinho da Mó situavam-se as minas de Lage Escorregadia, Monte das Varegelas, Corga da Barragem, Corga da Longa e Corga do Moinho. Em Morgade, localizavam-se as explorações de Morgade n.º 1 e 2, em aluviões. Na região entre Redondelo, Marne e Anelhe situavam-se as concessões de Campina n.º 1 e n.º 2, Campina, Anelhe, Souto Velho B, Valdegas.

Na região oriental da folha 6B, encontravam-se as concessões de Tamboril e Dependurada, junto de Santo António de Monforte (Curral de Vacas), na área de S. Lourenço, citam-se as concessões de Alto da Peleira, Alto da Cotovia, Estanheira n.º 3, n.º 7, n.º 11, Palheiros, e Palheiros n.º 2, Outeiro da Sarnozza (Teixeira et al., 1974).

Os filões mineralizados situam-se, por vezes, no contacto dos granitos com os xistos ou perto destes. Os filões de natureza pegmatítica têm, em geral, orientação N

60°-75°W, oscilando a espessura entre 0,60 e 5 m. Os filões quartzosos orientam-se segundo N-S ou E-W, às vezes NE-SW ou NW-SE, enquanto que a espessura oscila entre 0,10 e 0,30 m. Observam-se alguns casos de filões duplos quartzosos e pegmatíticos. Foram também exploradas formações aluviais, como as da região de Morgade e de S. Lourenço.

Segundo informações da Circunscrição Mineira do Norte, para além do Couto Mineiro de Bessa, a concessão de Carvalho produzia 11 t de volframite e 26 t de cassiterite; a concessão de Estanheira, 2 t de cassiterite e a mina de Palheiros (n.º 2), 3 t de cassiterite (Teixeira, 1974).

A exploração mineira da região não se limitou ao Sn e W, tendo sido explorado feldspato de um pegmatito formado, essencialmente, por quartzo e feldspato, nas proximidades de Valverde, a SW de Santa Bárbara Esta exploração foi sumária.

Na região de S. Lourenço foi estudado, com certo pormenor, S. F. M., o filão mineralizado situado entre Carvela e Tresmundes. Este filão, orientado na direcção N 10° E encaixado ora em granito e ora em xisto metamórfico, é constituído por quartzo ferruginoso, fracturado. Tem mais de 4 km de extensão; prolonga-se para lá de Tresmúndes atravessa a estrada de Chaves e Valpaços e observa-se, ainda, no alto da Ferradosa. Está inclinado 70° a 85° para W. A espessura é variável, pois tanto pode atingir 2 m como quase desaparecer. Frequentemente divide-se em filonetes. Este filão é mineralizado por volframite, arsenopirite aurífera, pirite, etc. Foi por isso, objecto de pesquisas minerais durante a última guerra.

Entre 1962 e 1964 o S. F. M. procedeu ali a reconhecimentos mineiros do jazigo aurífero, com a abertura de 20 sanjas, poços e galerias. As amostras recolhidas foram analisadas. O conjunto dos trabalhos e os resultados das análises mostraram que o jazigo não possui valor económico. De facto, se os teores de Au atingem valores apreciáveis à superfície, em profundidade diminuem de modo rápido. A maioria das amostras apenas revelou vestígios de Au e Ag. Só a amostra da superfície 113 C-134 C deu o teor excepcional 68,8 g/t de Au e 27,2 g/t de Ag (Teixeira, 1974).

Para além dos recursos metálicos e minerais, esta região foi sujeita numerosas explorações de pedreiras de granito para construção, tais como as de Santo Estêvão e Assureiras, as da região de Bustelo, Vale de Anta, Outeiro Seco, Anelhe, etc. Destas pedreiras sai pedra para construção civil, brita de estradas, etc.

Nas proximidades do Campo da Roda existem diversas explorações de barro, utilizado no fabrico de telhas, tijolos, louça, etc., por várias empresas de cerâmica. A

3. Enquadramento da área estudada

principal é a cerâmica Flaviense. As camadas de argila alternam com leitos de calhaus de quartzo ou quartzito, em geral mal rolados (Teixeira et al., 1974).

Actualmente, a exploração mineira na região está encerrada, registando-se apenas explorações de pedreiras, no entanto, vários contratos de prospecção e pesquisa de depósitos e de águas minerais têm sido feitos nos últimos anos. Seguem-se dois quadros baseados em dados fornecidos pela página na Internet do Instituto Geológico Mineiro (IGM), o primeiro referente a autorizações de prospecção e pesquisas de elementos metálico e o segundo relativo aos não-metálicos e às águas minerais naturais para cada um dos concelhos enumerados.

Quadro 3.2 Autorizações de prospecção e pesquisas de elementos de metálicos para cada concelho.

	Ta	Nb	Sn	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	Li,	W	Rb	Be	Cs	As	Ni
Boticas	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Celorico de Basto	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Chaves	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Montalegre	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Murça				x	x	x	x	x						x	
Ribeira de Pena	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		x
Valpaços				x	x	x	x	x						x	
Vieira do Minho	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x		
Vila Pouca de Aguiar	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	

Quadro 3.2 Autorizações de prospecção e pesquisas de elementos não metálicos para cada concelho.

	quartzo	feldspato	águas minerais naturais
Boticas	x	x	x
Chaves	x		x
Ribeira de Pena	x	x	

CAPÍTULO 4
Litoestratigrafia e estrutura

4.1 – Definição e caracterização das unidades litoestratigráficas

Do ponto de vista litoestratigráfico, na área estudada podem ser individualizadas duas unidades: uma no sector nordeste da área em estudo, designada por Unidade NE e que é constituída por metassedimentos quartzo-pelíticos e quartzo-feldspáticos com algumas intercalações quartzíticas, intruídos pelas pequenas manchas graníticas e filões aplito-pegmatíticos; a outra unidade, Unidade SW, aflora no sector SW e é constituída por micaxistos com porfiroblastos de andaluzites, por vezes granatíferos, com intercalações de quartzofilitos, liditos e xistos negros, e localmente rochas calcosilicatadas, sendo a sequência intruída por esporádicos filões aplito-pegmatíticos, tendo alguns deles sido alvo de exploração mineira (fig. 4.1).

No final deste sub-capítulo apresenta-se o esboço do mapa geológico realizado no âmbito deste trabalho (fig. 4.7)

4.1.1 - Caracterização litológica

4.1.1.1 - Unidade NE

A unidade NE é constituída essencialmente por quartzofilitos e os quartzíticos mais ou menos puros de cor esbranquiçada a amarelada com intercalações de níveis pelíticos mais escuros. Estes quartzitos marcam o topo dos montes e o respectivo alinhamento.

Por vezes, as litologias quartzofilitosas têm um fino bandado por diferenciação metamórfica materializado em leitos quartzo-feldspáticos, alternando com finos leitos micáceos. Esta litologia designa-se por listrados quartzo-feldspáticos (LQF). Este listrado marca a foliação principal (S_n). Nas litologias mais quartzosas existe uma foliação anterior a S_n (S_{n-1}), preservada em “microlithons”, definidas pela clivagem de crenulação S_n sobreposta a S_{n-1} (fig. 4.2).

Nos leitos micáceos ocorrem blasteses de andaluzite e em menor abundância, observam-se blastos de granadas. Estas litologias apresentam frequentes injeções de

4. Litoestratigrafia da área estudada

quartzo concordantes com a foliação (S_n), distribuindo-se em veios, que foram, posteriormente bodinados e dobrados durante a fase de deformação seguinte (D_{n+1}).

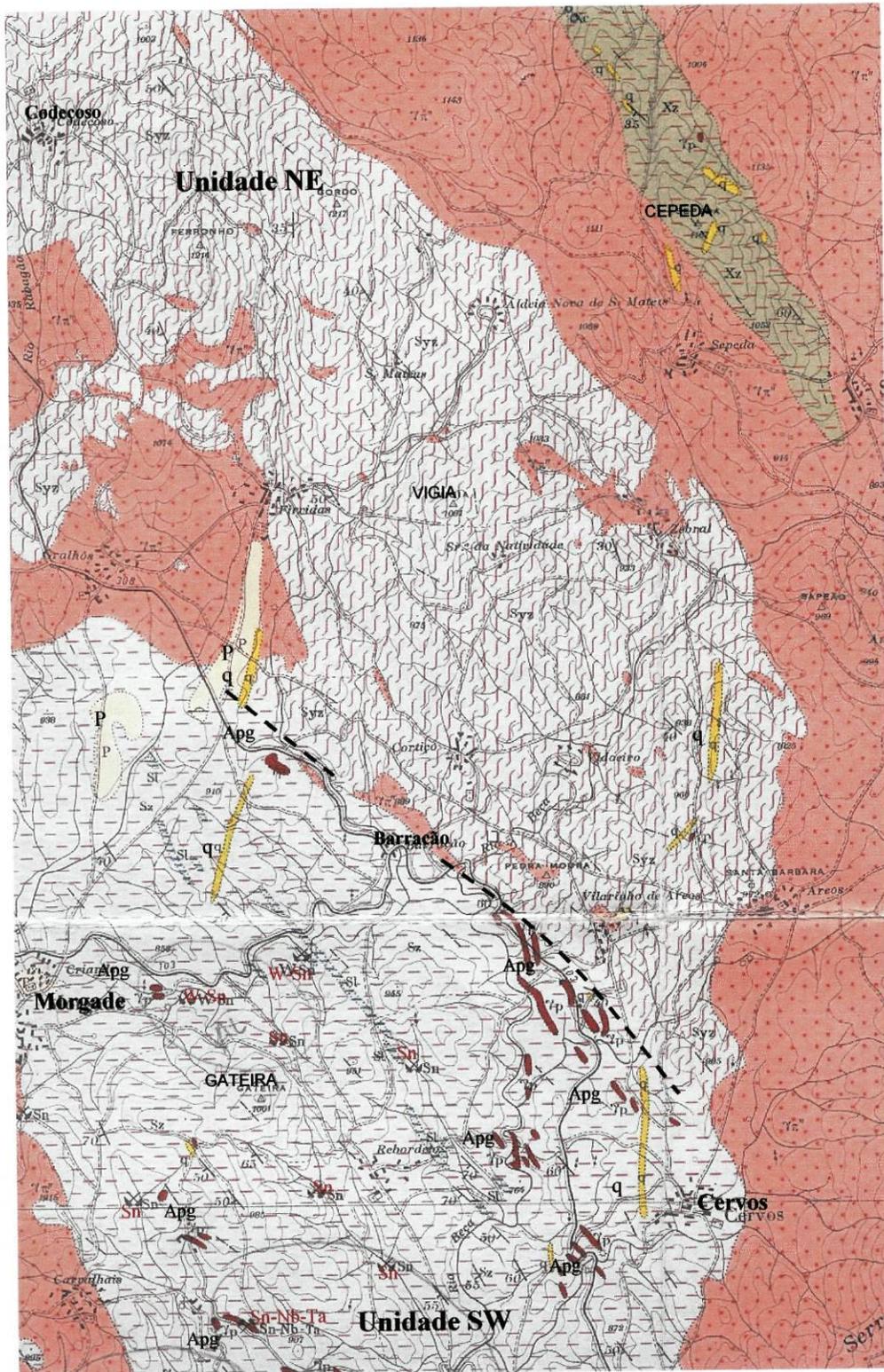


Fig. 4.1 - Sector estudado da folha 6 – B – Chaves. Carta Geológica de Portugal (1: 50 000) (Teixeira, 1974). A linha a tracejado marca a separação da unidade NE, a norte, da unidade SW, a sul.

4. Litoestratigrafia da área estudada

Estes metassedimentos são intruídos por granitos de duas micas, com os quais apresentam contactos intrusivos, em geral concordantes com a estrutura do encaixante (Estampa I – Fotos A e B), e com zonas de mistura relativamente extensas. Nestas zonas, para além de pequenas manchas aflorantes de granito, existem corpos graníticos em soleiras concordantes com a estrutura do encaixante e frequentes filões de aplito-pegmatito.

Os filões aplito-pegmatíticos são, em geral, subconcordantes com a foliação, embora o mesmo corpo pegmatítico possa apresentar zonas com contactos intrusivos discordantes. Ocorrem também diferenciações pegmatíticas no contacto entre granitos e xistos (Estampa I - Foto C), e no interior dos granitos, materializadas em veios (Estampa II – Foto E) e bolsadas (Estampa II – Foto B e D)

As pequenas manchas graníticas aflorantes nos metassedimentares exibem uma textura de grão médio, marcada pelo carácter automórfico dos feldspatos (Estampa II - foto A), que por vezes, apresentam orientação preferencial, sobretudo nas proximidades dos contactos com o encaixante. Nestas manchas graníticas são frequentes nódulos biotíticos igualmente orientados (Estampa II – fotos C).

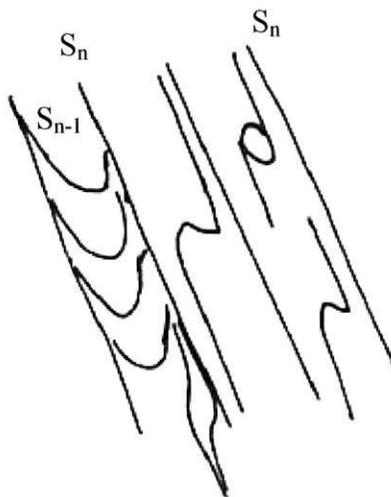
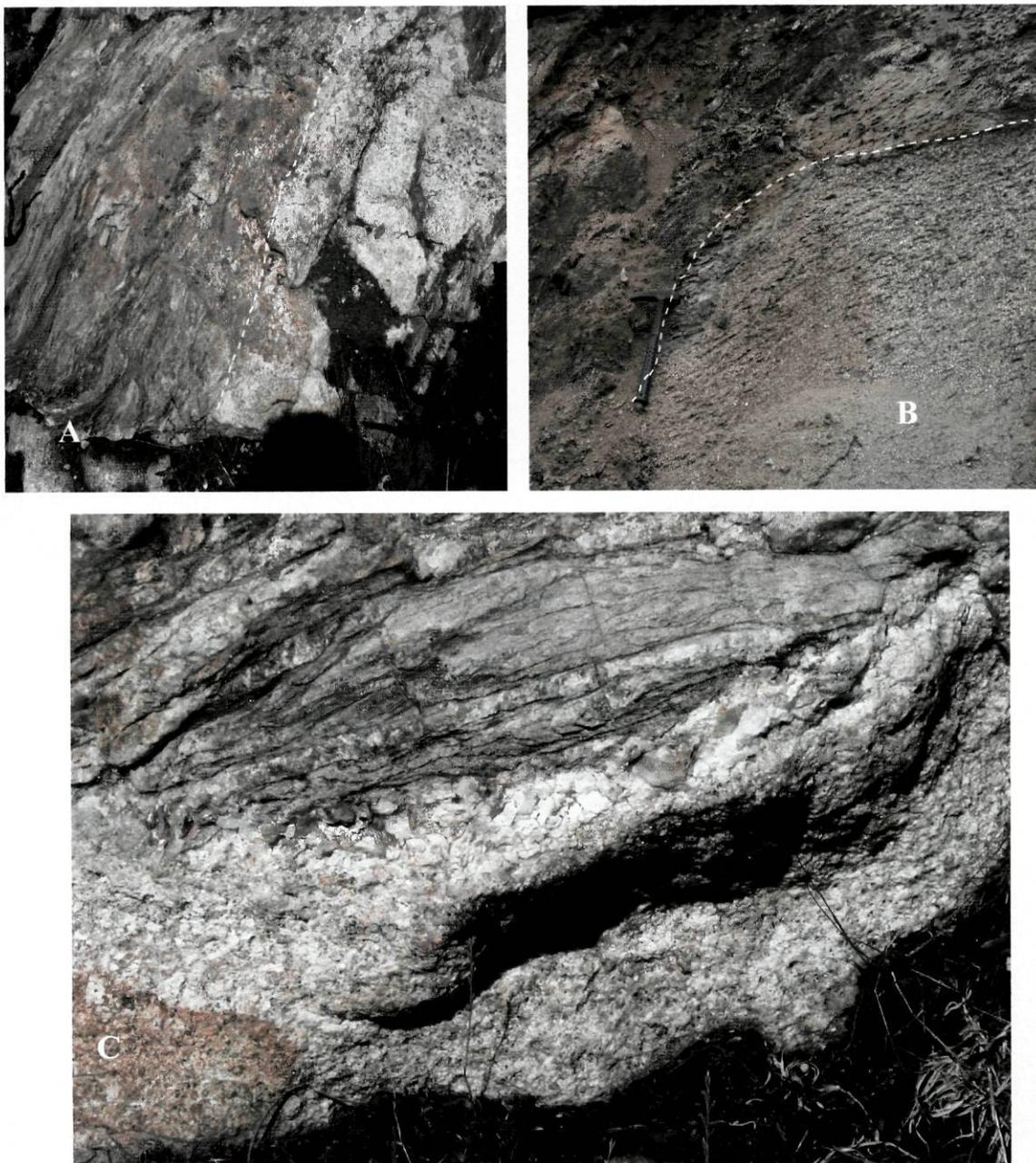


Fig. 4.2 - Esboço de uma clivagem de crenulação onde S_{n-1} está preservada em microlitons definidos pela S_n .

4. Litoestratigrafia da área estudada



Estampa I – Coordenadas: M-606,450; P-4625,375. Contacto concordante entre o granito e a estrutura dos metassedimentos encaixantes (fotos A e B). Nota-se a existência de um pegmatito no contacto entre o granito e o xisto, paralelo à foliação dos metassedimentos (foto C).

4. Litoestratigrafia da área estudada



Estampa II – Coordenadas: M-606,450; P-4625,375. Granito de duas micas com textura de grão médio com feldspatos tabulares automórficos (foto A), nódulos biotíticos frequentes (foto C) e diferenciações aplito-pegmatíticas em pequenas bolsas (fotos B e D) e em corpos filonianos (foto E).

4.1.1. 2 - Unidade SW

A unidade SW é constituída por metassedimentos mais pelíticos do que os da unidade anterior, deixando de se observar as intrusões graníticas. Localmente, ocorrem intercalações de bancadas quartíticas a quartzofilitosas com os micaxistos, como é o caso do Monte da Gateira. Foi também encontrada, neste monte, uma bancada muito alterada de um quartzito muito impuro, rico em feldspato que foi designado por quartzofeldspática (QF). Não confundir QF com LQF, pois são litologias distintas. LQF é uma rocha metassedimentar caracterizada por um bandado metamórfico bem definido.

Na fig. 4.3 é possível constatar que os filonetes de quartzo que atravessam a bancada quartzofilítica, são em geral paralelos a S_n , mas afectadas por dobramento de plano axial paralelo a S_n (dobramento da fase D_n). Posteriormente são afectadas por um dobramento largo D_{n+1} associado ao qual se desenvolve uma foliação sub-vertical S_{n+1} que bodina e roda os quartzos, conferindo-lhes um aspecto amendoado.

Na estampa III são visíveis alguns pormenores das bancadas quartzofilíticas observadas no Monte da Gateira, nomeadamente, o desenvolvimento de um bandado metamórfico gerado ou acentuado pela deformação (foto – B). Observa-se ainda a existência de veios bodinados de quartzo, sugerindo uma reactivação da deformação (foto – C). Ainda nesta foto, vêem-se clivagens de fracturação.

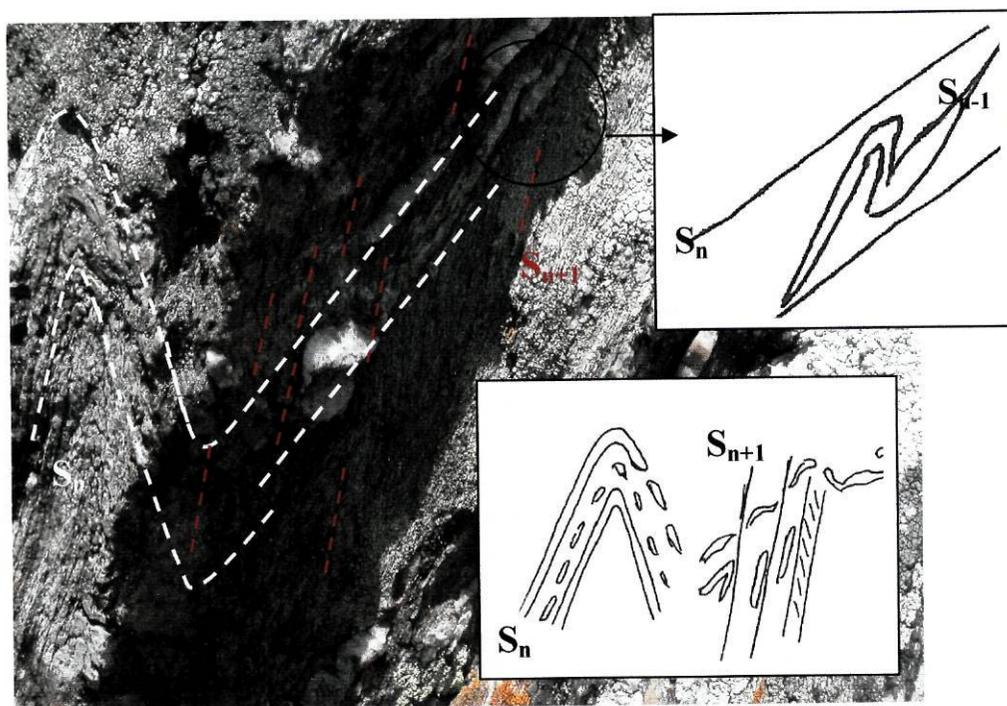
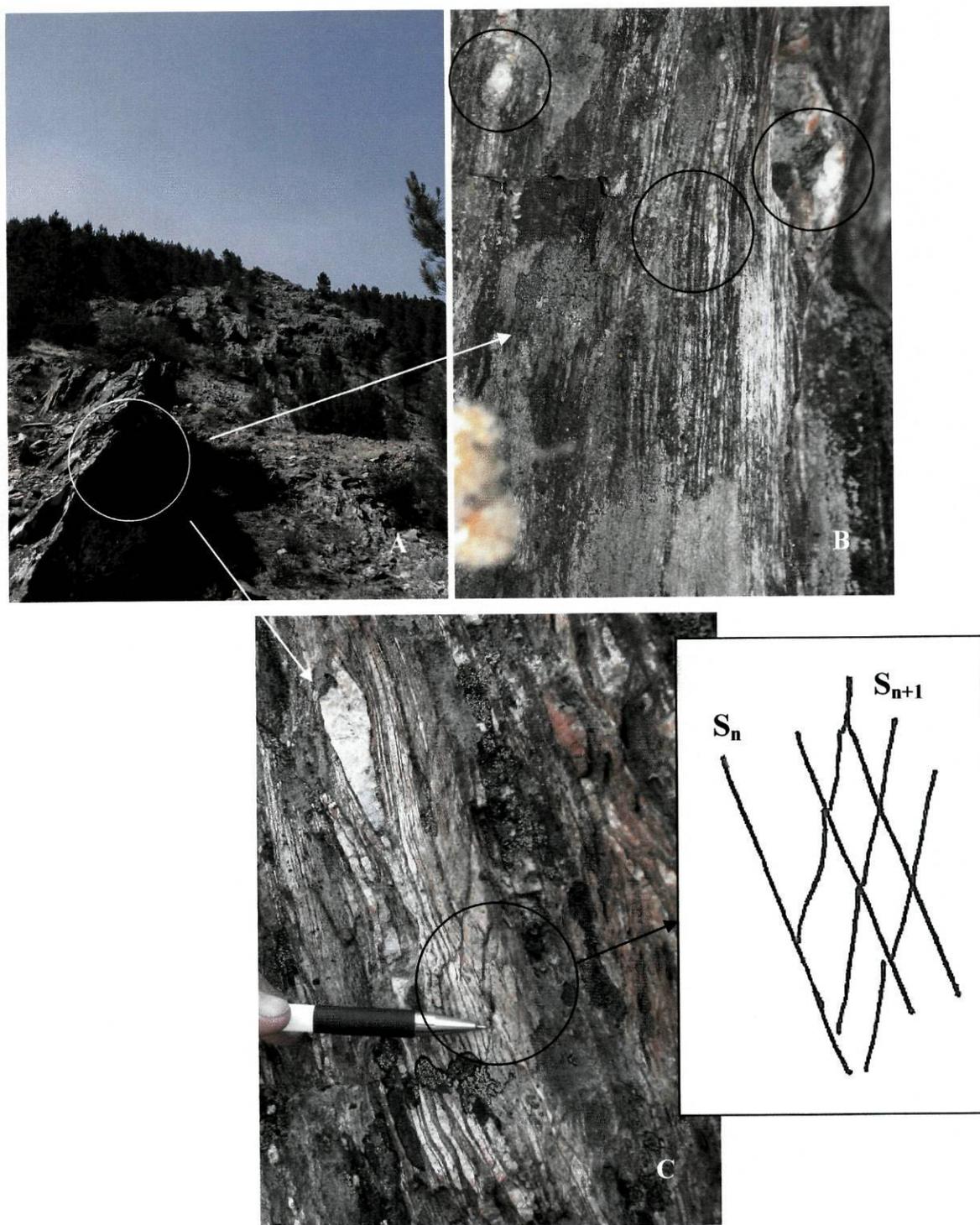


Fig. 4.3 - (605,625; 4623,300) Litologias quartzofilitosas listradas com filonetes de quartzo paralelos a S_n dobrados por D_{n+1} , e desenvolvimento da foliação associada a S_{n+1} .

4. Litoestratigrafia da área estudada



Estampa III (606,375; 4622.625) Fragas da Gateira (foto A). Zona com forte abundância de quartzo amendoado pela foliação S_n e bandado gerado ou fortemente acentuado pela deformação (foto B). Clivagem de fracturação subvertical S_{n+1} (foto C).

Apesar da existência de litologias gresosas, como os quartzofilitos e os QF, os micaxistos são mais frequentes e estendem-se por uma espessa sequência monótona. Quando existem veios de quartzo subconcordantes com a foliação S_n , desenvolveram-se porfiroblastos de andaluzites e, por vezes, de granadas. Observam-se ainda, nestas

litologias mais pelíticas, a ocorrência de biotite em grandes placas com carácter pós-cinemática com adaptação de S_n em torno delas. A fase D_{n+1} dobrou e bodinou os veios de quartzo e rodou os porfiroblastos da andaluzite e de granadas (fig. 4.4).

A abundância de filonetes de quartzo paralelos à foliação vai conferir às litologias hospedeiras uma maior resistência aos agentes erosivos, deste modo, os micaxistos mais ricos nestes filonetes vão marcar os alinhamentos das fragas que se destacam na paisagem. Estas fragas, ou cristas, foram cartografadas e representadas no mapa da fig. 4.7, com a referência Mx.



Fig. 4.4 - (605,875;4622,500) Alto 972 a SSW de Gateira. Xisto andaluzítico. S_n moldado em torno das andaluzites e veios de quartzo bodinados.

Intercalados nos micaxistos, surgem finos leitos mais ricos em matéria orgânica, tais como liditos e xistos negros. A sua relação com os micaxistos e a comparação das atitudes de S_n entre as camadas, sugerem um paralelismo entre a foliação principal e a estratificação (S_0). Foi ainda encontrada uma bancada homogénea de cor negra de rochas calcossilicatadas, com uma espessura de 20 cm e paralela a S_n .

A sequência metassedimentar da unidade SW é esporadicamente intruída por filões aplito-pegmatíticos, tendo alguns deles, sido explorados pelos seus teores em W e Sn durante a Segunda Guerra Mundial, nomeadamente no Couto Mineiro de Beça, localizado a sul, já na folha 46 de Boticas.

4.1.2 - Caracterização Estrutural

Não tendo sido observadas grandes diferenças estruturais entre as duas unidades, serão caracterizadas em conjunto no capítulo que se segue. No entanto, é de referir que no sector NE se observam esporádicas inflexões da foliação para NE-SW, fugindo à predominância da orientação NW-SE, reinante nos restantes terrenos metassedimentares estudados. No final deste sub-capítulo apresenta-se o mapa geológico com indicação das orientações da foliação (fig. 4.7).

A estrutura regional tem um carácter isoclinal, marcado por concordância da foliação principal (S_n) com a estratificação (S_0) com uma orientação preferencial N120°; 70°SW (fig. 4.5).

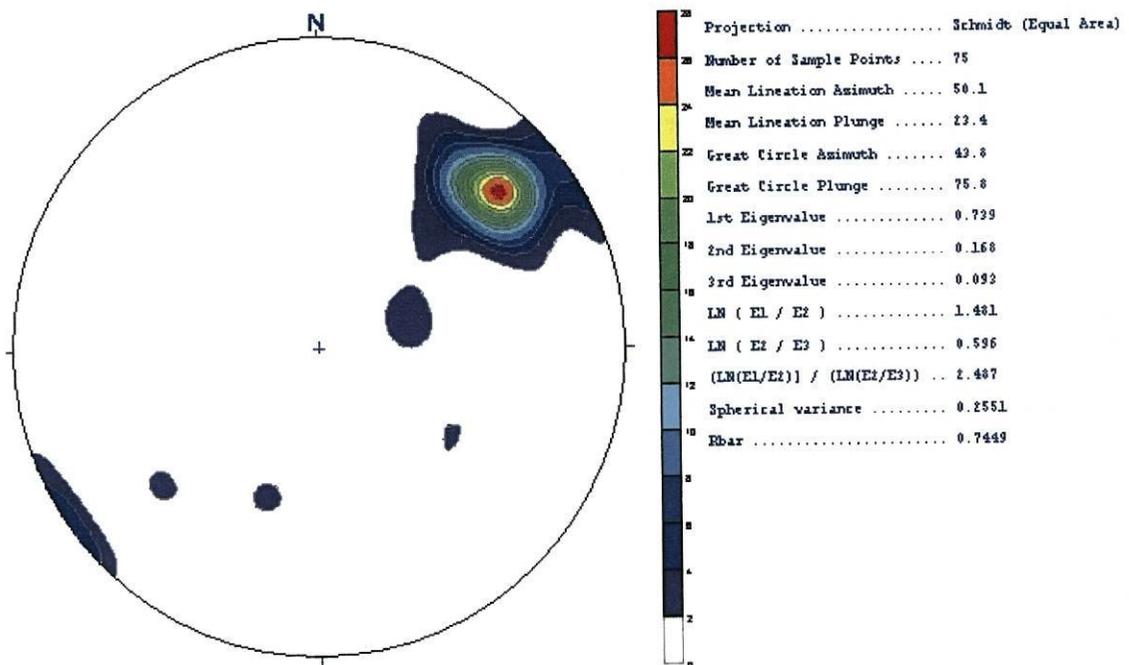


Fig. 4.5 - Estereograma da foliação principal S_n , nos metassedimentos da região em estudo. Projecção polar, hemisfério inferior.

Esta foliação principal (S_n), em litologias de natureza quartzopelítica, delimita “microlithons” no interior dos quais está preservada uma foliação anterior (S_{n-1}) (Estampa IV – Foto B). Em litologias mais competentes a deformação associada à fase D_n não gera nova foliação, mas dobra e reorienta a foliação anterior (S_{n-1}) definindo dobras isoclinais (Estampa IV – Foto A). Nesta foto são visíveis dobras em S e no

interior das bancadas dobradas, geram-se dobras menores em S nos flancos longos e em Z nos flancos curtos das dobras maiores.

A foliação S_n será correspondente com a foliação S_2 descrita no sector NW do Maciço Varisco Ibérico (Dias & Ribeiro, 1994; Ribeiro, M. A., 1998). O carácter isoclinal da estrutura, embora marcado pela foliação S_n , resultou da reorientação por dobramento largo da fase D_{n+1} (D_3 Varisca), com plano axial de direcção $N120^\circ$; subvertical a $75^\circ SW$. A vergência para NE deste último dobramento gera flancos longos $N120^\circ$; $70^\circ SW$ largamente predominantes sobre os flancos curtos, $N120^\circ$; subverticais a $60^\circ NE$ (fig. 4.6). Esta geometria e vergência observa-se nas dobras secundárias dos flancos dos dobramentos maiores. Estes dobramentos secundários designam-se por crenulações, e os seus eixos marcam lineações de orientação variável, inclinando entre os 15 a 30° , para $N 130$ a 160° (Estampa IV – foto D). Nestes flancos, durante a fase D_{n+1} verifica-se reactivação das foliações anteriores (Bell, 1986), nomeadamente de S_n , marcada por compressão da foliação em torno de porfiroblastos (Estampa IV– foto F) e estiramento. Este estiramento poderá ser responsável pela formação de clivagem de fracturação que afecta os níveis mais gresosos, como é o exemplo da foto C da Estampa III. Outro exemplo do resultado de um estiramento é a bodinagem dos veios de quartzo. Os veios encontravam-se unidos e após o estiramento, partiram-se, separando-se em pequenas amêndoas ou bodins (Estampa IV – foto E).

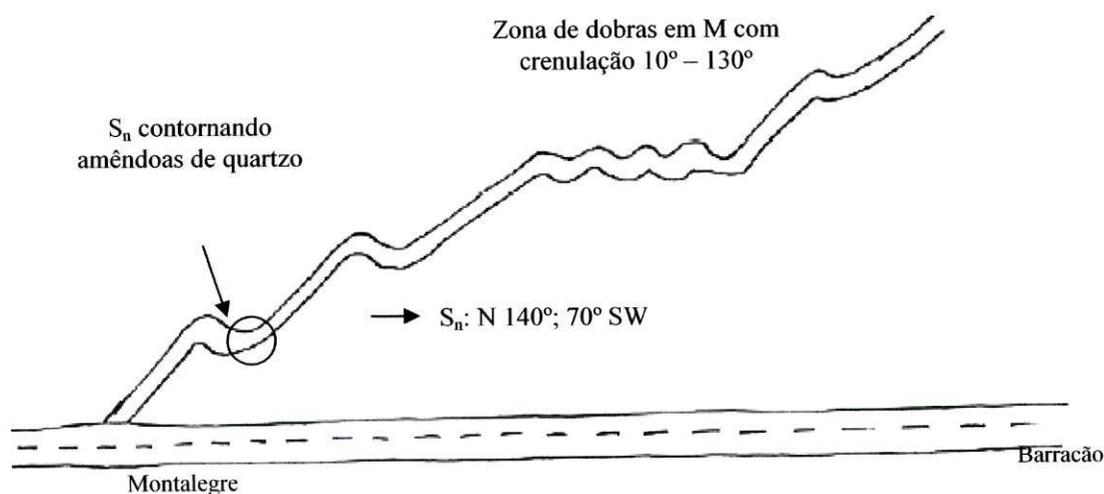
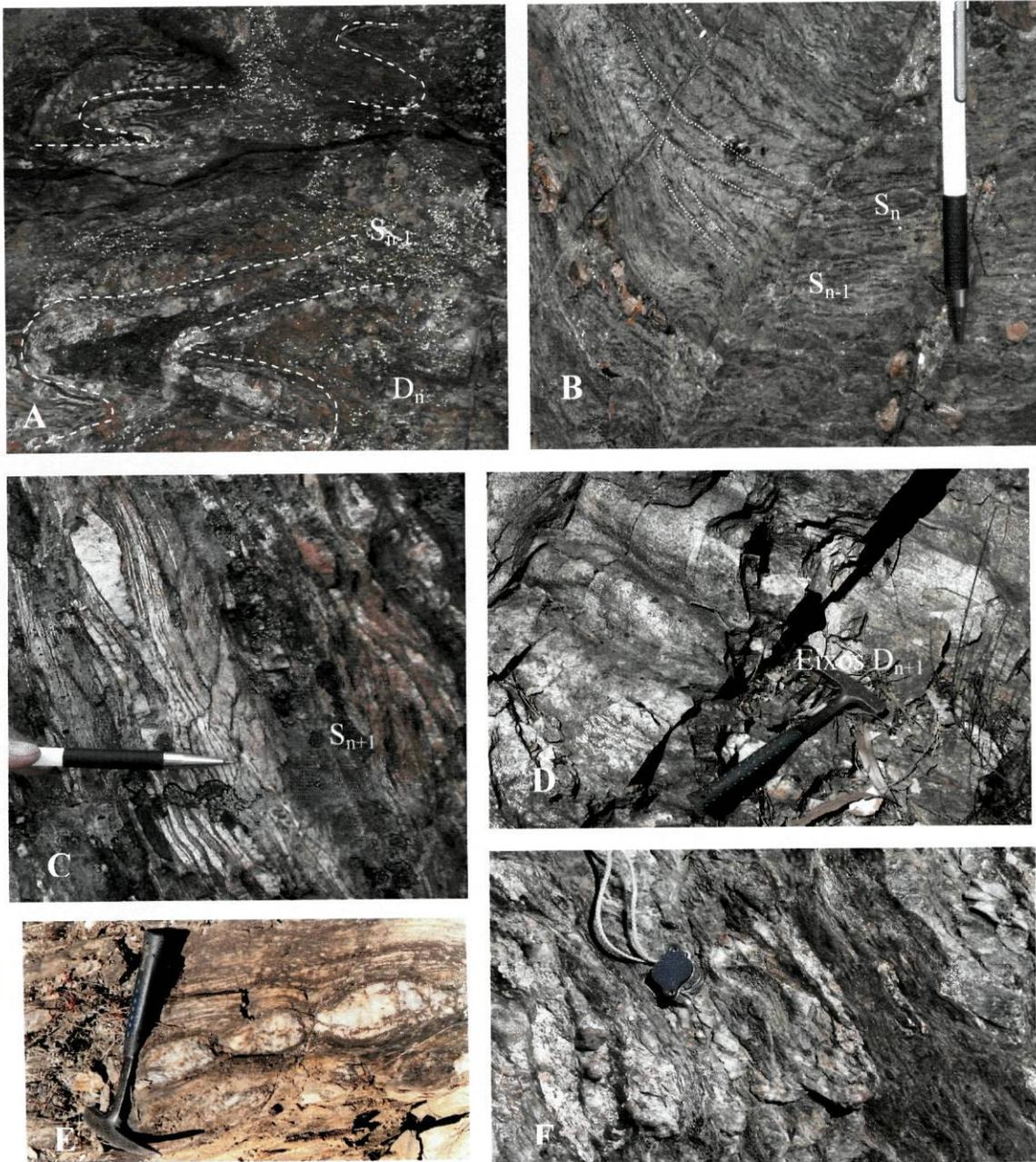


Fig. 4.6 (606,900; 4625,075) Exemplo do dobramento largo da fase D_3 , com vergência para NE, tendo os flancos longos $N120^\circ$; $70^\circ SW$ largamente predominantes sobre os flancos curtos, $N120^\circ$; subverticais a $60^\circ NE$.

4. Litoestratigrafia da área estudada



Estampa IV – Deformação nos metassedimentos. Foto A (coordenadas: M-606,550; P-4625,550) – dobramento isoclinal de plano axial sub-horizontal em litologias quartzofilitosas bastante competentes (fase D_n). Foto B (coordenadas: M-608.050; P-4627.100) – foliação S_n marcando “microlithons” que preservam S_{n-1} . Foto C (coordenadas: M-606,375; P-4622.625) – Foliação S_n reactivada, evidenciando estiramento no decurso de D_{n+1} , responsável por clivagem de fractura pouco penetrativa. Foto D (coordenadas: M-608,200; P-4624,300) – Ondulação da fase D_{n+1} impostas sobre superfícies de S_n , em litologias filitosas. Foto E – Foliação S_n reactivada, evidenciando estiramento no decurso de D_{n+1} . Foto F (coordenadas: M-606,725; P- 4625,475 - Andaluzites miméticas sobre o plano S_n , posteriormente reactivado no decurso da fase D_{n+1} .

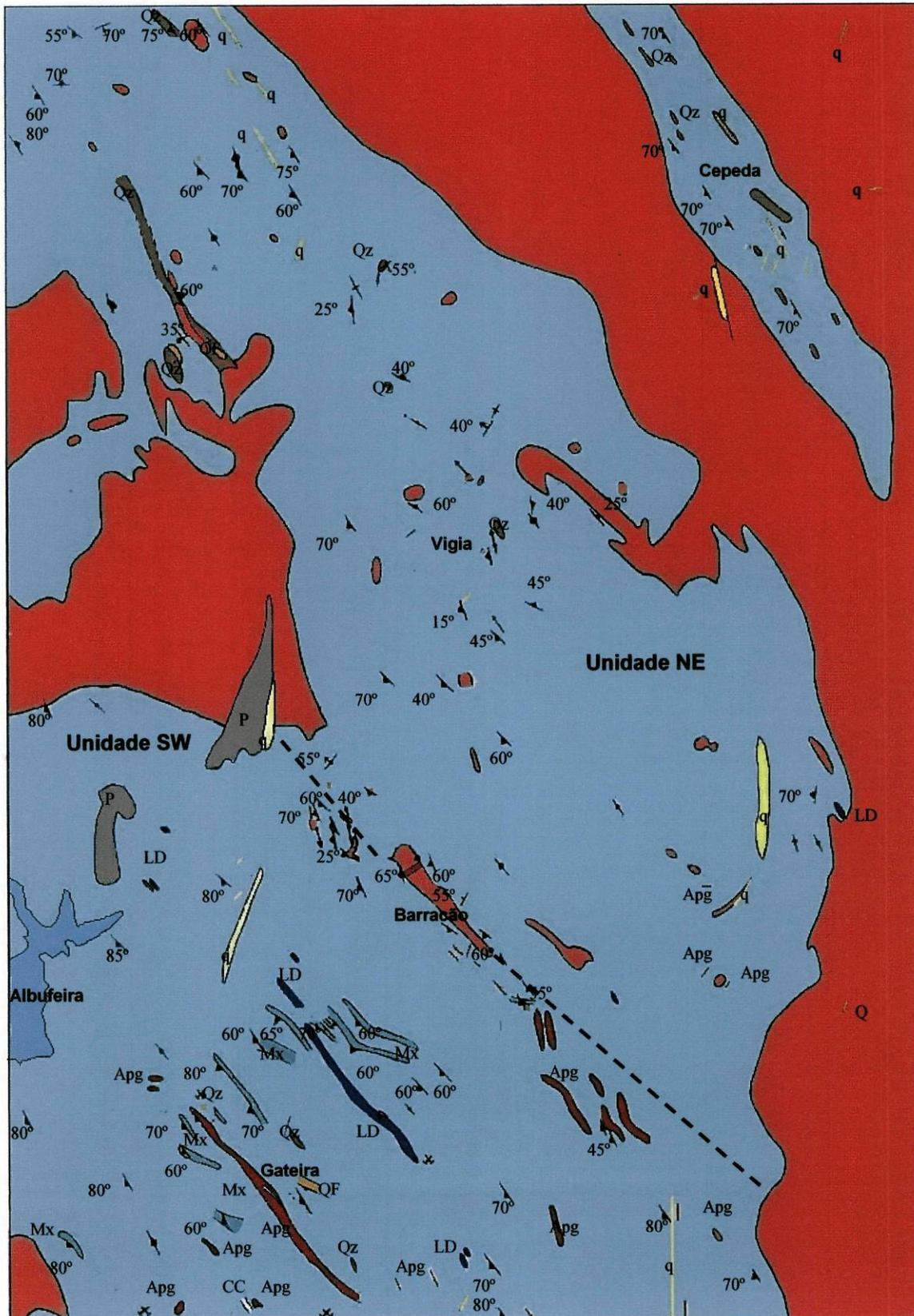


Fig. 4.7 Mapa geológico resultado do levantamento cartográfico. Linha a tracejado separa as unidades NE e SW. Legenda: QF – bancadas quartzofeldspáticas; Qz – quartzito; Mx – cristas de micaxistos andaluzíticos; LD – Liditos; P – Depósitos do Pliocénio q – filão de quartzo; Apg – filão aplito-pegmatítico;. Estão representadas as inclinações das foliações medidas no terreno.

4.2 - Correlação litoestratigráfica com os sectores vizinhos

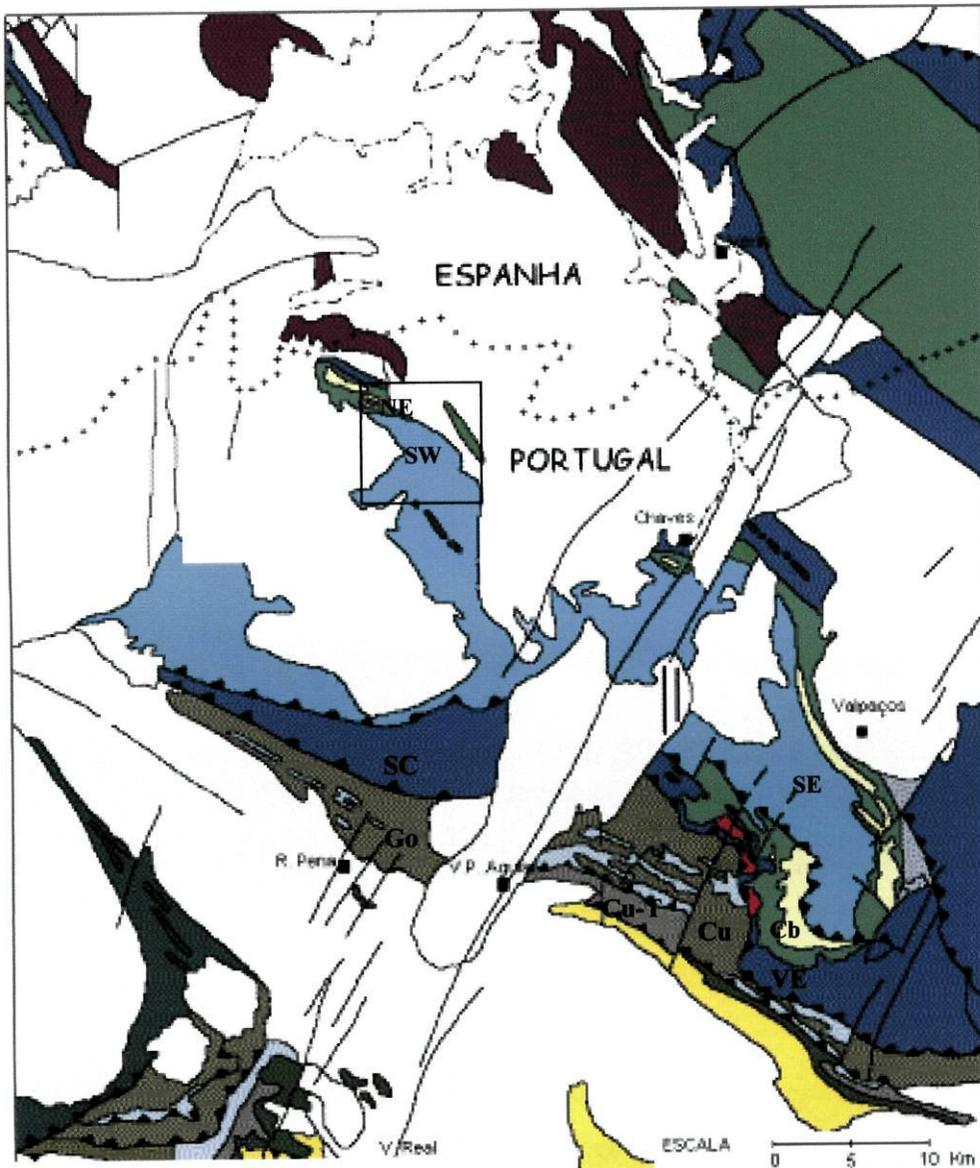
As unidades encontradas neste sector, dadas as semelhanças litoestratigráficas apresentadas, podem ser correlacionadas com outros terrenos próximos, nomeadamente, com unidades do Domínio Estrutural de Carrazedo (DEC) da Região de Vila Pouca de Aguiar (RVPA) (Ribeiro, 1998) (fig. 4.8). Como já foi referido, o DEC divide-se em dois sub-domínios, o inferior, subdividido em unidade de Vale de Égua (VE) e Unidade de Cubo (Cb), e o superior, constituído pela unidade Santa Maria de Émeres (SE).

As unidades NE e SW, do sector em estudo, podem correlacionar-se com as unidades Cb e SE, respectivamente. Estas unidades, por sua vez, correlacionam-se com as unidades superiores definidas nos sectores a W e SW (Noronha, 1983; Ribeiro et al, 2000) e nos sectores a Este (A. Ribeiro, 1974), unidades estas pertencentes ao parautoctone do Peritransmontano.

A unidade Cb (fig. 4.8) é correlacionável com a unidade de Santa Comba (SC), também definida por S^b (Ribeiro et al. 2000), do sector Cabeceiras, Ribeira de Pena. Cb tem continuidade para Este, correspondendo aos Quartzitos Superiores (PT4) do Peritransmontano (PT) (Ribeiro, et al., 1974). A correlação entre a unidade SE com a unidade VE e o PT3 pode ser estabelecida pelas semelhanças a nível litológico e geoquímico e pelo facto dos quartzitos superiores lhe estarem sobrepostos (Ribeiro, 1998).

O Domínio Peritransmontano, onde se inserem as unidades NE e SW, pode ser correlacionado estruturalmente com o sinforma de Verin (Alonso & Fernández, 1981) e litoestratigraficamente com a Galiza Central (A. Ribeiro, 1974). Farias et al., 1987 chega mesmo a propor a designação de Domínio Esquitoso de Galicia-Trás-os-Montes (DEGTM), para o domínio englobado pelas unidades da Galiza Central e do Domínio Peritransmontano. Assim, o Grupo Nogueira será equivalente às unidades VE, SE e, neste caso, à unidade SW, sequência inferior dos Quartzitos Superiores do Peritransmontano (PT3). Por sua vez, o Grupo Paraño corresponderá aos Quartzitos Superiores e à unidade Cb e, conseqüentemente, a NE.

4. Litoestratigrafia da área estudada



		U Autoctones	U Sub-autoctones Escama interior	U Parautoctones Escama superior		
		Douro Interior e Serra do Marão	DET, região de Cabeceiras e de Celorico de Basto	DEC e região de Trás-os-Montes		Região de Vém
				Sub-Domínio Inferior	Sub-Domínio Superior	
Silúrico	Superior	F. Santos	Unidades: Curros, Mouquim-Candeio e Gondões	Unidade Cubo Sub-Unidade Rancho Sub-Unidade Alto Cheira	F. Xistos Superiores F. Quartzitos Superiores	Grupo de Parão Grupo de Nogueira Grupo de Santabala
	Inferior	F. Campanho	Unidades: F. Negras, Mouquim-Candeio e Go-Gondões		Unidade St. M. Enezes	
Ordoviciano		F. Pardelhas F. Xistenta	Unidade Tinha	Unidades: VE, SC, NE, SW Heterograníticas		
		Quartzito Armonceno				

Fig. 4.8 - Esboço geológico das unidades litoestratigráficas de RVPA e sectores vizinhos, onde se representa, dentro do rectângulo, as unidades NE e SW correlacionadas com as unidades Cb e SE, respectivamente. Cb em conjunto com VE é ainda correlacionável com SC (adaptado de Ribeiro, 1998).

CAPÍTULO 5
Petrografia e Mineralogia

5.1 Introdução

O estudo petrográfico e mineralógico que a seguir se apresenta, vem completar as observações obtidas da caracterização litoestratigráfica e estrutural. Concentremo-nos por enquanto, no estudo petrográfico, deixando para mais tarde o estudo mineralógico.

O estudo petrográfico das foliações permite interpretar as condições de metamorfismo e de deformação durante o seu desenvolvimento, o que é uma ferramenta importante para desvendar a evolução tectónica e metamórfica de uma área. As foliações são usadas ainda como estruturas de referência para estabelecer o período de crescimento relativo dos minerais metamórficos, especialmente dos porfiroblastos (Passchier & Trouw, 1996).

Segundo estes últimos autores, as foliações podem dividir-se em duas categorias: as primárias e as secundárias.

As primárias são estruturas relacionadas com os processos de formação da rocha original, como por exemplo a estratificação sedimentar e o fluxo magmático. Outro exemplo de foliação primária será a formação de uma foliação durante a compactação diagenética.

As foliações secundárias formam-se posteriormente como resultado da deformação e metamorfismo. Este grupo inclui clivagem, xistosidade, bandado por diferenciação metamórfica, foliação milonítica, etc. O desenvolvimento destas foliações implica que a rocha se deformou ductilmente, embora também possam formar-se foliações em zonas cataclásticas. As foliações secundárias que não são homogéneas podem ser difíceis de distinguir da estratificação primária. É importante reconhecer foliações primárias nos metassedimentos porque permite reconstruir a evolução estrutural desde os processos sedimentares (por exemplo S_0 (estratificação), S_1 , S_2 , etc.). Quando a estratificação não é reconhecida, só a última parte da evolução pode ser reconstituída (por exemplo, S_n , S_{n+1} , S_{n+2} etc.) (Passchier & Trouw, 1996).

As foliações secundárias podem apresentar uma grande variação de características morfológicas. Com base nestas características definiram-se diversos termos, destacando-se, de entre eles o bandado de diferenciação, clivagem de fractura

ou disjuntiva, clivagem de crenulação, clivagem ardosífera (slaty cleavage) e xistosidade.

Powell, 1979, e Borradaile et al., 1982, propuseram uma classificação descritiva para as foliações independentemente da sua origem primária ou secundária, usando apenas características morfológicas. Esta classificação baseia-se em elementos do “fabric” que definem a foliação tal como, grãos alongados ou laminados, bandados composicionais, ou descontinuidades planares. A distribuição destes elementos do “fabric” na rocha vão definir se a foliação é contínua ou espaçada (Passchier & Trouw, 1996), por outras palavras, se é penetrativa ou não-penetrativa. A foliação penetrativa consiste numa distribuição homogénea de minerais laminados com uma orientação preferencial, enquanto que a foliação não-penetrativa consiste na presença de dois domínios de diferente composição na rocha: domínio da clivagem e domínio do “microlithon”, sendo também usada a classificação de domínio M (rico em micas) e domínio Q (rico em quartzo). A fig. 5.1 resume a classificação proposta.

Classificação Morfológica das foliações (usando um microscópio óptico)

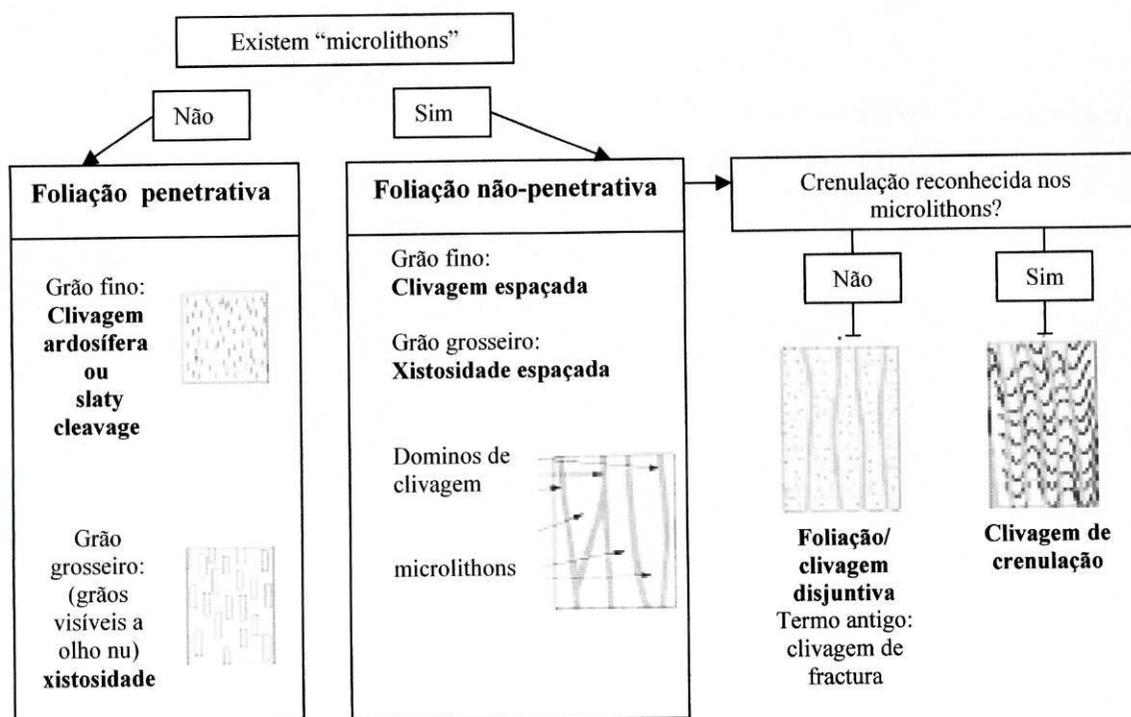


Fig. 5.1 - Classificação Morfológica das foliações (usando um microscópio óptico) (adaptado de Powell, 1979, e Borradaile et al., 1982 in Passchier & Trouw, 1996).

Critérios úteis para descrever foliações espaçadas:

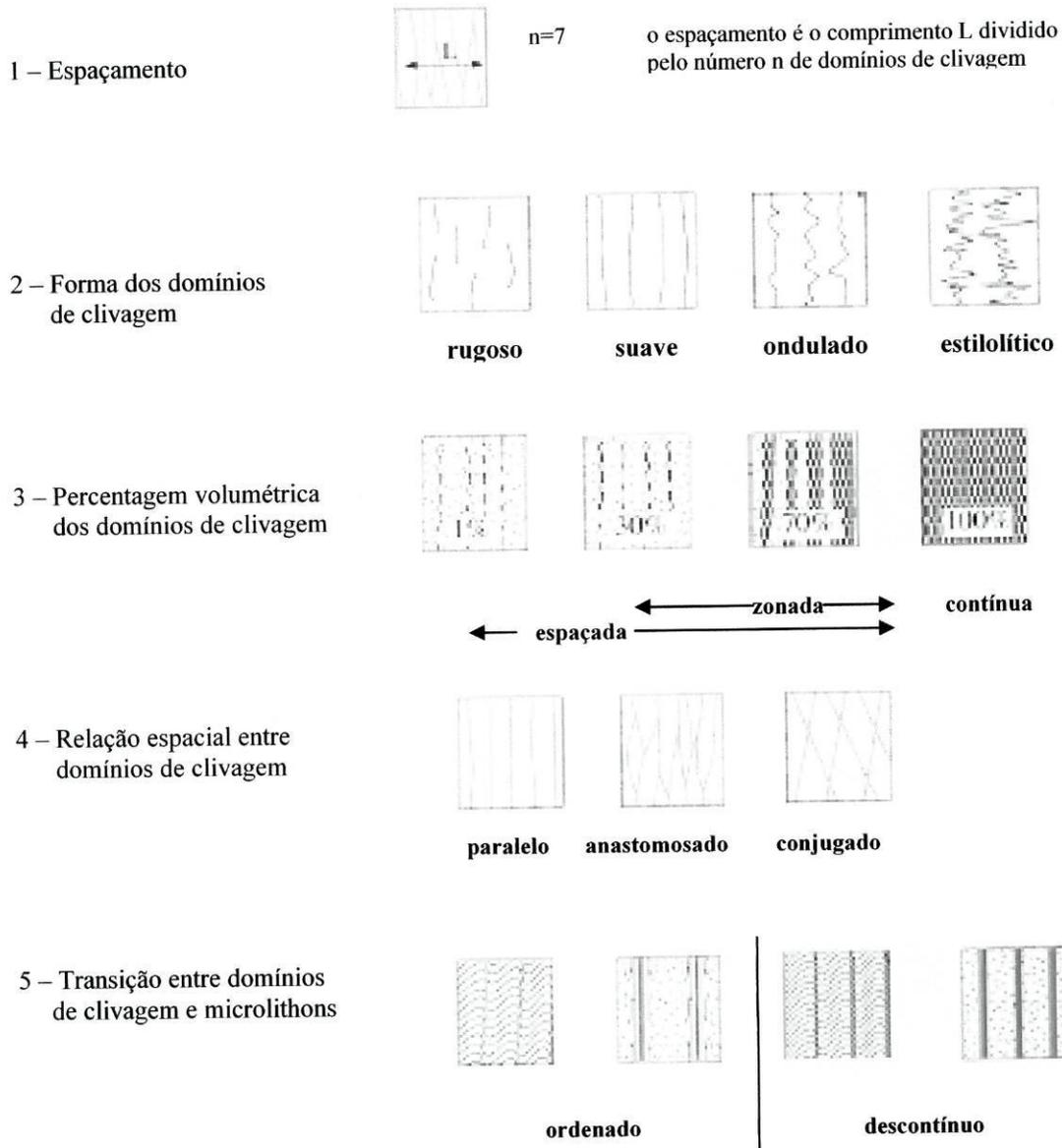


Fig. 5.2 - Critérios úteis para descrever foliações espaçadas (adaptado de Powell, 1979, e Borradaile et al., 1982, in Passchier & Trouw, 1996).

As foliações secundárias desenvolvem-se em resposta à deformação permanente das rochas. Os principais factores controladores da sua formação são a composição das rochas, a magnitude e orientação do stress, condições metamórficas, incluindo temperatura, pressão litostática e pressão dos fluidos e a composição desses fluidos (Passchier & Trouw, 1996).

Dos vários mecanismos de formação de foliações, destaca-se no âmbito deste trabalho, o proposto por Bell e Rubenach, 1983, relativo ao desenvolvimento de uma

clivagem de crenulação, sobreposta na foliação prévia. A clivagem de crenulação vai evoluir consoante o aumento da deformação e da temperatura. Assim, para temperaturas baixas (fácies dos xistos verdes), pensa-se que os principais mecanismos para a formação deste tipo de clivagem serão a diferenciação por dissolução sob pressão e rotação (fig. 5.3 a), e quando a temperatura é a mais elevada a recristalização e o crescimento dos minerais (incluindo o de novos) serão provavelmente os factores dominantes (fig. 5.3 b). No desenvolvimento de uma clivagem de crenulação poderão considerar-se os seguintes estádios:

Estádio 1 – a foliação original S_1 pode apresentar uma suave crenulação mas ainda não se formou S_2 . Pode, por vezes, formar-se alguma recristalização nas charneiras das microdobras (fig. 5.3 - a1 e b1).

Estádio 2 – as crenulações são mais apertadas, S_1 ainda é a foliação dominante, no entanto, já se observa a presença de uma nova, S_2 (fig. 5.3 - a2 e b2).

Estádio 3 – a intensificação da deformação permitiu o desenvolvimento de S_2 se desenvolvesse até ao ponto de apresentar, aproximadamente a mesma importância que S_1 (fig. 5.3 - a3). Nos casos de temperaturas mais elevadas podem formar-se microdobras recristalizadas, conhecidas por arcos poligonais (fig. 5.3 - b3 e fig.5.7, pag. 74).

Estádio 4 – S_2 é predominante relativamente a S_1 que é apenas reconhecível em algumas relíquias de charneiras de dobras (fig. 5.3 – a4). No estágio b4 novos grãos crescem ao longo de S_2 (fig. 5.3 – b4).

Estádio 5 – estágio final onde S_1 é totalmente transposto deixando de ser reconhecível.

Outros factores podem estar presentes neste processo de deformação, nomeadamente a presença e actividade da fase fluida, a presença de minerais solúveis (calcite, quartzo, etc.) e o crescimento de novos minerais. A transposição completa a baixa temperatura parece difícil sem recristalização e crescimento de grãos. Pode ser esta a razão para que antigas foliações sejam melhor preservadas em rochas de baixo grau metamórfico (Passchier & Trouw, 1996).

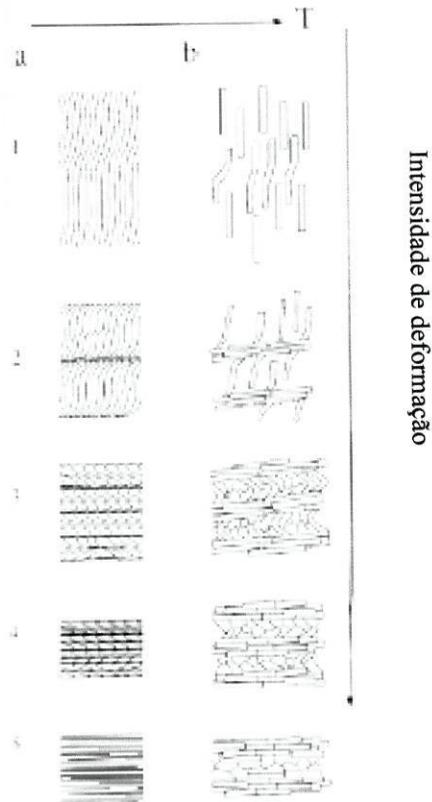


Fig. 5.3 Estádios de desenvolvimento da clivagem de crenulação com o aumento da deformação (eixo vertical) e temperatura (eixo horizontal). Desenvolvimento sob condições de baixas temperaturas (a) e de altas temperaturas (b) (Passchier & Trouw, 1996).

As foliações são consideradas anisotropias planas e penetrativas originadas por processos de deformação e de metamorfismo que permitem ajudar na caracterização da história tectonometamórfica de um orógeno. Através do seu estudo podemos estabelecer as diferentes fases dos episódios de deformação que afectaram uma região, e as características das estruturas chaves como base de referência para identificar as relações cronológicas entre cristalização metamórfica e deformação tectónica (Bastida, et al., 1990).

A distribuição e desenvolvimento de foliações em rochas pelíticas e psamíticas dentro do orógeno Hercínico, em especial no NW da Península Ibérica, estão relacionados com a actuação de uma deformação polifásica, com três fases principais, em condições que vão desde a transição diagénese-metamorfismo até a um metamorfismo de alto grau. As características das foliações associadas às diferentes fases de deformação variam progressivamente com a variação do metamorfismo, podendo ocorrer, alguns saltos bruscos nas ditas características, cuja situação coincide com os contactos entre algumas das grandes zonas em que se divide o orógeno. De

qualquer forma, a primeira foliação tectónica (S_1) mostra um carácter generalizado, enquanto que as outras duas (S_2 e S_3) apresentam uma distribuição mais irregular, estando S_2 relacionada com zonas de cisalhamento associadas a grandes cavalgamentos e S_3 é controlada pela posição da anisotropia prévia dominante (Bastida, et al. 1990).

Nas áreas de grau metamórfico mais baixo as foliações formaram-se por fenómenos de dissolução por pressão, enquanto que nas áreas de metamorfismo mais alto, as foliações geram-se por uma recristalização e reorientação dos filossilicatos.

Relativamente a ZGMTM, domínio estrutural onde se insere a área em estudo, as estruturas D_1 são pouco evidentes, aparecendo a foliação S_1 como relíquia, dando lugar S_2 cujo carácter é mais generalizado. A foliação S_3 apresenta uma importância com distribuição irregular e mostra nalgumas áreas uma mudança gradual que parece paralelo ao aumento da deformação D_3 e ao metamorfismo (Bastida, et al. 1990). Segundo Martinez et al., 1988, a ZGMTM o magmatismo teve também um importante contributo para a evolução do orógeno Hercínico, nomeadamente no desenvolvimento do metamorfismo de baixa pressão, apresentando um paralelismo com zonas de médio a alto grau metamórfico.

Como já foi referido, Marques, 1993, estudou a petrofábrica de alguns tectonitos da região de Serraquinhos (Chaves). Do seu estudo verificou a presença sistemática de duas foliações principais, que corresponderiam a S_1 (definida pela orientação de cristais de quartzo e de moscovite) e S_2 (marcada por biotite), às quais se sobreponha uma crenulação, provavelmente associada à 3ª fase de deformação hercínica (intra-westfaliana). Apesar de não haver evidências microscópicas da existência de uma superfície original S_0 , os afloramentos de liditos apresentavam uma foliação S_2 paralela à estratificação, enquanto que os níveis areníticos eram concordantes com essa foliação.

Sobre a amostragem realizada e que está localizada no mapa (fig. 5.4), e fizeram-se trinta e três lâminas, vinte e sete das quais delgadas polidas e, as restantes seis, delgadas cobertas. Destas lâminas, escolheram-se oito polidas para análise química mineralógica à microsonda. Os resultados destas análises serão discutidos no sub-capítulo seguinte.

As amostras utilizadas para estudo petrográfico, englobaram diferentes litologias, nomeadamente: quartzofilitos, micaxistos (observados nas duas unidades estudadas), xisto cinzento, listrados quartzo-feldspáticos (LQF) (observados apenas na unidade NE) e rochas calcossilicatadas (observadas na unidade SW).

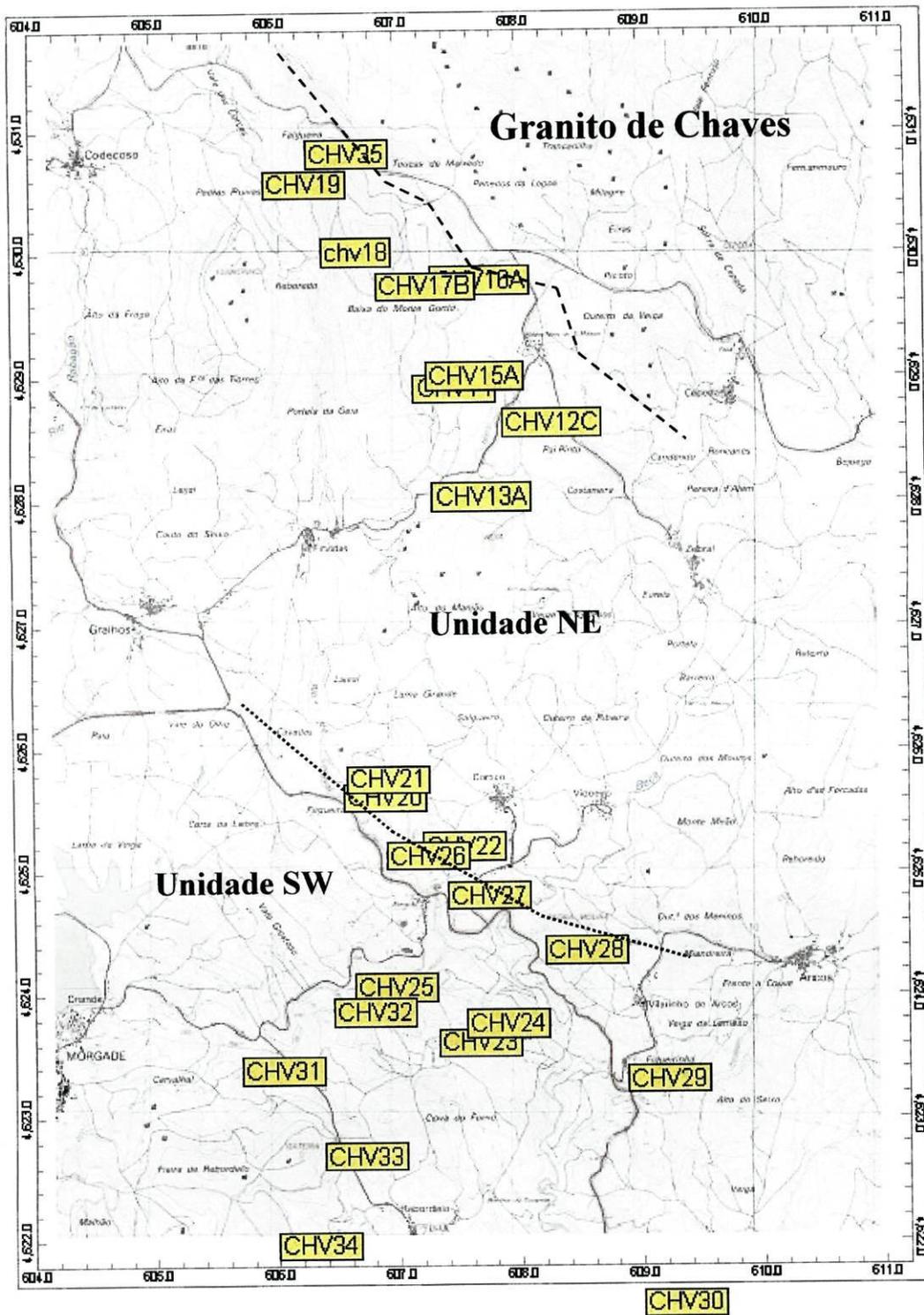


Fig. 5.4 - Mapa de amostragem. A amostra CHV 30 está projectada fora da folha 33 uma vez que foi colhida na folha contígua a sul nº 46. De qualquer forma a amostra encontra-se na sua localização cartográfica. A tracejado está representado o contacto do granito de Chaves que afectou as litologias amostradas na sua proximidade.

No Anexo I encontra-se um quadro com as características observadas no campo destas amostras e respectivas coordenadas UTM.

O quadro 5.1 resume as características petrográficas das amostras estudadas, nomeadamente a textura, mineralogia, caracterização das foliações relação e blastese-deformação.

Na unidade NE, as litologias estudadas apresentam texturas granoblástica a grano-porfiroblástica, enquanto que na unidade SW, as texturas das litologias são maioritariamente grano-lepidoblástica a lepidoporfiroblástica.

As litologias da unidade NE, em especial nas proximidades do granito a norte, são afectadas por uma intensa recristalização tardia que chega a apagar a foliação preexistente. A silimanite é observada de um modo geral, na maioria das amostras deste sector, independentemente da natureza da litologia. A silimanite (fibrolite) ocorre sob a forma de agregados fibrorradiados sobrepostos aos minerais hospedeiros, nomeadamente, a andaluzite e a moscovite.

As litologias estudadas da unidade SW, por sua vez, não apresentam silimanite ao contrário da unidade NE, sendo frequentes os porfiroblastos de andaluzites e de granadas. Comparativamente, estes porfiroblastos são de maiores dimensões nos micaxistos desta unidade do que nas litologias da unidade NE. Os quartzofilitos da unidade SW não apresentam porfiroblastos como na unidade mais setentrional e a sua composição mineralógica é constituída basicamente por quartzo, micas brancas e biotite.

A maioria das litologias estudadas, excepto as rochas CC, apresenta um bandado metamórfico gerado por um processo de dissolução por pressão. No entanto, este bandado metamórfico é melhor definido nas litologias da unidade NE. Para melhor perceber o porquê desta ocorrência, é necessário explicar em que consiste o processo de dissolução por pressão. Este processo depende da abundância da fase fluida e é por isso mais activa durante a diagénese e as condições de metamorfismo de baixo grau. Este mecanismo depende ainda da presença de um ou mais minerais solúveis. Assim, nos filitos com quartzo ou calcite, os minerais mais móveis (calcite, quartzo, feldspato, clorite) concentrar-se-ão nos domínios de menor pressão (charneiras das dobras), enquanto que nos domínios de maior pressão, concentrar-se-ão biotites, micas brancas e opacos. Deste modo, a diferenciação metamórfica não será comum num filito puro.

Assim se conclui que as litologias da unidade NE são mais ricas em minerais solúveis sob pressão (de que é exemplo quartzo) do que as da unidade SW, mais micáceas. Estas desenvolvem com maior dificuldade o bandado metamórfico referido.

Quadro 5.1 – Síntese das características petrográficas das amostras dos metassedimentos.

		L QF	Micaxisto	Quartzofilitos	Xisto cinzento	Calcossilicatada
S W	Amostras		CHV 23 CHV 24 CHV 25 CHV 29 CHV30 CHV31 CHV 32	CHV 28 CHV 33		CHV34
	Textura		porfirolepidoblástica, porfirogranoblástica a granolepidoblástica	Grano- lepidoblástica c/ microlitons		Rosetas
	Caracteri- zação das foliações		$S_n - S_0/S_n$ marcada pela orientação da MB S_{n+1} – clivagem de crenulação marcada por recristalização de MB e de biotite	S_{n-1} – preservado em “microlithons” definida por S_n $S_n - S_0/S_n$ marcada pela orientação da MB S_{n+1} – clivagem de crenulação marcada por recristalização de MB e de biotite		Não se observa. Blastese tardia
	Relação blastese- deformaç ão		S_{n-1} S_n S_{n+1}	S_{n-1} S_n S_{n+1}		
N E	Amostras	CHV12,B e C CHV13 CHV26 CHV 35	CHV 17A CHV 17B CHV19 CHV20	CHV 16A CHV 22 CHV 27	CHV 21	
	Textura	Bandado metamórfico granoblástica a granolepidoblástica e Porfirogranoblástica	Porfirogranoblástica, granolepidoblástica por vezes com microlitons e Porfirolepidoblástica	Porfirogranoblásti ca a granolepidoblástic a	Lepidoblástica	
	Caracteri- zação das foliações	Quando se observa: $S_n - S_0/S_n$ marcada pela orientação da MB S_{n+1} – clivagem de crenulação marcada por recristalização de MB e de biotite	S_{n-1} – preservado em “microlithons” definida por S_n $S_n - S_0/S_n$ marcada pela orientação da MB S_{n+1} – clivagem de crenulação marcada por recristalização de MB e de biotite	S_{n-1} – preservado em “microlithons” definida por S_n $S_n - S_0/S_n$ marcada pela orientação da MB S_{n+1} – clivagem de crenulação marcada por recristalização de MB e de biotite	S_{n-1} – preservado em “microlithons” definida por S_n $S_n - S_0/S_n$ marcada pela orientação da MB S_{n+1} – clivagem de crenulação marcada por biotites e matéria negra	
	Relação blastese- deformaç ão	S_{n-1} S_n S_{n+1}	S_{n-1} S_n S_{n+1}	S_{n-1} S_n S_{n+1}	S_{n-1} S_n S_{n+1}	

Relativamente à morfologia da foliação observada nas amostras estudadas, podemos classificá-la como foliação não-penetrativa, predominando os casos de clivagem de fracturação sobre os de clivagem de crenulação, visíveis em alguns domínios mais deformados de certas amostras. As foliações estudadas nas diferentes amostras revelaram encontrar-se num estágio evolutivo compreendido entre o estágio 1 e o estágio 4 propostos por Bell e Rubenach, 1983, observando-se, em algumas amostras, as três foliações: S_{n-1} , S_n , S_{n+1} .

S_0 é, de um modo geral, quando visível, paralela a S_n e, esta última é marcada, essencialmente, por moscovites. Verifica-se que a composição e textura dos leitos sedimentares condicionam a recristalização e blastese metamórfica. Nas litologias mais competentes, como é o caso dos quartzofilitos, chegam a ficar preservados “microlithons”, indícios de foliação anterior (S_{n-1}) à foliação principal (S_n). Na fig. 5.5 observam-se “microlithons” marcados pela foliação S_n no interior dos quais existe a foliação S_{n-1} . Ambas as foliações são marcadas pela mesma mineralogia, porque houve recristalização pós-cinemática de biotite e moscovite mimética sobre as foliações S_n e S_{n-1} . Estes fenómenos de mimetismo são frequentes nas amostras estudadas, em especial da parte das micas tardias que se orientam segundo a foliação sobre a qual crescem. S_n é com frequência crenulado e, por vezes, nas suas charneiras cristalizam biotites que, em alguns casos, chegam mesmo a marcar uma nova foliação (S_{n+1}).

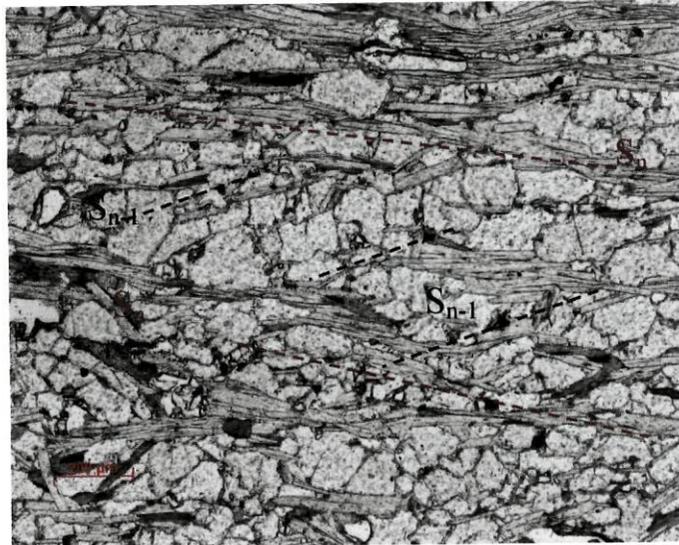


Fig. 5.5 – Quartzofilito com “microlithons” marcados por moscovite (LN).

5.2 - Descrição petrográfica por litologias

Listrados quartzo-feldspáticos (LQF)

As rochas quartzo-feldspáticas fazem parte da sequência da unidade NE. São caracterizadas por um bandado metamórfico que se divide num **domínio Q** mais rico em quartzos e feldspatos (plagioclases muito sódicas e quase sem maclas) e num **domínio M** mais micáceo, onde se concentram também os minerais aluminossilicatados (andaluzites e silimanites) (Fig. 5.4). Os LQF estudados apresentam aspectos texturais distintos dependendo da sua proximidade ou não do granito a norte do sector.

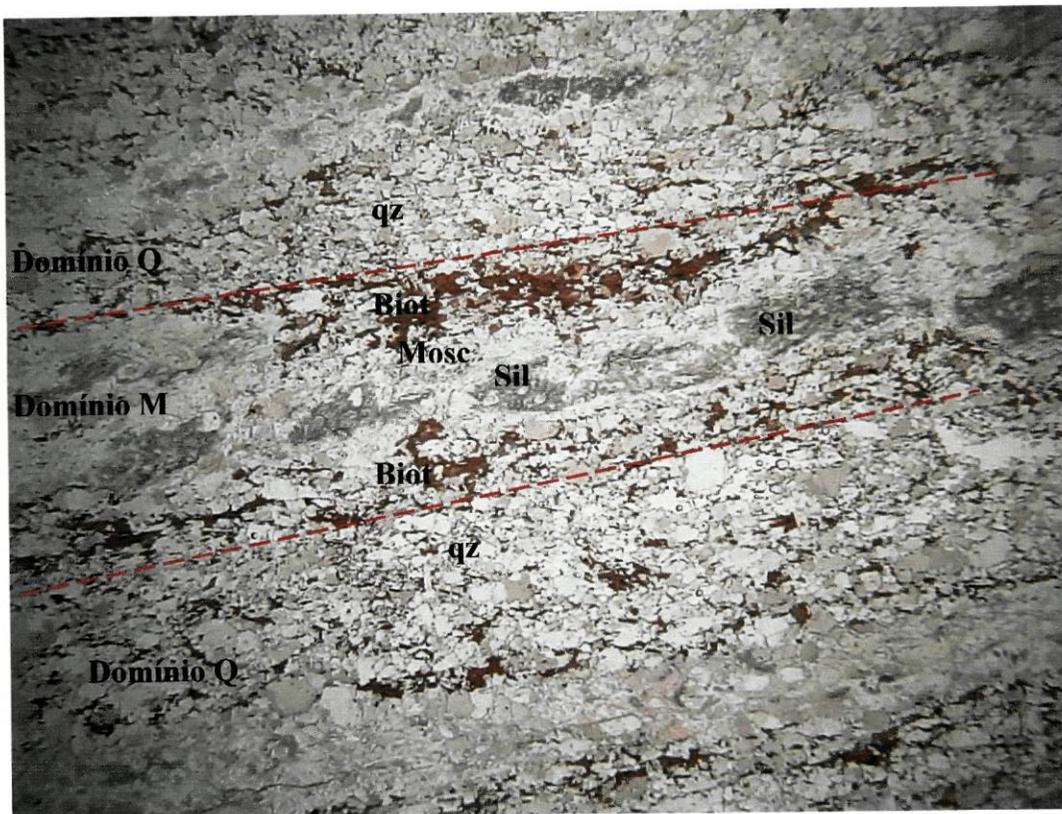


Fig. 5.4 - Amostra CHV 12n – LQF colhido nas proximidades do granito a norte e observado à lupa binocular. Apesar da recristalização tardia ter mascarado a foliação preexistente ainda é possível observar o bandado metamórfico marcado por domínios Q e M. As linhas vermelhas a tracejado marcam os limites de um domínio M com um domínio Q. As formas dos limites entre domínios é suave. As biotites concentram-se preferencialmente nesses limites, enquanto que as moscovites e em especial as silimanites, se encontram no núcleo do domínio M. Nos domínios Q observam-se biotites de forma irregular nos espaços intergranulares dos quartzos.

Nas proximidades deste granito, a textura dos LQF é granoblástica, resultado de uma forte recristalização dos minerais, nomeadamente moscovites e biotites que crescem em grandes placas sem orientação preferencial sobre uma foliação preexistente, mascarando-a. Associada às zonas micáceas, em especial às moscovites e andaluzites,

desenvolvem-se agregados fibrorradiados de silimanite (fig. 5.4 e fig. 5.5). As andaluzites desenvolvem-se também nas zonas micáceas definindo alinhamentos paralelos que podem corresponder à foliação anterior. Ocorrem dois tipos de andaluzites: uma que se encontra corroída por moscovites e silimanite (fibrolite) (fig. 5.5) e outra alongada que apresenta uma fracturação (clivagem) tipo “pele de crocodilo” e pode ainda ser pleocroica (fig. 5.6). Associadas às andaluzites estão as cordierites de forma anédrica e com inclusões de quartzo e de biotite.

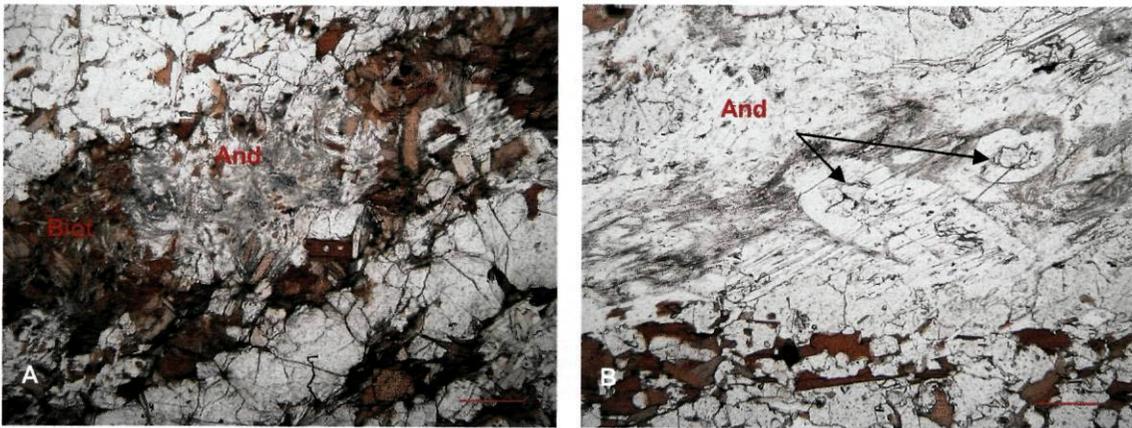


Fig. 5.5 - **A** – Amostra CHV 12BP – andaluzite substituída por fibrolite, num domínio M, marcado por biotites sem orientação preferencial. **B** – Amostra CHV 12BP – Moscovite com restos de andaluzite no seu interior. Fibras de silimanite (fibrolite) crescem no seio da mesma moscovite (escala: a barra vermelha corresponde a 200 μ).

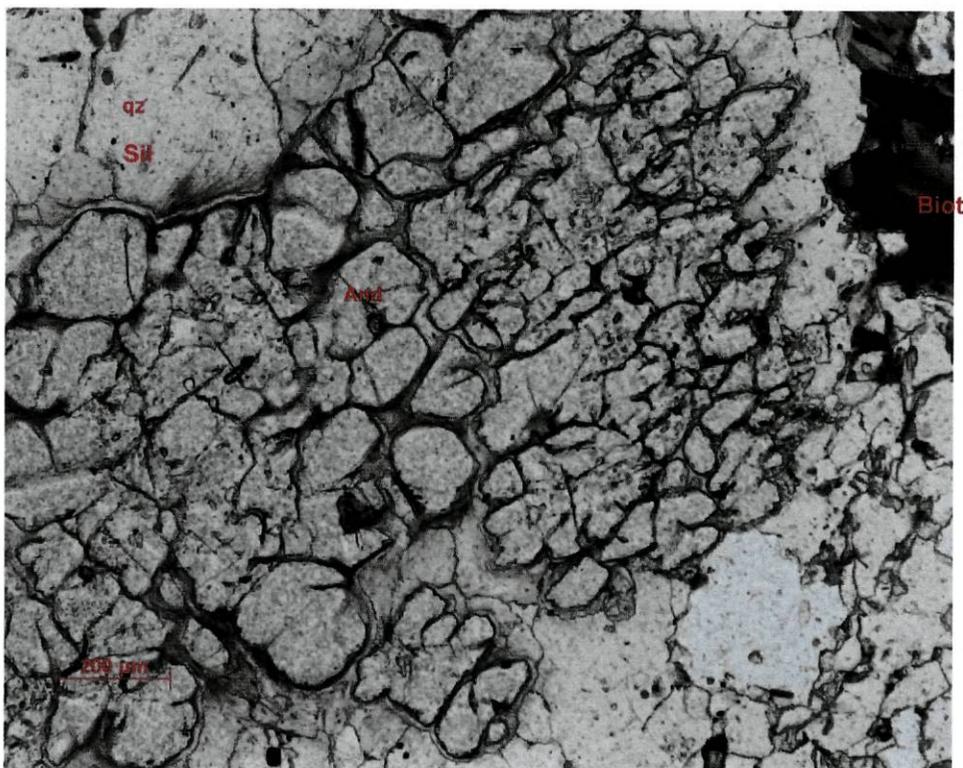


Fig. 5.6 - Amostra CHV 35 – Andaluzite com clivagem “pele de crocodilo”. Presença de silimanite (fibrolite) no contacto da andaluzite com o cristal de quartzo. A biotite apresenta indícios de cloritização.

Ao contrário da moscovite, a biotite ocorre tanto nas bandas quartzosas como nas bandas micáceas, embora apresentem aspectos diferentes (fig. 5.4). Nas zonas micáceas, a biotite desenvolve grandes dimensões, não tem orientação preferencial e nalguns casos, agregam-se em grupos. Localizam-se preferencialmente no contacto com os níveis mais quartzosos e ainda junto aos filonetes de quartzo. As biotites das zonas quartzosas são muito mais pequenas e crescem nos espaços intergranulares dos quartzos. Esta diferença de tamanho nos diferentes domínios sugere que as biotites de maiores dimensões cristalizaram após a formação do bandado metamórfico, desenvolvendo dimensões condicionado por esse bandado pré-existente.

Nos LQF estudados que estão mais afastados do granito a norte, do ponto de vista morfológico, apresentam uma foliação menos penetrativa, caracterizada por um bandado metamórfico com microlithons (domínio Q) e domínios de clivagem (domínio M) paralelos definindo uma clivagem de fractura (disjunctiva). Estes domínios têm características texturais e mineralógicas distintas: um domínio de textura lepidoblástica (domínio M), predominantemente composto por moscovite e biotite e outro domínio granoblástico (Q) (constituído essencialmente por quartzo e feldspatos) a granolepidoblástico. Nos domínios M (lepidoblásticos), as moscovites predominam relativamente às biotites e localizam-se no centro. Ocorre ainda uma moscovite mais tardia, que se orienta segundo os eixos da crenulação. As biotites são tardias e crescem preferencialmente no contacto dos diferentes domínios e dos filonetes de quartzo. A biotite pode apresentar-se cloritizada por processos de retrometamorfismo. Desenvolvem-se ainda moscovites e biotites de maiores dimensões sem orientação preferencial. Concentram-se nos domínios M minerais acessórios como apatites e zircões. Nestes LQF não foram observadas silimanites, nem andaluzites.

A foliação principal (S_n) é marcada pelas moscovites e está ondulada por uma crenulação, cujas charneiras podem ser preenchidas por biotite, enquanto que uma moscovite tardia que se orienta paralelamente aos eixos de crenulação. Observa-se ainda em alguns domínios granolepidoblásticos, a existência de uma foliação precoce (S_{n-1}) marcada por moscovites. Existem micas de maiores dimensões que apesar de estarem a marcar foliações não são contemporâneas das mesmas. São consideradas miméticas, ou seja, nuclearam e cresceram numa fábrica previamente orientada que era rica nos elementos que lhe deram origem (fig. 5.7).

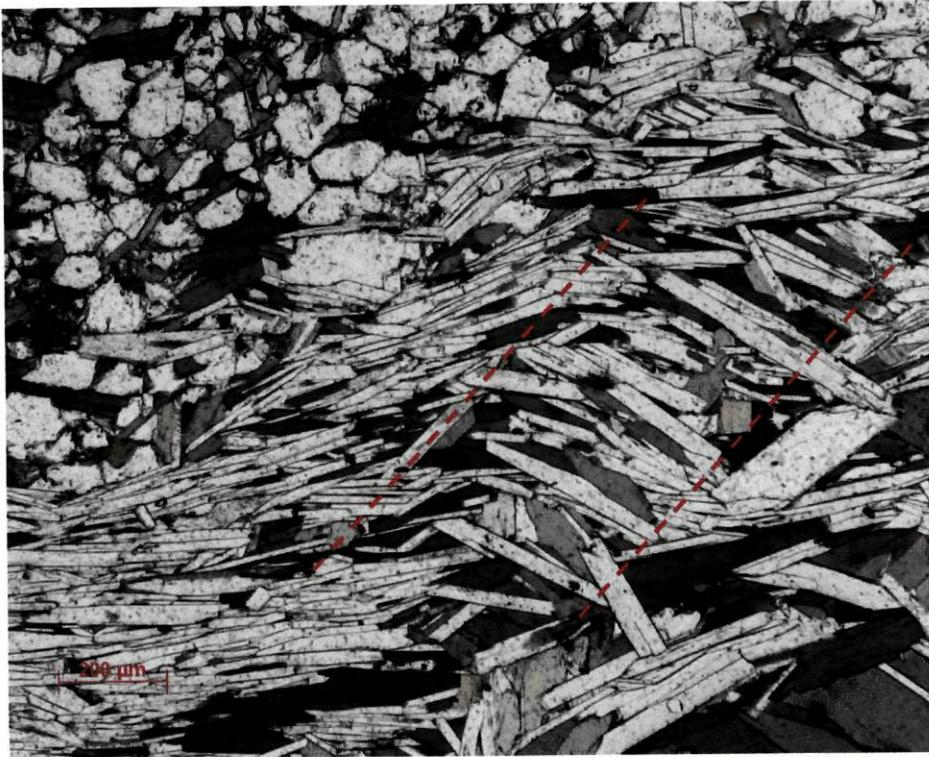


Fig. 5.7 - Amostra CHV 26 – Micas tardias não deformadas que se desenvolveram mimeticamente sobre uma foliação crenulada preexistente, definindo arcos poligonais. As biotites cresceram nas charneiras das microdobras e algumas moscovites alongam-se paralelamente ao eixo de crenulação, assinalado pelo tracejado a vermelho.

Independentemente da distância ao granito (de Chaves) a norte, os LQF podem conter moscovites com intercrescimentos de biotite.

Micaxistos

Foram colhidas amostras de micaxistos nas duas unidades e tal como os LQF, apresentam um bandado metamórfico, embora menos desenvolvido, distinguem-se das litologias anteriores pelo seu maior teor micáceo. Os micaxistos das duas unidades apresentam características diferentes apesar de terem a mesma natureza litológica.

As texturas dos micaxistos da unidade NE variam entre um carácter porfirogranoblástico (fig. 5.8) e um carácter porfirolepidoblástico, a norte junto ao granito e um carácter granolepidoblástico (fig. 5.9) a sul junto ao contacto com a unidade SW.

Nos micaxistos da unidade NE, quando a textura é porfirogranoblástica, observa-se uma blastese tardia de biotite sem orientação sobreposta a uma textura porfiroblástica de andaluzite e moscovite preexistente (fig. 5.8). Esta textura deve-se às proximidades do granito a norte responsável por uma recristalização muito intensa dos

minerais que desenvolveram grandes dimensões e deixaram de estar orientados, acabando por apagar a foliação prévia sobre a qual estes minerais cresceram.

Ainda na mesma unidade, mas para micaxistos cuja textura é porfirolepidoblástica, em locais mais afastados do granito, a foliação ainda se encontra preservada. É uma foliação contínua, segundo a classificação morfológica, e S_n está marcada pela moscovite, que predomina relativamente à biotite e define os níveis mais lepidoblásticos. A biotite desenvolve-se preferencialmente nos contactos com os filonetes de quartzos e pode mesmo marcar eixos de crenulações. A biotite é pós- S_n e sofre, nalguns, casos cloritização.



Fig. 5.8 - Amostra CHV 19n – Textura porfirogranoblástica blastese tardia de biotite sem orientação sobreposta a uma textura porfiroblástica de andaluzite preexistente (lupa binocular) (LN).



Fig.5.9 - Amostra CHV 20n – Bandado metamórfico com textura granolepidoblástica (escala: a barra vermelha corresponde a 200 μ)

Nos micaxistos da unidade NE, ocorrem dois tipos de andaluzites: uma andaluzite poicilítica contornada por S_n e andaluzite mais tardia de maiores dimensões com pleocroísmo que crescem sem orientação, sobreposta a S_n (fig. 5.10). A silimanite cresce em agregados fibrorradiados a partir do núcleo dos minerais, nomeadamente, de moscovite e de andaluzite (fig. 5.11), substituindo-os.

No limite sul da unidade NE, próximo do contacto com a unidade SW, a textura dos micaxistos estudados é granolepidoblástica, morfológicamente a foliação é espaçada com domínios Q e M bem definidos e sem crenulações nos microlithons, designando-se como uma clivagem de fractura. A relação entre domínios é paralela. A foliação S_n é, de um modo geral, marcada por moscovites, com biotites miméticas que crescem segundo a foliação. Estas biotites desenvolvem-se preferencialmente nos contactos dos domínios M com os domínios Q. S_{n-1} quando ocorre é marcada pela moscovite.

Os minerais acessórios encontrados foram apatite, turmalina e opacos, associados aos domínios lepidoblásticos.

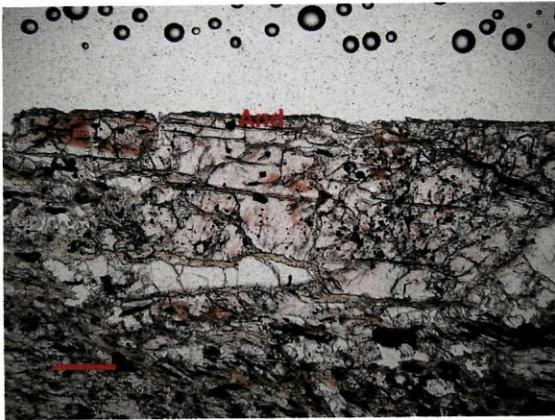


Fig. 5.10 - Amostra CHV 17B - Andaluzite pleocroica.

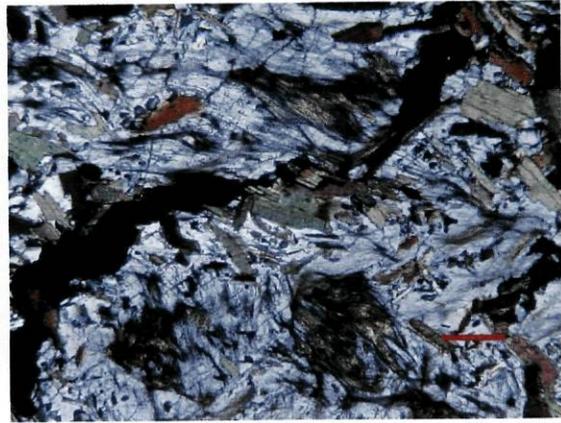


Fig. 5.11 - Andaluzite com agregados fibrorradiados de silimanite e inclusões de moscovites e biotites.

Nos micaxistos da unidade SW há a assinalar, como grandes diferenças relativamente aos micaxistos da unidade NE, a ausência de silimanite e a presença de porfiroblastos de grandes dimensões, nomeadamente, de granadas pós- S_n . As texturas observadas nos micaxistos, estudados na unidade SW, variam entre a porfirolepidoblastica (amostras colhidas nas fragas designadas por Mx no mapa da fig. 4.7) e a granolepidoblástica. Os micaxistos de textura porfirolepidoblastica têm uma foliação contínua de grãos grosseiros, enquanto que os micaxistos de texturas granolepidoblásticas, apresentam uma clivagem de fracturação, cujos domínios Q e M podem ser paralelos ou anastomosados. As foliações são marcadas pelas moscovites. S_n é predominante, embora possam ocorrer alguns domínios nas lâminas estudadas, onde se observe S_{n-1} . S_{n+1} é marcado por moscovites mais tardias que se orientam segundo os eixos de crenulação que dobram as foliações anteriores.

Os porfiroblastos são de andaluzite, granadas e biotites e são sin- S_{n+1} a pós- S_{n+1} . As andaluzites são fortemente poicilíticas com foliação interna (S_i) marcada por inclusões de quartzo e opacos que acompanham a foliação externa (S_e) (fig. 5.12). Estas andaluzite encontram-se rodadas pela S_n por reactivação tardia (sin- D_{n+1}) e estão, em alguns casos, sericitizadas. Ocorrem biotites tardias, de grandes dimensões e sem orientação preferencial que crescem sobre as andaluzites e chegam mesmo a substituí-las por completo. Nos contactos entre domínios Q e M desenvolvem-se agrupamentos de biotites de maiores dimensões que crescem segundo S_n , embora sejam posteriores

(mimetismo). Observa-se ainda casos de cloritização das biotites num processo de retrometamorfismo.

Os filonetes de quartzo podem apresentar, junto aos seus bordos, clorites e biotites de pequenas dimensões nos bordos dos cristais de quartzo.

Como minerais acessórios destaca-se a turmalina dissimuladas pelos domínios M da rocha.

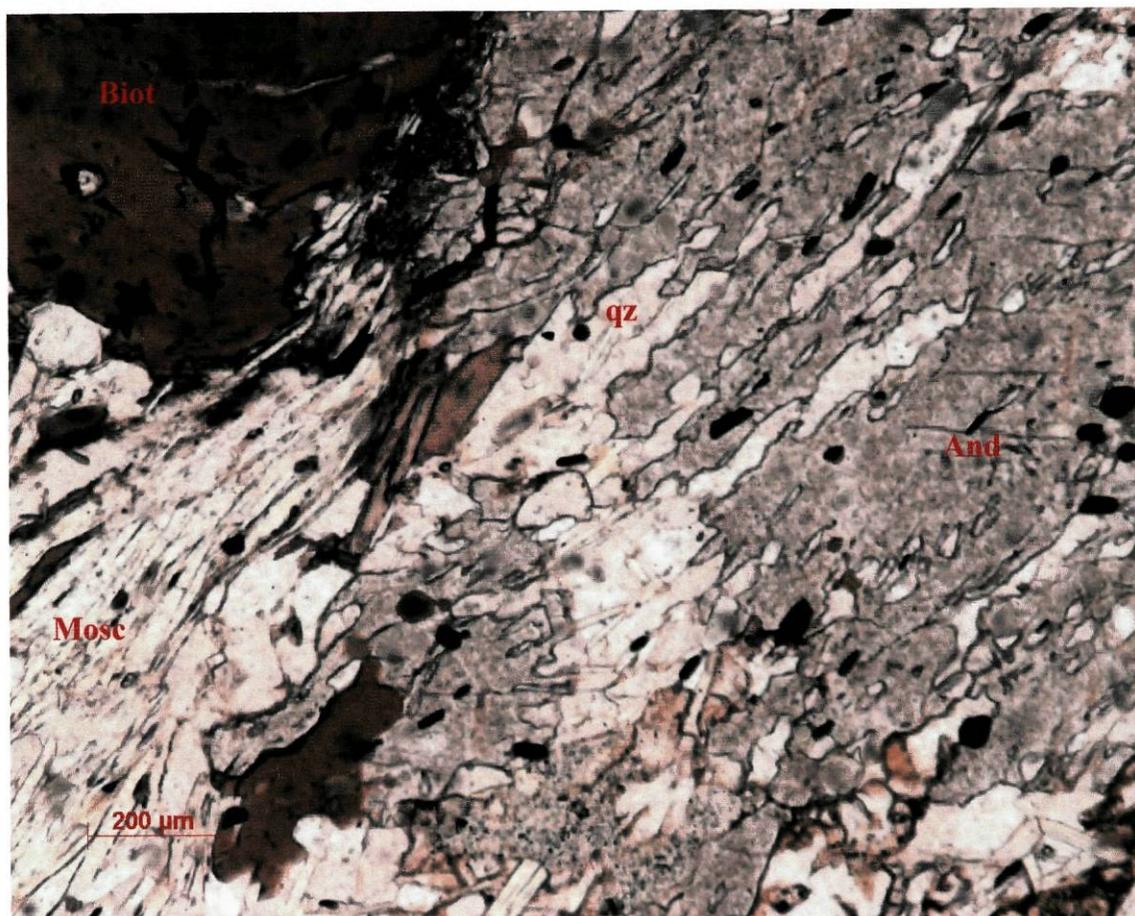


Fig. 5.12 Amostra CHV 25 – As andaluzites poicilíticas com foliação interna (S_i) marcada por inclusões de quartzo e opacos que acompanham a foliação externa (S_e) marcada pela moscovite.

Quartzofilitos

Os quartzofilitos são das litologias estudadas, as mais ricas em quartzo, sendo a sua textura resultado da diferenciação metamórfica que originou os domínios quartzoso (Q) mais espessos e domínios lepidoblásticos (M) mais finos. A predominância de quartzo, a escassa presença de feldspatos e a espessura da banda quartzosa são as características que a vão diferenciar das outras litologias descritas até aqui.

Foram observados quartzofilitos nas duas unidades. Os quartzofilitos da unidade NE distinguem-se dos da unidade SW pela presença de silimanite e andaluzite exclusivas e por uma maior desordem na orientação dos minerais devido a uma recristalização tardia, observada nas proximidades do granito a norte.

A textura dos quartzofilitos estudados na unidade NE é porfirogranoblástica a granolepidoblástica. Nesta unidade nas proximidades do granito a norte, a recristalização foi mais intensa, desenvolvendo-se biotites e moscovites sem orientação, mascarando a foliação preexistente. Ainda na unidade NE, mas nas vizinhanças do contacto com a unidade SW, os fenómenos de recristalização não foram tão intensos, e não apagaram as foliações prévias. Estas foliações podem classificar-se como clivagens de fractura anastomosadas (fig. 5.13), sendo frequentes os “microlithons” que preservam o S_{n-1} , marcado por moscovites (fig. 5.14). S_n é igualmente marcado por moscovites. Paralelamente aos eixos de crenulação crescem moscovites e biotites tardias. Nas charneiras dessas crenulações depositam-se cristais de biotite que chegam a marcar, nalgumas amostras, uma foliação S_{n+1} . Nestes casos, observa-se ainda que S_{n+1} roda andaluzites que lhe são anteriores (fig. 5.15).

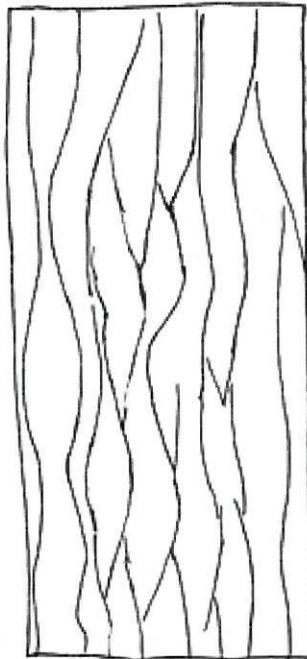


Fig. 5.13 - Amostra CHV 28 – Representação esquemática da foliação S_n com carácter anastomosadas (lâmina polida).

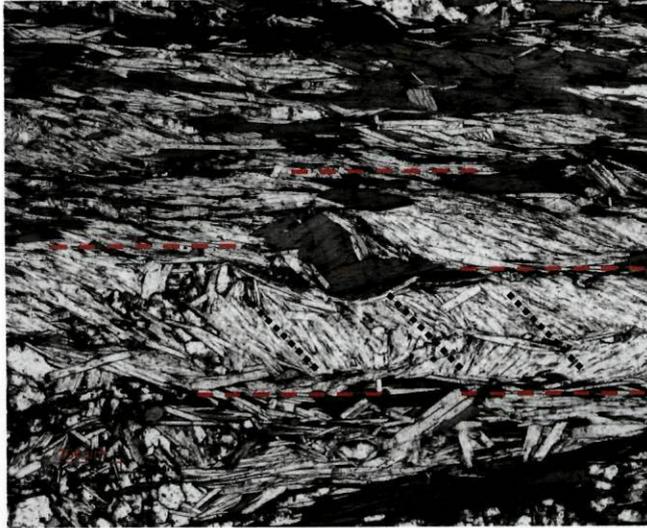


Fig. 5.14 - Amostra CHV 27 – Domínio M de uma quartzofilito, onde se observa uma clivagem de crenulação marcada por duas foliações: S_{n-1} (linhas pretas) e S_n (linhas vermelhas). A moscovite está orientada segundo as duas foliações, enquanto que a bitotite, mais tardia, alinha-se preferencialmente segundo S_n .

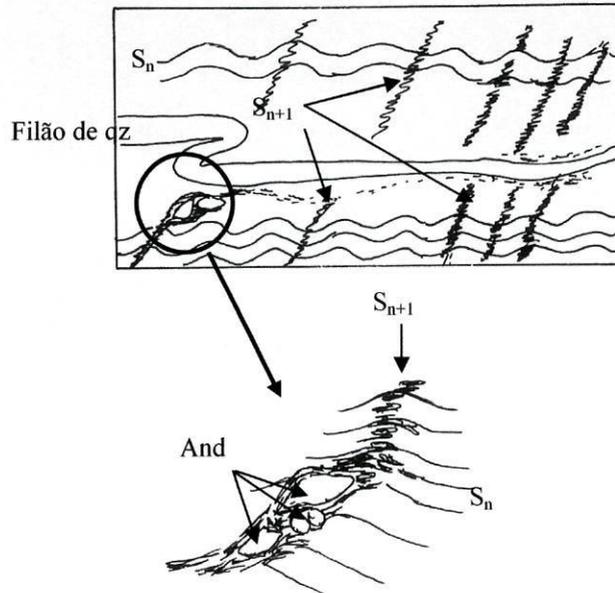


Fig. 5.15 - Amostra CHV 16A – Esboço da lâmina polida. Quartzofilito atravessado por um filonete de quartzo afectado pela deformação D_n crenulada por D_{n+1} . Nas charneiras dessas crenulações depositam-se cristais de biotite que chegam a marcar S_{n+1} . S_{n+1} roda andaluzites que lhe são anteriores.

Os veios de quartzo podem apresentar-se bodinados e no contacto com o encaixante desenvolvem-se biotites que também crescem nos contactos dos domínios lepidoblásticos com os domínios granoblásticos.

Os quartzofilitos estudados na unidade SW são texturalmente semelhantes aos seus homólogos da unidade NE, mais afastados do granito a norte. Apresentam clivagens de fractura anastomosadas e as foliações S_{n-1} e S_n marcadas por moscovites. Estes quartzofilitos são constituídos essencialmente por quartzo, moscovites e biotites. As biotites apresentam, nalguns casos evidências de cloritização.

Xistos cinzentos

Observou-se apenas uma amostra de xisto cinzento (fig 5.16). Esta amostra apresenta uma textura lepidoblástica com porfiroblastos dispersos totalmente moscovitizados (fig. 5.17 - C). Morfologicamente, pode designar-se a foliação desta amostra, por clivagem de crenulação, distinguindo-se uma foliação S_n crenulada marcada por moscovites (fig. 5.17 - A, B e D) e uma foliação S_{n+1} marcada por moscovites, matéria orgânica (fig. 5.17 - D), biotites e por hidróxidos. Observa-se uma moscovite tardia de maiores dimensões que se desenvolve mimeticamente sobre os flancos das microdobras (fig 5.16). A matéria orgânica é abundante na amostra e está alinhada nos eixos de crenulação definindo S_{n+1} (fig. 5.17 - A, B e D). A biotite é mimética e cresce sobre as foliações preexistentes. Esta pode ainda ocorrer em agregados, estando-lhe associadas concentrações de óxidos e hidróxidos ainda mais tardios. Existem aglomerados de quartzo muito escassos, disseminados pela rocha.

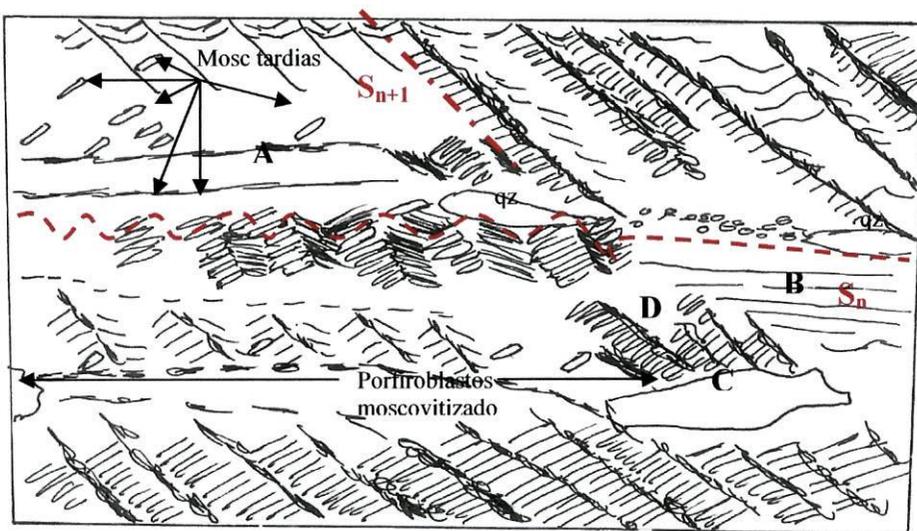


Fig. 5.16 - Amostra CHV 21 – Esboço da amostra estudada de xisto cinzento. Evidencia-se a clivagem de crenulação com S_n crenulada e formação de S_{n+1} . A, B, C e D localização dos aspectos retratados nas fotos da fig. 5.17.

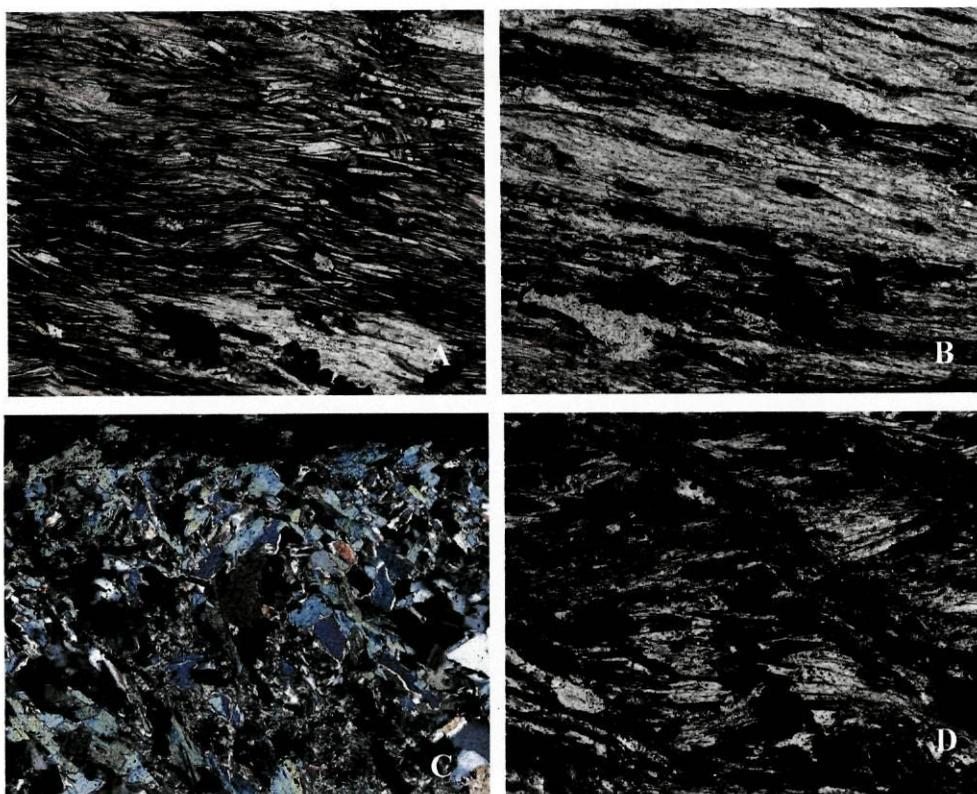


Fig. 5.17 - Fotos de pormenores do esboço desenhado da lâmina anterior. A – S_n crenulada marcado por moscovites. Deposição de hidróxidos e desenvolvimento de moscovites miméticas nas charneiras. Na foto em baixo, matéria orgânica alinhada segundo S_n ; B – S_n menos crenulada marcada por moscovite. A matéria orgânica alinha-se segundo S_n ; C – Porfiroblasto moscovitizado. As moscovites não apresentam orientação preferencial; D – Crenulação mais intensa de S_n , com desenvolvimento de S_{n+1} marcado pela matéria negra, paralela ao eixo das microdobras. Biotites miméticas sobre S_n .

Rochas calcossilicatadas

Esta rocha apresenta um grande número de aglomerados de anfíbolos fibrorradiados (tremolítica-actinolítica), individualizáveis a olho nu. Estes agrupamentos de anfíbolos, resultam de uma cristalização pós-cinemática e apresentam uma textura em rosetas, desenvolvendo-se sobre uma matriz microcristalina constituída essencialmente por quartzo e plagioclase albítica (fig. 5.18). Observam-se ainda opacos xenomórficos e algum epídoto com birrefringência elevada e cor esverdeada. Encontram-se também algumas biotites, embora mais raras. Ao contrário das rochas com mineralogia semelhante descritas por Noronha (1976) (1983) e por Ribeiro (1998), não foram observadas, nas lâminas estudadas, vestígios de granadas ou de clinozoisite, o que não invalida que estas não possam existir, ou vir a ser descobertas em futuras amostras.

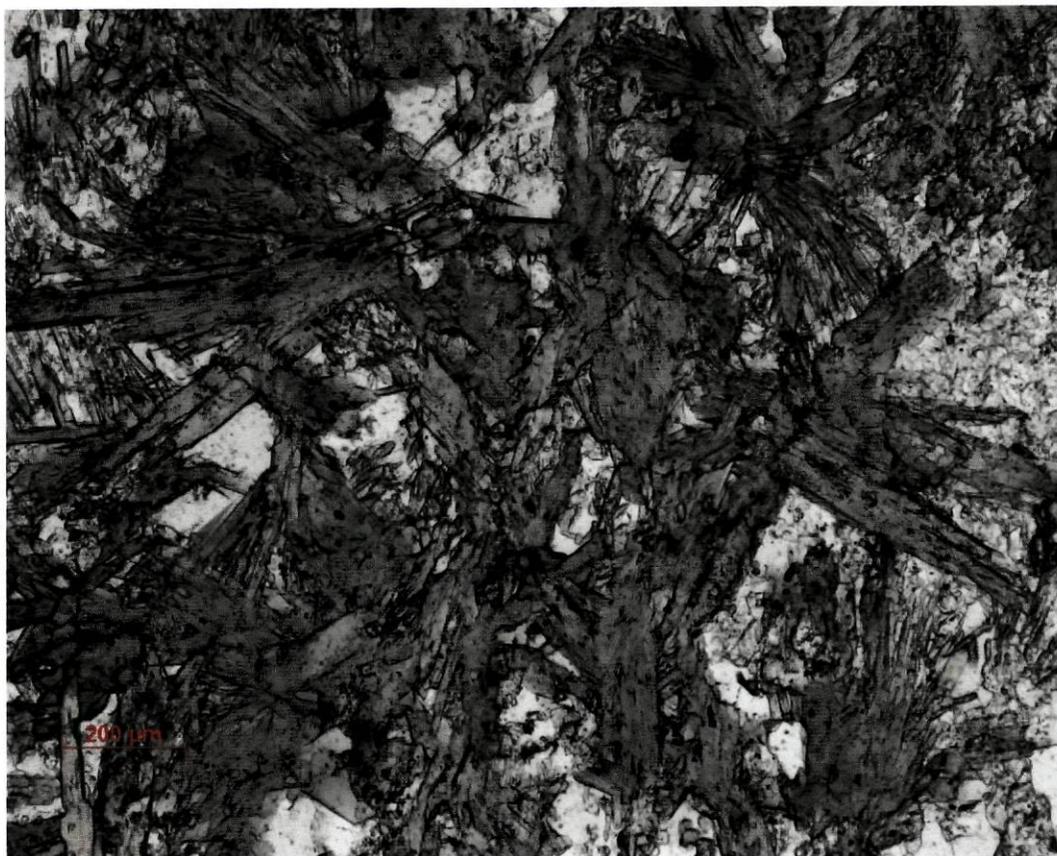


Fig. 5.18 - Amostra CHV 34 – Anfíbolas fibrorradiadas (tremolítica-actinolítica) com textura em rosetas.

Segundo Ribeiro (1998), as rochas calcossilicatadas que observou caracterizavam-se, à semelhança dos LQF, por um bandado quartzo-feldspático alternado com um bandado rico em anfíbolas, epídoto e clinozoisite, por vezes com algumas granadas de pequena dimensão. Este último bandado teria ainda presente calcite como mineral de alteração.

Noronha (1976) (1983) considera estas litologias como um termo que varia entre metagrauvaques quartzíticos e metarenitos quartzíticos onde a matriz seria inicialmente uma lama carbonatada, afastando assim a hipótese de serem “Skarns”. Refere ainda as diferentes descrições e significados atribuídas por vários autores, nomeadamente por Arribas (1979) que as considera como correspondendo a rochas piroclásticas com cimento carbonatado. Em contrapartida, Ribeiro (1998), sugere a possibilidade de o protólito destas rochas calcossilicatadas corresponder a litologias vulcano-sedimentares com contributo vulcânico de composição mais cálcica do que a das rochas LQF, com as quais estão intercaladas. Assim sendo, não haveria necessidade de um cimento carbonatado. Por outro lado, ainda segundo este autor, a diferenciação metamórfica posterior poderia ter acentuado as diferenças mineralógicas entre as rochas LQF e as rochas calcossilicatadas.

5.3 - Relações de deformação-blastese

As amostras dos metassedimentos, colhidos de cada uma das unidades em estudo, apresentam vários estádios de desenvolvimento da clivagem de crenulação (Bell e Rubenach, 1983) que variam entre o estádio 1 e o 4. Das foliações observadas destaca-se a foliação principal (S_n), correspondente a S_2 . Esta foliação é frequentemente crenulada pela fase D_3 que pode gerar uma foliação S_{n+1} , equivalente a S_3 . Por vezes, observam-se “microlithons” onde uma foliação S_{n-1} (S_1) está preservada. Nas proximidades do granito a norte, na unidade NE, as foliações são mascaradas por uma recristalização intensa. As litologias das duas unidades são caracterizadas, de um modo geral, por um bandado metamórfico.

O bandado metamórfico, nas duas unidades, resulta de processos de dissolução por pressão e segregação lateral que actuaram durante o metamorfismo progressivo e, levaram à diferenciação em zonas micáceas e ricas em matéria orgânica e em zonas quartzosas ou quartzofeldspáticas. Esta diferenciação confere às rochas um aspecto listrado, mais marcado nas litologias da unidade NE, mais ricas em quartzo e feldspatos, do que na SW, mais argilosa, e está associada à fase tangencial D_n (D_2), uma vez que os processos de dissolução ocorrem localmente em zonas afectadas por uma componente importante de “shear strain” (Bell et al., 1986; Bell & Cuff, 1989). Estes processos verificaram-se sobretudo nas fases anteriores ao pico térmico que se atingiu ante a sin D_{n+1} , correspondendo à fase D_3 (Ribeiro, 1998).

Tal como nos sectores estudados por Noronha, 1983, Pereira, 1987 e Ribeiro 1998, o metamorfismo regional corresponde a um metamorfismo progressivo, cujo pico térmico foi condicionado pela granitização e instalação dos granitos de duas micas sintectónicas. O pico térmico irá variar consoante o nível estrutural, assim sendo, nos níveis estruturais mais baixos, o pico será contemporâneo da granitização, enquanto que o seu efeito sentir-se-á mais tarde nos níveis superiores, aquando da subida e instalação dos granitos sintectónicos, mantendo-se o paralelismo das isógradas.

Na unidade NE, foi referida uma reorganização mineralógica posterior às foliações que chegou mesmo a apagá-las, situação igualmente observada por Diaz Garcia (1991), na “Área Esquistosa de Galicia Central (AEGC) e por Ribeiro (1998) na unidade de Cubo do Domínio Estrutural de Carracedo (DEC). Diaz Garcia explica que esta recristalização resulta de uma evolução metamórfica progressiva em temperatura,

nos níveis mais altos e é no pico térmico do metamorfismo que as rochas de mais alto grau sofrem a tal reorganização que irá apagar as foliações preexistentes.

As relações deformação-blastese, como vimos, permitem-nos estabelecer a idade relativa do metamorfismo regional enquanto que com as associações minerais podemos avaliar as condições P-T de metamorfismo.

De uma forma resumida podemos dizer que, os porfiroblastos de andaluzite são precoces relativamente à silimanite e precedem a recristalização micácea, tendo um carácter sin a tardi-cinemático, enquanto que a presença de granada evidencia um controlo litológico bem marcado, resultando de uma blastese tardia, pós-cinemática.

A ocorrência de andaluzite considera-se característica de um metamorfismo de baixa pressão. Neste tipo de metamorfismo, a andaluzite ocorre nas zonas de mais baixa temperatura enquanto que a silimanite ocorre nas de mais altas temperaturas (Miyashiro, 1973). A presença de andaluzite indicaria temperaturas superiores a 400° C (Winkler, 1976).

A associação andaluzite-fibrolite, sugere condições próximas do limite de estabilidade destes dois minerais. A estimativa das condições petrogenéticas do metamorfismo são muito variáveis se tivermos apenas em conta os campos de estabilidade dos polimorfos de Al_2SiO_5 , assim, segundo Richardson et al, 1969, esta associação de minerais indicaria $P < 5,5 \text{ Kb}$ e $T > 622^\circ \text{ C}$, enquanto que para Holdaway, 1971, as condições de pressão e temperatura seriam mais baixas, $P < 3,5 \text{ Kb}$ e $T > 500^\circ \text{ C}$ (fig. 5.19).

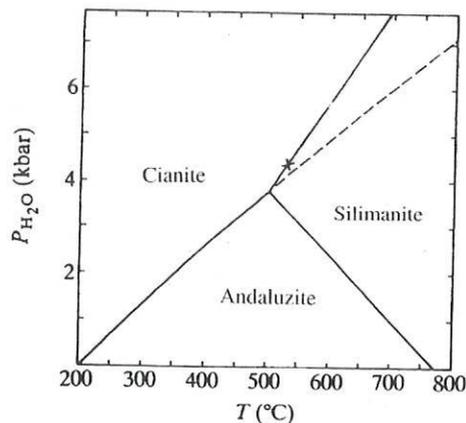


Fig. 5.19 - Diagrama de fases para os polimorfos aluminossilicatados (segundo Holdaway, M. J., 1971, Amer. J. Sci., 271, 97-131). X marca o ponto triplo segundo Bohlen et al., 1991 (Zussman, 1992).

A pressão necessária para a formação de granada – almandina depende da composição da rocha, nomeadamente da razão $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg^{2+}$, e quanto mais baixo for o valor desta razão, maior será a pressão necessária. Quando a almandina surge sem estar associada à cordierite, indica pressões superiores a 4 Kb a uma temperatura da ordem dos 500° C (Winkler, 1976).

Em função do que foi dito, chegam-se a valores como os que foram descritos por Noronha, 1983, em que a pressão é da ordem dos 3,5 a 4 Kb e a temperatura da ordem dos 500° C.

Por outro lado, Sousa, 1971, afirma que a presença simultânea de andaluzite-silimanite é indicadores de valores de P entre os 3 a 6 Kb e T entre os 590 a 640° C. Mas como a presença de cordierite corresponde a uma forma estável na zona da andaluzite, o intervalo fica mais estreito e reduz-se a valores de P entre os 2,5 a 4 Kb e T 610° a 640° C.

Por sua vez, Martínez et al., 1988, sugere, para a área que estudou, que foi correlacionada com a unidade de Cubos (Ribeiro, 1998), pressões semelhantes, da ordem dos 3 a 4 Kb e temperaturas de 600° a 650° C. Este autor refere a existência de domos térmicos, coincidindo em geral com antiformas, verificando-se uma reacção contínua com cristalização de estauroilite e granada seguida de andaluzite, silimanite e biotite. Desta sequência, concluiu-se ter havido um aumento de temperatura em condições grosseiramente isobáricas, verificando-se nos últimos estádios as condições de pressão e temperatura acima mencionadas que corresponderiam ao pico do metamorfismo.

Beetsman, 1995, refere que na ZCI é frequente observar-se a associação mineralógica composta por andaluzite – silimanite – biotite – cordierite sin-D3 e corresponde a uma evolução metamórfica progressiva das condições P-T, entre 3 a 4,5 Kb e 660 a 680° C.

Concluindo, a associação mineralógica (andaluzite – silimanite – biotite – moscovite - cordierite) observada na unidade NE permite estabelecer uma evolução metamórfica cujas condições P-T, são semelhantes às condições observadas pelos autores acima referidos, ou seja, a pressão e a temperatura variam entre os 3 e os 4,5 Kb e os 600 e os 680° C. Na unidade SW, a cordierite e a silimanite não se observam, sendo a paragénese constituída essencialmente por andaluzite – granadas – biotites – moscovites. Desta assembleia mineral, podemos, com base no que foi acima referido, inferir que a evolução metamórfica, nesta unidade se processou sob condições P-T, da

ordem dos 3,5 a 4 Kb e dos 500° C. As duas unidades apresentam condições de pressão semelhantes, no entanto, a unidade NE foi sujeita a condições térmicas mais elevadas que a unidade SW, devido à instalação do granito a norte e de várias apófises graníticas no seio dos seus metassedimentos.

5.4 - Mineralogia e química mineral

A presença de determinada paragénese permiti-nos, como já foi referido, avaliar analiticamente as condições P-T do metamorfismo. No entanto, petrograficamente não é possível distinguir diferentes espécies de uma família de minerais, como por exemplo, as moscovites, biotites e granadas. Duas biotites, por exemplo, podem distinguir-se consoante a sua natureza química. Deste modo, uma biotite com determinada composição química terá um significado geológico diferente de outra biotite com outra composição. E este princípio pode ser aplicado a outros minerais, como as micas brancas, granadas, etc.

Assim, após o estudo petrográfico seleccionaram-se algumas amostras para se proceder às análises mineralógicas à microsonda.

Das amostras colhidas apenas foi possível analisar uma única amostra da unidade SW. De referir ainda que, o grau de alteração dos afloramentos na unidade SW é mais intensa que na NE, daí terem sido colhidas menos amostras na unidade meridional, pois os dados sairiam comprometidos.

Foram analisadas biotites e micas brancas de diferentes gerações e constatou-se que, independentemente da sua dimensão ou cronologia, os cristais analisados, nas diferentes amostras, se encontravam em equilíbrio para a mesma composição. Ou seja, a composição das micas é influenciada pelas condições metamórficas e pela associação mineralógica presente na amostra, por outras palavras, pelo quimismo geral da rocha.

A composição química geral das micas é $X_2Y_{4-6}Z_8O_{20}(OH,F)_4$, em que:

X é essencialmente K, Na ou Ca, mas também pode ser Ba, Rb, Cs, etc.

Y é essencialmente Al, Mg ou Fe mas também pode ser Mn, Cr, Ti, Li, etc.

Z é essencialmente Si ou Al mas também pode ser Fe^{3+} e Ti.

As micas podem ser subdivididas em classes **di-octaédricas** e **tri-octaédricas**, dependendo se o número de iões Y é 4 ou 6, respectivamente. E ainda, consoante a natureza do principal constituinte X, as micas dividir-se-ão em **vulgares**, quando X é predominantemente K ou Na, e **duras**, quando X é principalmente Ca. As outras subdivisões das micas vulgares dependem dos constituintes das posições X, Y e Z (Zussman e tal, 1992).

Segue-se um quadro onde se apresentam as fórmulas químicas aproximadas das micas e duas figuras (fig. 5.20 e 5.21) onde se descreve graficamente as principais variações na composição das micas.

As micas di como as tri-octaédricas apresentam um grande teor em água que pode chegar aos 4 a 5 por cento de H_2O^+ .

Quadro 5.2 Fórmula química aproximada das micas (Zussman e tal, 1992).

Di-octaédricas				
		X	Y	Z
Micas vulgares	Moscovite	K_2	Al_4	Si_6Al_2
	Paragonite	Na_2	Al_4	Si_6Al_2
	Glauconite	$(K,Na)_{1,2-2,0}$	$(Fe,Mg,Al)_4$	$Si_{7-7,6}Al_{1,0-0,4}$
Micas duras	Margarite	Ca_2	Al_4	Si_4Al_4
Tri-octaédricas				
		X	Y	Z
Micas vulgares	Flogopite	K_2	$(Mg,Fe^{2+})_6$	Si_6Al_2
	Biotite	K_2	$(Mg,Fe,Al)_6$	$Si_{6-5}Al_{2-3}$
	Zinvaldite	K_2	$(Fe,Li,Al)_6$	$Si_{6-7}Al_{2-1}$
	Lepidolite	K_2	$(Li,Al)_{5-6}$	$Si_{6-5}Al_{2-3}$
Micas duras	Clintonite	Ca_2	$(Mg,Al)_6$	$Si_{2,5}Al_{5,5}$

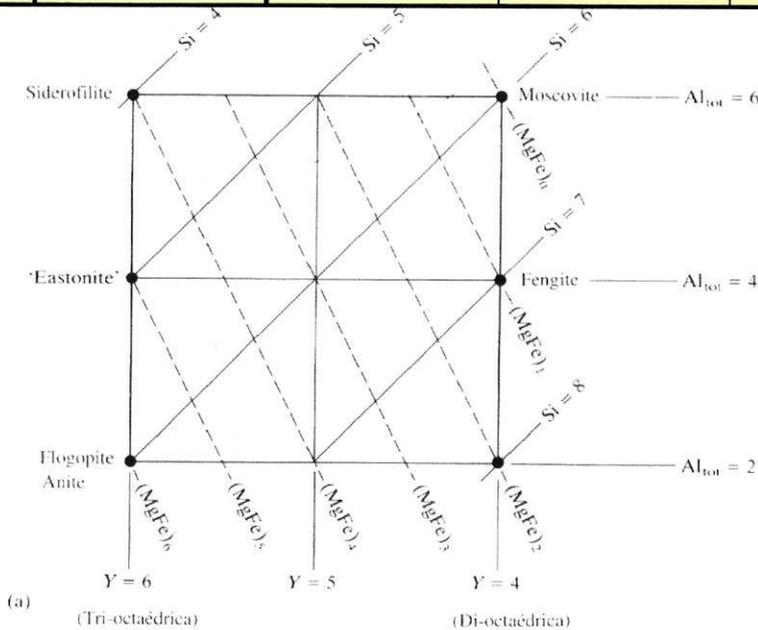


Fig. 5.20 - Principais variações nas composições das micas, mostrando-se, para cada uma, o número de posições octaédricas preenchidas (di-octaédricas, 4; tri-octaédricas, 6), e o número de átomos de Si, Al e M^{2+} por unidade de fórmula (Zussman e tal, 1992).

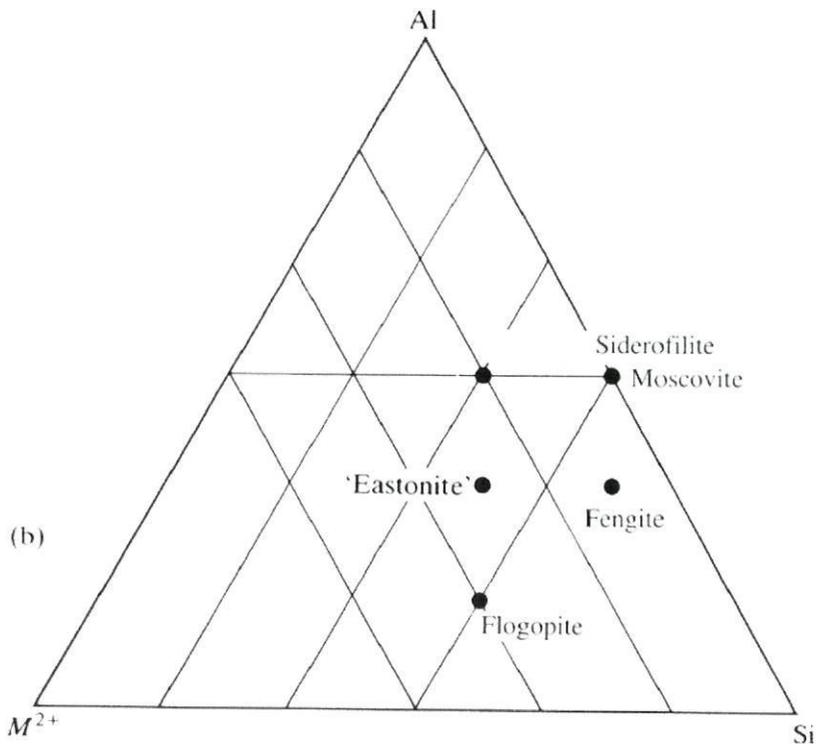


Fig. 5.21 - Um gráfico semelhante ao anterior, no qual se salientam as coordenadas triangulares Si, Al e M^{2+} (Zussman e tal, 1992).

Feita esta breve descrição das características principais das micas, resta-nos abordar biotites e as micas brancas em separado.

5.4.1. Biotites

As biotites são micas tri-octaédricas, consideradas como soluções sólidas de anite, rica em Fe, e flogopite, rica em Mg: $K_2(Mg,Fe^{2+})_6^{VI}(Si_6Al_2)^{IV}O_{20}(OH)_4$. De referir ainda, a substituição de (Mg,Fe) por Al, equilibrada nas posições tetraédricas, pela substituição de Si por Al, igualmente responsável pela variação na composição das biotites e que é designada por substituição tschermaquítica. Esta substituição conduz à formação de $K_2Fe_4Al_2Si_4Al_4O_{20}(OH)_4$ (siderofilite, actualmente designada por anite aluminosa) se rico em ferro, e $K_2Mg_4Al_2Si_4Al_4O_{20}(OH)_4$ (flogopite aluminosa) se rica em magnésio (fig. 5.22).

Adaptando o diagrama da fig. 5.22 para um diagrama Al^{VI} versus $Mg/(Mg+Fe)$, podemos projectar os dados obtidos nas análises às amostras colhidas no campo (fig. 5.23).

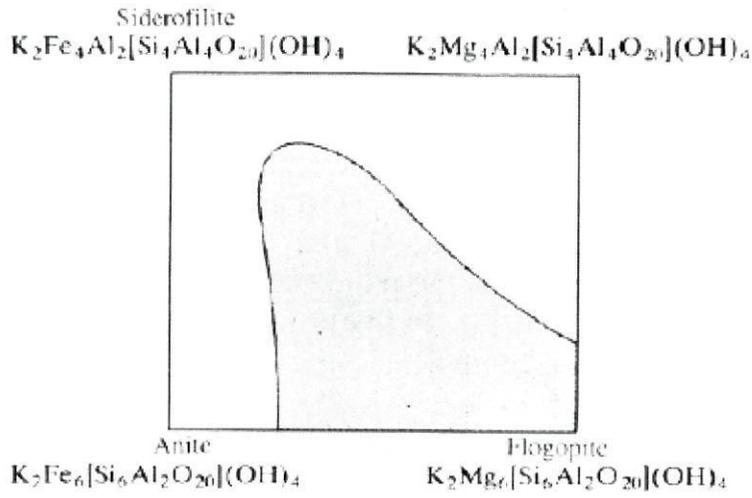


Fig. 5.22 - Principais componentes das composições químicas das biotites e o campo de ocorrência da maioria das biotites naturais (Zussman e tal, 1992).

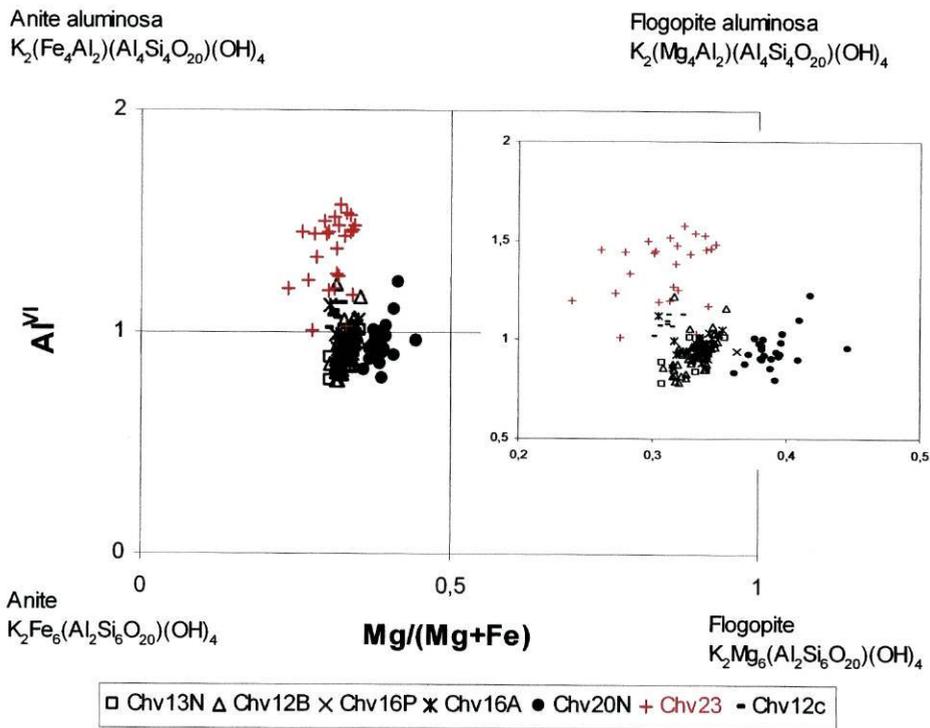


Fig. 5.23 - Diagrama Al^{VI} versus $Mg/(Mg+Fe)$, com a projeção das biotites, no plano de composição ideal, da unidade NE, com exceção da amostra CHV23, que pertence à unidade SW, (Guidotti, 1984).

É evidente no diagrama Al^{VI} versus $Mg/(Mg+Fe)$ que as biotites da unidade NE apresentam uma variação composicional essencialmente marcada pelo parâmetro $Mg/(Mg+Fe)$, sendo CHV23 mais rica em Al^{VI} .

Do diagrama Al^{VI} versus Al^{IV} (fig. 5.24), podemos concluir que CHV23 apresenta uma maior variação do Al^{VI} , tendo os teores mais altos, enquanto que as amostras da unidade NE têm uma maior constância, embora com valores mais baixos. Quanto aos teores em Al^{IV} , a tendência inverte-se, as amostras das duas unidades apresentam dispersão, embora bastante maior na amostra CHV23, tendo as amostras da unidade NE os teores mais elevados.

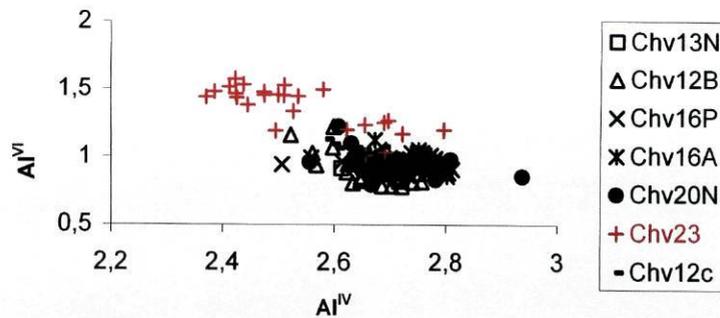


Fig. 5.24 - Diagrama Al^{VI} versus Al^{IV} , aplicado às biotites da unidade NE, com exceção da amostra CHV23, que pertence à unidade SW.

Comparando os dois diagramas anteriores, constata-se que as biotites com maior teor de Al^{VI} são as que têm menor $Mg/(Mg+Fe)$, pelo que os altos teores em Al^{VI} podem resultar de:

- substituição ferrishermaquítica, $(R^{2+})^{VI} + (Si^{4+})^{IV} = (Fe^{3+})^{VI} + (Al^{3+})^{VI}$ ou

- substituição dioctaédrica-trioctaédrica, $3(R^{2+})^{VI} = (Al^{3+})^{VI} + \square^{VI}$

(sendo $R^{2+} = Mg^{2+}$ ou Fe^{2+})

Da análise dos dois diagramas constata-se que as biotites de todas as amostras analisadas, num total de sete, apresentam uma composição no plano da biotite, deslocado para o pólo aluminoso. O carácter aluminoso é particularmente marcado na amostra CHV 23 (micaxisto andaluzítico ferruginoso), sendo importante desde já referir que esta amostra é a única das analisadas que pertence à unidade SW. Este facto aponta no sentido de um controlo litológico.

O estudo petrográfico efectuado confirmou a alteração meteórica nesta amostra, com ferruginização nos planos de foliação, que provavelmente condicionou o empobrecimento nos iões mais móveis (Ca, Na e K) e um enriquecimento em Fe, não homogéneo, pois quanto menor o teor em $Mg/(Mg+Fe)$ maior será o de Fe (fig. 5.25).

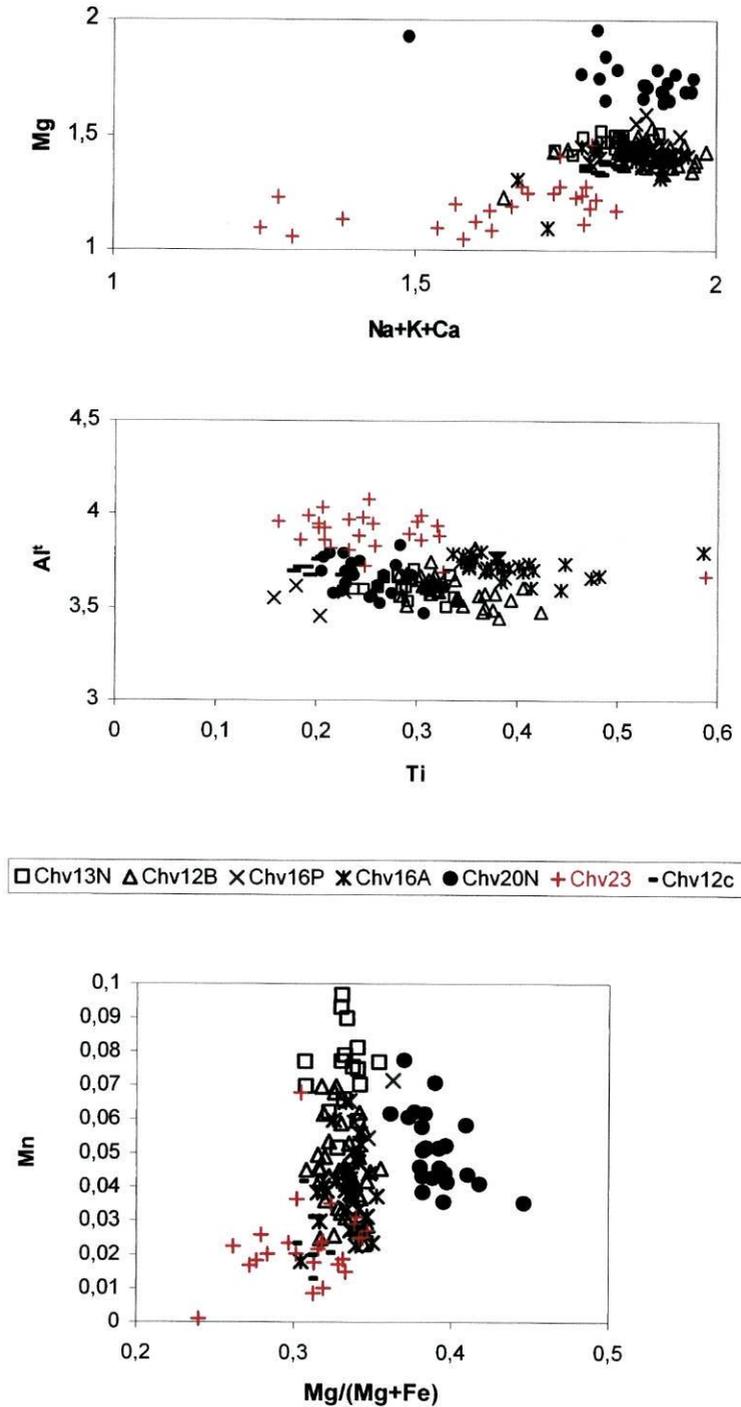


Fig. 5.25 - Diagramas representativos da variação composicional das biotites, respectivamente Mg versus Na+K+Ca, Al³⁺ versus Ti e Mn versus Mg/(mg+Fe).

De análise dos diagramas da fig. 5.25 verifica-se que as biotites da unidade NE são ricas tanto em Mg como em Mn e são comparativamente menos aluminosas, o que não está de acordo com o defendido por Guidotti, 1988, que afirma que a diminuição de Mg e de Al é acompanhada por um aumento de Mn. Ribeiro, 1998, nos resultados obtidos para as biotites de região de Vila Pouca de Aguiar (RVPA), chegou à mesma conclusão que o actual estudo. Contudo, a amostra CHV 13N, da unidade NE está de acordo com o referido por Guidotti, 1988, apresenta teores mais elevados para Mn do que para o Mg e Al.

As biotites mais ricas em Ti (amostras CHV 12B e CHV16A) são de rochas listradas quartzo-feldspáticas, cujos protólitos seriam de natureza vulcano-sedimentar.

Dos diagramas Ti versus Al e Mn versus Al (fig. 5.26), que ao contrário da amostra CHV 23, as amostras correspondentes ao sector NE apresentam um maior teor de Ti e Mn comparativamente ao Al, o que pode implicar uma substituição tschermaquítica. Segundo Guidotti, 1988, a variação de Al total envolve uma substituição que é acompanhada por um aumento de Mn e Ti, assim que Al diminui.

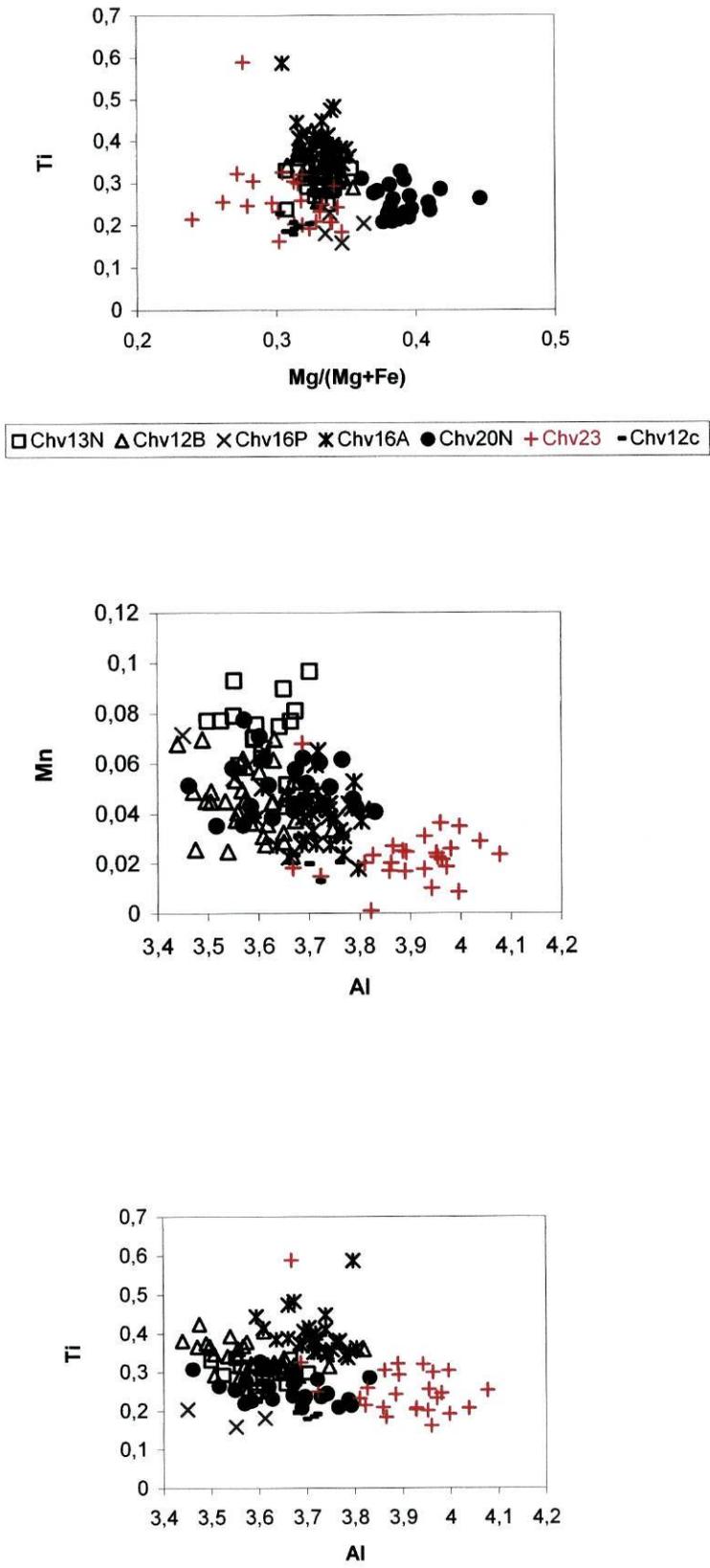


Fig. 5.26 - Diagrama representativo da variação composicional das biotites Ti versus Mg/(mg+Fe), Mn versus Al e Ti versus Al.

5.4.2. Micas Brancas

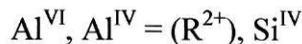
As micas brancas são di-octaédricas e têm uma composição química repartida entre três pólos principais:

Moscovite: $K_2 Al_4 (Si_6 Al_2 O_{20}) (OH)_4$

Celadonite: $K_2 (Al_2 R^{2+}) (Si_8) O_{20} (OH)_4$ (sendo $R^{2+} = Mg^{2+}$ ou Fe^{2+})

Paragonite: $Na_2 Al_4 (Si_6 Al_2 O_{20}) (OH)_4$

Segundo Ribeiro, 1998, as substituições possíveis entre pólos conduzem a uma solução contínua moscovite-celadonite (série das fengites) e a uma solução descontínua moscovite-paragonite. Zussman, 1992, designa fengite como moscovites cuja relação $Si/Al > 3$ e nas quais o aumento de Si é acompanhado pela substituição de Al por Mg^{2+} ou Fe^{2+} nas posições octaédricas. Leroy & Cathelineau, 1982, complementam que o aumento de Si relativamente à moscovite resulta da substituição de parte do Al^{IV} por Si, sendo o aumento de carga compensado pela substituição de Al^{VI} por Mg^{2+} e Fe^{2+} . Este mecanismo de substituição



resulta numa composição mais siliciosa e mais ferromagnésiana dirigida para o pólo celadonite. Numa substituição fengítica há uma correlação positiva entre teores de Al^{IV} e Al^{VI} , expressa no diagrama Al^{IV} versus $Al^{VI}-1$ por uma recta com inclinação 1, sobre a qual se posicionam as fengites (fig. 5.27 a) (Ribeiro, 1998).

Aplicando este diagrama às micas brancas estudadas, constata-se que estas têm uma composição moscovítica, afastada da composição fengítica, não se verificando importante solução sólida com a celadonite (fig. 5.27 b). A percentagem de celadonite nas micas brancas analisadas varia entre 5 e 9%, verificando-se apenas algumas composições mais ricas em celadonite nas amostras CHV23 e CHV20.

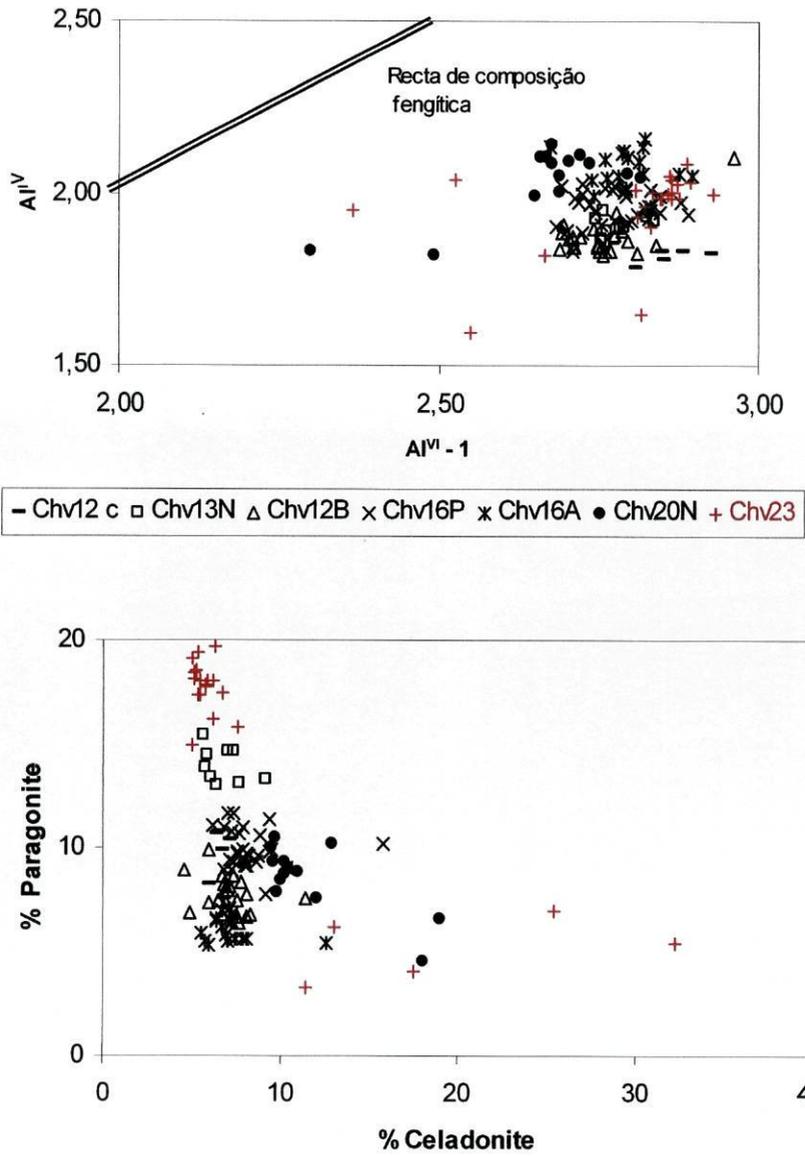


Fig. 5.27 - a) Diagrama Al^{IV} versus $Al^{VI}-1$ das micas brancas estudadas com representação da recta de pendora, sobre a qual se posicionam as fengites.

b) Diagrama representando as percentagens das componentes paragonítica e celadonítica.

As micas brancas das amostras de xistos listrados quartzo-feldspáticos (LQF) são as que apresentam menor conteúdo paragonítico, facto que é significativo de que o Na foi fixado nas plagioclases.

As micas brancas menos aluminosas são as que têm menor % de composição paragonítica e estão presentes nas litologias mais siliciosas CHV 20, no entanto, isto já não é verdade para a amostra CHV 23, mais rica em alumínio, que apresenta algumas moscovites celadónicas, pobres em alumínio (fig. 5.28), mas enriquecidas em Mg e Fe (fig. 5.29).

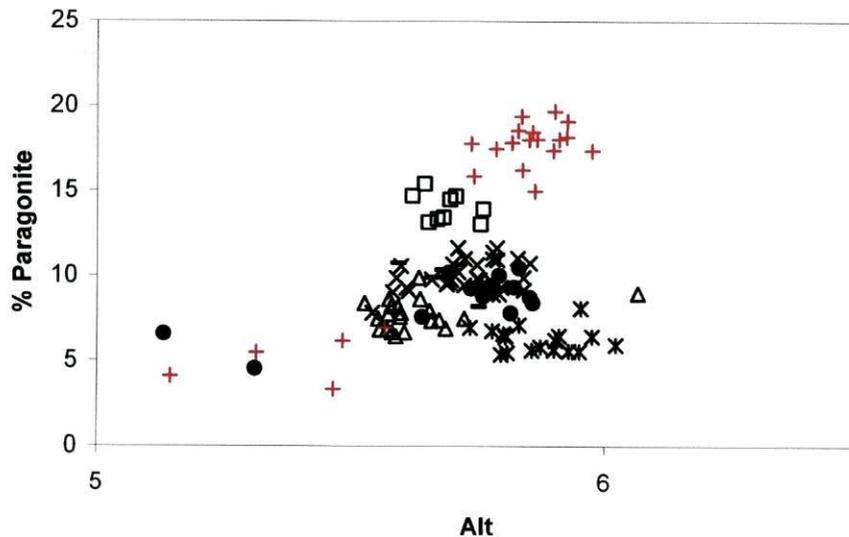


Fig. 5.28 - Diagrama % Paragonite/ Al total

Os elementos ferromagnesianos nas micas brancas estudadas, serão marcados pelos teores em Fe e Mg, sendo o teor em Mn nulo ou quase nulo. As micas brancas poderão ser diferenciadas pela razão Fe/Mg (fig. 5.29).

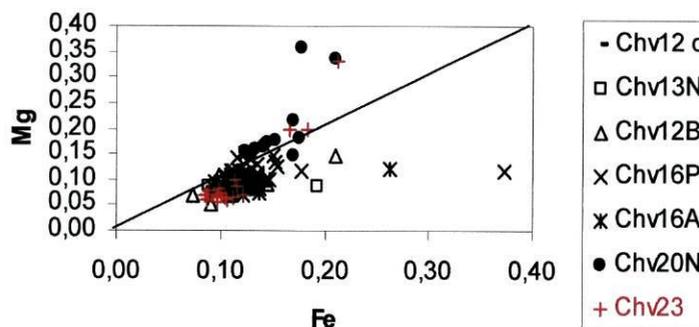


Fig. 5.29 - Diagrama Mg versus Fe, presente nas micas brancas estudadas.

Do diagrama da fig. 5.29, conclui-se que, de um modo geral, as micas brancas, cujos teores de Fe e Mg são mais baixos, sendo a razão Mg/Fe próxima de 1, têm uma componente paragonítica.

Quantos às amostras CHV23 e CHV20, cuja componente celadonítica é maior, apresentam valores de Fe e Mg mais elevados, embora se observe enriquecimentos pontuais em Fe nas restantes amostras, possivelmente devidos à alteração meteórica. A razão Mg/Fe afasta-se de 1 e é mais variável, entre 1,2 e 2 para as amostras CHV 20 e CHV 23, enquanto que as amostras da unidade NE variam entre 0,32 e os 0,71.

Este enriquecimento de Mg e Fe em algumas das moscovites de CHV23 pode justificar-se pela alteração meteórica, uma vez que esta amostra apresenta um forte grau de oxidação.

Relativamente ao Ti, observa-se na fig. 5.30 que CHV 20 é a mais rica neste elemento, seguida pela CHV 16A. Na análise às biotites constatou-se que CHV16A era rica em Ti, no entanto o mesmo não se aplica às biotites de CHV 20. Da análise dos dois gráficos observamos que as moscovites paragoníticas apresentam teores de Ti que variam entre os 0,01 e os 0,14, enquanto que para as moscovites com tendência celadonítica, Ti está entre os 0,03 e os 0,08, apresentando um valor anómalo de 0,23 para uma moscovite de CHV 20.

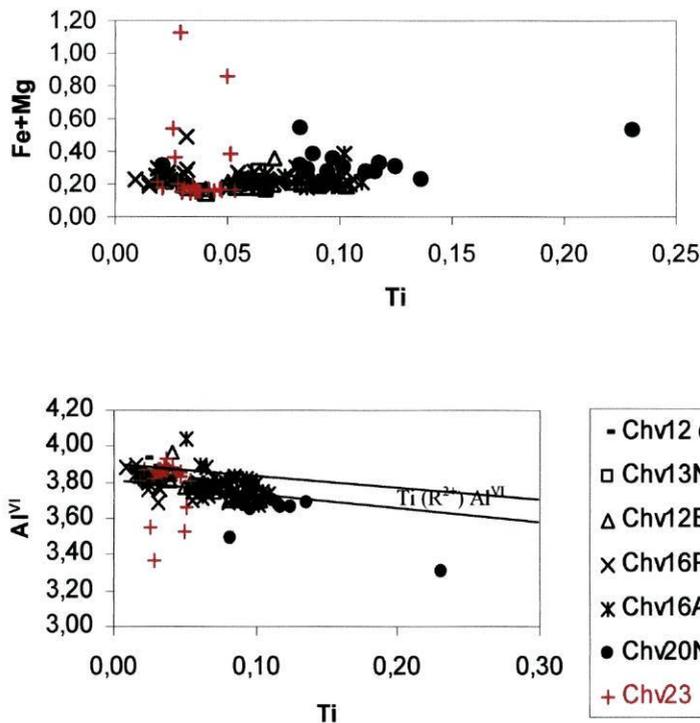


Fig. 5.30 - Diagramas Fe+Mg versus Ti e AlVI versus Ti, respectivamente.

5.4.3. Granadas

Apesar da ocorrência de granadas não ser frequente nas litologias estudadas, a sua presença evidencia um controlo litológico e é importante para caracterizar o seu quimismo.

As granadas estudadas foram encontradas na amostra CHV12C do sector NE onde ocorrem em grandes porfiroblastos pós-cinemáticos, sendo a única amostra estudada deste sector a apresentar este mineral.

A granada está em associação mineralógica com andaluzite + quartzo + biotite + plagioclase + mica branca + fibrolite. Foi apenas possível analisar dois cristais de granada, realizando-se perfis composicionais segundo os diâmetros dos cristais a fim de determinar a existência ou não de zonamento químico (fig. 5.31).

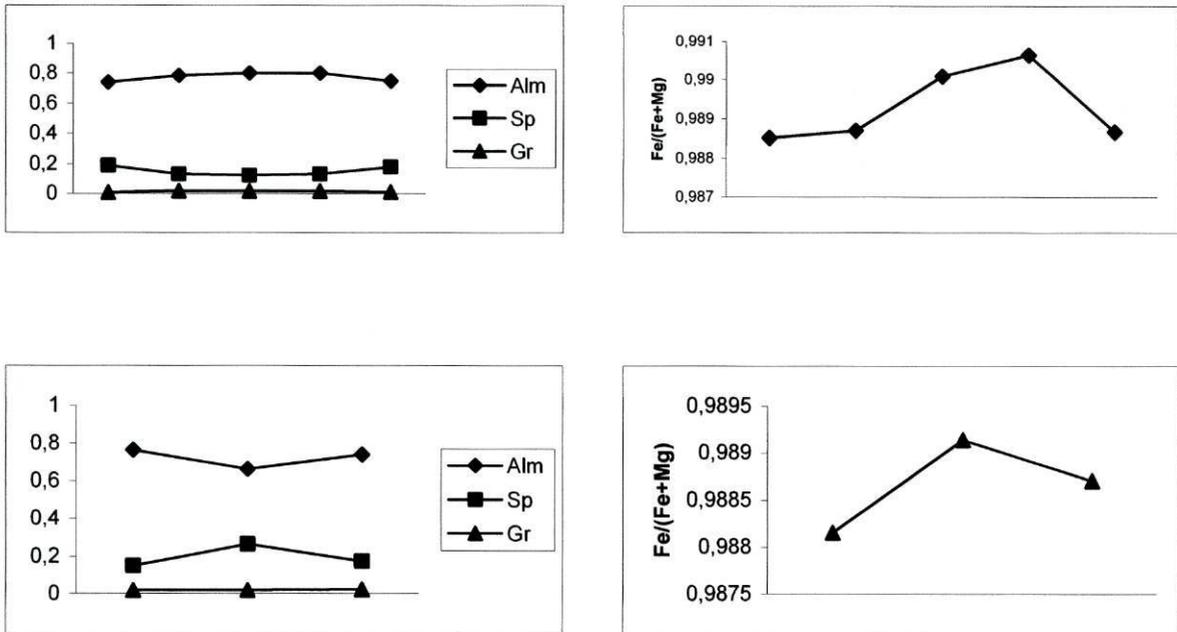


Fig. 5.31 - Perfis composicionais de dois cristais de andaluzite da amostra CHV 12C. Alm – almandina; Sp – espessartite; Gr – Grossalite.

Os dois cristais correspondem a granadas com uma componente almandínica elevada, na ordem dos 66 a 80%, enquanto que apresentam 12 a 26% de moléculas espessartíticas, 1 a 1,7% de moléculas grossularítica e cerca de 5 a 7% de moléculas de piropo. As duas granadas apresentam um ligeiro zonamento, mais marcado no segundo cristal, sendo notório, neste último, o empobrecimento da % almandina do bordo para o centro, acompanhado de um crescimento de $Fe/(Fe+Mg)$. O primeiro cristal apresenta uma diminuição de $Fe/(Fe+Mg)$ do centro para o bordo, a par da diminuição de % de almandina.

A diminuição de $Fe/(Fe+Mg)$ no zonamento das granadas é um indicador seguro de um aumento de temperatura (Spear et al., 1991), pois segundo Zussman et al., 1992, este aumento de temperatura, durante uma metamorfismo progressivo, induz a uma substituição do $Ca+Mn$ por $Fe+Mg$, implicando a diminuição de $Fe/(Fe+Mg)$. Assim esta zonalidade aponta para um crescimento em regime de aumento de temperatura, e o facto de ser pouco marcada, a zonalidade, pode indicar um processo de homogeneização composicional em processos de reequilíbrio pós-cristalização.

5.5. Condições P-T do metamorfismo

Segundo, o modelo de Hibbard, 1995, o metamorfismo regional hercínico foi um metamorfismo monoclinico com um único pico térmico, embora com episódios de intensificação e relaxamento da componente dinâmica do metamorfismo. A componente regional do metamorfismo é marcada principalmente pela textura metamórfica, enquanto que a mineralogia evidencia a sua evolução térmica.

Como já foi atrás referido, a orientação regional das estruturas prévias, como a recristalização metamórfica, foi afectada por processos associados à fase D_3 . As relações de blastese e deformação indicam que o pico térmico do metamorfismo terá sido atingido ante a sin D_{n+1} (D_3), como provam a presença de andaluzite e a transformação andaluzite-fibrolite .

Do que foi dito até aqui, podemos separar as duas unidades relativamente às condições metamórficas. Nas duas unidades observou-se uma recristalização metamórfica, resultante de processos de dissolução por pressão e segregação lateral que

actuaram durante o metamorfismo progressivo, na dependência de tensão tectónica da 1^a e 2^a fases. O pico térmico foi condicionado pela granitização e instalação dos granitos de duas micas sintectónicas, ante a sin D_{n+1} (D_3).

Na unidade SW, a presença de andaluzites e granadas de composição almandina e de biotites à semelhança do que foi observado por Noronha, 1983, e Ribeiro, 1998, indicam pressões superiores a 4 Kb e temperaturas superiores a 400° C.

Para melhor estabelecer as condições P-T desta unidade, utilizou-se o estudo mineralógico das micas, uma vez que o efeito das temperaturas médias no solvus moscovite-paragonite e a relação da componente celadonítica com a pressão permite a aplicação da moscovite como um potencial geotermómetro e geobarómetro, respectivamente (Zussman, 1992).

Disponemos apenas de uma amostra da Unidade SW que apresenta um grande grau de oxidação. De qualquer forma, constatou-se que as micas brancas apresentavam uma percentagem maior em celadonite que na unidade NE. E possivelmente a unidade SW pode ser correlacionável com a Unidade de Santa Maria de Émeres definida por Ribeiro, 1998, onde as condições de metamorfismo encontradas foram de $T = 350$ a 450 °C e $P = 3,5$ a 4 Kb.

Na unidade NE é evidente uma reorganização mineralógica posterior às foliações, chegando mesmo a apagá-las. Esta recristalização está directamente relacionada pelo aumento de temperatura registado pela instalação dos granitos. E estes granitos também foram responsáveis pela circulação de fluidos tardios que depositaram as clorites e as turmalinas, entre outros minerais acessórios como a apatite. A presença da associação andaluzite, silimanite (fibrolítica) e cordierite indicam pressões e temperaturas que podem variar entre os 3 a 4,5 Kb e os 600 a 680 °C, respectivamente. Da análise às micas brancas verificou-se a predominância da % paragonítica nas micas brancas da Unidade NE. As paragonites correspondem a um plutonometamorfismo de baixa pressão e temperaturas mais elevadas (menor % de celadonite), que recebe a designação de termometamorfismo (Powell & Evans, 1983).

Em resumo, a unidade NE foi afectada por um termometamorfismo evidente, enquanto que para a unidade SW os poucos dados existentes relativamente às micas brancas, apontam uma maior % de celadonite, indicadora de que nesta Unidade os efeitos térmicos ante a sin $-D_3$ não foram tão intensos como na Unidade NE. Mais estudos serão necessários, em especial, na Unidade SW.

CAPÍTULO 6
Litogeoquímica

6.1 Introdução

Realizado o levantamento cartográfico, seguido pelo estudo estrutural, petrográfico e metamórfico, que complementam o estudo litoestratigráfico, vem o estudo litogeoquímico que permitirá estabelecer uma correspondência directa entre unidades litogeoquímicas e litoestratigráficas e ainda, detectar se essas unidades apresentam anomalias ou pré-concentrações em determinados elementos.

A litogeoquímica é um método essencial, pois permite distinguir um metassedimento de outro, mesmo quando estes parecem petrograficamente semelhantes.

Qualquer investigação geoquímica só fará sentido quando enquadrada num contexto geológico, cuja compreensão será possível depois de combinados os resultados obtidos dos estudos acima referidos. Resultados que dão significado às assinaturas geoquímicas quer em termos da fonte e da evolução sedimentar, quer da evolução metamórfica subsequente.

A composição química de uma rocha metassedimentar é o reflexo de todos os factores que contribuíram para a sua génese e posterior evolução, nomeadamente: factores sedimentares e metamórficos.

A grande maioria das diferenciações geoquímicas das rochas metassedimentares são herdadas do processo sedimentar, sendo o metamorfismo um processo globalmente isoquímico (Shaw, 1954; Moine, 1974; McLennan et al., 1990; Ronov et al., 1990), embora com alguma variação, sobretudo nos elementos mais móveis e no metamorfismo de alto grau (Barney & Cuney, 1982). Deste modo, torna-se evidente que ocorram mudanças na composição de uma rocha sedimentar durante os processos de metamorfismo, a que esta está sujeita. No entanto, esta mudança de composição não depende só das condições de metamorfismo, mas também da escala a que é abordado o processo de mobilidade ou transferência de elementos (Moss et al., 1995; Moss et al., 1996; Ague, 1997).

Torna-se necessário distinguir a sobreposição de efeitos geoquímicos dos processos sedimentares da dos metamórficos, para isso, estudam-se sequências metassedimentares idênticas do ponto de vista das condições metamórficas, uma vez que o metamorfismo induz variações químicas bastantes menores.

A geoquímica duma sequência sedimentar é condicionada pela: composição mineralógica e geoquímica da fonte; condições paleogeográficas da fonte que condicionam o processo de meteorização; condições paleogeográficas do processo de

transporte que afectam, com maior ou menor intensidade, o “sorting” sedimentar; e por fim, o contexto geotectónico da bacia de sedimentação.

Os efeitos do “sorting” sedimentar são evidenciados pela correlação negativa entre Al_2O_3 , fraccionado nos minerais da fracção argilosa, e SiO_2 , na fracção silto-arenosa (Garcia, et al., 1991). Simultaneamente, o efeito de selecção mineralógica induz o fraccionamento da maioria dos elementos maiores e menores entre os minerais de argila e os minerais pesados (McLennan et al., 1990), que serão concentrados, por processos mecânicos, preferencialmente, na fracção silto-arenosa.

Segundo Beetsma, 1995, a importância do papel do “sorting” sedimentar e da maturidade mineralógica, são salientados quando as fracções silto-arenosa e argilosa são os membros finais principais. Deste modo, é importante, para estudos de proveniência (caracterização da fonte em termos de composição e paleogeografia), analisar litologias idênticas, em especial, as litologias argilosas que tenham sido sujeitas a condições de metamorfismo semelhantes (por exemplo “shales”, filitos, xistos cloritosos).

Assim, como as argilas são as litologias que melhor caracterizam a evolução do processo sedimentar, quer em termos de proveniência, quer em termos de ambiente de deposição, devem ser seleccionados um maior número de amostras pelíticas para as análises litogeoquímicas.

6.2 Caracterização litogeoquímicas das unidades

Foram seleccionadas dezasseis amostras para análise geoquímica, ver tabela 6.1, e procedeu-se à sua trituração em moinho de maxilas; depois de quartilhadas foram moídas em moinho de martelos, sendo após novo quartilhamento, moídas em moinho de ágata (+/- 300 mesh), no Laboratório de preparação de amostras do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências do Porto.

As análises químicas, tanto dos elementos menores como dos maiores, foram efectuadas pelo Activation Laboratoires LTD, em Ontário, Canadá.

Para além das amostras das unidades NE e SW, em estudo, adicionaram-se duas amostras de um sector a este de Chaves, designado por unidade A, cujas litologias pertencem ao “complexo de xistos e granitos” definido por Teixeira et al., 1974, e cujo objectivo consiste em: determinar possíveis relações entre o “complexo de xistos e

granitos” observado a W (Unidade NE) e o mesmo complexo observado a E (unidade A).

Tabela 6.1 – Amostragem sobre a qual foi efectuado estudo litológico, rocha-total. Ver fig. 5.4 pág. 67.

Amostra nº	Carta Nº	Coordenadas	UNIDADE	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA
CHV6	47	633,050; 4614,200	A	Listrado quartzo-feldspático
CHV7 /R	47	625,900;4620,250	A	Quartzofilito
CHV12	33	607,875; 4628,575	NE	Listrado quartzo-feldspático
CHV12A	33	607,875; 4628,575	NE	Listrado quartzo-feldspático
CHV17	33	606,850; 4629,675	NE	Quartzito
CHV35	33	606,275;4630,750	NE	Listrado quartzo-feldspático
CHV20	33	606,550; 4625,550	NE	Micaxisto
CHV26	33	606,900; 4625,075	NE	Listrado quartzo-feldspático
CHV21	33	606,575; 4625,700	NE	Xisto cinzento
CHV22	33	607,200; 4625,150	NE	Quartzofilito
CHV23	33	607,325; 4623,550	SW	Micaxisto ferruginoso
CHV28	33	608,200 ;4624,300	SW	Quartzofilito
CHV29	33	608,875; 4623,250	SW	Micaxisto andaluzítico
CHV30	46	609,000; 4621,425	SW	Micaxisto
CHV33	33	606,375; 4622,625	SW	Quartzofilito
CHV34	33	606,275; 4630,750	SW	Calcossilicatada

Os resultados analíticos são apresentados sob a forma de histogramas em que se relaciona a composição química com as diferentes litologias, das unidades NE e SW. A unidade A foi posta de parte, uma vez que só foram analisadas duas amostras.

Os histogramas relativos a elementos maiores salientam a existência de diferenças litogeoquímicas entre as unidades litoestratigráficas (fig. 6.1). Com base nestes histogramas, podemos concluir que as litologias da unidade NE são mais ricas em SiO_2 que as da unidade SW. Mesmo os quartzofilitos e micaxistos das duas unidades são diferentes no seu teor em SiO_2 , na unidade NE, os primeiros apresentam 80% e os segundos têm 75%, enquanto que para a unidade SW, os quartzofilitos têm entre 75 e 80%, variando os micaxistos entre os 55 e os 70%. De referir ainda que o xisto cinzento é a rocha mais pobre em SiO_2 da unidade NE e a rocha calcossilicatada a da unidade SW, ambas com 65%.

Relativamente ao Al_2O_3 , o seu conteúdo está inversamente correlacionado com a sílica, sendo a unidade SW a que apresenta uma maior predominância de litologias aluminosas. Os teores de Al_2O_3 para a unidade NE estão compreendidas entre os 12 e os 16%, enquanto na unidade SW variam entre os 14 e os 28%.

Para K_2O verifica-se uma aparente relação com a percentagem em Al_2O_3 , em especial nas amostras mais pelíticas, ambas as unidades apresentam teores semelhantes, no entanto, a unidade NE apresenta um quartzito impuro, com teores da ordem dos 10%.

Na_2O , por sua vez, é mais abundante na unidade NE, sendo as litologias quartzofeldspáticas as mais ricas. Nota-se ainda, uma correlação inversa de Na_2O com o conteúdo em K_2O nos listrados (LFQ), no micaxisto, no xisto cinzento e no quartzito. Esta correlação não é tão evidente na unidade SW, mais pobre em Na_2O .

Quanto ao conteúdo em Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , a unidade SW é a mais rica, constatando-se que as litologias mais pelíticas das duas unidades são as que possuem maior percentagem destes componentes. De referir ainda que, a rocha calcossilicatada é a rocha mais rica em cada um destes elementos maiores.

O conteúdo em Ti é menor para o quartzito e para a rocha calcossilicatada, sendo maior para as rochas mais pelíticas observadas nas duas unidades. Comparando globalmente as unidades, apesar de não ser muito marcada a diferença, a unidade SW apresenta conteúdos, ligeiramente, mais ricos em Ti.

Dos histogramas dos elementos menores (fig. 6.2) observamos que as litologias mais pelíticas são, geralmente, as mais ricas nestes elementos, à excepção do quartzito da unidade NE, rica em Ba e Ni, enquanto que na unidade SW a rocha calcossilicatada é a mais rica em Ni e Cr. A unidade SW, como é mais rica em litologias pelíticas, é que terá os teores mais elevados. Verifica-se também um predomínio dos elementos menores de fonte ácida ou crustal (Rb, Th, Ba) e do elemento Zr, predominante nos LQF, na unidade NE. Relativamente aos elementos básicos (Sc, V, Cr, Ni), predominam na unidade SW, preferencialmente concentradas nas litologias mais argilosas.

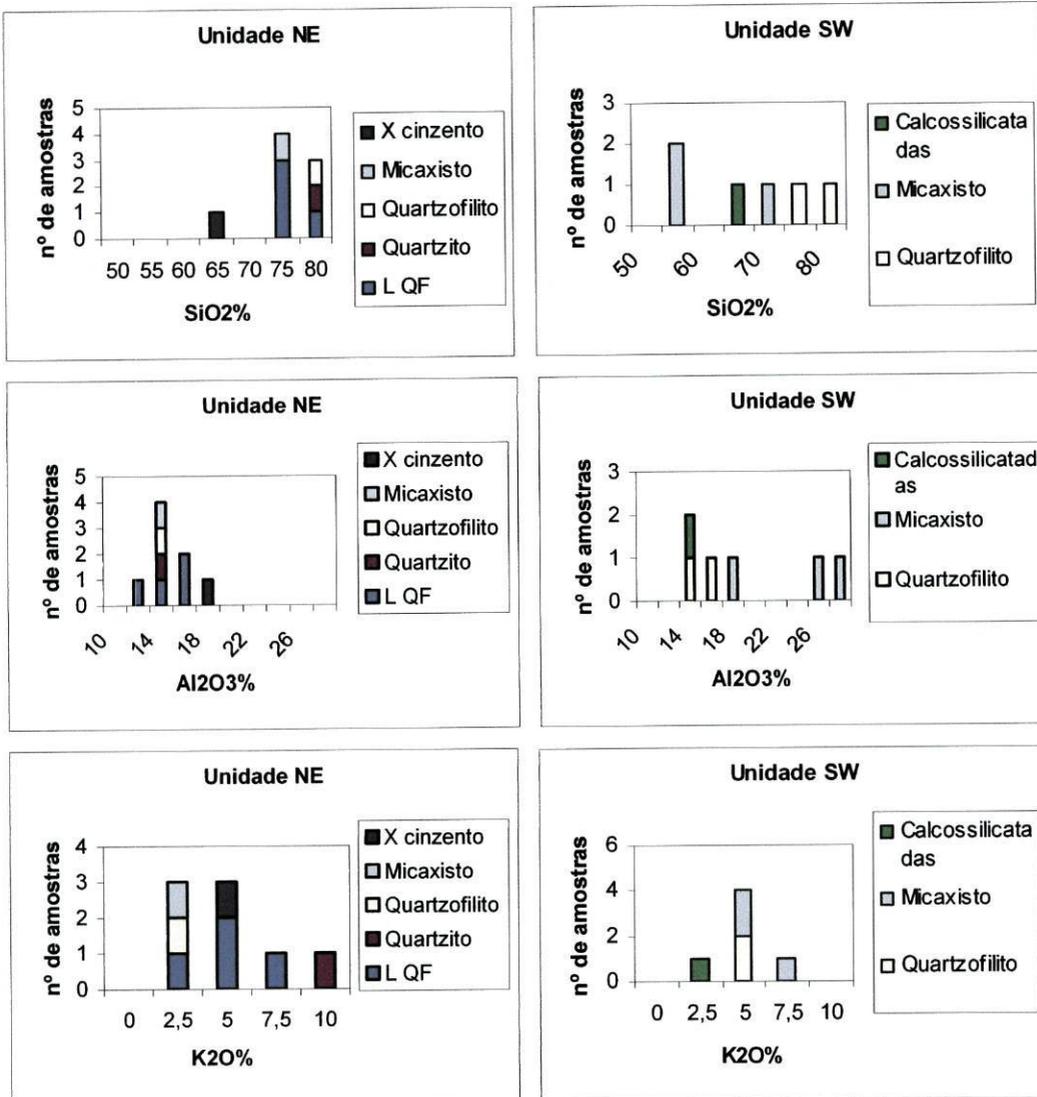


Fig. 6.1 - (continua na página seguinte)

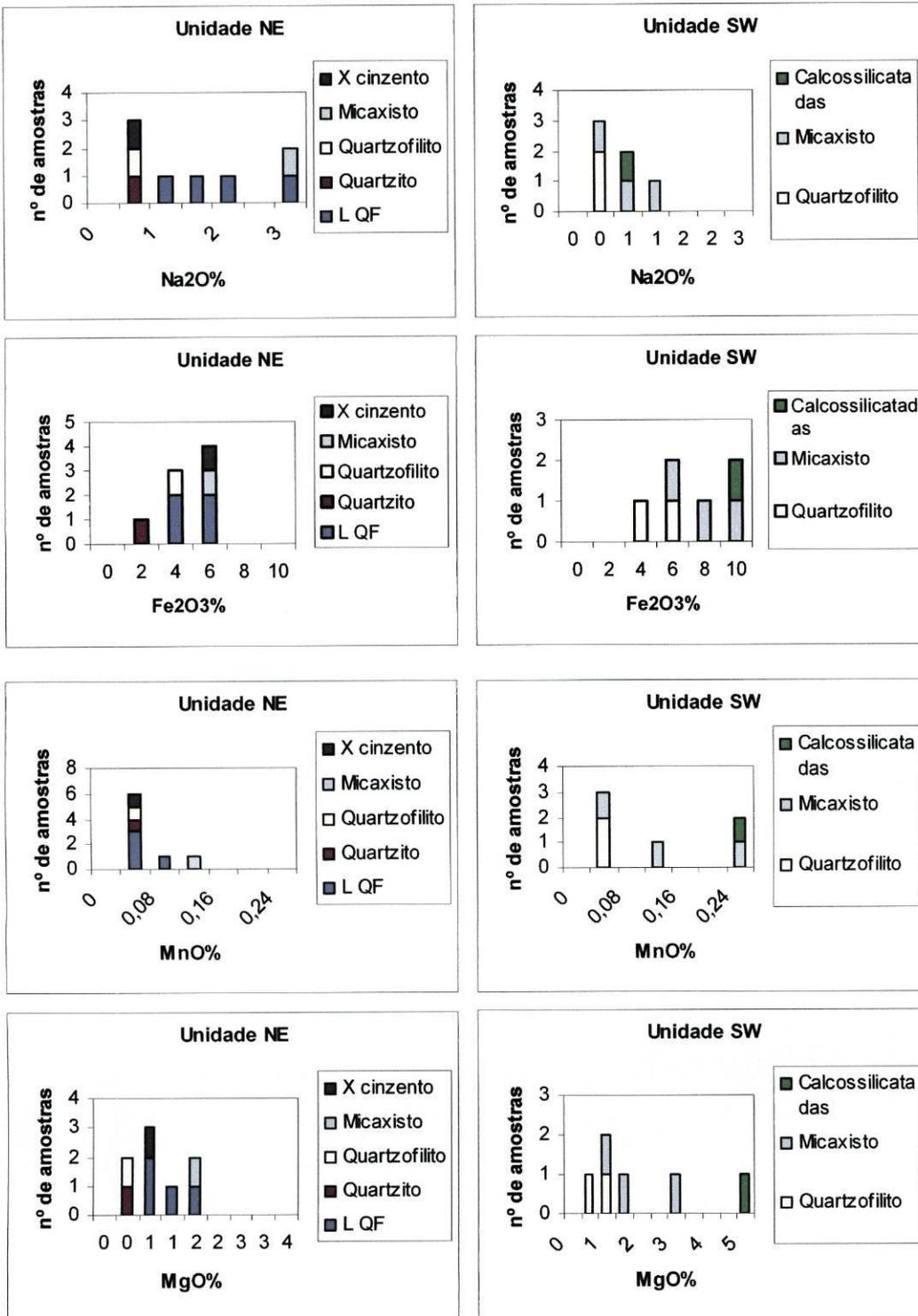


Fig. 6.1 - (continua na página seguinte)

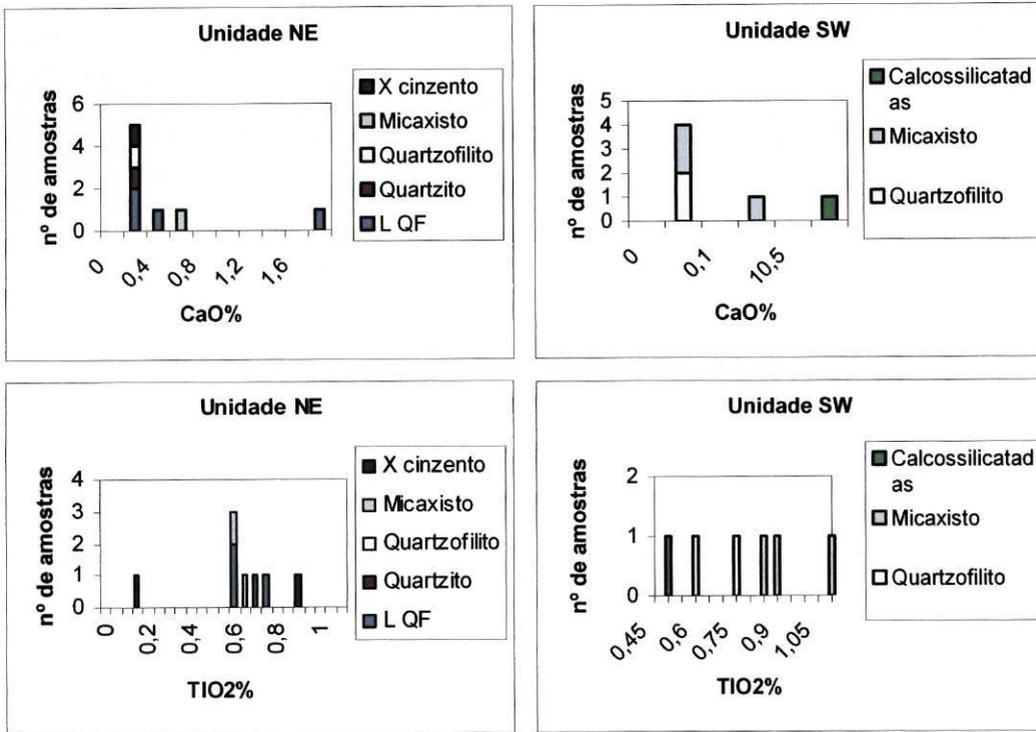


Fig. 6.1 - Histogramas dos elementos maiores encontrados nas litologias das duas unidades estudadas.

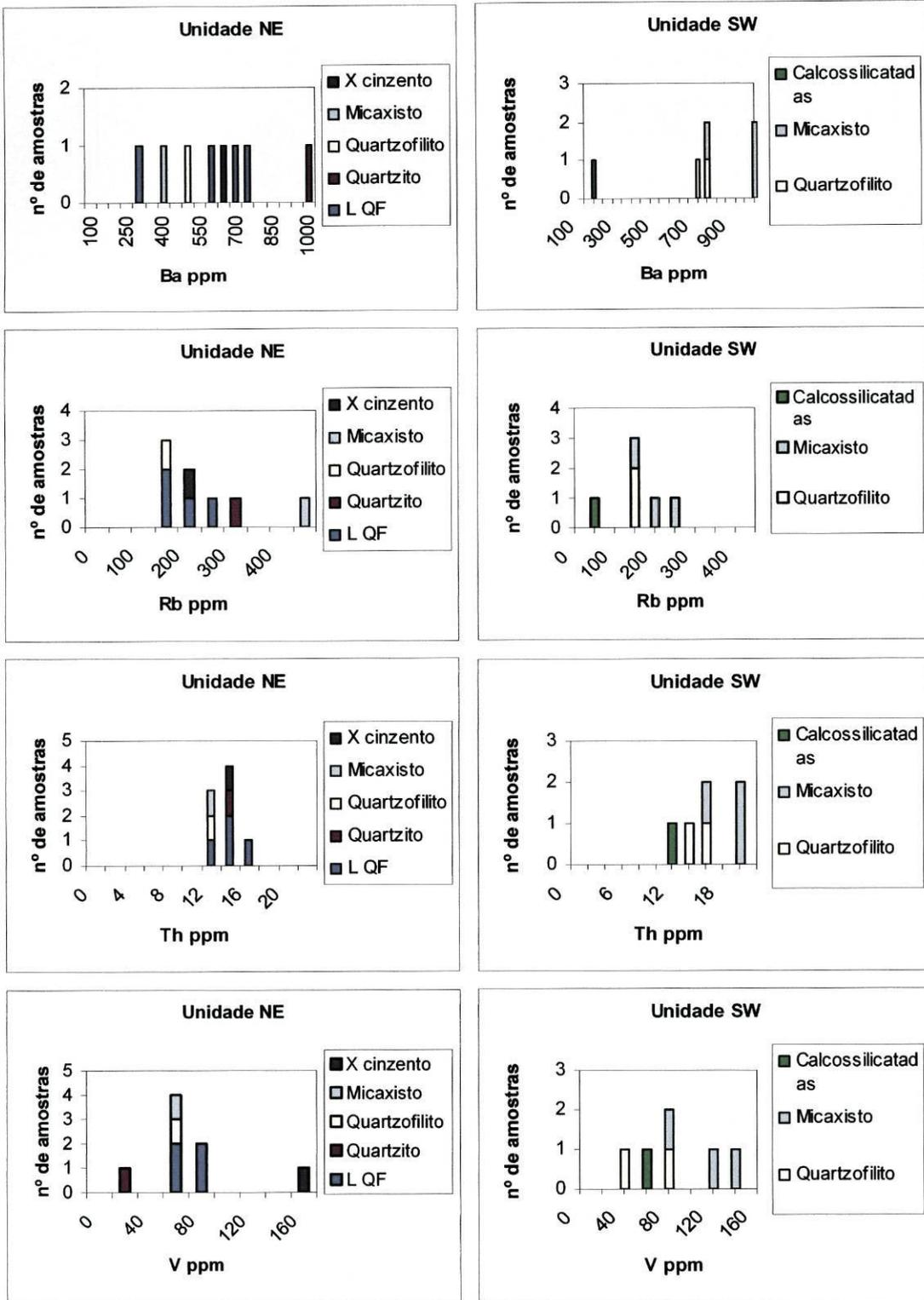


Fig. 6.2 - (continua na página seguinte)

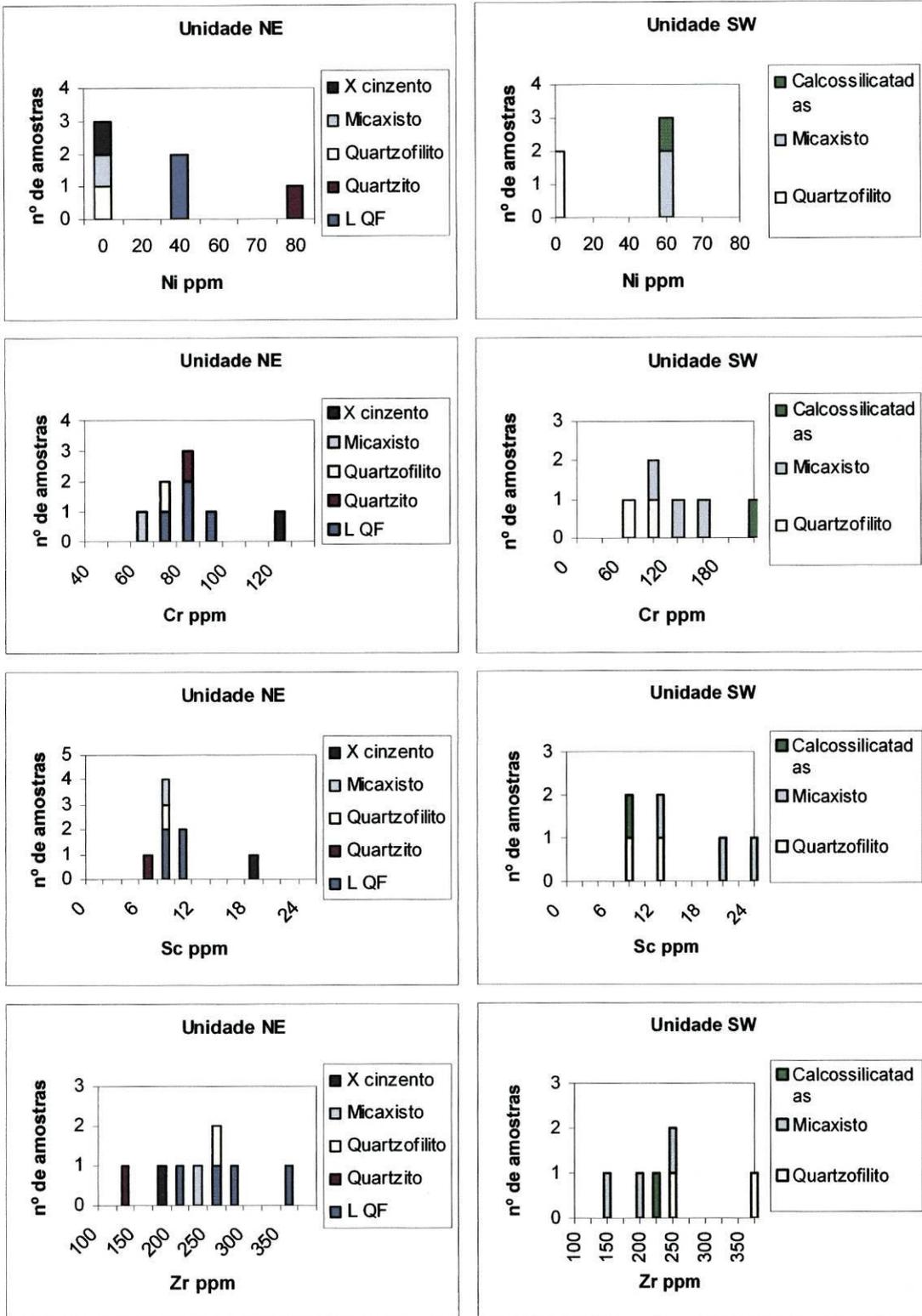


Fig. 6.2 - Histogramas dos elementos menores encontrados nas litologias das duas unidades estudadas.

6.2.1. - Médias Aritméticas por Unidade

Na Tabela 6.2, estão apresentadas as médias aritméticas calculadas para as três unidades litoestratigráficas analisadas: Unidade A – a E de Chaves, Unidade NE, Unidade SW. As amostras da unidade A entram na tabela, tal como nos próximos diagramas a título comparativo.

Tabela 6.2

Nº de amostras por unidade:	Média (A)	Média (NE)	Média (SW)
SiO ₂	79,74	72,57	63,37
Al ₂ O ₃	10,45	13,91	18,71
Fe ₂ O ₃	2,64	3,84	6,07
MgO	0,70	0,95	1,69
CaO	0,07	0,35	1,83
Na ₂ O	0,32	1,29	0,54
K ₂ O	2,86	4,03	3,51
TiO ₂	0,43	0,59	0,76
P ₂ O ₅	0,06	0,13	0,07
Ba'	637,50	589,13	766,33
Rb'	93,29	197,57	142,47
Sr'	43,00	69,00	127,83
Th	9,04	12,21	14,99
Hf	4,30	6,00	6,17
Zr	165,00	224,38	226,50
La	48,26	34,26	43,76
Y	23,50	22,88	26,33
Yb	2,07	2,26	2,58
V	44,00	61,38	82,33
Sc'	7,00	9,13	13,67
Cr'	50,34	75,45	106,68
Co	2,76	6,24	12,17
Ni'	-	38,04	51,83
Zn'	104,43	72,24	106,81
U	2,18	3,18	3,35
Cu	22,54	29,10	18,50
As	24,34	19,73	12,57
Sb	-	0,96	-
Au	-	-	-
Nb'	31,41	27,74	35,23
Ce	57,17	66,84	87,27
Be	2,50	2,38	3,33
Ga	12,92	16,23	22,43
Nd	31,41	27,74	35,23
Sm	6,06	5,33	6,54
Eu	1,64	1,162	1,40
Tb	0,84	0,75	0,84
Lu	0,30	0,34	0,39

As médias obtidas indicam-nos uma diferença litogeoquímica entre as três unidades. A unidade SW é a mais aluminosa, sendo a mais rica na maioria dos elementos, excepto para SiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Rb, La, Cu, As, Eu, Tb. A unidade A (a E de Chaves) apresenta, de um modo geral, as médias aritméticas mais baixas, excepção feita para SiO₂, La, As, Eu e Tb, sendo a mais rica. Quanto à unidade NE apresenta valores mais altos para Na₂O, K₂O, P₂O₅, Rb, Cu e mais baixos para o Ba, La, Y, Ni, Zn, Nb, Be, Nd, Sm, Eu, Tb.

6.2.2.1 - Significado dos elementos maiores utilizando diagramas químico-mineralógicos

A caracterização da composição química global das rochas poderá ser feita segundo diferentes métodos, nomeadamente o tratamento puramente estatístico dos dados, no entanto, é preciso ter em mente que o quimismo global duma determinada litologia reflecte os minerais constituintes. Por outras palavras, um estudo litogeoquímico nunca será muito conclusivo se não tivermos em conta a composição mineralógica envolvida.

Assim se conclui que o conhecimento petrográfico e mineralógico prévio das litologias envolvidas deverão ser o ponto de partida para tratamento dos dados geoquímicos, pois permitem a utilização de sistemas paramétricos que relacionam a composição química de uma rocha com a sua composição mineralógica. Estes sistemas vão possibilitar a avaliação do significado das discriminações e tendências que se vierem a manifestar (Ribeiro, 1998).

Estes sistemas paramétricos foram aplicados, pela primeira vez, num sistema gráfico de representação química-mineralógica para o domínio das rochas ígneas, sendo mais tarde alargada para as restantes rochas. A aplicação destes diagramas às rochas sedimentares e metassedimentares detríticas é facilitada pelo facto de os pólos mineralógicos da fracção detrítica não serem muito diversificados (Bourguignon, 1988), mesmo para diferentes graus de maturidade mineralógica. A composição da fracção detrítica varia fundamentalmente entre pólos: quartzo, feldspatos e minerais de argila (Ribeiro, 1998).

Os diagramas, que se seguem, apresentam parâmetros químicos expressos em milicatiões, por 100gr de rocha. Nestes diagramas serão projectadas as três unidades em estudo, unidade A, unidade NE e unidade SW.

Diagrama $Al/3-K=f(Al/3-Na)$

O diagrama $Al/3-K=f(Al/3-Na)$ (fig. 6.3), é utilizado para avaliar a natureza ígnea ou sedimentar de uma unidade litológica, assim como o grau de maturidade químico-mineralógico dos seus sedimentos. Esta maturidade depende do parâmetro $Al/3-Na$, visto que a evolução geoquímica no ciclo sedimentar é acompanhada por forte diminuição da razão Na/Al , enquanto o K permanece ligado a Al. Na origem do diagrama, são projectados o quartzo, os carbonatos e a maioria dos ferromagnesianos, enquanto que a projecção do Na, do K e do Al irá variar consoante se trate de um ambiente sedimentar (Wronkiewicz & Condie, 1987; Nesbitt & Young, 1989) ou da génese de rochas vulcânicas (La Roche, 1968). Assim, no diagrama observar-se-á um efeito de dispersão da composição feldspática e da composição argilosa e um efeito de concentração das composições pobres em Na, K e Al. O ambiente sedimentar é definido pelos minerais que se agrupam sobre a origem ou sobre a parte mais à direita do gráfico (sedimentos com um maior grau de maturidade sob o ponto de vista mineralógico). A maior proximidade ao eixo positivo das abcissas pode ser um indicador de fácies de bacias confinadas. A parte mediana do diagrama, entre o semi-eixo positivo da abcissa e a bissectriz $Na=K$, corresponde aos “shales”. O sector do diagrama, cujos valores de $Al/3-Na$ são negativos, é reservado para as litologias ígneas, nomeadamente as vulcânicas.

Aplicando o diagrama às unidades estudadas, verificamos que as diferenças geoquímicas entre as três unidades litoestratigráficas antes referidas, são evidenciadas pelas variações em elementos maiores, fundamentalmente pela razão Na/K e pela variação desta relativamente ao Al_2O_3 . O fraccionamento químico das sequências metassedimentares, embora pontualmente dependente dos contextos de diagénese e do metamorfismo, é fortemente condicionado pelos processos de sedimentogénese, fundamentalmente pela maior ou menor mobilidade dos elementos nos processos de alteração. A análise do diagrama $Al/3-K=f(Al/3-Na)$ (fig. 6.4), para além de evidenciar o grau de maturidade químico-mineralógica dos sedimentos iniciais, permite verificar

que as litologias da unidade SW apresentam uma razão Na/K constante, que intersecta a composição íltica, sendo excepção as litologias calcossilicatadas. As litologias pelíticas da unidade NE posicionam-se sobre a mesma linha, mas esta unidade apresenta um outro pólo de litologias com $Na > K$, que caem já no campo de uma contribuição de origem ígnea, ou seja uma composição grauvacóide. Estes aspectos apontam uma maior maturidade da Unidade SW relativamente à unidade NE, que apresenta uma maior dispersão de pontos no diagrama (Ribeiro & Ramos, 2003).

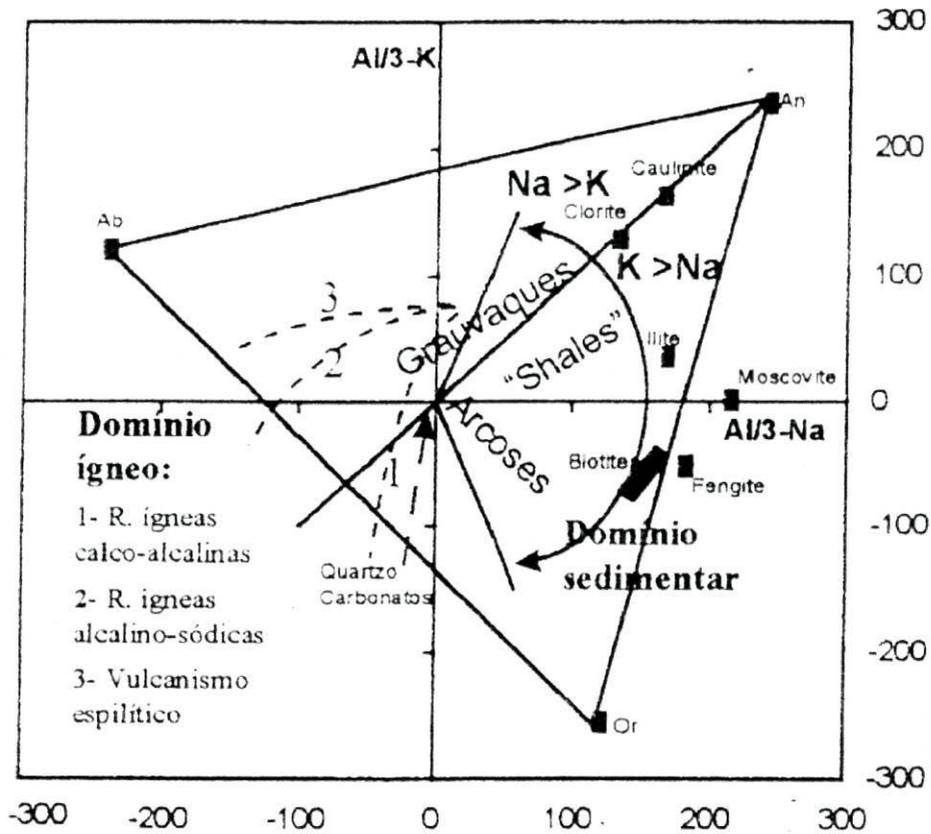


Fig. 6.3 - Diagrama $Al/3-K = f(Al/3-Na)$ (La Roche, 1968), com a representação dos domínios litológicos e a projecção dos principais minerais envolvidos (Ribeiro, 1998).

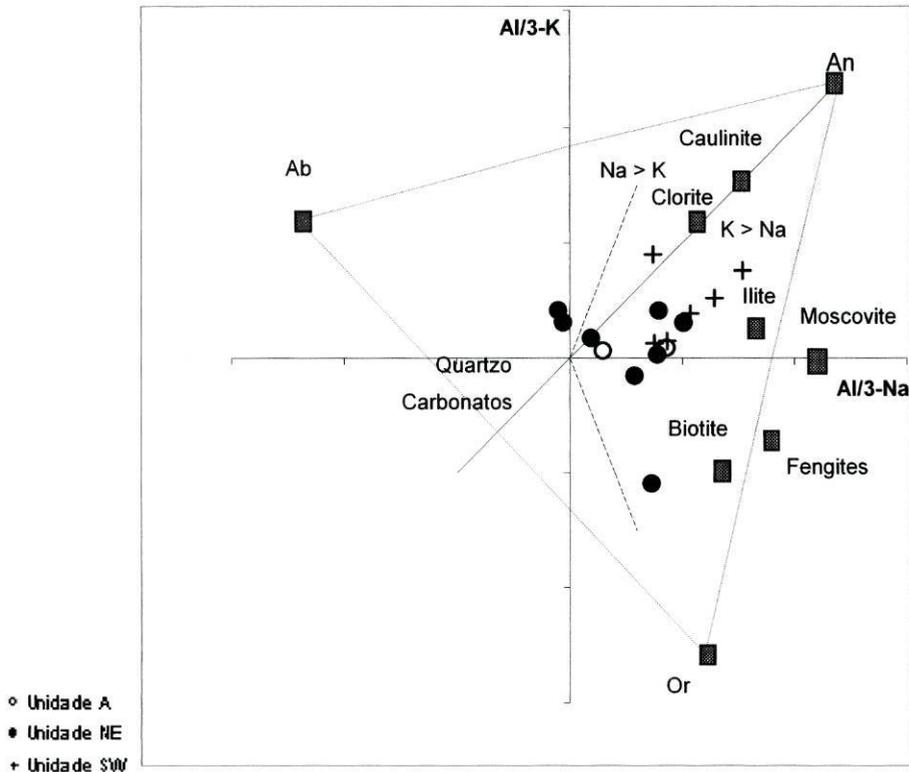


Fig. 6.4 - Diagrama $Al/3-K = f(Al/3-Na)$ (La Roche, 1968), aplicado a amostras das duas unidades litoestratigráficas da região a Este da Albufeira do Alto Rabagão (círculos cheios - Unidade NE; cruzes - Unidade SW) (Ribeiro & Ramos, 2003).

Diagrama $Q = f(P)$ (La Roche, 1966)

Este diagrama será um complemento do anterior, uma vez que o outro não tinha em conta a sílica, um dos componentes essenciais das rochas. Este elemento está presente, tanto na fracção arenosa dos metassedimentos, como na sua fracção argilosa, e o seu comportamento geoquímico, no ambiente sedimentar, será dependente da fase mineralógica em que está representando, no caso do quartzo, a sílica será imóvel, enquanto que para os aluminossilicatos, a sílica será bastante mais móvel que a alumina (Moine, 1974).

O diagrama $Q = f(P)$ (fig. 6.5), de coordenadas rectangulares, considera três minerais como pólos de um triângulo quase equilátero: o quartzo, o feldspato potássico e a plagioclase, que são os minerais essenciais das rochas ígneas (Ribeiro, 1998). Nas rochas sedimentares, a evolução geoquímica tende para o pólo argiloso (ver seta na fig. 6.5). Quando esta se aproxima do pólo mais silicioso, representado mineralogicamente pelo quartzo, pode corresponder a uma fácies de carácter areno-detritico, evoluídas em

termos texturais ou então, a uma fácies fina onde a sílica de precipitação predomine (por exemplo, os liditos). Quando, pelo contrário, a evolução geoquímica se aproxima do pólo alumino-silicioso, representado fundamentalmente por minerais de argila, estamos na presença de fácies mineralogicamente mais estáveis e evoluídas no ambiente sedimentar.

Relativamente ao comportamento de Na e K durante o ciclo sedimentar, podemos dizer que na zona de alteração o Na é mais móvel relativamente que o K (Nesbitt & Young, 1989), e na zona de sedimentação há fixação preferencial do K relativamente a Na, havendo por este motivo uma diminuição do Na relativamente a K durante a evolução sedimentar.

Aplicando o diagrama $Q=f(P)$ às três unidades estudadas (fig. 6.5), verificamos duas tendências distintas, confirmando o que já foi dito, relativamente ao diagrama anterior.

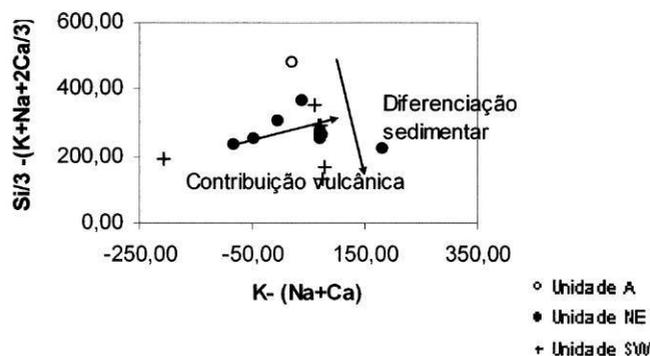
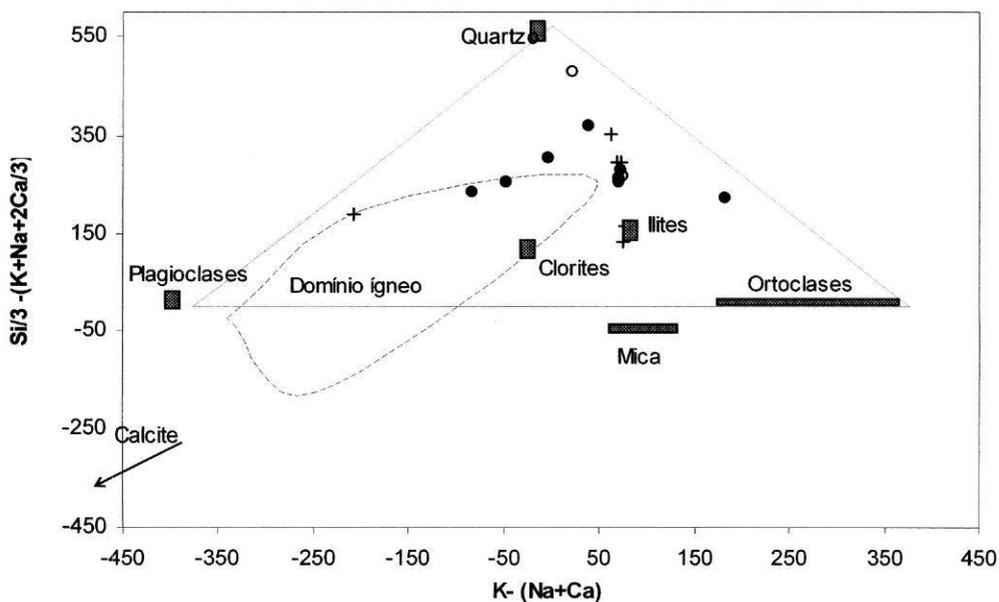


Fig. 6.5 - Diagramas $Q = f(P)$ (La Roche, 1966) aplicado às unidades estudadas, onde $P = K - (Na+Ca)$ e $Q = Si/3 - (K+Na+2Ca/3)$.

Neste diagrama, constata-se duas linhas de variação quase perpendiculares e com significados diferentes. A rocha calcossilicatada da unidade SW e os LQF de NE, apresentam valores negativos para o parâmetro P e valores mais baixos para Q, o que indica teores altos em Na e Ca e reduzida variação do conteúdo em sílica. Esta tendência de variação geoquímica é interpretada como resultante de uma contribuição vulcânica. Como foi referido, durante a evolução sedimentar Na diminui, aumentando o parâmetro $P = K - (Na + Ca)$. Logo P será um indicador maturidade composicional. Esta maturidade é acompanhada pela grande diminuição do parâmetro $Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$, desde o pólo quartzoso até a um pólo argiloso. Posto isto, é fácil compreender que as unidades A e SW, cujos valores de P são os mais elevados, contêm as litologias sedimentares mais evoluídas, marcando a diferenciação sedimentar.

Diagrama $Na/Al = f(K/Na)$ (Moine, 1974)

Apesar de apresentar os mesmos elementos químicos que o diagrama $Al/3 - K = f(Al/3 - Na)$, permite uma boa distinção entre as unidades estudadas devido às acentuadas diferenças nas razões Na/Al e K/Al , observadas nessas mesmas unidades (fig. 6.6).

Este diagrama químico-mineralógico, permite distinguir geoquimicamente litologias grauvacóides, dos “shales e das litologias arcósicas. Tem nos seus pólos albite, o feldspato potássico e os minerais de argila, não sendo considerado o quartzo nem os carbonatos.

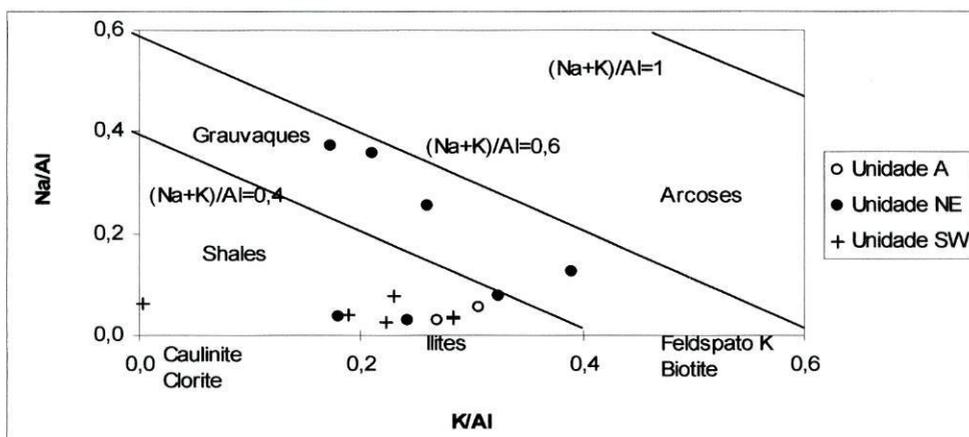


Fig. 6.6 - Diagrama $Na/Al = f(K/Na)$ (Moine, 1974) aplicado às unidades litoestratigráficas em estudo.

Do diagrama verificamos que a unidade SW e a unidade A estão no domínio dos shales, encontrando-se abaixo da recta $(Na+K)/Al = 0,4$ e apresentam valores de K mais elevados, indicador de maior maturidade sedimentar, como já foi referido. O Na/Al , por sua vez é baixo, aproximando-se do 0, colocando as amostras destas unidades no campo das ilites. A unidade NE, apesar de ter duas amostras mais ricas em K, encontra-se essencialmente no domínio dos grauvaques, entre as rectas $(Na+K)/Al = 0,4$ e $(Na+K)/Al = 0,6$, confirmando o que havia sido dito da análise do diagrama $Al/3-K=f(Al/3-Na)$. Apresenta ainda uma grande variação de K e Na, sinal de menor maturidade dos sedimentos.

6.2.2.1 - Grau de maturidade geoquímica das unidades

Dos diagramas químico-mineralógicos anteriores demonstrou-se que as diferenças geoquímicas entre unidades dependem das variações na composição em Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , SiO_2 e CaO , no entanto, ficou claro que a principal variação resulta de diferentes valores da razão Na/K , e da variação desta razão relativamente ao Al_2O_3 . Estas diferenças geoquímicas entre unidades estão intimamente ligadas a diferenciações granulométricas, mineralógicas e químicas decorrentes do processo sedimentar, visto que o grau de metamorfismo trouxe pequenas variações. As diferenças mineralógicas registadas no metamorfismo dependem das condições P-T, como é óbvio, mas, acima de tudo, são condicionadas pela composição químico-mineralógica do protólito sedimentar.

Assim, através do estudo destas sequências metassedimentares de baixo grau de metamorfismo, podemos determinar o grau de diferenciação e maturidade química resultante da evolução sedimentar. Evolução esta, cuja diferenciação geoquímica é controlada, principalmente, pela alteração meteórica que atinge a área mãe e continua até à deposição e à diagénese (Nesbitt & Young, 1982; Wronkiewicz & Condie, 1987; McLennan et al., 1990; Fedo et al., 1996; Nesbitt et al., 1996). O fraccionamento químico que acompanha a alteração está directamente relacionado com o diferente comportamento e mobilidade dos elementos. Na, Ca e Sr são lixiviados durante a alteração, enquanto que Al, Ba, Ti e Rb são fixados na fracção residual argilosa. Por sua vez, o Mg e o K são lixiviados na zona de alteração e absorvidos pelas argilas por troca iónica na zona sedimentar (Bourguignon, 1988; Kronberg et al, 1981; Harnois, 1988). O

ferro está dependente das condições de oxidação-redução do meio, sendo o Fe^{3-} menos solúvel que o Fe^{2-} (Harnois, 1988).

Considerando as composições relativas dos elementos maiores móveis e imóveis na fracção detrítica dos metassedimentos, e sabendo que os efeitos geoquímicos do metamorfismo e da diagénese são mínimos, comparativamente com os resultantes da sedimentogénese, podemos deduzir o grau de alteração das rochas de que resultaram os sedimentos que deram origem à formação metassedimentar (Wronkiewicz & Condie, 1987).

Vários autores propuseram índices para a avaliação do grau de alteração química dos sedimentos com base no teor relativo de elementos maiores móveis e imóveis (Nesbitt & Young, 1982), no entanto, o índice $\text{CIW} = (\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})) * 100$, proposto por Harnois, 1988, tem a vantagem de considerar apenas a razão entre os elementos mais móveis (Na e Ca) e o mais imóvel (Al), não considerando o K, o Mg e o Fe, cujo comportamento no decurso da evolução sedimentar é mais complicado (Ribeiro, 1998). A avaliação da possível origem química do Ca nos metassedimentos, cujo metamorfismo transforma as fases carbonatadas em fases silicatadas de cálcio, terá que suportar-se no estudo petrográfico e mineralógico. As litologias pertencentes às unidades estudadas são globalmente empobrecidas em Ca, com excepção das rochas calcossilicatadas da unidade a SW, pelo que a variação do índice CIW é maioritariamente dependente do conteúdo em Na (fig. 6.7).

A comparação do conteúdo em SiO_2 dos sedimentos clásticos, parâmetro representativo do “sorting” sedimentar e da selecção mineralógica que o acompanha (Beetsma, 1995), com o valor do índice de alteração química CIW (Harnois, 1988), dará uma boa indicação da maturidade química dos sedimentos protólitos das litologias metassedimentares (Ribeiro, 1998).

A unidade SW apresenta maior maturidade geoquímica, com valores elevados do índice CIW, a variar entre 95.1 e 98.3, relativamente aos teores em SiO_2 , define dois grupos composicionais, um mais pobre com valores na ordem dos 51,5 e o outro mais rico com valores entre os 68.7 e os 77,8. A única amostra desta unidade com índice CIW baixo, de valor 55.4, correspondendo a litologias calcossilicatadas. A unidade NE, com teores em SiO_2 um pouco mais elevados, variando entre 36,8 e 76,9, apresenta valores de CIW entre os 73.7 e os 98.1, significativos de que a maturidade média desta unidade é inferior. A unidade A apresenta uma grande variação, tendo o quartzofilito

valores da ordem dos 98,024 para CIW e 91,08 para SiO₂, enquanto que o LQF apresenta 96,024 para CIW e 68,39 para SiO₂.

Algumas amostras da unidade NE projectam-se nas proximidades de FVR, enquanto que todas as outras analisadas, têm valores superiores ao NASC e ao PAAS, dado que estas composições médias englobam amostras com elevados teores de CaO.

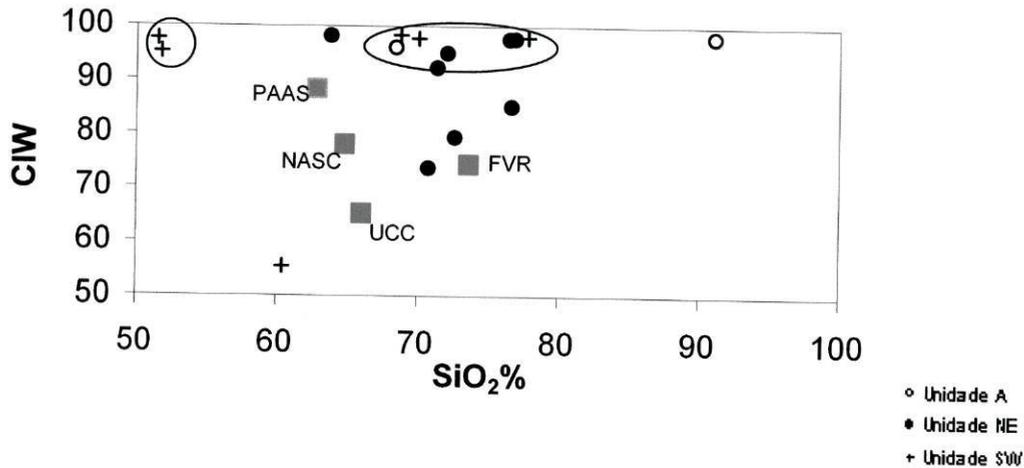


Fig. 6.7 - Projecção do índice $CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$ (Harnois, 1988), versus SiO₂. São também projectados as seguintes médias: PAAS – Post-Archaen Australian average sedimentary rocks (McLennan, 1989), NASC – North American Shale Composite (Gromet et al., 1984), UCC – Upper Continental Crust (Taylor & McLennan, 1981; 1985), FVR – Felsic Volcanic Rocks (Condie, 1993).

Em resumo, da análise dos gráficos, combinada com o conhecimento do comportamento dos elementos maiores durante a evolução sedimentar, podemos separar as três unidades litoestratigráficas em três unidades litogeoquímicas com maturidades diferentes. O grau de maturidade depende fundamentalmente da variação dos diferentes valores da razão Na/K e da variação desta razão relativamente a Al₂O₃. Assim quanto menor for Na/K, maior será o grau de maturidade.

A unidade SW é a mais aluminosa e apresenta maior maturidade geoquímica, uma vez que tem a razão Na/Al mais baixa, as suas amostras têm uma composição ílitica encontrando-se no domínio dos “shales”, excepto a amostra calcossilicatada que se encontra no domínio ígneo. De referir ainda, um efeito de “sorting” químico muito mais evidenciado nesta unidade.

A unidade NE é menos aluminosa e apresenta, de um modo geral, uma razão Na/Al mais alta, colocando a maioria das suas amostras no domínio dos grauvaques.

Parte das suas amostras têm um contributo vulcânico e aproximam-se da composição de FVR, enquanto que as restantes, tal como as da unidade SW, apresentam valores superiores a PAAS e NASC. Nesta unidade o efeito de “sorting” químico é menos evidente que na anterior.

Para a unidade A, apenas foram analisadas duas amostras, no entanto, ressalta o efeito “sorting”, havendo, tal como na unidade SW, uma diferenciação entre o pólo silicioso e o pólo aluminoso. As suas amostras encontram-se no domínio dos “Shales”, embora afastadas da composição da ilite. Esta unidade também apresenta valores superiores a PAAS e NASC. Da análise da tabela das médias, verifica-se que as suas amostras são as mais pobres na maioria dos elementos maiores, excepto o SiO_2 , presente no quartzofilito e possui o valor mais alto das unidades estudadas. Um elevado teor em SiO_2 indica uma grande maturidade mineralógica, ou seja, um elevado conteúdo de quartzo significa uma menor proporção dos outros minerais detríticos (Bhatia, 1983; Roser & Korsch, 1988; Taylor & McLennan, 1985; Rollinson, 1993).

6.2.3 - Significado dos elementos menores

Os elementos menores concentram-se preferencialmente nos minerais de argila, em especial, se as sequências sedimentares forem bastante evoluídas. Estes elementos também se podem encontrar nos feldspatos, micas, carbonatos, minerais pesados, etc. No entanto, os elementos menores não estão contidos no quartzo, tendo uma correlação negativa com a sílica.

Durante a sedimentogénese, o “sorting” sedimentar e a selecção mineralógica originam uma diferenciação litológica expressa numa fracção argilosa mais fina, composta essencialmente por aluminossilicatos e uma fracção silto-arenosa fundamentalmente quartzosa. Esta diferenciação litológica é acompanhada por uma diferenciação química, concentrando-se a maioria dos elementos maiores, assim como os menores, na fracção argilosa, enquanto que SiO_2 se aglomera na fracção silto-arenosa (McLennan et al., 1990; Culler et al., 1997).

Para além dos minerais de argila, os minerais pesados também desempenham um papel importante na concentração de elementos menores, nomeadamente Zr, Hf, Y, Th e TR (McLennan et al., 1990; Garcia et al., 1991; Beetsma, 1995). Os minerais pesados, geralmente, depositam-se na fracção detrítica mais siliciosa, devido à acção da

gravidade, estando dependente da granulometria e das condições energéticas do transporte.

Pós-sedimentogénese, os elementos menores, sujeitos aos processos de diagénese, metamorfismo, deformação, ou de alteração hidrotermal ou meteórica, podem sofrer alguma mobilidade e fraccionamento, resultando numa relativa variação do quimismo dos sedimentos iniciais (Nesbitt & Young, 1989; Barbey & Cuney, 1982; Taylor et al., 1986). Segundo Floyd et al., 1991, a mobilidade dos elementos químicos nos processos pós-deposição, embora limitada, está intimamente ligada à natureza da fase fluida interveniente nestas transformações e que influencia de variadas maneiras, os diferentes elementos. Assim, os elementos incompatíveis LILE (“large ion lithophile elements”) (Cs, Sr, K, Rb, e Ba) (Hower et al., 1976) serão mais móveis que os elementos incompatíveis HFSE (“high field strength elements”) (Sc, Y, Th, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta e P), e que as TR, (Rollison, 1993; Weering & Klaver, 1985) mas a mobilidade de todos eles depende fundamentalmente da estabilidade dos minerais portadores (Ribeiro, 1998).

A maioria dos elementos é pouco solúvel nos fluidos diagenéticos e metamórficos (Beetsma, 1995), especialmente em condições de baixa temperatura, onde os metais de transição móveis (Mn, Zn, Cu) apresentam baixa mobilidade (Seewald & Seyfried, 1990, in Rollinson, 1993), e os metais Co, Ni, V e Cr, são imóveis, no entanto, determinadas alterações podem provocar a sua mobilização

O Al, o Ti e o P são os elementos maiores mais imóveis, sendo o Al imóvel, mesmo sob condições de metamorfismo de alto grau. Este elemento é um bom marcador petrogenético, quando comparado o conteúdo em elementos menores de litologias com idênticas percentagens de alumina, de modo a revelar a proveniência, a caracterização da paleogeografia e composição da área mãe.

6.2.3.1 - Diagramas de normalização

Um dos vários métodos aplicados para analisar o padrão de distribuição dos elementos traço nos sedimentos, é a utilização de diagramas multi-elementares de normalização a composições médias padronizadas, tal como por exemplo médias: PAAS – Post-Archaen Australian average sedimentary rocks (McLennan, 1989), NASC – North American Shale Composite (Gromet et al., 1984), UCC – Upper

Continental Crust (Taylor & McLennan, 1981; 1985), FVR – Felsic Volcanic Rocks (Condie, 1993).

Uma vez que as litologias das diferentes unidades estudadas são bastante variadas, optou-se pela normalização à crosta continental superior – UCC – Upper Continental Crust (Taylor & McLennan, 1985), das diferentes litologias.

Esta normalização (fig. 6.8), evidencia fortes anomalias negativas em Ca, Na, P e Sr em ambas as unidades, sendo a anomalia negativa em Ca mais acentuada na Unidade NE. Contudo a anomalia negativa em Na nesta unidade é bastante inferior à da unidade SW, devido a existência de litologias quartzo-feldspáticas. A unidade SW tem maior conteúdo em Ca em consequência de intercalações de rochas calcossilicatas, mas o seu baixo conteúdo em Na aponta no sentido de uma origem química para o Ca. Verifica-se enriquecimento nos elementos incompatíveis Ba, Rb e K, sendo a unidade NE mais rica em K e em Rb (litologias grauvacoides). Ambas as unidades apresentam enriquecimento relativo em Th, Zr, Y, TR e U, e ainda em elementos de fonte básica (Sc, Cr e Ni), sendo este enriquecimento mais acentuado na unidade SW.

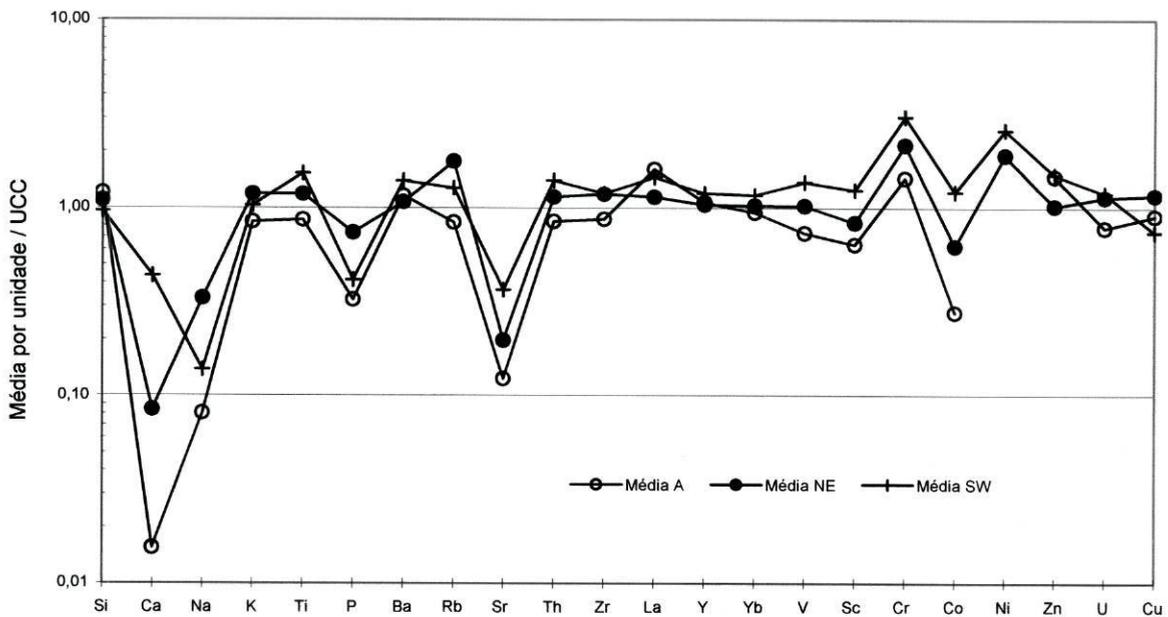


Fig. 6.8 - Diagrama de normalização à UCC (Taylor & McLennan, 1985).

Por sua vez a unidade A, apresenta, geralmente, os valores mais baixos, nomeadamente, para o Ca, Na, P, Sr, Co. Em contrapartida, para o Si e La tem os valores mais altos.

Através das razões K/Rb e K/Ba podemos tirar conclusões acerca do grau metamórfico que atingiu determinada litologia, uma vez que o metamorfismo é acompanhado por alguma diminuição do Ba e do Rb (Barbey & Cuney, 1982). Por outras palavras, com o aumento de metamorfismo aumentam as razões K/Rb e K/Ba. No entanto, é preciso ter em conta que as variações nos teores destes elementos resultam, fundamentalmente, do processo sedimentar e não do metamórfico.

Do diagrama K versus Rb (fig. 6.9), verificamos que as razões K/Rb da unidade NE são próximas das médias UCC, NASC, PAAS e inferiores a GRAU, enquanto que a unidade SW tem razões próximas a superiores a NASC e PAAS. A unidade A tem um comportamento variado: os quartzofilitos têm uma razão inferior ao GRAU, estando o LQF próximo de NASC.

Os valores para a razão K/Rb são mais constantes para a unidade SW, sendo próximos de 200, colocando-a na transição entre a zona das biotites e do feldspato potássico, com excepção feita para a rocha calcossilicatada, cujo valor ultrapassa 400, não aparecendo no gráfico. Para a unidade NE, os valores desta razão sofrem uma variação maior, apresentando os LQF e os xistos cinzentos, K/Rb próximos de 200, tal como as litologias da unidade SW, o micaxisto tem valores inferiores a 100, o quartzofilito está compreendido entre os 100 e os 200, e o quartzito está compreendido entre os 200 e os 400, colocando parte das amostras no domínio dos grauvaques. A unidade A tem valores para K/Rb superiores a 200.

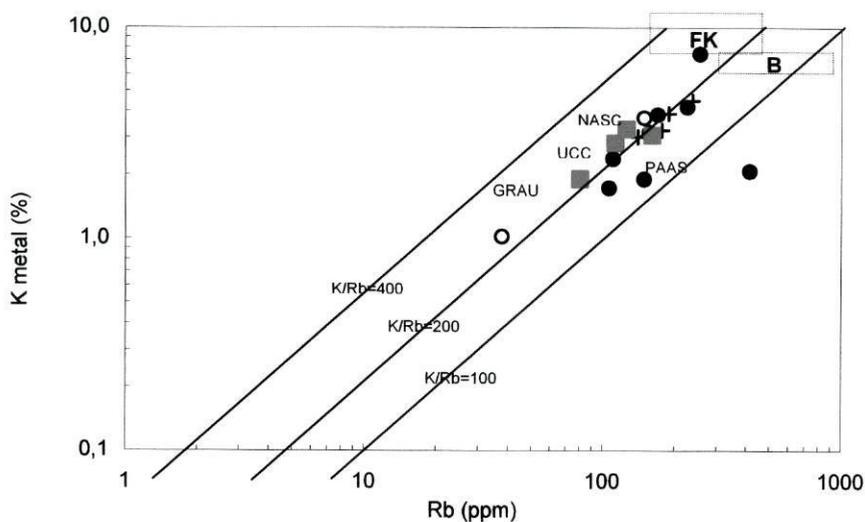


Fig. 6.9 - Diagrama K(%) – Rb (ppm) aplicado às unidades estudadas. Fk – Feldspatos K; B – biotite (a legenda mantém-se igual aos diagramas anteriores).

Do diagrama K versus Ba (fig. 6.10), verificamos que o Ba está positivamente correlacionado com o K e, como a unidade NE é mais rica em K e a unidade SW em Ba, resulta que as litologias NE tenham, de um modo geral, valores para a razão K/Ba superiores a 40, excepto para uma amostra de LQF e uma amostra de quartzofilito, cujos valores são inferiores a 20. As razões K/Ba para a unidade SW estão entre os 20 e os 40, excepção feita para um quartzofilito de valor superior a 40 e para a rocha calcossilicatada de valor inferior a 20 (mais uma vez sai do diagrama). A unidade A apresenta para o LQF valor superior a 40 e para o quartzofilito valor inferior a 20. É, ainda, de referir que todas as amostras caem no domínio dos sedimentos de baixo a médio grau metamórfico, excepto o quartzito da unidade NE e a rocha calcossilicatada de SW.

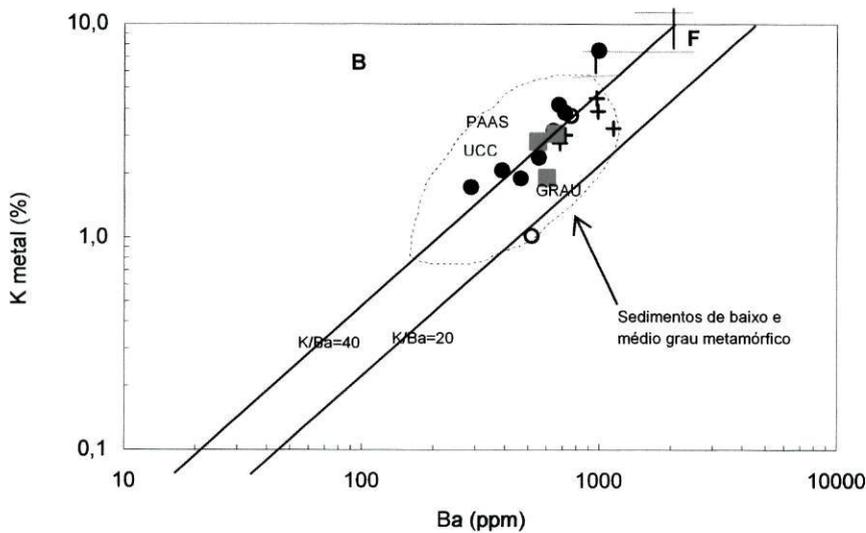


Fig. 6.10 - Diagrama K(%) – Ba (ppm) aplicado às unidades estudadas. Fk – Feldspatos K (a legenda mantém-se igual aos diagramas anteriores).

Tendo presente em mente o diagrama de normalização à UCC (fig. 6.8), podemos recordar que as unidades NE e SW apresentam enriquecimento relativo em Th, e U, possuindo valores mais elevados que a média crustal. O mesmo não se ocorre para a unidade A mais pobre. Ambas as unidades apresentam o mesmo valor para U, mas a unidade SW é mais rica em Th, indicador de litologias mais pelíticas. A razão Th/U é relativamente constante, repartindo-se os valores das unidades nas proximidades

da recta $Th/U=4$, o que indica não ter havido um importante fraccionamento destes elementos (fig. 6.11).

Na unidade NE, os LQF agrupam-se acima da recta $Th/U=4$, enquanto que as restantes litologias apresentam valores iguais e inferiores a 4. Quanto ao xisto negro desta unidade, tem o valor mais baixo devido ao seu elevado teor em U, possivelmente resultante de uma precipitação deste elemento associado à matéria orgânica. As amostras desta unidade aproximam-se de NASC, UCC, PAAS e de FVR. Na unidade SW não existe predominância dos elementos numa litologia em particular, havendo uma dispersão tanto nos micaxistos como nos quartzofilitos. De um modo geral, as suas litologias tem valores para a razão Th/U inferiores a 4, a rocha calcossilicatada, por sua vez, apresenta valor 4 para esta razão, sendo a que mais se aproxima do domínio FVR. De referir ainda, que amostras desta unidade têm valores superiores ao domínio PAAS, embora um dos quartzofilitos analisados se localize neste domínio. A unidade A tem um quartzofilito que apresenta valores para a razão Th/U entre 3 e 4, que saem do diagrama, por apresentar teores muito baixos de U.

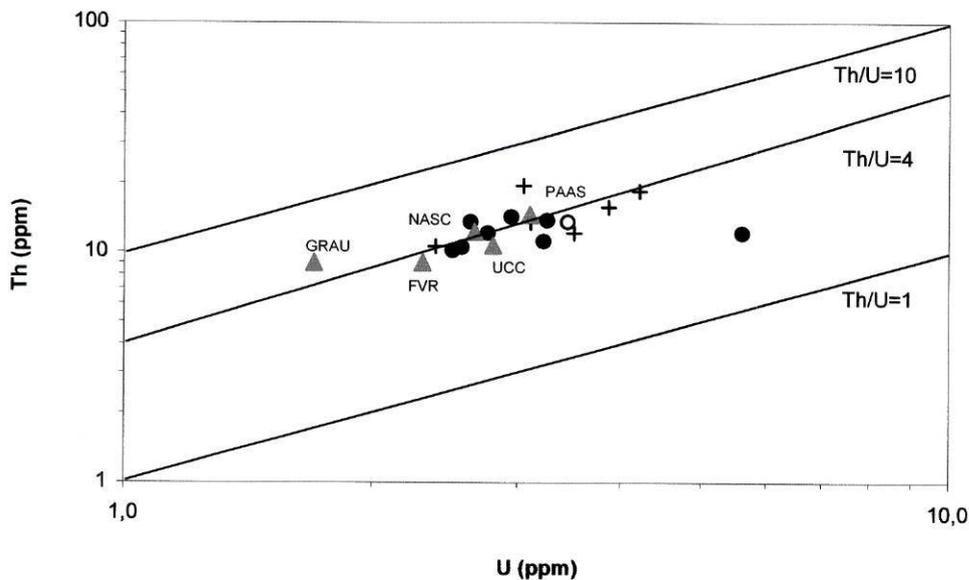


Fig. 6.11 - Diagrama $Th = f(U)$ aplicado às unidades estudadas (a legenda mantém-se igual aos diagramas anteriores).

6.2.3.2 - Considerações sobre o conteúdo em terras raras (TR)

As TR, durante os processos de erosão e transporte de sedimentos pelíticos, são geralmente transportadas em suspensão, absorvidas pelas partículas argilosas, podendo ser transferidas quase na sua totalidade da fonte para o sedimento (Taylor & McLennan, 1985). Rollinson, 1993, ainda acrescenta que uma vez que a água do mar e a dos rios apresentam uma concentração muito baixa de TR, sendo insolúveis, a sua presença nos sedimentos deve-se principalmente ao transporte em partículas e reflecte a composição química média da sua fonte.

Segundo Condie, 1991, nos sedimentos finos, são as argilas, mais do que os zircões, os agentes principais no transporte das TR (quer das TR leves, como das TRP), embora Taylor et al., 1986, defenda que os zircões possam induzir um enriquecimento preferencial de TRP. Os sedimentos pelíticos apresentam um padrão de TR bastante regular, com enriquecimento das TR leves (TRL) relativamente às TR pesadas (TRP), e uma anomalia negativa do Eu. As TR são considerados como os elementos traço menos solúveis e praticamente imóveis durante os processos de metamorfismo de baixo grau, alteração meteórica e hidrotermal (Rollinson, 1993). São também pouco afectados pela diagénese, contudo, pode, quando sujeitos a estes processos, ocorrer algum fraccionamento associado à recristalização dos minerais pesados.

Através da análise do conteúdo e do padrão de distribuição das TR nas rochas metassedimentares, podemos inferir acerca da fonte de proveniência dos sedimentos (Wronkiewicz & Condie, 1987; Taylor et al., 1986), do de mistura destes, se ocorre mistura de várias fontes (Fedó et al., 1996), ou ainda, em grau mais limitado, dos efeitos metamórficos e sobretudo hidrotermais (McLennan, 1989; Bau & Dulski, 1996).

Embora a dimensão do grão, o tipo de sedimento e a abundância de minerais pesados, como a monazite e o zircão, induzam algumas variações no conteúdo em TR, Shokovitz, 1988, encontrou para os sedimentos actuais padrões de normalização idênticos nos sedimentos de plataforma, de talude ou de planície abissal.

Culler, et al., 1987 debruçou-se sobre os sedimentos Holocénicos do Colorado, e verificou as diferenças em TR nas várias fracções. Assim, as areias têm um baixo conteúdo em TR, sofrem depleção dos minerais pesados (concentradores de TR) o que implicará uma razão mais baixa em La/Lu do que na fonte, contudo, a razão Eu/Sm é semelhante, ou mesmo mais elevada, no entanto, relativamente ao quartzo e feldspatos é mais baixa, uma vez que estes minerais, empobrecidos em TR, apresentam um alta

razão Eu/Sm. A fracção siltosa tem TR e Eu/Sm semelhante à fonte, mas tem maior conteúdo TRP, devido à presença do zircão. Quanto à fracção argilosa, apresenta conteúdo em TR semelhante ou mais enriquecido do que a fonte, sendo o Eu/Sm semelhante à fonte e o La/Lu mais alto.

De referir ainda, que na fracção mais fina dos sedimentos actuais, em especial nos siliciosos, calcários e argilosos, Weering & Klaver, 1985, encontraram uma anomalia positiva de Ce.

Embora se observe esta uniformidade, o fraccionamento das TR nos sedimentos, não depende apenas da composição da área mãe, desempenhando o contexto geotectónico, o grau de alteração química e o “sorting” sedimentar, papéis importantes. Culler et al., 1987, encontrou diferenças nos padrões de TR entre bacias próximas e bacias do tipo eugossinclinal. Nas primeiras não se verificam diferenças no padrão de TR e no valor da anomalia do Eu entre os sedimentos de diferentes granulometrias, desde a fracção silto-argilosa à fracção arenosa. No entanto, nas bacias eugossinclinais, os sedimentos finos apresentam um padrão de TR muito mais baixo e Eu/Sm muito mais elevado, do que os sedimentos finos das bacias de plataforma (Ribeiro, 1998).

As concentrações nas rochas de TR são, usualmente, normalizadas a um padrão estandardizado. Utiliza-se com frequência os valores dos meteoritos condriticos, pois acredita-se serem portadores de amostras inalteradas de elementos originários da formação do sistema solar, contudo, Condie, 1991, não vê motivos para abandonar os parâmetros de normalização dos “shales” NASC e PAAS, uma vez que estes representam médias de diferentes continentes e todas com concentrações e padrões de TR, notavelmente semelhantes. Relativamente aos meteoritos condriticos, o NASC tem 100 vezes mais TRL e 10 vezes mais TRP e uma anomalia negativa de Eu. Este padrão de normalização é utilizado para determinar até que ponto um sedimento é típico, identificando subtis enriquecimentos ou deficiências em determinados elementos (Rollinson, 1993). Assim, foi aplicado ao estudo do padrão das TR da média das unidades A, NE e SW a normalização ao NASC (fig. 6.12).

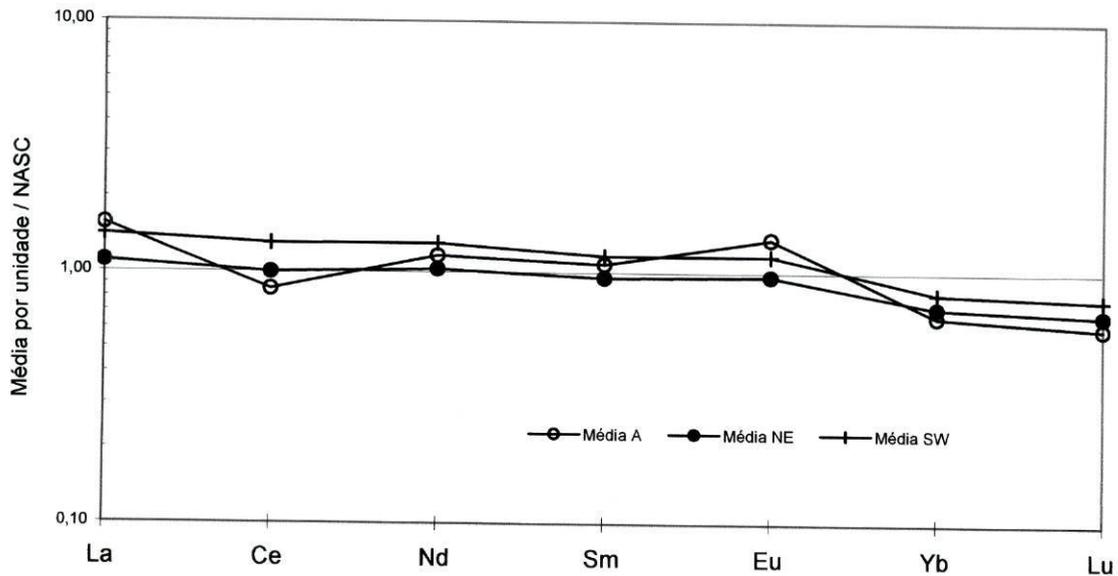


Fig. 6.12 - Padrão das TR da média de cada uma das unidades litogeoquímicas, normalização à média NASC (Gromet et al., 1984) (a legenda mantém-se igual aos diagramas anteriores).

Do diagrama 6.12, constatamos que as três unidades apresentam valores superiores à média NASC de La e valores inferiores para os TRP, nomeadamente para o Yb e Lu. De todas, a unidade NE é a que mais se assemelha com NASC, enquanto que a unidade SW possui um enriquecimento relativo dos TRL. A unidade A tem o valor mais alto para Eu e uma anomalia negativa em Ce. Segundo McLennan, 1989, esta anomalia pode indicar uma sedimentação marinha em condições oxidantes, onde se verifica depleção de Ce, por oxidação Ce^{3+} a Ce^{4+} , fixado preferencialmente em nódulos de manganês.

O grau de fraccionamento do padrão das TR pode ser expresso pela concentração de TRL (La, Ce) relacionada com a concentração de TRP (Yb ou Y). A razão $(La/Yb)_N$ é frequentemente relacionada com Ce num diagrama, de modo a determinar, o grau de fraccionamento com a mudança do conteúdo de TR (Rollinson, 1993). Do diagrama $Ce = f(La/Yb)_N$ (fig. 6.13) verificamos que o fraccionamento para a unidade A tem valores de La/Yb entre os 1,6 e os 2,5, por sua vez, a unidade NE apresenta para a mesma razão, valores entre os 1,1 e os 1,6, enquanto que SW tem um fraccionamento maior, devido à presença da rocha calcossilicatada, com menor conteúdo de TR. Os valores da razão La/Yb estão entre os 0,95 e os 2,7. Ainda deste diagrama podemos concluir que existe maior concentração de Ce nas litologias da unidade SW, mais pelíticas, enquanto que o quartzofilito da unidade A, tem o valor mais baixo.

No diagrama $\sum TR = f(Al/3-Na)$ (fig. 6.13) compara-se o fraccionamento das TR ($\sum TR$) com o grau de evolução sedimentar ($Al/3-Na$). Assim, observa-se que as amostras mais evoluídas, ou seja, as mais argilosas, têm valores para $\sum TR$ superiores a 200 e são positivamente correlacionados com o parâmetro $Al/3-Na$, enquanto que as amostras menos argilosas, como os LQF e a rocha calcossilicatada, têm valores inferiores a 200 e não apresentam uma correlação muito evidente com o parâmetro de evolução sedimentar. Este comportamento é em tudo semelhante ao que ocorre no Domínio Estrutural de Carrazedo (DEC) estudado por Ribeiro, 1998.

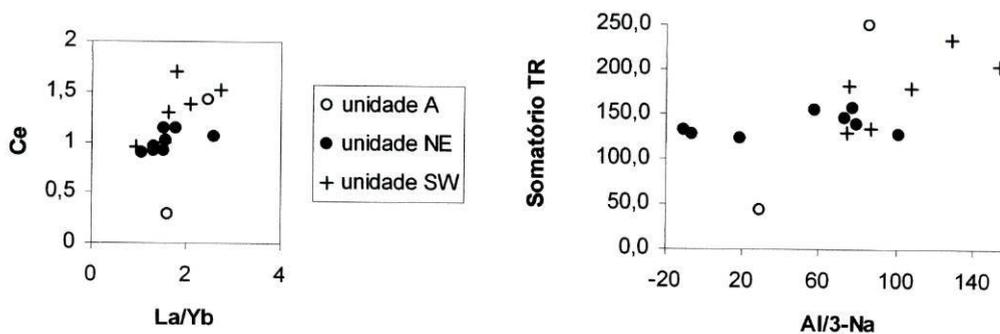


Fig. 6.13 - Variação do fraccionamento das TRL e TRP, somatório de TR função do grau de evolução sedimentar ($Al/3-Na$).

6.3 - Proveniência – composição da fonte e ambiente geotectónico

O estudo da geoquímica das rochas metassedimentares, para além das informações que nos dá relativamente à evolução sedimentar, aos contributos sedimentares ou vulcânicos, etc, pode revelar-nos a proveniência dos sedimentos, quer em termos de ambiente geotectónico, quer em termos de composição da área mãe.

As bacias sedimentares podem ter assinaturas de diferentes ambientes geotectónicos (Ribeiro, 1998):

Arcos Insulares Oceânicos (AIO) – bacias “fore-arc” ou “back-arc”, próximos de arcos vulcânicos desenvolvidos em crosta oceânica ou em crosta continental adelgada.

Arcos Insulares Continental (AIC) – bacias “inter-arc”, fore-arc” ou “back-arc”, desenvolvem-se em crosta continental um pouco adelgada ou em crosta continental espessa, próximo de arcos vulcânicos.

Margens Continentais Activas (MCA) – são bacias que se desenvolvem junto ou sobre as margens continentais, tal como acontece junto aos Andes.

Margens Continentais Passivas (MCP) – são bacias alinhadas no bordo continental, associadas a rifts e desenvolvem-se em crosta continental espessa nas margens dos continentes.

De modo a determinar a proveniência das rochas detríticas finas, vão ser utilizados os elementos mais imóveis durante a sedimentogénese, a diagénese e o metamorfismo, assim Culler et al, 1997, propõem o recurso a Th, Sc, Co, Cr e as TR.

A razão entre elementos imóveis é um bom marcador da proveniência, em especial, as razões Th/Sc, Cr/Th, Ti/Zr, V/Sc, La/Sc (Bhatia & Crook, 1998; Cullers et al., 1997), embora estas razões possam sofrer algum fraccionamento durante a alteração e o transporte (Rollinson, 1993). Daí ser necessário, comparar o valor destas razões entre litologias idênticas, nomeadamente entre filitos das diferentes unidades (figs. 6.14 e 6.15).

A razão Th/Sc é a mais discriminadora, embora as litologias estudadas, apresentem variações no valor das outras razões consideradas. Da análise do gráfico, verifica-se que a unidade SW apresenta uma amostra com Th/Sc= 1,92 que a aproxima do ambiente de margem continental activa (MCA), o resto das amostras das duas unidades encontram-se entre MCA e o ambiente de arco insular continental (AIC), estando as da unidade SW mais próximas de AIC.

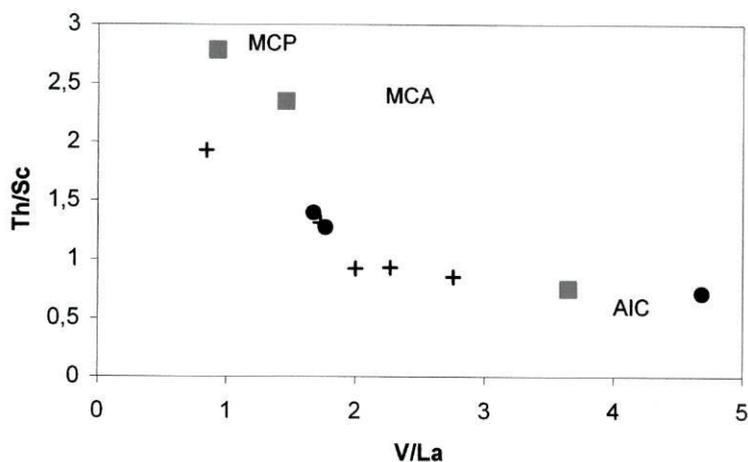


Fig. 6.14 - Diagrama das razões Th/Sc versus V/La considerando apenas as litologias mais pelíticas. São também projectados os valores das razões dos grauvaques para os diferentes ambientes geotectónicos: MCP, MCA e AIC (a legenda mantém-se igual aos diagramas anteriores).

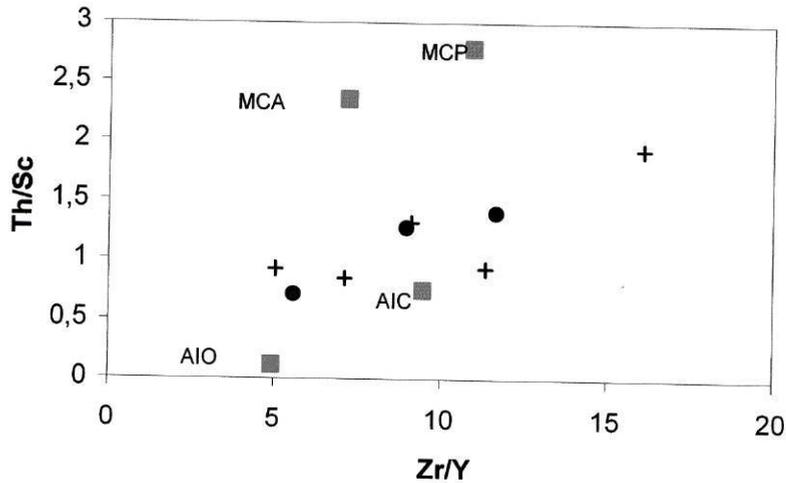


Fig. 6.15 - Diagrama das razões Th/Sc – Zr/Y, considerando apenas as litologias mais pelíticas. São também projectados os valores das razões dos grauvaques para os diferentes ambientes geotectónicos: MCP, MCA, AIC e AIO (a legenda mantém-se igual aos diagramas anteriores).

6.4 - Conclusões

No final do estudo litogeoquímico, apesar da pouca quantidade de amostras analisadas, pode-se concluir antes de mais, existir uma correspondência entre as unidades litogeoquímicas com as unidades estratigráficas e podemos ainda referir uma semelhança das suas características com o DEC, estudado por Ribeiro, 1998.

As amostras da unidade A são apenas duas e apresentam valores extremos uma da outra, resultado de serem de naturezas litológicas diferentes, sendo o quartzofilito a mais rica em SiO₂. No entanto, não é possível concluir se a unidade em questão é realmente mais siliciosa que as outras duas. Assim, podemos dizer com relativa segurança que a unidade NE é mais rica em SiO₂ que a unidade SW, e que esta última consequentemente é a mais aluminosa.

A composição geoquímica das unidades é, essencialmente, controlada pela mineralogia das rochas, nomeadamente, as percentagens de quartzo e minerais de argila. Do que foi dito, concluímos que as litologias de NE são mais gresosas e têm uma maior percentagem de quartzo e plagioclases, embora exista uma maior variedade de litologias com diferentes graus de maturidade nesta unidade. As amostras distribuem-se entre o

domínio dos “shales” e dos grauvaques, havendo amostras com contributo vulcânico. A SW, imperam metassedimentos mais pelíticos e ricos em minerais de argila, em especial a illite, e todas as amostras estão no domínio dos “shales”, excepto a rocha calcossilicatada que é pertence aos grauvaques. O efeito geoquímico do “sorting” sedimentar é mais evidente para as amostras da unidade A e para a unidade SW, e as suas litologias têm um maior grau de maturidade sedimentar.

As variações nos valores das razões K/Rb e K/Ba podem dar-nos uma ideia do grau de metamorfismo, com o aumento do metamorfismo as razões aumentam também. No entanto, dos resultados obtidos, concluiu-se que estas variações resultam, fundamentalmente, do processo sedimentar e não do metamórfico. Isto explica porque motivo a unidade NE tem valores para K/Rb mais baixos que a unidade SW e, para a razão K/Ba, a situação inverte-se, tendo a unidade NE a razão mais alta. A unidade NE tem valores que o aproximam de NASC e de GRAU, enquanto que a unidade SW tem valores superiores a NASC. Na unidade A, o LQF, tem valores superiores a NASC e o quartzofilito é muito inferior ao GRAU. Quanto às razões K/Rb e K/Ba, apresenta valores exactamente inversos, sendo mais rico na primeira razão. De qualquer maneira, independentemente de ter razões mais elevadas ou não, todas as unidades caem no domínio do metamorfismo de baixo a médio grau.

Em todas as unidades estudadas verifica-se um défice relativamente à UCC de Ca, Na, P e Sr. Por sua vez, a unidade A apresenta, de um modo geral, valores inferiores a UCC, sendo de um modo geral, os mais baixos das três unidades em estudo, excepto para La e Si. A unidade SW tem os valores mais altos para Ba, Ti, Th, Zr, La, Y, Yb, V, Zn, U, Cr, Sc e Co, enquanto que a unidade NE tem valores mais altos para Cu, K, Rb. Analisando as TR, constata-se que estas possuem um padrão médio do fraccionamento idêntico a enriquecido, no caso de SW, relativamente ao NASC. Isto sugere uma forte predominância crustal da parte das unidades estudadas, embora com alguma variação da composição e do grau de alteração, resultante de diferentes ambientes geotectónicos.

A unidade SW apresenta o índice de alteração mais elevado e tem razões Th/Sc mais baixas que os grauvaques de MCA e ligeiramente superiores aos grauvaques de AIC. A unidade NE apresenta uma variação do índice de alteração para as suas litologias e tem razões Th/Sc compreendidas entre MCA e AIC, no entanto, são mais elevadas que as do SW, afastando-as de AIC para uma posição intermédia.

CAPÍTULO 7

Interpretações e considerações finais

O presente trabalho utilizou os estudos cartográficos, tectono-estratigráficos metamórficos e litogeoquímicos de modo a caracterizar um sector localizado a E da Albufeira do Alto do Rabagão que foi alvo no passado de intensa actividade mineira. Seguem-se as conclusões obtidas dos diferentes estudos:

- Contributo cartográfico e tectono-estratigráfico:

O sector em questão localiza-se a NW de RVPA, na ZGMTM, e compreende uma faixa de metassedimentos enquadrados pelos maciços graníticos de Montalegre e Chaves. Esta sequência está englobada no Domínio Parautóctone. Do ponto de vista litoestratigráfico, esta faixa de metassedimentos foi individualizada em duas unidades designadas por Unidade NE e Unidade SW. A primeira unidade é constituída por metassedimentos quartzo-pelíticos e quartzo-feldspáticos com algumas intercalações quartzíticas, intruídos pelas pequenas manchas graníticas e filões aplito-pegmatíticos; a unidade SW, por sua vez, é constituída por micaxistos com porfiroblastos de andaluzites, por vezes granatíferos, com intercalações de quartzofilitos, liditos e xistos negros, e localmente rochas calco-silicatadas, sendo a sequência intruída por esporádicos filões aplito-pegmatíticos, tendo alguns deles sido alvo de exploração mineira. De salientar que a unidade NE, é, das duas, a única que apresenta intrusões de granitos e aplito-pegmatitos, e a unidade SW, por sua vez, é a única que foi sujeita a actividade mineira.

Não foram observadas grandes diferenças estruturais entre as duas unidades, no entanto, é de referir que no sector NE se observam esporádicas inflexões da foliação para NE-SW, fugindo à predominância da orientação NW-SE, reinante nos restantes terrenos metassedimentares estudados. A estrutura regional tem um carácter isoclinal, marcado por concordância da foliação principal (S_2) com a estratificação (S_0) com uma orientação preferencial $N120^\circ; 70^\circ SW$. Esta foliação principal, em litologias de natureza quartzopelítica, delimita “microlithons” no interior dos quais está preservada uma foliação anterior (S_1). Em litologias mais competentes, a deformação associada à fase D_2 não gera nova foliação, mas dobra e reorienta a foliação anterior (S_1). O carácter isoclinal da estrutura, embora marcado pela foliação S_2 , resultou da reorientação por dobramento largo da fase D_3 , com plano axial de direcção $N120^\circ$; subvertical a $75^\circ SW$. A vergência para NE deste último dobramento gera flancos longos $N120^\circ; 70^\circ SW$ largamente predominantes sobre os flancos curtos, $N120^\circ$; subverticais a $60^\circ NE$. Esta

geometria e vergência observa-se nas crenulações dos flancos dos dobramentos maiores, cujos eixos marcam lineações de orientação variável, entre os 15 a 30° e os N 130 a 160°. Nestes flancos, durante a fase D_3 verifica-se reactivação das foliações anteriores, nomeadamente de S_2 , marcada por compressão da foliação em torno de porfiroblastos e estiramento. Este estiramento poderá ser responsável pela formação de clivagem de fracturação que afecta os níveis mais gresosos, tal como a bodinagem dos veios de quartzo.

Dadas as características litológicas e estruturais das unidades estudadas podemos correlacioná-las com as unidades vizinhas. Assim, as duas unidades serão equiparadas às unidades do Domínio Estrutural de Carrazedo (DEC).

A unidade NE é correlacionada com a unidade Cb do DEC. A unidade Cb em conjunto com VE será correlacionada com a unidade de Santa Comba (SC), também definida por S^b (Ribeiro et al. 2000), do sector Cabeceiras, Ribeira de Pena. A unidade Cb tem continuidade para este, correspondendo aos Quartzitos Superiores (PT4) do Peritransmontano (PT) (Ribeiro, 1974). O Grupo Paraño (Farias et al., 1987) do sinforma de Verin corresponderá aos Quartzitos Superiores e à unidade Cb e, conseqüentemente, a NE.

A unidade SW correlaciona-se com a unidade SE do DEC. A unidade SE correlaciona-se com as unidades VE de DEC e o PT3 do Peritransmontano (PT). O Grupo Nogueira do sinforma de Verin será equivalente à sequência inferior dos Quartzitos Superiores do Peritransmontano (PT3) e às unidades VE, SE e, neste caso, à unidade SW.

- Contributo petrográfico metamórfico

Nas duas unidades observou-se uma recristalização metamórfica, resultante de processos de dissolução por pressão e segregação lateral que actuaram durante o metamorfismo progressivo, na dependência de tensão tectónica da 1ª e 2ª fases. O pico térmico foi condicionado pela granitização e instalação dos granitos de duas micas sintectónicas posteriormente à fase principal, responsável pela foliação principal S_n , tendo uma cronologia ante a sin D_{n+1} (D_3). A orientação regional das estruturas prévias, como a recristalização metamórfica, foi afectada por processos associados à fase D_3 . As relações de blastese e deformação indicam que o pico térmico do metamorfismo terá

sido atingido ante a sin D_{n+1} (D_3), como provam a presença de andaluzite e a transformação andaluzite-fibrolite.

Na unidade SW, a presença de andaluzites e granadas de composição almandina e de biotites indicam pressões superiores a 4 Kb e temperaturas superiores a 400° C. Constatou-se que as micas brancas desta unidade apresentavam uma percentagem maior em celadonite que na unidade NE. E como a unidade SW é correlacionável com a Unidade de Santa Maria de Émeres definida por Ribeiro, 1998, podemos aceitar as mesmas condições metamórficas que foram de $T = 350$ a 450 °C e $P = 3,5$ a 4 Kb.

Na unidade NE é evidente uma reorganização mineralógica posterior às foliações, chegando mesmo a apagá-las. Esta recristalização está directamente relacionada pelo aumento de temperatura registado pela instalação dos granitos. E estes granitos também foram responsáveis pela circulação de fluidos tardios que depositaram as clorites e as turmalinas, entre outros minerais acessórios como a apatite. A presença da associação andaluzite, silimanite (fibrolítica) e cordierite indicam pressões e temperaturas que podem variar entre os 3 a 4,5 Kb e os 600 a 680 °C, respectivamente. Da análise às micas brancas verificou-se a predominância da % paragonítica nas micas brancas da Unidade NE. As paragonites correspondem a um plutonometamorfismo de baixa pressão e temperaturas mais elevadas (menor % de celadonite), que recebe a designação de termometamorfismo.

Em resumo, a unidade NE foi afectada por um termometamorfismo evidente, enquanto que para a unidade SW os poucos dados existentes relativamente às micas brancas apontam uma maior % de celadonite, indicadora de que nesta Unidade os efeitos térmicos ante a sin – D_3 não foram tão intensos como na Unidade NE. Mais estudos serão necessários, em especial, na Unidade SW.

- Contributo litogeoquímico

O estudo litogeoquímico permitiu estabelecer uma correspondência entre as unidades litogeoquímicas com as unidades lito-estratigráficas e vêm confirmar a semelhança das suas características com unidades do DEC, validando a sua correlação com estas.

As litologias da unidade NE são mais ricas em SiO_2 , Na_2O , elementos menores de fonte ácida ou crustal (Rb, Zr). Estas litologias são mais gresosas e têm uma maior percentagem de quartzo e plagioclases, apesar de existir uma maior variedade de

litologias com diferentes graus de maturidade nesta unidade. As amostras distribuem-se entre o domínio dos “shales” e dos grauvaques, havendo amostras com contributo vulcânico.

A unidade SW apresenta as litologias mais pelíticas e mais aluminosas. As suas litologias têm, de um modo geral, os teores mais elevados em Fe_2O_3 , MnO, MgO, CaO, Ti, nos elementos menores de fonte ácida ou crustal (Th, Ba Zr) e nos elementos básicos (Sc, V, Cr, Ni). Os metassedimentos desta unidade são ricos em minerais de argila, em especial a ilite, e todas as amostras estão no domínio dos “shales”, excepto a rocha calcossilicatada que pertence aos grauvaques. O efeito geoquímico do “sorting” sedimentar é mais evidente para as amostras da unidade SW, e as suas litologias têm um maior grau de maturidade sedimentar.

As unidades estudadas caem no domínio do metamorfismo de baixo a médio grau. Os valores para a razão K/Rb são mais baixos para a unidade NE que para a unidade SW e, para a razão K/Ba, a situação inverte-se, tendo NE a razão mais alta. A unidade NE tem valores que a aproximam de NASC e de GRAU, enquanto que SW tem valores superiores a NASC.

Apesar da variação da composição e do grau de alteração observadas nas unidades estudadas, existe uma forte predominância crustal nas suas litologias. A unidade SW tem o índice de alteração mais elevado e tem razões Th/Sc mais baixas que os grauvaques de MCA e ligeiramente superiores aos grauvaques de AIC. A unidade NE apresenta uma variação do índice de alteração para as suas litologias e tem razões Th/Sc compreendidas entre MCA e AIC, no entanto, são mais elevadas que as do SW, afastando-as de AIC para uma posição intermédia. Ou seja, as duas unidades estão compreendidas entre MCA e AIC, embora se encontrem mais próximas de AIC.

Combinando os resultados obtidos nos estudos cartográficos, tectono-estratigráficos, metamórficos e litogeoquímicos, podemos dividir as nossas interpretações em: interpretações tectono-estratigráficas e interpretações paleogeográficas.

Interpretações tectono-estratigráficas

Estruturalmente a unidade SW sobrepõe-se sobre a unidade NE, e esta última unidade é intruída pelo granito acima mencionado, o conjunto destas unidades com o

granito irão corresponder ao flanco NE de um sinclinal. A instalação do granito vai provocar um aumento de temperatura nas litologias da unidade NE, confirmada pelas paragéneses e texturas observadas. Magmas e fluidos provenientes do granito em formação circulam por entre a foliação das litologias da unidade NE originando, quando arrefecem, apófises e filões de granito com diferenciações aplito-pegmatíticas. Contudo, os fluidos residuais, mais ricos em Sn e W e possivelmente menos viscosos que os anteriores, continuam a sua migração instalando-se nos níveis estruturais mais altos, ou seja na unidade SW. A fig. 7.1 representa as relações observadas das diferentes unidades com as rochas intrusivas e os filões mineralizados.

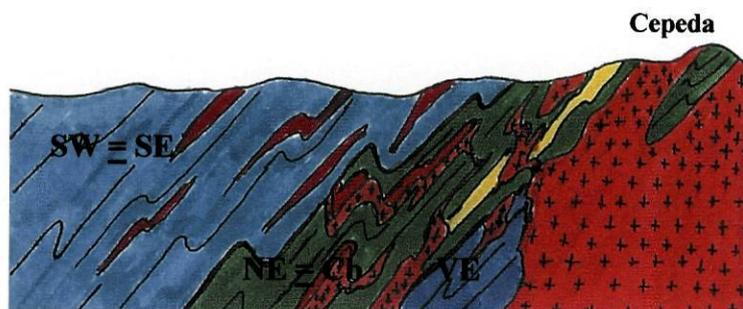


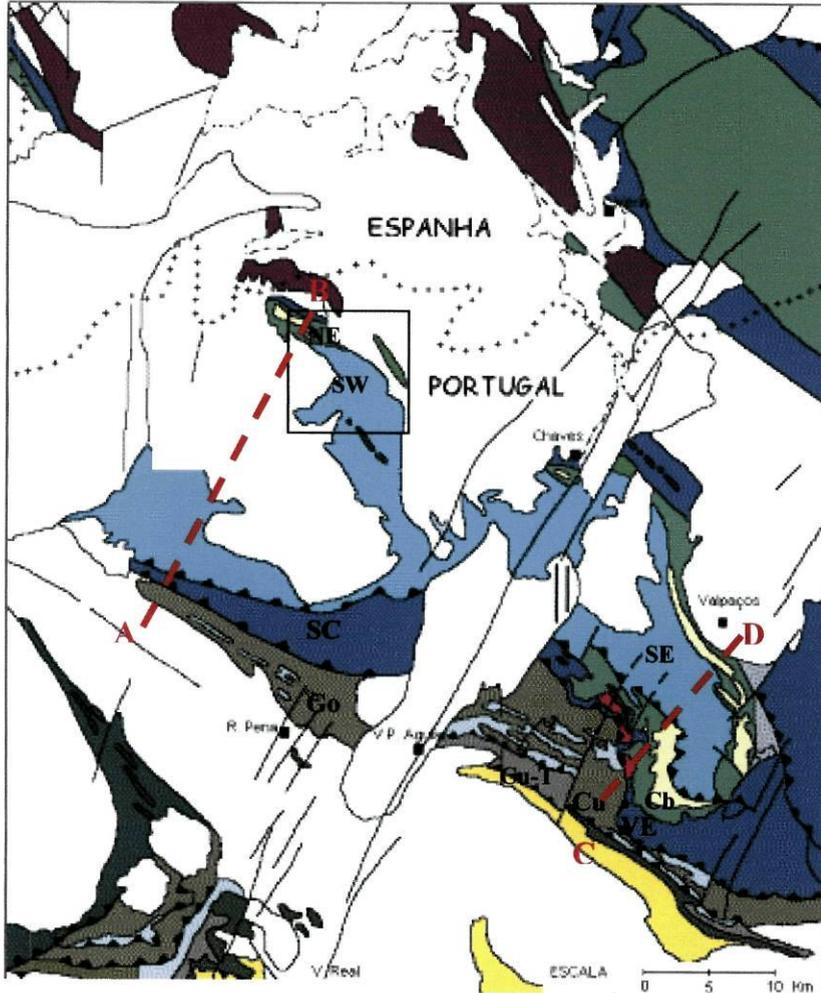
Fig. 7.1 - Perfil do sector. A unidade SW é correlacionada com a unidade Sta Mª de Émeres (SE), a unidade NE é correlacionada com a unidade de Cubo (Cb). A unidade Vale de Égua (VE) encontra-se por baixo da unidade NE. A amarelo estão representados os quartzitos da unidade NE. A vermelho estão representados os filões aplito-pegmatitos. Não está à escala.

Verificamos que a instalação dos aplito-pegmatitos mineralizados em Sn, Sn-W se deu na unidade SW que é caracterizada por uma maior homogeneidade de litologias. Estas litologias são dominadas por pelitos aluminosos ricos em TR e têm um grau de maturidade maior que as da unidade NE. E ainda, apresentam um baixo grau metamórfico, cujos picos térmicos foram inferiores à unidade que lhe é subjacente (unidade NE), uma vez que está mais afastada da influência térmica do granito. Provavelmente, as litologias mais pelíticas desta unidade reúnem as condições ideais para a deposição do Sn e W, funcionando como armadilhas.

Para além da relação destes elementos com os granitos, vários autores avançam com a possibilidade do Sn e W poderem encontrar-se em pré-concentrações nos metassedimentos, no entanto, os dados litogeoquímicos obtidos no presente trabalho, não nos permitem tirar essas conclusões, o que não põe de parte essa possibilidade.

Uma vez caracterizada a área estudada é ainda possível correlacioná-la com a região envolvente podendo traçar um quadro bem mais vasto. Das correlações com as

unidades vizinhas resulta o mapa da figura 7.2. Este mapa já foi apresentado no capítulo da litoestratigrafia, no entanto, agora surge complementado por dois perfis traçados entre Cabeceira de Basto – Serraquinhos (perfil AB) e Três Minas – Carrazedo (perfil CD) (fig. 7.3).



		U Autóctones	U Sub-autóctones Escama inferior	U Paratúctones Escama superior		
		Douro Inferior e Serra do Marão	DETM, região de Cabeceiras e de Celorico de Basto	DEC e região de Trás-os-Montes Ocidental		Região de Verim
				Sub-Domínio Inferior	Sub-Domínio Superior	
Devónico	Superior	F. Santos	Unidades: Curros, Mouquim-Canadelo e Gondães		F. Xistos Superiores	
	Inferior	F. Campanhó	Unidades: F. Negras, Mouquim-Canadelo e Go-Gondães	Unidade Cubo	F. Quartzitos Superiores	Grupo de Parafão
Ordoviciano		F. Pardelinas F. Xistenta	Unidade Tinhaia	Sub-Unidade Rancho	Unidade St. M. Eneres	Grupo de Nogueira
		Quartzito Amenceno		Sub-Unidade Albo Cheira		Grupo de Santabala

Fig. 7.2 - Esboço geológico das unidades litoestratigráficas de RVPA e sectores vizinhos, onde se representa, dentro do rectângulo, as unidades NE e SW correlacionadas com as unidades Cb e SE, respectivamente. Cb em conjunto

com VE é ainda correlacionável com SC. A tracejado vermelho estão representados os perfis AB e CD (adaptado de Ribeiro, 1998).

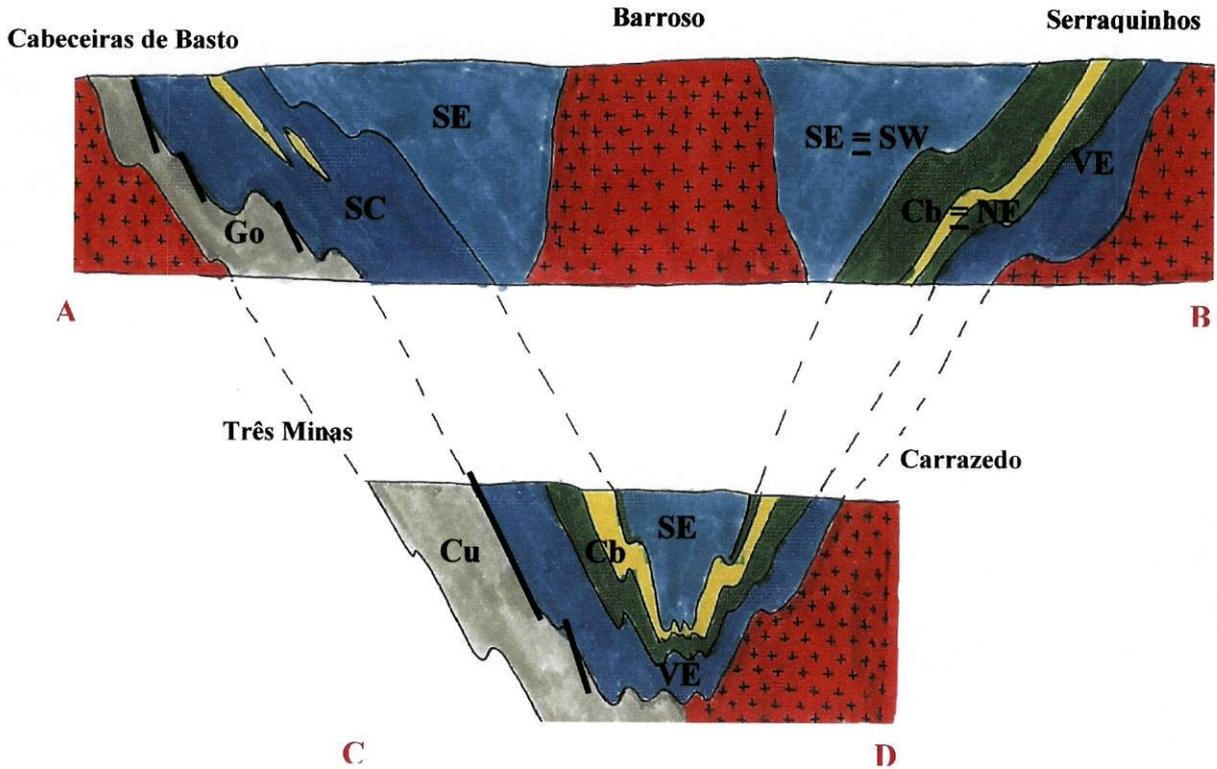


Fig. 7.3 - Correlação entre os perfis de Cabeceira de Basto – Serraquinhos (perfil AB) e Três Minas – Carrazedo (perfil CD). Não estão à escala.

Da correlação entre os perfis da fig. 7.3 constatamos que unidades do Parautóctone e a unidade Go do Sub-Autóctone estão dobradas numa mega estrutura sinclinal D₃.

No perfil Cabeceira de Basto – Serraquinhos (perfil AB), localizado a NW, verificamos que o conjunto das unidades Cb (equivalente à unidade NE) e VE são o flanco nordeste do sinclinal, sendo a sua equivalente, no flanco sudoeste, a unidade SC. Ainda neste último flanco encontra-se a unidade Go do Sub-Autóctone que não apresenta continuidade para o flanco nordeste. A unidade Go, subjacente às unidades do Parautóctone, contacta com estas através de um carreamento. No núcleo da dobra encontra-se a unidade SE (equivalente à unidade SW) que é intruída pelo granito do Barroso. O sinclinal encontra-se limitado a SW pelo granito de Cabeceiras de Basto e a NE pelo granito de Serraquinhos.

No perfil Três Minas – Carrazedo (perfil CD) é evidente a forma do sinclinal e a correlação das unidades observadas a NE no perfil anterior. No flanco SW a unidade Go

dá lugar à unidade Cu, ambas correlacionáveis, e SC equivalerá ao conjunto das unidades VE e Cb. No núcleo mantém-se a unidade SE e no flanco NE continuam as unidades Cb e VE que se estendem a noroeste até ao perfil AB.

As relações entre as diferentes unidades e a sua organização numa dobra D_3 sinclinal parecem evidentes, contudo para sudeste dos terrenos referidos a tectonoestratigrafia não é tão simples.

Actualmente, estudos realizados nas serras da Garraia e Santa Comba apontam na existência de uma grande estrutura designada por manto-dobra (J. Rodrigues, 2003). Segundo este autor, o Parautóctone encontra-se dividido em dois domínios com características estratigráficas e estruturais distintas: Parautóctone Inferior e Parautóctone Superior, que equivalem respectivamente ao Sub-Autóctone e o Parautóctone da legenda da fig. 7.2. A separação das duas unidades tectonoestratigráficas faz-se por uma importante superfície de carreamento com grande extensão cartográfica. Este carreamento corresponderá ao carreamento marcado no perfil da figura anterior (fig. 7.3), entre as unidades do Sub-autóctone e as do Parautóctone. J. Rodrigues, 2003, defende que o Parautóctone é caracterizado por macrogeometrias do tipo manto-dobra exibindo flancos inversos que podem atingir mais de 10 km. Na fig. 7.4 está representada uma tentativa de interpretar o desenvolvimento de um manto-dobra.

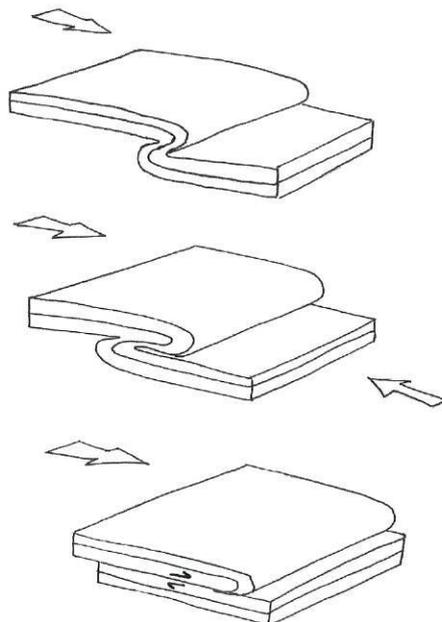


Fig.7.4 – Desenvolvimento de um manto-dobra que evolui para um manto de carreamento, no decurso da fase hercínica D_2 .

Aplicando o conceito de manto-dobra aos terrenos referidos nos perfis da fig. 7.3, resulta a figura 7.5, onde se representa o manto-dobra do Parautóctone desenraizado e carreado sobre as unidades do Sub-Autóctone ou Parautóctone Inferior.

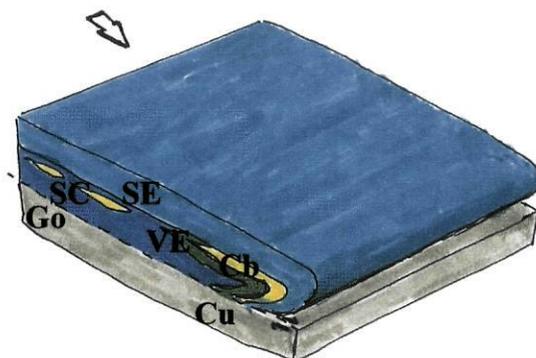


Fig. 7.5 – Unidades do Parautóctone dobradas por um manto dobra (unidades SC, VE, Cb e SE) e carreados sobre as unidades do Sub-Autóctone (Go e Cu), no decurso da fase D₂ hercínica.

Durante a fase D₃ da orogenia Hercínica, os terrenos foram dobrados na macrodobra sinclinal conferindo-lhes a actual estruturação. Na fig. 7.6 está representada o sinclinal e a falha Régua-Verin. Os granitos foram descriminados para não complicar a percepção dos eventos.

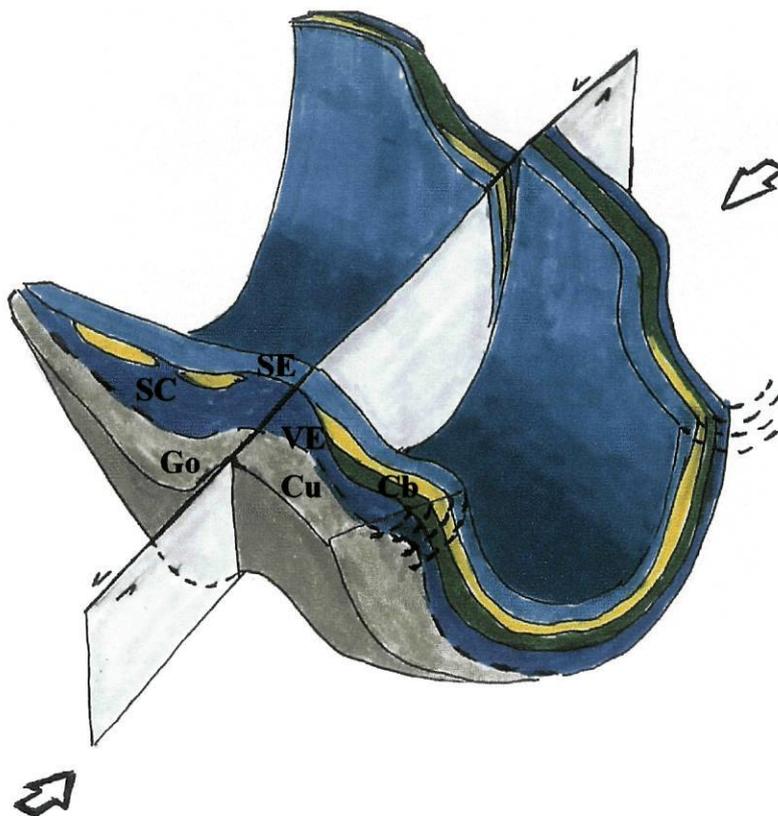


Fig. 7.6 – O manto-dobra carreado sobre o Subautóctone (unidades Cu e Go) é dobrado num sinclinal durante a fase D₃. A falha Régua-Verin com movimento esquerdo vai separar os terrenos em dois blocos. Comparar fig. 7.2.

No entanto, o problema de definir a relação entre unidades no Parautóctone persiste, em especial nos flancos inversos dos mantos-dobra. Outro problema é definir onde se encontram esses flancos. Possivelmente, os terrenos do Domínio de Carrazedo poderão estar nesse contexto, o que implicará uma reavaliação das relações entre as unidades SE, Cb e VE. Mais estudos serão necessários, de modo a esclarecer estas dúvidas.

Interpretações paleogeográficas

O estudo litogeoquímico permite a caracterização da evolução do processo sedimentar, das unidades tectono-estratigráficas quer em termos de proveniência quer em termos de ambiente de deposição, levando à definição do contexto paleogeográfico e geotectónico da bacia de deposição, mesmo quando as texturas primárias e a mineralogia estão totalmente “apagadas”.

Combinando a paleogeografia com os dados da tectono-estratigrafia e da litogeoquímica considerados para os terrenos do orogeno Hercínico, podemos traçar a sua evolução desde a sedimentogénese até aos eventos que levaram à formação da Cadeia Hercínica (fig.7.7).

Os terrenos hercínicos correspondem a sequências com idades desde Pré-Câmbrico a Devónico Inferior que se depositaram numa zona de transição da margem continental do Gondwânica.

As unidades autóctones e sub-autóctones (Douro Inferior e DETM) compreendem uma sequência do Ordovícico ao Devónico inferior. O Ordovícico é caracterizado por fácies de plataforma, mais distais para topo, embora com baixo grau de maturidade, em contexto de transição de margem continental (U. Tinhela) (Ribeiro, 2001). As sequências do Silúrico a topo, revelam mudança nas condições de sedimentação, indicando elevado índice de maturidade química e com fácies anóxicas, de ambiente confinado (xistos negros e liditos da U. Fragas Negras), características de uma abertura do oceano. Segue a deposição de fácies pelíticas de elevado grau de maturidade químico-mineralógica, com assinaturas de fonte básica e ácida em contextos mais oxigenados de margem continental activa (U. Curros e F. Santos).

As unidades parautóctones (DEC), onde estão inseridas as unidades NE e SW estudadas neste trabalho, são constituídas por uma série de escamas cujas características correspondem a sequências depositadas em bacias mais ou menos confinadas, num

contexto de evolução de margem passiva para margem activa. Segundo Ribeiro et al., 2003, na base das escamas, o Silúrico inferior está representado por xistos negros e rochas vulcano-sedimentares de carácter ácido (U. Alto da Cheira e Rancho e S^a M^a Émeres), com baixo grau de maturidade e com assinatura geoquímica indicadora de arco insular oceânico (AIO) a arco insular continental (AIC), em contexto confinado. A topo existem quartzofilitos e filitos (U. Cubo, Quartzitos Superiores, Grupo de Paraño) do Silúrico superior, com proveniência de rochas félsicas.

Assim, os terrenos de DEC ter-se-iam formado nas proximidades do arco vulcânico associado ao fecho do oceano marginal (“Rheic-Paleotethys”), enquanto o DETM resultaria de uma sequência de bacia na margem continental Gondwânica, mais ou menos profunda e confinada. No decurso da orogenia Hercínica a escama Parautóctone DEC irá cavalgar os terrenos Autóctones DETM (fig. 7.7).

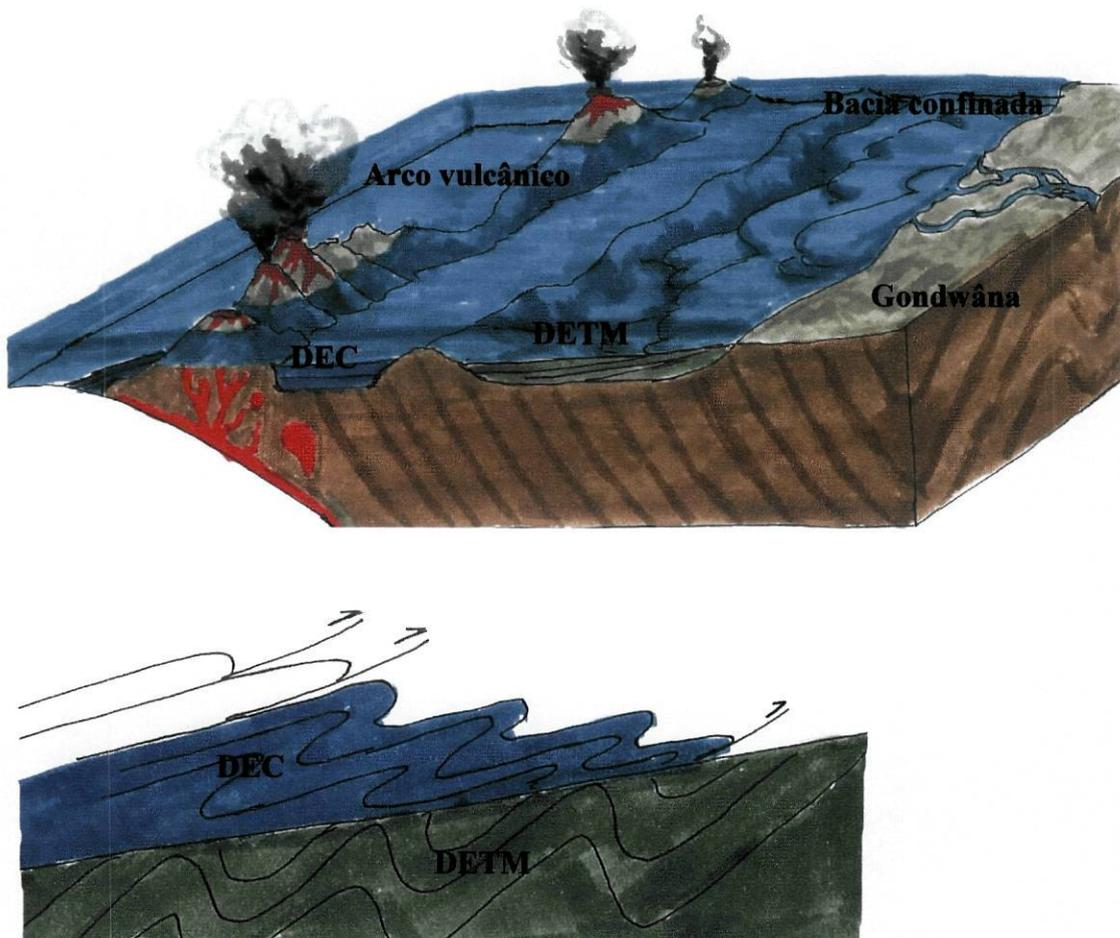


Fig. 7.7 - Representação esquemática da paleogeografia durante o Silurico dos terrenos DEC e DETM seguida da evolução orogénica que resultou num empilhamento de escamas Parautóctones (DEC) sobre as unidades Autóctones (DETM).

Contributo cartográfico, tectono-estratigráfico metamórfico e litogeoquímico como guias de prospecção

O presente trabalho caracterizou do ponto de vista tectono-estratigráfico e litogeoquímico uma pequena peça de um puzzle chamado Parautóctone. Os estudos abordados vêm corroborar o que até então tem vindo a ser defendido para este Domínio.

Do ponto de vista da prospecção, uma área bem caracterizada e bem definida é um ponto de partida para qualquer estudo com fins lucrativos. Conhecida a distribuição geográfica das litologias e a sua relação estrutural, resultante de um levantamento cartográfico, apoiado em conceitos cartográficos, tectono-estratigráficos e litogeoquímicos, fica facilitada a decisão de onde começar uma campanha de prospecção.

Para além de permitirem distinguir litologias semelhantes e definir os paleoambientes em que se formaram os metassedimentos, os estudos litogeoquímicos também possibilitam a detecção de um fundo anómalo em elementos passíveis de serem explorados. No entanto, os dados obtidos não permitem criar um quadro rigoroso da distribuição dos elementos químicos, uma vez que este nunca foi um dos objectivos deste trabalho. Seria necessária uma recolha de amostras mais exaustiva.

Verificou-se no sector estudado que a distribuição dos pegmatitos ricos em Sn e Sn-W se localiza em metassedimentos mais pelíticos e aluminosos, relativamente afastados da influência do granito. Será que a natureza química dos metassedimentos afecta a deposição dos pegmatitos estaníferos? Ou a sua deposição nestas litologias deveu-se a processos meramente estruturais? Mais estudos litogeoquímicos em metassedimentos de outras áreas estaníferas serão necessários em estreita colaboração com estudos estruturais e de fluidos de modo a esclarecer esta dúvida.

BIBLIOGRAFIA

- Ague, J. J., 1991. Evidence for major mass transfer and volume strain during regional metamorphism of pelites. *Geology*, 19: 855-859.
- Ague, J. J., 1997. Compositional variations in metamorphosed sediments of the Littleton Formation, New Hampshire. *Amer.J. Sci.*, 297: 440-449.
- Almeida, A. & Noronha, F., 1988. Fluids associated with w and Ag-Au deposits of the Mirandela area. NE Portugal: an example of peri-granitic zoning. *Bull. Minér.*, 111: 331-341.
- Alonso, J. L. & Rodriguez Fernandez, L. R., 1981. Aportaciones al conocimiento de la estructura del sñc1inóride Verín. *Cuad Labor. Xeol. Laxe*, 3: 93-122.
- Améglio, L., Vignerese, J.L. & Bouchez, J.L., 1997. Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. In: J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton & W.E. Stephens, Eds, *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, p.199-214. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Arribas, A., 1979. Les gisements de tungstene de la zone de Morille. (Province de Salamanca, Espagne). *Chron. Reeh. Min.*, 450: 27-34.
- Aronof, S., 1989. Geographic Information Systems – a management perspective
- Barbey, P. & Cuney, M., 1982. K, Rb, Sr, Ba, U and Th geochemistry of the Lapland granulites (Fennoscandia). LILE* Fractination controlling factors. *Contr. Miner. Petrol.*, 81: 304-316.
- Bhatia, M. R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J.Geol.*, 91, 6: 611-627.
- Bhatia, M. R. & Crook, K. A. W., 1986. Trace element characteristics af graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contr. Miner. Petrol.*, 92: 181-193.
- Bastida, F., Aller, J. & Pulgar, J.A., 1990. Desarrollo y significado de las foliaciones Tectónicas en el Macizo Hercínico de NW de Espana. *Cuad.Labor.Xeol.Laxe*, 15: 133-156.
- Bau, M. & Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Res.*, 79: 37-55.
- Beetsma, J. J., 1995. The late Proterozoic/ Paleozoic and hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N. Portugal. (as traced by geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of pre-Hercinian terrigenous sediments and Hercynian granitoids, 223 pp. Vrije Universiteit, Amsterdam (Tese).
- Bell, T. H., 1986. Foliation development and refraction in metamorphic rocks: reactivation of earlier foliations and decrenulation due to shifting patterns of deformation partitioning. *J. Metamorphic Geol.*, 4: 421-444.
- Bell, T. H. & Cuff, C., 1989. Dissolution, solution transfer, diffusion versus fluid flow and volume loss during deformation/metamorphism. *J. Metamorphic Geol.*, 7: 425-447.
- Bell, T. H., Rubenac, M.J., 1983. Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. *Tectonophysics* 92: 171-194.
- Bourguignon, A., 1988. Origine des formations paraderivées, et orthoderivées acides du Limousin Central. Une source possible pour les leucogranites uranifères, 185 pp. Université. Claude Bernard, Lyon I. (Tese).
- Borradaile, G.J, Bayly, M. B., Powell C. M. A., 1982. Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Burrough, P.A., 1986. Principles of Geographic Information Systems.

- Carta Geológica de Portugal, escala 1:50 000, folha 6-B – Chaves. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa 1974.
- Carta Geológica de Portugal, Escala de 1: 50 000. Folha 6-C – Cabeceiras de Basto. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa 2000.
- Carta Geológica de Portugal, escala 1:200.000, Folha 2 /Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 2000.
- Compton, R. R., 1985. *Geology in the field*. Standford University, John Wily & Sons, Inc.
- Condie, K. C., 1991. Another look at rare earth elements in shales. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**: 2527-2531.
- Condie, K. C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, **104**: 1-37.
- Cullers, R J., Barret, T., Carlson, R & Robinson, B., 1987. Rare earth element and mineralogic changes in holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, U.S.A. *Chem. Geol.*, **63**: 275-297.
- Cullers, R L, Bock, B. & Guidotti, C., 1997. Element distributions and neodymium isotopic composition of Silurian metasediments, Western Main, U.S.A.: Redistribution of the rare earth elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 9: 1847-1861.
- Dias, G & Boullier, A., 1985. Evolution tectonique, métamorphique et plutonique d'un secteur de la chaîne hercynienne ibérique (Ponte de Lima, Nord du Portugal). *Bull. Soc. Géol. France*, 1985, (8), t. I, n° 3, p. 423-434.
- Dias, R. & Ribeiro, A., 1994. The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent? In: R. Dias, Regimes de deformação no autóctone da Zona Centro Ibérica: a importância para a compreensão da génese do arco Ibero Armoricano. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. (Tese de doutoramento).
- Diaz Garcia, F., 1991. La estructura y la evolución metamórfica en un corte comprendido entre Carballiño y Forcarei. Área esquistosa de Galicia Central, Nw de España. *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe Coruña*, 1991, Vol. 16, p. 273-299.
- Dória, M. A., 1999. Evolução dos Fluidos Associados a Processos Mineralizantes: Aplicação à Região Aurífera de Vila Pouca de Aguiar. 345 pp. Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto (Tese de Doutoramento).
- Farias P., Gallastegui, G., Lodeiro, F. G., Marquinez, J., Parra, L. M. M., Catalán, J. R. M., Macia, J. G. P., Fernandez, L. R. R., 1987. Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafia y estructura de Galicia Central. In: IX Reunión sobre a Geologia do Oeste Peninsular, Porto, 1985. *Mem. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, **1**: 441-431.
- Ferreira, N. & Noronha, F., 1987. Prospecção de estanho em áreas envolventes dos maciços graníticos das serras do Gerês, Barroso e Cabreira. In: Actas e Comunicações. IX Reunión sobre a Geologia do Oeste Peninsular, Porto, 1985. *Alem. Uus. Labor. Minet. Ceol. Fac. Ciênc. Porto*, **1**: 4337449.
- Ferreira, N., Iglésias, M., Noronha, F., Pereira, E., Ribeiro, A. e Ribeiro, M. L., 1988. Granitóides da Zona Centro Ibérica e seu enquadramento geodinâmico. In: Geologia de los Granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro homenaje a L. C. Garcia de Figuerola, Editorial Rueda, Madrid: 37-51.
- Fedo, C. M., Eriksson, K. A. & Krogstad, E. J., 1996. Geochemistry of shales from the Archean (3.0Ga) Buhwa Greenstone Belt, Zimbabwe: Implications for provenance and source-area weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**: 1751-1763.

- Floyd, P. A., Shail, R., Leveridge, B. E. & Franke, W., 1991. Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. In: Morton, A. C., Todd, S. P. & Haughton, P.D.W. (eds.): *Developments in sedimentary provenance studies – Geol. Soc. Spec. Publ.* 57, pp. 173-188.
- Garcia, D., Coelho, J. & Perrin, M., 1991. Fractionation between TiO₂ and Zr as a measure of sorting within shale and sandstone series (Northern Portugal). *European J. Miner.*, 3: 401-414.
- Gaspar, J., 2000. *Cartas e Projecções Cartográficas*
- Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A. & Korotev, R. L., 1984. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 2469-2482.
- Guidotti, C. V., 1984. Micas in Metamorphic rocks. In: S. W. Bailey, Ed., *Micas. Rev. Miner.*, 13: 357-468.
- Guidotti, C. V., Cheney, J. T. & Henry, D. J., 1988. Compositional variation of biotite as a function of metamorphic reactions and mineral assemblage in the pelitic schists of western Maine. *Amer. J. Sci.*, 288-A: 270-292.
- Gutierrez-Marco, J. C., San José, M. A & Pieren, A. P., 1990. Post-Cambrian Paleozoic stratigraphy. In: R.D. Dallmeyer & E. Martínez Garcia, Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, p.160-171. Springer-Verlag, Berlin.
- Harnois, L., 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sediment. Geol.*, 55: 319-322.
- Hibbard, M. J., 1995. *Petrography to petrogenesis*. 587 pp. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Holdaway, M. J., 1971. Stability of andaluzite and the aluminium silicate phase diagram. *American Journal of Science*. 271, p. 97-131.
- Holtz, F. & Bertrand, J., 1987. Structures de déformation dans les schistes et les granites de la région de Montalegre (Nord-Portugal). Évolution métamorphique et conditions de mise en place des granites. *Bull. Soc. Géol. France*, 1987, (8), t. III, n° 2, p. 361-369.
- Hower, J., Eslinger, E. V., Hower, M. E. & Perry, E. A., 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment. I: mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87: 725-737.
- Iglesias, M. & Ribeiro, A., 1981. Zones de cisaillement ductile dans l'Arc Ibéro-Américain. *Comun. Servo. geol. Portg.*, 67, 1: 85-87.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. & Conde, L. N., 1972. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. España*.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. & Conde, L. N., 1974. Memória explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. España*.
- Kronberg, B. J., Nesbitt, H. W. & Fyfe, W. S., 1987. Mobilities of alkalis, alkaline earths and halogens during weathering. *Chem. Geol.*, 60, 114: 41-45.
- La Roche, M. H., 1966. Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches: modèles chimiques statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique. *CR. Acad. Sci., Paris, Sér.D*, 262: 1665-1668.
- La Roche, M. H., 1968. Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sci., Paris, Sér.D*, 267: 39-42.

- Lotze, F., 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta – Geotekt. Forsch. 6:78-92.
- Marques, M., 1982. Petrofábrica de alguns tectonitos da região de Serraquinhos (Chaves). Fac. Ciênc. da Univ. Porto.
- Martínez, F. J., Julivert, M., Sebastian, A., Arboleya, M. L. & Ibarra, J. J., 1988. Structural and Thermal Evolution of High-grade Areas in the Northwestern Parts of the Iberian Massif. *American Journal of Science*, Vol. 288, December, P. 969-996.
- Martins, H. C. B., 1998. Geoquímica e petrogénese de granitóides biotíticos tardi-tectónicos e pós-tectónicos. Implicações metalogénicas. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 288 pp (Tese de doutoramento).
- Martins, H. C. B., Alameida, A., Noronha, F. e Leterrier, J., 1999a. U-Pb zircon and monazite geochronology of Hercynian composite granite plutons (Northern Portugal). In: B.Barbarin (Ed.), The origin of granites and related rocks, IV Hutton Symposium, Abstracts, Clermont-Ferrant, França. BRGM.Orléans. (Documents du BRGM 290): 215.
- Martins, H. C. B., Alameida, A., Noronha, F. e Leterrier, J., 1999b. Geocronologia U-Pb em zircão e monazite em granitos hercínicos do Norte de Portugal. In: 11 Congresso Ibérico de Geoquímica, XI Semana de Geoquímica, Lisboa, Actas. 1:77-80.
- Martins, H. C. B., Alameida, A., Noronha, F. e Leterrier, J., 1999c. Magmatismo tardi-hercínico no Norte de Portugal: os maciços graníticos de Vieira do Minho e Vila Pouca de Aguiar. In: 11 Congresso Ibérico de Geoquímica, XI Semana de Geoquímica, Lisboa, Actas. 1:61-64.
- Martins, H. C. B., Alameida, A., Noronha, F. e Leterrier, J., 1999d. Post-thickening collision-related granites from Northern Portugal. In: B.Barbarin (Ed.), The origin of granites and related rocks, IV Hutton Symposium, Abstracts, Clermont-Ferrant, França. BRGM. Orléans. (Documents du BRGM 290): 163.
- Martins, H. C. B., Alameida, A., Noronha, F. e Leterrier, J., 1999e. Génese de granitóides hercínicos do Norte de Portugal: evidências com base em estudos isotópicos Sr e Nd, Anais do V Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e VII Congresso Brasileiro de Geoquímica, Porto Seguro, Bahia, Brasil: 343-345.
- Matos, J., L., 2001. Fundamentos de Informação Geográfica.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics* 126: 329-374.
- McLennan, S. M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. *Rev. Miner.*, 21: 169-200.
- McLennan, S. M., Taylor, S. R., McCulloch, M. T. & Mayna, J. W. J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 2015-205Q.
- McLennan, S. M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol.2, 2001 [Paper number 2000GC000109]. www.g-mbed.org
- Miyashiro, A., 1973. Metamorphism and metamorphic belts. Allen and Unwin, London.
- Moine, B., 1974. Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (Région d' Ambatofinandrahana). *Sci. Terre, Mémoire* 31.

- Moreira, M., Ribeiro, J. & Mendes Victor, L. (1992). Cartografia das anomalias gravimétricas e magnéticas em Trás-os-Montes (Chaves-Vila Real). In: Física'92, 8ª Conferência Nacional de Física e 2º Encontro Ibérico para o Ensino da Física, Vila Real, 1992, Livro de Resumos, p. 433-434. Sociedade Portuguesa de Física.
- Moss, B. E., Haskin, L. A. & Dymek, R. F. & Shaw, D. M., 1995. Redetermination and reevaluation of compositional variations in metamorphosed sediments of Littleton Formation, New Hampshire. *Amer. J. Sci.*, 295: 988-1019.
- Moss, B. E., Haskin, L. A. & Dymek, R. F., 1996. Compositional variations in metamorphosed sediments of the Littleton Formation, New Hampshire, and the Carrabassett Formation, Main, at sub-hand specimen, outcrop, and regional scales. *Amer. J. Sci.*, 296: 473-505.
- Nesbitt, H. W. & Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major elements chemical of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Nesbitt, H. W. & Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.* 97: 129-147.
- Nesbitt, H. W. & Young, G.M., McLennan, S. M., & Keays, R. R 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *J. Geol.* 104: 525-542.
- Noronha, F., 1976. Niveaux à scheelite dans la zone tungstifère de Borralha. Leur importance metallogénétique. *Publ. Mus. Labor. Miner. Geol. Fac. Ciênc. Porto*, 4ª Sér., 86, 9 pp.
- Noronha, F., 1983. Estudo metalogénico da área tungstífera da Borralha, 413 pp. Universidade do Porto, Porto. (Tese de doutoramento).
- Noronha, F., in prep. Actividade Hidrotermal hercínica. Sua importância para a génese dos recursos do Noroeste Peninsular.
- Noronha, F., Ramos, J. M. F., Rebelo, J. A., Ribeiro, A. & Ribeiro, M. L., 1979. Essai de corrélation des phases de formation hercynienne dans le Nord-Ouest Péninsulaire. *Boi.Soc. geol. Pprtg.*, 21, 2/3: 227-237.
- Noronha, F. & Ribeiro, M. L., 1983. Carta Geológica de Portugal, Escala de 1: 50 000. Notícia Explicativa da Folha 6-A Montalegre. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Noronha, F., Ribeiro, M.A. Martins H.C. & Lima, J., 1998. Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 6-D – Vila Pouca de Aguiar. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- Noronha, F, *et al.*, 2000. A three stage fluid flow model for Variscan gold metallogenesis in northern Portugal. *Journal of Geochemical Exploration* 71 (2000) 209-224.
- Paredes, P., L., 1998. Sistemas de Informação Geográfica: Princípios e Aplicações.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A. J., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. Germany.
- Pereira, E., 1987. Estudo geológico-estrutural da região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica, 274 pp. Faculdade de Ciências de Lisboa, Lisboa. (Tese de doutoramento).
- Pereira, E. & Ribeiro, A., 1997. Breve síntese sobre a geologia da região de Celorico de Basto In: C. Coke, Coord., *Livro-guia da excursão pós-reunião, XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular*, p. 51 -72.

- Pinto, M. S. & Ibarguchi, J. I. G., 1987. Revision de datos geocronologico e isotopicos de granitoides hercnicos e ante-hercnicos de la region Galaico-Castellana. IX Reunião sobre a Geologia do oeste peninsular. Actas e Comunicações. Porto. 501p.
- Powell, C. M. A., 1979. A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics* **58**: 21-34.
- Powell, R. & Evans, J. A., 1983. A new geobarometer for the assemblage biotite-muscovite-chlorite-quartz. *J. Metamorphic Geol.*, **1**: 331-336.
- Ramos, J. M. F., *et al.*, ?. Sobre a geologia e metalogenia da região de Valpaços-Virandelo-Sonim (Trás-os-Montes). «Estudos, Notas e Trabalhos» do S. F. M. – XXI – Fascs. 1-2.
- Ribeiro, A., 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. Texte, 168 pp.; Cartes hors texte. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa; *Mem. Serv. geol. Portg., N.S.*, **24**.
- Ribeiro, A., Antunes, M., Ferreira, M., Rocha, R., Soares, A., Zbyszewski, G., Almeida, F., Carvalho, D. & Monteiro J., 1979. Introduction à la géologie générale du Portugal. 114 pp. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. (Congr. internat. Géol., 26°, Paris, 1980).
- Ribeiro, M.A., Noronha, F., 1997. Ensaio de correlação das unidades litoestratigráficas e estruturais definidas na região de Trás-os-Montes Ocidental e sul da Galiza. In: XIV Reunião de Geologia do Oeste Peninsular e Reunião Anual do PICG - 376, coordenação de C. Pires ; M.E. Gomes & C. Coke, pp. 203-204.
- Ribeiro, M.A., Noronha, F. & Cuney, M., 1993. Lithochemical study of the metasedimentar: units of Vila Pouca de Aguiar area (western Trás-os-Montes, Northern Portugal). In: F. Noronha et al., Eds, IX Semana de Geoquímica e II Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Porto, 1993. *Mem. Mus. Labor. miner. geo. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, **3**: 299-303.
- Ribeiro, M.A., Noronha, F. & Cuney, M., 1995. Unidades litoestratigráficas e estruturais na região de Vila Pouca de Aguiar - Sua validação como unidades litogeoquímicas. In: F. Sodrê Borges & M.M. Marques, Coords, IV Congresso Nacional de Geologia, Porto, 1995, Resumos Alargados. *Mem. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, **4**: 361-366.
- Ribeiro, M.A., Noronha, F. & Cuney, M., 1997. Estudo litogeoquímico comparativo das unidades litoestratigráficas localizadas a este e a oeste da falha Régua-Verin, na região de Vila Pouca de Aguiar (Trás-os-Montes Ocidental). In: *Actas da X Semana de Geoquímica e IV Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa. Braga*. p. 131-134.
- Ribeiro, M. A., 1998. “Estudo litogeoquímico das formações metassedimentares encaixantes de mineralizações em Trás-os-Montes Ocidental. Implicações metalogénicas”. Tese de doutoramento, Depto. de Geologia-Fac. Ciências, Porto, 231p.
- Ribeiro, M.A., Martins H.C., Almeida, A. & Noronha, F., 2000 Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 6-C – Cabeceiras de Basto. 48 p. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Ribeiro, M.A., 2001. Métodos e Campanhas de Prospecção. Mestrado em Prospecção e Avaliação de Recursos Geológicos. Dep. Geol. da Fac. de Ciênc. da Univ. do Porto.
- Ribeiro, M. A., Ramos, R., 2003. Litogeoquímica das unidades metassedimentares a este da albufeira do Alto do Rabagão (Montalegre). In: Neiva et al Eds – *Abstracts IV Congresso Ibérico de Geoquímica e XIII Semana de Geoquímica*, DCT-Univ. Coimbra: 149-151.
- Richardson, S. W., Gilbert, M. C. & Bell, P.M., 1969. Experimental determination of the kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the alumina silicate triple point. *Amer. J. Sci.*, **16**: 259-272.

- Rodrigues, J., Ribeiro, A., Pereira, E. & Meireles, C., 2003. Organização tectonoestratigráfica do complexo parautoctone do NE de Portugal: uma proposta *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, D77-D79.
- Rodrigues, J., Ribeiro, A., Pereira, E., 2003. Macroestrutura varisca do Arco da Garraia – Santa Comba (Murça, NE de Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, nº esp. V, CD-ROM, pp. C74-C75
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, 344 pp. Longman Group Limited, London.
- Ronov, A. B., Yaroshevskiy, A. A. & Migdisov, A. A., 1990. Chemical constitution of the earth's crust and geochemical balance of the major elements (part II) - Problems of the geochemical balance of crustal material. *Internat. Geol. Rev.*, **33**, 11: 1049-1097.
- Roser, B. P. & Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstones-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, **67**: 119-139.
- Sant'Ovaia, H., 2000. O maciço granítico pós-tectónico de Vila Pouca de Aguiar, estudo estrutural e mecanismo de instalação. Tese de doutoramento, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto e Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie, Université Paul Sabatier (Toulouse III).
- Sant'Ovaia, H., Bouchez, J.L., Noronha, F., Leblanc, D. & Vigneresse, J.L. (2000). Composite-laccolith emplacement of the post-tectonic Vila Pouca de Aguiar granite pluton (northern Portugal): a combined AMS and gravity study. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences – Hutton IV.* **91**: 123-137.
- Shaw, D. M., 1954 Trace elements in pelitic rocks. Part I: Variation during metamorphism. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **65**: 1151-1166.
- Sholkovitz, E., 1988. Rare earth elements in the sediments of the north Atlantic ocean, Amazon Delta, and east China sea: Reinterpretation of terrigenous input patterns to the oceans. *Amer. J. Sci.*, **288**: 236-281.
- Sousa, M. B. 1971. Rochas metamórficas da região de Valpaços-Virandelo-Sonim (Trás-os-Montes). Separata de «Memórias e Notícias» N.º 72, Coimbra 1971.
- Spear, F. S., Kohn, M. J., Florence, F. P. & Menard, T., 1991. A model for garnet and plagioclase growth in pelitic schists: implications for thermobarometry and P-T path determinations. *J. Metamorphic Geol.*, **8**: 683-696.
- Taylor, S. R. & McLennan, S.M., 1985. The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks, 312 pp. Blackwell Scientific Publ., London.
- Taylor, S. R., Rudnick, R. L., McLennan, S.M. & Eriksson, K. A., 1986. Rare earth elements patterns in Archean high-grade metasediments and their tectonic significance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**: 2267-2270.
- Teixeira, C., Assunção, C.T. & Coelho, A.V: P. 1974. Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 6-B - Chaves. 35 p. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Ugidos, J. M., 1990. Granites as a paradigm or genetic processes of granitic rocks: I-types vs S-types. In: RD.Dallmeyer & E. Martínez Garcia, Eds, *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, p.189-206. Springer- Verlag, Berlin.
- Vigneresse, J.L. (1990). Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geol. J.*, **25**: 249-260.

- Weering, T. C. E. V. & Klaver, G. T., 1985. Trace element fractionation and distribution in turbidites, homogeneous and pelagic deposits; the Zaire Fan, southeast Atlantic Ocean *Geo-Marine Letters*. **5**: 165-170.
- Winkler, H. G. F., 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks, 4th edition. Springer, New York.
- Wronkiewicz, D. J. & Condie, K. C., 1987. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area, weathering and provenance *Geochim. Cosmochim. Acta*. **51**: 2401-2416.
- Zussman, J., Deer, W. A. & Howie, R. A., 1992. Minerais constituintes das rochas – uma introdução, 558 pp. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.

ANEXO I

Quadro de amostras

Tabela A.I – Localização e descrição das amostras assinaladas no mapa da fig. 5.4

Nº Amostra	Carta	Coordenadas	Unidade	Orientação	Litologia	Estrutura	Preparação	Análises
CHV6	47	633,050; 4614,200	A				delgada normal	química
CHV7a	47	625,900; 4620,250	A	N120°; 55° NE			lâminas polidas	
CHV12	33	607,875; 4628,575	NE	N 30°; 40° NW	LQF	Sn: N30°; 40° NW	lâminas polidas	química
CHV12B	33	607,875; 4628,575	NE	N 30°; 40° NW	LQF	Sn: N30°; 40° NW	lâminas polidas	
CHV12C	33	607,875; 4628,575	NE	N 30°; 40° NW	LQF	Sn: N30°; 40° NW	lâminas polidas	química
CHV13	33	607,300; 4627,975	NE	N 120°; 60° NE	LQF	Sn: N 120°; 60° NE	lâminas normal	
CHV13A	33	607,300; 4627,975	NE	N 140°; 55° NE	LQF	Sn: N 120°; 60° NE	lâminas polidas	
CHV35	33	606,275; 4630,750	NE	não orientada	LQF	Sn: N140°; 70°W	lâminas polidas	química
CHV26	33	606,900; 4625,075	NE	N130°; 50°SW	LQF	Sn: N 140°; 70° W	lâminas polidas	química
CHV14	33	607,150; 4628,850	NE	N-S; vertical	LQF			
CHV15	33	607,250; 4628,950	NE	N 110°; vertical	fião de quartzo			
CHV15A	33	607,250; 4628,950	NE	N 150°; 40° NW na superfície inferior	quartzo // Sn: N120°; 40° NE		lâminas normal	
CHV16	33	607,300; 4629,725	NE	N 125°; 50° SW	quartzofilito c/ filonete c/ turmalina		lâminas polidas	
CHV16A	33	607,300; 4629,725	NE		quartzofilito		lâminas polidas	
CHV17	33	606,850; 4629,675	NE	N 150°; vert.			lâminas polidas	
CHV17A	33	606,850; 4629,675	NE	15°; n 320°			lâminas polidas	química
CHV17B	33	606,850; 4629,675	NE				lâminas normal	
chv18	33	606,400; 4629,950	NE	N-S a N20°			lâminas polidas	
CHV19	33	605,925; 4630,500	NE	N 140°; 75° N	fião de quartzo	N-S a N20°		
CHV20	33	606,550; 4625,550	NE	N20°; 25°E na superfície inferior	micaxisto	Sn: N140°; 70W	lâminas polidas	
CHV21	33	606,575; 4625,700	NE	N130°; 60° W	micaxisto	Sn: N-S; subv.	lâminas polidas	química
CHV22	33	607,200; 4625,150	NE	ñ orientada	xisto cinzentos	Sn: N130°; 60°W	lâminas polidas	química
CHV23	33	607,325; 4623,550	SW	ñ orientada	quartzofilito	Sn: N 160°; 65° W	lâminas polidas	química
CHV24	33	607,550; 4623,700	SW	N130°; 65°SW	micaxisto ferruginoso andaluzítico	Sn: N130°; 60°W	lâminas polidas	química
CHV25	33	606,625; 4624,000	SW	N320° perpend	micaxisto andaluzítico	Sn: N130°; 65°SW	lâminas polidas	química
CHV27	33	607,400; 4624,750	SW	N130°; 60°SW	micaxisto	Sn: N140°; 70° SW	lâminas polidas	
CHV28	33	608,200; 4624,300	SW	ñ orientada	quartzofilito	Sn: N 130°; 60° SW	lâminas polidas	química
CHV29	33	608,875; 4623,250	SW	N145°; 45°SW	quartzofilito	Sn: N130°; 55°SW	lâminas polidas	química
CHV30	46	609,000; 4621,425	SW	N160°; 30°W	micaxisto andaluzítico	Sn: N145°; 45°SW	lâminas polidas	química
CHV31	33	605,700; 4623,325	SW	ñ orientada	micaxisto	Sn: N135°; 40°SW	lâminas polidas	química
CHV32	33	606,450; 4623,800	SW	N140°; 60°SW	micaxisto	Sn: N 140°; 70° SW	lâminas polidas	química
CHV33	33	606,375; 4622,625	SW		micaxisto	Sn: N140°; 60°W	lâminas polidas	química
CHV34	33	606,000; 4621,900	SW	não orientada	quartzofilito	Sn: N140°; 70°W	lâminas polidas	química
					calcocarbonatadas	Sn: N130°; 60°SW	lâminas polidas	química

ANEXO II
Análises químicas

Amostra CHV 12B							
SiO2	34,67	34,99	34,38	34,42	32,57	34,47	33,23
Al2O3	20,21	20,36	19,92	20,05	18,84	20,29	19,50
TiO2	2,43	2,64	2,65	2,73	3,13	2,76	2,71
FeO	21,98	22,65	22,71	21,63	22,26	22,11	22,46
MnO	0,41	0,25	0,21	0,22	0,34	0,29	0,46
MgO	6,21	6,26	6,51	6,44	5,76	6,31	5,90
CaO	0,00	0,00	0,00	0,05	0,10	0,01	0,05
Cr2O3	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,03	0,00
NiO	0,01	0,00	0,00	0,02	0,13	0,00	0,08
Na2O	0,10	0,21	0,21	0,14	0,12	0,14	0,29
K2O	9,38	9,45	9,22	9,30	8,90	9,33	9,29
TOTAL	95,40	96,82	95,81	95,04	92,16	95,73	93,96
Si	5,34	5,32	5,29	5,32	5,24	5,30	5,25
Al	3,67	3,65	3,61	3,65	3,57	3,67	3,63
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,66	2,68	2,71	2,68	2,76	2,70	2,75
ALVI	1,01	0,97	0,91	0,97	0,82	0,97	0,88
Ti	0,28	0,30	0,31	0,32	0,38	0,32	0,32
Fe	2,83	2,88	2,92	2,79	3,00	2,84	2,97
Mn	0,05	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04	0,06
Mg	1,43	1,42	1,49	1,48	1,38	1,44	1,39
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
Mg/(Mg/Fe)	0,33	0,33	0,34	0,35	0,32	0,34	0,32
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
Na	0,03	0,06	0,06	0,04	0,04	0,04	0,09
K	1,84	1,83	1,81	1,83	1,83	1,83	1,87
TOTAL	27,48	27,48	27,48	27,47	27,41	27,49	27,54
X	1,87	1,89	1,87	1,88	1,88	1,87	1,97
Y	5,60	5,60	5,66	5,59	5,64	5,61	5,63
XFe	0,67	0,67	0,66	0,65	0,68	0,66	0,68
xyz	15,48	15,50	15,53	15,48	15,52	15,48	15,60

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 12B							
SiO ₂	33,32	33,73	32,58	33,37	35,32	33,46	35,12
Al ₂ O ₃	19,96	19,71	18,68	19,24	20,34	19,24	20,22
TiO ₂	2,62	2,77	2,80	3,39	2,64	2,67	2,76
FeO	21,02	22,41	22,22	20,69	21,24	21,69	22,20
MnO	0,25	0,53	0,39	0,23	0,18	0,27	0,35
MgO	5,76	6,10	5,92	5,79	6,27	5,72	6,17
CaO	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02	0,06
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00
NiO	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,23	0,11	0,20	0,18	0,24	0,16	0,28
K ₂ O	8,74	9,21	9,31	9,24	9,05	9,22	9,37
TOTAL	91,97	94,57	92,12	92,29	95,28	92,44	96,53
Si	5,31	5,27	5,26	5,31	5,40	5,34	5,35
Al	3,75	3,63	3,55	3,61	3,67	3,62	3,63
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,69	2,73	2,74	2,69	2,60	2,66	2,65
ALVI	1,05	0,90	0,81	0,92	1,07	0,96	0,97
Ti	0,31	0,33	0,34	0,41	0,30	0,32	0,32
Fe	2,80	2,93	3,00	2,75	2,72	2,89	2,83
Mn	0,03	0,07	0,05	0,03	0,02	0,04	0,04
Mg	1,37	1,42	1,42	1,37	1,43	1,36	1,40
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Mg/(Mg/Fe)	0,33	0,33	0,32	0,33	0,34	0,32	0,33
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,07	0,03	0,06	0,05	0,07	0,05	0,08
K	1,78	1,84	1,92	1,88	1,77	1,88	1,82
TOTAL	27,50	27,48	27,49	27,38	27,39	27,43	27,43
X	1,85	1,87	1,98	1,94	1,84	1,93	1,91
Y	5,58	5,65	5,63	5,50	5,54	5,57	5,56
XFe	0,67	0,67	0,68	0,67	0,66	0,68	0,67
xyz	15,43	15,52	15,61	15,44	15,38	15,50	15,47

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 12B							
SiO ₂	35,37	33,53	35,02	33,90	34,40	36,86	32,61
Al ₂ O ₃	20,06	19,65	19,37	18,78	18,70	21,02	18,36
TiO ₂	2,83	2,62	3,00	3,11	3,26	2,59	2,78
FeO	22,50	22,26	22,40	23,10	22,28	20,91	22,03
MnO	0,32	0,32	0,35	0,37	0,51	0,36	0,33
MgO	6,31	5,94	6,15	6,09	6,04	6,46	5,50
CaO	0,05	0,09	0,00	0,00	0,00	0,04	0,12
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06
Na ₂ O	0,24	0,22	0,17	0,13	0,06	0,26	0,18
K ₂ O	9,21	8,98	9,44	9,09	9,58	8,68	8,79
TOTAL	96,91	93,61	95,96	94,58	94,83	97,17	90,76
Si	5,36	5,29	5,38	5,32	5,37	5,48	5,32
Al	3,58	3,65	3,51	3,47	3,44	3,68	3,53
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,64	2,71	2,62	2,68	2,63	2,52	2,68
ALVI	0,94	0,94	0,88	0,79	0,81	1,16	0,86
Ti	0,32	0,31	0,35	0,37	0,38	0,29	0,34
Fe	2,85	2,94	2,88	3,03	2,91	2,60	3,01
Mn	0,04	0,04	0,04	0,05	0,07	0,05	0,05
Mg	1,43	1,40	1,41	1,42	1,40	1,43	1,34
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02
Mg/(Mg/Fe)	0,33	0,32	0,33	0,32	0,33	0,35	0,31
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,07	0,07	0,05	0,04	0,02	0,08	0,06
K	1,78	1,81	1,85	1,82	1,91	1,65	1,83
TOTAL	27,37	27,49	27,30	27,30	27,26	27,29	27,35
X	1,86	1,89	1,90	1,86	1,93	1,73	1,91
Y	5,59	5,62	5,57	5,65	5,57	5,52	5,60
XFe	0,67	0,68	0,67	0,68	0,67	0,65	0,69
xyz	15,45	15,51	15,47	15,51	15,49	15,25	15,51

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 12B							
SiO ₂	34,25	35,01	35,75	35,65	35,89	34,24	34,74
Al ₂ O ₃	19,39	19,97	20,14	19,96	19,66	18,86	19,71
TiO ₂	2,72	2,69	2,78	2,77	2,56	3,61	3,14
FeO	21,24	21,91	22,41	21,32	22,49	21,72	22,04
MnO	0,27	0,44	0,49	0,32	0,38	0,19	0,29
MgO	6,21	6,45	6,52	6,33	6,53	5,89	6,40
CaO	0,00	0,00	0,11	0,16	0,00	0,00	0,04
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,08	0,00	0,00	0,08	0,07
NiO	0,02	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,12	0,22	0,17	0,12	0,14	0,18	0,18
K ₂ O	9,43	9,14	9,03	8,68	9,38	9,57	9,66
TOTAL	93,65	95,88	97,49	95,43	97,03	94,34	96,27
Si	5,37	5,36	5,38	5,44	5,43	5,35	5,32
Al	3,58	3,60	3,57	3,59	3,51	3,47	3,56
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,63	2,64	2,62	2,56	2,57	2,65	2,68
ALVI	0,96	0,96	0,94	1,03	0,94	0,83	0,87
Ti	0,32	0,31	0,31	0,32	0,29	0,42	0,36
Fe	2,79	2,80	2,82	2,72	2,85	2,84	2,82
Mn	0,04	0,06	0,06	0,04	0,05	0,03	0,04
Mg	1,45	1,47	1,46	1,44	1,47	1,37	1,46
Ca	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,01
Mg/(Mg/Fe)	0,34	0,34	0,34	0,35	0,34	0,33	0,34
Cr	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,07	0,05	0,03	0,04	0,05	0,05
K	1,89	1,78	1,73	1,69	1,81	1,91	1,89
TOTAL	27,40	27,40	27,32	27,25	27,30	27,26	27,41
X	1,92	1,85	1,80	1,75	1,85	1,96	1,95
Y	5,55	5,60	5,61	5,56	5,60	5,50	5,56
XFe	0,66	0,66	0,66	0,65	0,66	0,67	0,66
xyz	15,48	15,45	15,41	15,31	15,45	15,46	15,51

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 12B									
SiO ₂	35,39	35,18	33,71	33,50	34,00	33,92	36,01	34,09	36,07
Al ₂ O ₃	19,62	21,10	19,16	18,72	19,39	19,36	20,65	19,44	20,98
TiO ₂	3,24	3,11	3,34	3,15	3,13	2,44	2,77	2,18	3,04
FeO	23,29	20,64	22,82	22,66	22,41	22,86	21,99	22,63	22,75
MnO	0,35	0,32	0,19	0,52	0,37	0,31	0,35	0,44	0,37
MgO	6,05	5,36	5,94	5,91	5,79	6,58	6,60	6,25	6,35
CaO	0,00	0,00	0,08	0,04	0,00	0,04	0,03	0,00	0,04
Cr ₂ O ₃	0,08	0,02	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,03	0,03
NiO	0,04	0,05	0,07	0,05	0,00	0,00	0,03	0,04	0,07
Na ₂ O	0,12	0,15	0,09	0,10	0,15	0,13	0,20	0,21	0,27
K ₂ O	9,58	8,18	8,98	9,25	9,61	9,29	9,68	9,74	9,32
TOTAL	97,76	94,10	94,37	93,91	94,85	94,94	98,32	95,05	99,30
Si	5,35	5,40	5,28	5,30	5,31	5,29	5,37	5,32	5,33
Al	3,50	3,82	3,54	3,49	3,57	3,56	3,63	3,58	3,65
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,65	2,60	2,72	2,70	2,69	2,71	2,63	2,68	2,67
ALVI	0,85	1,22	0,82	0,79	0,87	0,85	0,99	0,90	0,98
Ti	0,37	0,36	0,39	0,38	0,37	0,29	0,31	0,26	0,34
Fe	2,94	2,65	2,99	3,00	2,93	2,98	2,74	2,95	2,81
Mn	0,05	0,04	0,02	0,07	0,05	0,04	0,04	0,06	0,05
Mg	1,36	1,23	1,39	1,39	1,35	1,53	1,47	1,45	1,40
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Mg/(Mg/Fe)	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,34	0,35	0,33	0,33
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,06	0,06	0,08
K	1,85	1,60	1,79	1,87	1,91	1,85	1,84	1,94	1,76
TOTAL	27,28	27,29	27,32	27,34	27,40	27,48	27,43	27,54	27,41
X	1,88	1,65	1,84	1,90	1,96	1,89	1,90	2,00	1,84
Y	5,58	5,51	5,63	5,63	5,56	5,69	5,56	5,63	5,58
XFe	0,68	0,68	0,68	0,68	0,68	0,66	0,65	0,67	0,67
xyz	15,47	15,15	15,46	15,53	15,52	15,58	15,46	15,63	15,42

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 12-C							
SiO ₂	35,76	34,92	35,47	35,19	34,84	34,55	34,66
Al ₂ O ₃	20,41	20,49	21,02	20,32	20,23	20,04	20,83
TiO ₂	0,07	1,60	1,78	1,69	1,96	1,52	1,79
FeO	19,17	23,87	22,95	23,41	23,97	23,15	23,48
MnO	0,11	0,32	0,16	0,24	0,18	0,15	0,24
MgO	5,75	5,86	6,10	6,00	5,77	5,83	5,92
CaO	0,06	0,02	0,00	0,00	0,09	0,00	0,02
Cr ₂ O ₃							
NiO							
Na ₂ O	0,08	0,24	0,20	0,26	0,19	0,18	0,26
K ₂ O	4,09	8,73	9,08	8,90	8,86	8,66	8,99
TOTAL	85,50	96,05	96,84	96,06	96,10	94,08	96,19
Si	5,41	5,36	5,37	5,40	5,36	5,40	5,31
Al	3,72	3,71	3,75	3,67	3,66	3,69	3,76
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,59	2,64	2,63	2,60	2,64	2,60	2,69
ALVI	1,13	1,07	1,13	1,07	1,02	1,10	1,08
Ti	0,19	0,18	0,20	0,19	0,23	0,18	0,21
Fe	2,97	3,07	2,91	3,00	3,08	3,03	3,01
Mn	0,01	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03
Mg	1,34	1,34	1,38	1,37	1,32	1,36	1,35
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg/(Mg/Fe)	0,31	0,30	0,32	0,31	0,30	0,31	0,31
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,08	0,07	0,06	0,08	0,06	0,05	0,08
K	1,73	1,71	1,76	1,74	1,74	1,73	1,76
TOTAL	27,46	27,50	27,53	27,47	27,45	27,47	27,59
X	1,80	1,78	1,81	1,82	1,81	1,78	1,84
Y	5,63	5,70	5,64	5,67	5,67	5,68	5,68
XFe	0,69	0,70	0,68	0,69	0,70	0,69	0,69
xyz	15,44	15,49	15,45	15,48	15,48	15,46	15,52

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 13N							
SiO ₂	34,79	34,12	33,96	34,03	33,37	33,99	34,09
Al ₂ O ₃	19,32	19,48	19,61	19,52	19,20	19,85	19,75
TiO ₂	2,51	2,44	2,24	2,12	1,99	2,53	2,27
FeO	22,51	21,94	22,91	22,75	23,94	22,03	22,26
MnO	0,59	0,53	0,50	0,57	0,52	0,68	0,39
MgO	6,22	6,39	6,38	6,49	5,96	6,18	6,09
CaO	0,00	0,01	0,00	0,03	0,13	0,00	0,04
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
NiO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,29	0,32	0,31	0,23	0,22	0,30	0,28
K ₂ O	8,84	8,76	8,76	8,69	8,26	8,81	8,19
TOTAL	95,13	94,01	94,66	94,43	93,58	94,36	93,36
Si	5,39	5,34	5,30	5,32	5,30	5,30	5,35
Al	3,53	3,59	3,61	3,60	3,59	3,65	3,66
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,61	2,66	2,70	2,68	2,70	2,70	2,65
ALVI	0,91	0,93	0,91	0,92	0,89	0,95	1,01
Ti	0,29	0,29	0,26	0,25	0,24	0,30	0,27
Fe	2,91	2,87	2,99	2,97	3,18	2,87	2,92
Mn	0,08	0,07	0,07	0,08	0,07	0,09	0,05
Mg	1,44	1,49	1,48	1,51	1,41	1,44	1,43
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
Mg/(Mg/Fe)	0,33	0,34	0,33	0,34	0,31	0,33	0,33
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,09	0,10	0,09	0,07	0,07	0,09	0,08
K	1,75	1,75	1,74	1,73	1,67	1,75	1,64
TOTAL	27,33	27,43	27,49	27,47	27,44	27,48	27,40
X	1,83	1,85	1,84	1,81	1,76	1,85	1,73
Y	5,64	5,65	5,71	5,73	5,78	5,65	5,68
XFe	0,67	0,66	0,67	0,66	0,69	0,67	0,67
xyz	15,47	15,50	15,55	15,54	15,54	15,50	15,41

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 13N									
SiO ₂	34,15	33,10	33,76	34,90	34,06	34,31	33,52	33,57	33,18
Al ₂ O ₃	19,33	18,62	19,44	20,35	19,48	19,96	19,09	19,88	19,90
TiO ₂	2,42	2,75	2,44	2,58	2,69	2,86	2,84	2,39	2,50
FeO	22,91	23,47	22,55	22,64	22,52	20,57	22,38	22,11	22,01
MnO	0,71	0,57	0,47	0,58	0,45	0,58	0,59	0,61	0,72
MgO	6,32	5,83	6,01	6,55	6,52	6,32	6,24	6,39	6,09
CaO	0,00	0,04	0,00	0,13	0,04	0,02	0,00	0,00	0,04
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,06	0,13	0,05	0,07	0,01	0,00	0,06	0,05
Na ₂ O	0,23	0,32	0,30	0,33	0,36	0,36	0,26	0,29	0,32
K ₂ O	8,74	8,59	8,72	8,57	9,05	8,59	8,74	8,72	8,70
TOTAL	94,81	93,35	93,82	96,72	95,31	93,59	93,67	94,02	93,52
Si	5,32	5,28	5,32	5,30	5,28	5,35	5,29	5,26	5,24
Al	3,55	3,50	3,61	3,64	3,56	3,66	3,55	3,67	3,70
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,68	2,72	2,68	2,70	2,72	2,65	2,71	2,74	2,76
ALVI	0,88	0,78	0,92	0,94	0,84	1,01	0,84	0,94	0,94
Ti	0,28	0,33	0,29	0,29	0,31	0,33	0,34	0,28	0,30
Fe	2,99	3,13	2,97	2,87	2,92	2,68	2,95	2,90	2,91
Mn	0,09	0,08	0,06	0,07	0,06	0,08	0,08	0,08	0,10
Mg	1,47	1,39	1,41	1,48	1,51	1,47	1,47	1,49	1,43
Ca	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg/(Mg/Fe)	0,33	0,31	0,32	0,34	0,34	0,35	0,33	0,34	0,33
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Na	0,07	0,10	0,09	0,10	0,11	0,11	0,08	0,09	0,10
K	1,74	1,75	1,75	1,66	1,79	1,71	1,76	1,74	1,75
TOTAL	27,40	27,37	27,44	27,44	27,47	27,41	27,40	27,55	27,57
X	1,81	1,85	1,84	1,78	1,91	1,82	1,84	1,83	1,86
Y	5,71	5,71	5,67	5,68	5,66	5,57	5,68	5,70	5,68
XFe	0,67	0,69	0,68	0,66	0,66	0,65	0,67	0,66	0,67
xyz	15,52	15,56	15,51	15,46	15,57	15,39	15,52	15,53	15,54

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 16P

SiO ₂	34,53	33,79	34,44	34,70
Al ₂ O ₃	19,46	19,31	18,35	19,22
TiO ₂	1,95	1,52	1,70	1,34
FeO	22,41	22,29	21,01	22,31
MnO	0,45	0,49	0,53	0,41
MgO	6,43	6,30	6,71	6,65
CaO	0,00	0,03	0,04	0,00
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,03	0,04
NiO	0,00	0,00	0,07	0,00
Na ₂ O	0,12	0,12	0,14	0,13
K ₂ O	9,08	9,38	9,02	9,13
TOTAL	94,46	93,26	92,02	93,92
Si	5,39	5,36	5,49	5,44
Al	3,58	3,61	3,45	3,55
Z	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,61	2,64	2,51	2,56
ALVI	0,96	0,98	0,94	0,99
Ti	0,23	0,18	0,20	0,16
Fe	2,92	2,96	2,80	2,93
Mn	0,06	0,07	0,07	0,05
Mg	1,49	1,49	1,59	1,55
Ca	0,00	0,01	0,01	0,00
Mg/(Mg/Fe)	0,34	0,33	0,36	0,35
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,04	0,04	0,04	0,04
K	1,81	1,90	1,84	1,83
TOTAL	27,43	27,56	27,33	27,45
X	1,84	1,94	1,88	1,87
Y	5,67	5,67	5,63	5,69
XFe	0,66	0,67	0,64	0,65
xyz	15,51	15,62	15,51	15,56

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 16A							
SiO ₂	33,88	32,41	33,60	33,49	33,85	33,39	33,28
Al ₂ O ₃	20,03	18,76	19,49	20,25	20,17	20,01	19,88
TiO ₂	3,46	3,63	3,50	4,91	3,16	3,25	4,03
FeO	21,59	21,07	21,13	18,76	22,16	20,59	21,05
MnO	0,22	0,28	0,38	0,13	0,30	0,37	0,17
MgO	5,61	5,43	6,04	4,61	5,88	5,97	6,07
CaO	0,09	0,12	0,01	0,10	0,06	0,01	0,00
Cr ₂ O ₃	0,11	0,00	0,04	0,00	0,01	0,00	0,02
NiO	0,16	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,05	0,09	0,18	0,11	0,19	0,15	0,18
K ₂ O	8,22	8,95	9,34	8,24	9,14	9,31	9,53
TOTAL	93,43	90,75	93,70	90,61	94,91	93,05	94,21
Si	5,30	5,27	5,28	5,33	5,25	5,26	5,20
Al	3,69	3,59	3,61	3,80	3,69	3,72	3,66
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,70	2,73	2,72	2,67	2,75	2,74	2,80
ALVI	0,99	0,86	0,88	1,12	0,94	0,98	0,86
Ti	0,41	0,44	0,41	0,59	0,37	0,39	0,47
Fe	2,82	2,86	2,78	2,50	2,88	2,71	2,75
Mn	0,03	0,04	0,05	0,02	0,04	0,05	0,02
Mg	1,31	1,32	1,41	1,09	1,36	1,40	1,41
Ca	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
Mg/(Mg/Fe)	0,32	0,31	0,34	0,30	0,32	0,34	0,34
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,03	0,05	0,03	0,06	0,05	0,05
K	1,64	1,86	1,87	1,67	1,81	1,87	1,90
TOTAL	27,28	27,34	27,41	27,14	27,48	27,51	27,47
X	1,67	1,91	1,93	1,72	1,88	1,92	1,95
Y	5,60	5,53	5,54	5,32	5,59	5,53	5,52
XFe	0,68	0,69	0,66	0,70	0,68	0,66	0,66
xyz	15,27	15,43	15,47	15,04	15,47	15,45	15,47

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 16A							
SiO ₂	33,85	33,83	33,55	34,44	33,66	34,35	34,41
Al ₂ O ₃	20,37	19,97	19,63	20,90	20,06	20,48	20,90
TiO ₂	3,25	3,32	3,25	3,13	4,13	3,39	3,31
FeO	22,52	21,38	21,31	21,78	20,54	21,09	21,04
MnO	0,21	0,36	0,20	0,30	0,42	0,26	0,18
MgO	6,42	6,20	6,05	6,18	5,98	6,12	6,35
CaO	0,01	0,01	0,00	0,10	0,00	0,03	0,05
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,11	0,12	0,01	0,00	0,04
NiO	0,00	0,00	0,00	0,06	0,14	0,00	0,00
Na ₂ O	0,12	0,14	0,18	0,14	0,12	0,22	0,19
K ₂ O	9,40	9,33	9,35	9,00	9,23	9,41	8,78
TOTAL	96,18	94,52	93,64	96,14	94,28	95,34	95,25
Si	5,20	5,26	5,27	5,25	5,23	5,28	5,26
Al	3,69	3,66	3,64	3,75	3,67	3,71	3,77
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,80	2,74	2,73	2,75	2,77	2,72	2,74
ALVI	0,88	0,92	0,91	1,00	0,90	0,98	1,03
Ti	0,37	0,39	0,38	0,36	0,48	0,39	0,38
Fe	2,89	2,78	2,80	2,78	2,67	2,71	2,69
Mn	0,03	0,05	0,03	0,04	0,06	0,03	0,02
Mg	1,47	1,44	1,42	1,40	1,39	1,40	1,45
Ca	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
Mg/(Mg/Fe)	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,34	0,35
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00
Na	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,07	0,06
K	1,84	1,85	1,87	1,75	1,83	1,84	1,71
TOTAL	27,55	27,47	27,45	27,49	27,40	27,48	27,47
X	1,88	1,89	1,93	1,81	1,87	1,91	1,78
Y	5,65	5,57	5,55	5,60	5,52	5,52	5,58
XFe	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,66	0,65
xyz	15,52	15,47	15,48	15,40	15,38	15,43	15,35

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 16A							
SiO ₂	34,41	33,67	34,28	34,14	33,78	33,93	34,88
Al ₂ O ₃	20,90	20,63	20,78	20,51	20,64	20,44	21,45
TiO ₂	3,31	3,28	3,00	3,04	2,95	3,03	3,21
FeO	21,04	21,02	21,70	21,75	20,88	21,98	21,19
MnO	0,18	0,24	0,21	0,21	0,33	0,34	0,29
MgO	6,35	6,25	6,40	6,36	6,24	6,22	6,47
CaO	0,05	0,06	0,02	0,00	0,03	0,01	0,02
Cr ₂ O ₃	0,04	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07
Na ₂ O	0,19	0,14	0,15	0,20	0,07	0,15	0,14
K ₂ O	8,78	9,22	9,57	9,45	9,29	8,87	9,16
TOTAL	95,25	94,51	96,17	95,67	94,23	95,04	96,90
Si	5,26	5,22	5,24	5,25	5,25	5,24	5,25
Al	3,77	3,77	3,74	3,71	3,78	3,72	3,80
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,74	2,78	2,76	2,75	2,75	2,76	2,75
ALVI	1,03	0,99	0,98	0,96	1,03	0,96	1,05
Ti	0,38	0,38	0,34	0,35	0,35	0,35	0,36
Fe	2,69	2,73	2,77	2,79	2,71	2,84	2,67
Mn	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04
Mg	1,45	1,44	1,46	1,46	1,45	1,43	1,45
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg/(Mg/Fe)	0,35	0,35	0,34	0,34	0,35	0,34	0,35
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,06	0,04	0,04	0,06	0,02	0,05	0,04
K	1,71	1,82	1,86	1,85	1,84	1,75	1,76
TOTAL	27,47	27,56	27,58	27,56	27,57	27,49	27,54
X	1,78	1,88	1,91	1,91	1,87	1,80	1,80
Y	5,58	5,57	5,59	5,59	5,58	5,64	5,58
XFe	0,65	0,65	0,66	0,66	0,65	0,66	0,65
xyz	15,35	15,45	15,50	15,50	15,45	15,44	15,39

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 16A										
SiO2	34,50	33,50	33,13	33,50	33,99	33,64	33,97	33,72	34,03	33,42
Al2O3	21,16	20,44	20,15	20,43	20,46	20,56	20,87	20,31	20,80	20,32
TiO2	3,10	3,52	3,23	3,83	3,19	3,03	2,91	3,57	3,27	3,44
FeO	21,38	21,61	21,61	21,09	22,31	22,13	21,54	21,99	21,63	21,71
MnO	0,41	0,32	0,32	0,30	0,46	0,34	0,33	0,31	0,26	0,50
MgO	6,24	5,90	6,08	5,91	6,03	6,26	6,10	5,76	6,08	6,07
CaO	0,02	0,00	0,02	0,06	0,05	0,00	0,00	0,04	0,03	0,02
Cr2O3	0,04	0,01	0,05	0,00	0,00	0,05	0,10	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00	0,03	0,00
Na2O	0,13	0,10	0,19	0,13	0,11	0,15	0,24	0,12	0,18	0,17
K2O	9,38	9,50	9,43	9,24	8,90	9,38	9,41	9,48	9,49	9,32
TOTAL	96,36	94,91	94,19	94,50	95,55	95,53	95,49	95,29	95,80	94,96
Si	5,24	5,20	5,19	5,20	5,23	5,19	5,23	5,22	5,22	5,19
Al	3,79	3,74	3,72	3,74	3,71	3,74	3,78	3,70	3,76	3,72
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,76	2,80	2,81	2,80	2,77	2,81	2,77	2,78	2,78	2,81
ALVI	1,03	0,94	0,91	0,94	0,95	0,94	1,01	0,92	0,98	0,91
Ti	0,35	0,41	0,38	0,45	0,37	0,35	0,34	0,42	0,38	0,40
Fe	2,72	2,81	2,83	2,74	2,87	2,86	2,77	2,85	2,78	2,82
Mn	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	0,03	0,07
Mg	1,41	1,37	1,42	1,37	1,38	1,44	1,40	1,33	1,39	1,41
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Mg/(Mg/Fe)	0,34	0,33	0,33	0,33	0,33	0,34	0,34	0,32	0,33	0,33
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,03	0,06	0,04	0,03	0,04	0,07	0,03	0,05	0,05
K	1,82	1,88	1,88	1,83	1,75	1,85	1,85	1,87	1,86	1,85
TOTAL	27,56	27,54	27,59	27,49	27,47	27,60	27,62	27,49	27,57	27,55
X	1,86	1,91	1,94	1,88	1,79	1,89	1,92	1,91	1,92	1,90
Y	5,57	5,56	5,59	5,54	5,64	5,63	5,58	5,55	5,56	5,60
XFe	0,66	0,67	0,67	0,67	0,67	0,66	0,66	0,68	0,67	0,67
xyz	15,43	15,47	15,54	15,41	15,43	15,53	15,50	15,47	15,48	15,50

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 20N							
SiO ₂	34,44	33,91	34,06	31,88	35,23	32,89	32,89
Al ₂ O ₃	20,42	20,27	19,17	19,46	20,76	20,36	19,50
TiO ₂	2,04	1,97	2,15	1,69	2,06	1,92	2,23
FeO	20,94	21,31	20,23	19,77	19,66	21,04	19,97
MnO	0,40	0,35	0,44	0,44	0,34	0,34	0,33
MgO	7,71	7,72	7,86	6,89	7,67	7,24	7,33
CaO	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,08	0,05
Cr ₂ O ₃	0,07	0,02	0,00	0,07	0,00	0,00	0,02
NiO	0,02	0,08	0,02	0,09	0,00	0,04	0,00
Na ₂ O	0,12	0,17	0,07	0,12	0,11	0,18	0,19
K ₂ O	8,90	9,06	8,93	9,11	9,12	9,02	9,29
TOTAL	95,06	94,87	92,96	89,55	94,94	93,11	91,80
Si	5,29	5,24	5,35	5,23	5,37	5,19	5,25
Al	3,70	3,69	3,55	3,77	3,73	3,79	3,67
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,71	2,76	2,65	2,77	2,63	2,81	2,75
ALVI	0,98	0,94	0,90	1,00	1,10	0,98	0,93
Ti	0,24	0,23	0,25	0,21	0,24	0,23	0,27
Fe	2,69	2,76	2,66	2,72	2,51	2,78	2,67
Mn	0,05	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05	0,04
Mg	1,76	1,78	1,84	1,69	1,74	1,70	1,75
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg/(Mg/Fe)	0,40	0,39	0,41	0,38	0,41	0,38	0,40
Cr	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,03	0,05	0,02	0,04	0,03	0,06	0,06
K	1,74	1,79	1,79	1,91	1,77	1,82	1,89
TOTAL	27,61	27,68	27,49	27,79	27,57	27,79	27,68
X	1,78	1,84	1,82	1,95	1,81	1,89	1,96
Y	5,74	5,76	5,71	5,69	5,63	5,74	5,65
XFe	0,60	0,61	0,59	0,62	0,59	0,62	0,60
xyz	15,51	15,60	15,53	15,64	15,43	15,62	15,62

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 20N

SiO2	33,64	30,47	32,84	28,64	33,50	32,58	31,49
Al2O3	18,52	18,36	19,57	15,69	19,32	18,45	18,49
TiO2	2,58	2,14	2,47	1,84	2,75	1,77	2,49
FeO	20,64	15,53	20,50	15,21	19,85	19,90	20,54
MnO	0,38	0,27	0,43	0,22	0,53	0,26	0,44
MgO	7,46	6,25	7,09	6,87	7,10	7,29	6,52
CaO	0,01	0,01	0,00	0,07	0,04	0,04	0,00
Cr2O3	0,02	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01
NiO	0,00	0,02	0,00	0,00	0,08	0,05	0,00
Na2O	0,06	0,17	0,12	0,04	0,14	0,02	0,12
K2O	9,46	7,77	9,21	7,31	9,24	9,03	9,30
TOTAL	92,78	81,00	92,27	75,90	92,56	89,39	89,40
Si	5,33	5,39	5,23	5,44	5,30	5,35	5,22
Al	3,46	3,83	3,67	3,52	3,60	3,57	3,61
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,67	2,61	2,77	2,56	2,70	2,65	2,78
ALVI	0,80	1,22	0,91	0,96	0,90	0,92	0,83
Ti	0,31	0,28	0,30	0,26	0,33	0,22	0,31
Fe	2,74	2,30	2,73	2,42	2,63	2,73	2,85
Mn	0,05	0,04	0,06	0,04	0,07	0,04	0,06
Mg	1,76	1,65	1,68	1,95	1,67	1,78	1,61
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Mg/(Mg/Fe)	0,39	0,42	0,38	0,45	0,39	0,40	0,36
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Na	0,02	0,06	0,04	0,01	0,04	0,01	0,04
K	1,91	1,75	1,87	1,77	1,86	1,89	1,97
TOTAL	27,45	27,56	27,64	27,39	27,52	27,56	27,64
X	1,93	1,82	1,91	1,80	1,91	1,90	2,01
Y	5,66	5,50	5,68	5,63	5,61	5,69	5,66
XFe	0,61	0,58	0,62	0,55	0,61	0,60	0,64
xyz	15,59	15,31	15,59	15,43	15,53	15,60	15,67

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 20N									
SiO ₂	32,95	31,26	33,11	33,97	33,95	32,84	32,35	33,32	31,09
Al ₂ O ₃	20,07	19,87	19,19	19,74	19,98	18,80	19,64	19,04	17,91
TiO ₂	2,05	1,75	2,17	2,01	1,76	1,85	2,32	2,30	1,78
FeO	20,95	22,44	20,24	19,69	21,01	20,69	20,66	20,96	18,99
MnO	0,38	0,31	0,38	0,31	0,47	0,31	0,44	0,57	0,26
MgO	7,26	7,98	7,08	7,27	7,12	7,16	6,88	6,90	6,58
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,02
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,09	0,02	0,00	0,10	0,00	0,07	0,00
NiO	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03
Na ₂ O	0,13	0,06	0,25	0,21	0,22	0,11	0,29	0,10	0,10
K ₂ O	9,12	7,12	9,21	9,04	9,06	9,13	8,93	9,21	8,55
TOTAL	92,91	90,81	91,72	92,29	93,57	91,01	91,52	92,57	85,31
Si	5,21	5,06	5,30	5,36	5,32	5,31	5,20	5,30	5,34
Al	3,74	3,79	3,62	3,67	3,69	3,58	3,72	3,57	3,63
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,79	2,94	2,70	2,64	2,68	2,69	2,80	2,70	2,66
ALVI	0,95	0,86	0,92	1,03	1,01	0,90	0,92	0,88	0,97
Ti	0,24	0,21	0,26	0,24	0,21	0,23	0,28	0,28	0,23
Fe	2,77	3,04	2,71	2,60	2,75	2,80	2,78	2,79	2,73
Mn	0,05	0,04	0,05	0,04	0,06	0,04	0,06	0,08	0,04
Mg	1,71	1,93	1,69	1,71	1,66	1,73	1,65	1,64	1,69
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg/(Mg/Fe)	0,38	0,39	0,38	0,40	0,38	0,38	0,37	0,37	0,38
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,02	0,08	0,06	0,07	0,03	0,09	0,03	0,03
K	1,84	1,47	1,88	1,82	1,81	1,88	1,83	1,87	1,87
TOTAL	27,74	27,75	27,61	27,57	27,63	27,59	27,71	27,52	27,58
X	1,88	1,49	1,96	1,88	1,88	1,92	1,92	1,91	1,91
Y	5,73	6,08	5,64	5,62	5,69	5,70	5,70	5,67	5,66
XFe	0,62	0,61	0,62	0,60	0,62	0,62	0,63	0,63	0,62
xyz	15,61	15,57	15,60	15,51	15,57	15,62	15,62	15,58	15,57

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 23							
SiO ₂	33,28	34,18	33,11	33,68	33,57	34,05	33,20
Al ₂ O ₃	20,81	21,67	21,56	20,04	21,42	20,38	20,49
TiO ₂	2,45	2,57	2,57	2,10	2,08	2,52	2,66
FeO	20,47	20,90	21,46	22,16	19,86	20,54	21,55
MnO	0,18	0,17	0,07	0,11	0,17	0,15	0,12
MgO	5,96	5,40	5,47	6,20	4,70	4,55	4,51
CaO	0,00	0,00	0,09	0,02	0,07	0,06	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,09	0,00	0,02	0,03	0,02	0,06
NiO	0,00	0,05	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,35	0,28	0,23	0,27	0,16	0,14	0,08
K ₂ O	8,06	8,10	8,26	8,49	6,40	7,24	7,76
TOTAL	91,58	93,40	92,82	93,12	88,46	89,63	90,47
Si	5,28	5,30	5,20	5,31	5,42	5,47	5,35
Al	3,89	3,96	3,99	3,72	4,08	3,86	3,89
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,72	2,70	2,80	2,69	2,58	2,53	2,65
ALVI	1,17	1,27	1,20	1,03	1,50	1,34	1,24
Ti	0,29	0,30	0,30	0,25	0,25	0,30	0,32
Fe	2,72	2,71	2,82	2,92	2,68	2,76	2,90
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Mg	1,41	1,25	1,28	1,46	1,13	1,09	1,08
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Mg/(Mg/Fe)	0,34	0,32	0,31	0,33	0,30	0,28	0,27
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,11	0,08	0,07	0,08	0,05	0,04	0,03
K	1,63	1,60	1,66	1,71	1,32	1,48	1,60
TOTAL	27,59	27,53	27,66	27,53	27,34	27,20	27,35
X	1,74	1,69	1,74	1,79	1,38	1,54	1,63
Y	5,61	5,57	5,62	5,68	5,59	5,52	5,57
XFe	0,66	0,68	0,69	0,67	0,70	0,72	0,73
xyz	15,35	15,25	15,36	15,47	14,97	15,05	15,19

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 23							
SiO ₂	34,87	30,55	34,97	34,62	34,53	34,09	30,25
Al ₂ O ₃	20,79	18,63	20,43	19,88	21,13	21,07	18,23
TiO ₂	1,68	1,89	2,16	1,90	1,35	2,04	1,60
FeO	18,34	18,46	19,04	19,17	21,36	21,18	22,63
MnO	0,13	0,15	0,17	0,15	0,27	0,19	0,01
MgO	4,68	3,66	4,97	4,64	5,18	4,60	4,00
CaO	0,12	0,09	0,09	0,10	0,03	0,09	0,05
Cr ₂ O ₃	0,11	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02
NiO	0,07	0,00	0,00	0,01	0,11	0,04	0,00
Na ₂ O	0,22	0,20	0,22	0,17	0,20	0,04	0,10
K ₂ O	8,26	6,21	8,44	7,37	5,95	5,93	5,52
TOTAL	89,28	79,86	90,48	88,00	90,10	89,31	82,41
Si	5,59	5,50	5,56	5,63	5,49	5,47	5,38
Al	3,93	3,95	3,83	3,81	3,96	3,98	3,82
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,41	2,50	2,44	2,37	2,51	2,53	2,62
ALVI	1,52	1,46	1,38	1,44	1,45	1,45	1,20
Ti	0,20	0,26	0,26	0,23	0,16	0,25	0,21
Fe	2,46	2,78	2,53	2,61	2,84	2,84	3,37
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,00
Mg	1,12	0,98	1,18	1,12	1,23	1,10	1,06
Ca	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01
Mg/(Mg/Fe)	0,31	0,26	0,32	0,30	0,30	0,28	0,24
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Na	0,07	0,07	0,07	0,05	0,06	0,01	0,04
K	1,69	1,43	1,71	1,53	1,21	1,21	1,25
TOTAL	27,36	27,23	27,30	27,14	27,26	27,17	27,20
X	1,78	1,51	1,79	1,60	1,27	1,24	1,30
Y	5,34	5,50	5,37	5,42	5,73	5,67	5,84
XFe	0,69	0,74	0,68	0,70	0,70	0,72	0,76
xyz	15,12	15,01	15,16	15,02	15,00	14,91	15,14

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 23							
SiO ₂	33,68	35,41	35,28	32,40	34,09	34,99	35,80
Al ₂ O ₃	21,21	21,44	20,85	18,87	19,37	21,23	21,77
TiO ₂	2,70	1,97	2,04	4,75	2,68	1,69	1,64
FeO	20,13	18,29	18,02	19,96	20,26	18,94	18,75
MnO	0,08	0,14	0,19	0,13	0,50	0,18	0,27
MgO	5,28	5,08	5,29	4,27	4,97	4,96	5,03
CaO	0,05	0,02	0,03	0,12	0,05	0,04	0,08
Cr ₂ O ₃	0,08	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
NiO	0,07	0,07	0,10	0,09	0,09	0,02	0,00
Na ₂ O	0,34	0,18	0,23	0,23	0,13	0,20	0,05
K ₂ O	8,26	7,98	8,20	7,05	7,36	8,78	8,02
TOTAL	91,90	90,59	90,23	87,87	89,54	91,02	91,41
Si	5,31	5,56	5,58	5,34	5,51	5,53	5,58
Al	3,94	3,97	3,88	3,67	3,69	3,95	4,00
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,69	2,44	2,42	2,66	2,49	2,47	2,42
ALVI	1,25	1,53	1,46	1,01	1,19	1,48	1,57
Ti	0,32	0,23	0,24	0,59	0,33	0,20	0,19
Fe	2,65	2,40	2,38	2,75	2,74	2,50	2,44
Mn	0,01	0,02	0,03	0,02	0,07	0,02	0,04
Mg	1,24	1,19	1,25	1,05	1,20	1,17	1,17
Ca	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Mg/(Mg/Fe)	0,32	0,33	0,34	0,28	0,30	0,32	0,32
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00
Na	0,10	0,06	0,07	0,07	0,04	0,06	0,02
K	1,66	1,60	1,65	1,48	1,52	1,77	1,59
TOTAL	27,54	27,35	27,33	26,96	27,09	27,48	27,36
X	1,78	1,66	1,73	1,58	1,57	1,83	1,62
Y	5,50	5,39	5,37	5,43	5,54	5,38	5,41
XFe	0,68	0,67	0,66	0,72	0,70	0,68	0,68
xyz	15,28	15,05	15,10	15,01	15,10	15,21	15,04

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 23				
SiO ₂	35,17	34,11	33,22	32,08
Al ₂ O ₃	20,54	20,03	20,73	19,35
TiO ₂	1,53	1,70	1,66	1,60
FeO	18,02	18,26	17,34	17,28
MnO	0,20	0,12	0,21	0,21
MgO	5,37	5,01	4,98	4,99
CaO	0,00	0,07	0,05	0,02
Cr ₂ O ₃	0,02	0,04	0,05	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,13	0,17	0,20	0,25
K ₂ O	8,55	8,32	8,03	7,24
TOTAL	89,54	87,82	86,48	83,03
Si	5,62	5,58	5,49	5,53
Al	3,87	3,86	4,04	3,93
Z	8,00	8,00	8,00	8,00
ALIV	2,38	2,42	2,51	2,47
ALVI	1,48	1,43	1,53	1,45
Ti	0,18	0,21	0,21	0,21
Fe	2,41	2,50	2,40	2,49
Mn	0,03	0,02	0,03	0,03
Mg	1,28	1,22	1,23	1,28
Ca	0,00	0,01	0,01	0,00
Mg/(Mg/Fe)	0,35	0,33	0,34	0,34
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,04	0,05	0,07	0,08
K	1,74	1,73	1,69	1,59
TOTAL	27,37	27,36	27,54	27,41
X	1,78	1,80	1,77	1,68
Y	5,38	5,38	5,39	5,46
XFe	0,65	0,67	0,66	0,66
xyz	15,16	15,18	15,16	15,14

Tabela AII.1 – Análises químicas de biotites

Amostra CHV 12-B							
FeO	1,08	1,20	1,04	0,88	1,11	0,87	0,85
Na ₂ O	0,60	0,56	0,65	0,53	0,63	0,57	0,73
K ₂ O	10,56	10,48	10,45	10,12	10,54	10,77	10,18
SiO ₂	46,45	45,04	45,62	45,41	46,92	46,67	47,82
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,08
CaO	0,00	0,00	0,07	0,00	0,04	0,00	0,04
NiO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,06	0,00
Al ₂ O ₃	36,40	36,12	35,73	35,76	35,70	35,71	37,00
Ti ₂ O ₃	0,51	0,53	0,60	0,59	0,94	0,91	0,41
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02
MgO	0,47	0,46	0,52	0,54	0,52	0,48	0,41
Total	96,08	94,38	94,72	93,83	96,47	96,05	97,54
Si	6,12	6,05	6,11	6,11	6,16	6,16	6,18
Al	5,65	5,72	5,64	5,67	5,53	5,55	5,63
Fe	0,12	0,13	0,12	0,10	0,12	0,10	0,09
Mg	0,09	0,09	0,10	0,11	0,10	0,09	0,08
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Na	0,15	0,15	0,17	0,14	0,16	0,15	0,18
K	1,78	1,80	1,78	1,74	1,77	1,81	1,68
Ti	0,05	0,05	0,06	0,06	0,09	0,09	0,04
AlIV	1,88	1,95	1,89	1,89	1,84	1,84	1,82
AlVI	3,78	3,78	3,74	3,79	3,69	3,71	3,81
Mg%	0,44	0,41	0,47	0,52	0,45	0,49	0,44
AlVI-1	2,78	2,78	2,74	2,79	2,69	2,71	2,81
Fe+Mg	0,21	0,23	0,22	0,21	0,22	0,19	0,17
R ₂ ⁺	0,21	0,23	0,22	0,21	0,23	0,19	0,18
Paragonite	7,94	7,49	8,62	7,40	8,37	7,48	9,88
Celadonite	7,10	7,55	7,43	6,92	7,82	6,53	5,97

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 12-B							
FeO	1,11	0,81	1,00	1,28	1,82	0,96	1,27
Na ₂ O	0,63	0,60	0,62	0,49	0,44	0,52	0,50
K ₂ O	10,65	9,27	10,00	10,11	8,05	10,72	10,71
SiO ₂	47,03	44,46	47,85	46,44	44,82	46,26	44,33
MnO	0,00	0,01	0,02	0,04	0,00	0,06	0,00
CaO	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,04	0,00
NiO	0,00	0,07	0,05	0,00	0,00	0,00	0,07
Al ₂ O ₃	36,07	38,80	36,60	35,57	34,48	35,66	34,62
Ti ₂ O ₃	0,56	0,41	0,85	0,95	0,68	1,03	0,79
Cr ₂ O ₃	0,03	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	0,41	0,26	0,47	0,51	0,71	0,42	0,45
Total	96,48	94,79	97,46	95,40	91,00	95,67	92,74
Si	6,17	5,90	6,18	6,15	6,17	6,13	6,09
Al	5,58	6,07	5,58	5,56	5,60	5,57	5,61
Fe	0,12	0,09	0,11	0,14	0,21	0,11	0,15
Mg	0,08	0,05	0,09	0,10	0,15	0,08	0,09
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,16	0,15	0,16	0,13	0,12	0,13	0,13
K	1,78	1,57	1,65	1,71	1,41	1,81	1,88
Ti	0,05	0,04	0,08	0,09	0,07	0,10	0,08
Al ^{IV}	1,83	2,10	1,82	1,85	1,83	1,87	1,91
Al ^{VI}	3,75	3,96	3,76	3,71	3,77	3,70	3,69
Mg%	0,40	0,36	0,45	0,41	0,41	0,42	0,39
Al ^{VI} -1	2,75	2,96	2,76	2,71	2,77	2,70	2,69
Fe+Mg	0,20	0,14	0,20	0,24	0,36	0,19	0,24
R ²⁺	0,20	0,14	0,20	0,25	0,36	0,20	0,24
Paragonite	8,21	8,96	8,62	6,82	7,60	6,83	6,67
Celadonite	6,83	4,63	6,77	8,31	11,39	6,77	8,12

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 12-B						
FeO	1,27	1,09	1,07	0,98	0,97	0,68
Na ₂ O	0,60	0,49	0,61	0,58	0,55	0,51
K ₂ O	10,79	10,43	10,35	10,41	10,43	10,47
SiO ₂	46,62	45,35	45,11	46,59	46,36	47,63
MnO	0,00	0,15	0,02	0,04	0,00	0,03
CaO	0,00	0,09	0,01	0,05	0,00	0,01
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	36,03	35,04	34,94	35,98	36,26	37,33
Ti ₂ O ₃	0,89	0,87	0,81	0,71	0,54	0,41
Cr ₂ O ₃	0,06	0,00	0,03	0,02	0,00	0,05
MgO	0,50	0,41	0,43	0,45	0,36	0,36
Total	96,77	93,90	93,37	95,80	95,47	97,49
Si	6,12	6,13	6,13	6,15	6,14	6,15
Al	5,57	5,58	5,59	5,60	5,66	5,69
Fe	0,14	0,12	0,12	0,11	0,11	0,07
Mg	0,10	0,08	0,09	0,09	0,07	0,07
Mn	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Na	0,15	0,13	0,16	0,15	0,14	0,13
K	1,81	1,80	1,79	1,75	1,76	1,73
Ti	0,09	0,09	0,08	0,07	0,05	0,04
AlIV	1,88	1,87	1,87	1,85	1,86	1,85
AlVI	3,69	3,71	3,72	3,75	3,80	3,84
Mg%	0,41	0,37	0,41	0,44	0,39	0,47
AlVI-1	2,69	2,71	2,72	2,75	2,80	2,84
Fe+Mg	0,24	0,20	0,21	0,20	0,18	0,14
R ₂ ⁺	0,24	0,22	0,21	0,20	0,18	0,15
Paragonite	7,75	6,67	8,17	7,82	7,36	6,89
Celadonite	8,14	7,56	7,16	6,81	5,99	4,89

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 12-C					
FeO	1,19	1,04	1,02	1,05	1,09
Na ₂ O	0,72	0,68	0,52	0,71	0,76
K ₂ O	9,47	9,4	8,84	9,03	9,57
SiO ₂	46,57	46,4	47,71	47,28	46,76
MnO	0,01	0,08	0,05	0	0,02
CaO	0	0,01	0	0	0
NiO					
Al ₂ O ₃	36,38	35,98	37,7	37,15	35,7
Ti ₂ O ₃	0,16	0,15	0,23	0,29	0,37
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0
MgO	0,44	0,41	0,36	0,43	0,37
Total	94,95	94,17	96,47	95,96	94,64
Si	6,17	6,19	6,17	6,17	6,21
Al	5,68	5,66	5,75	5,71	5,59
Fe	0,13	0,12	0,11	0,11	0,12
Mg	0,09	0,08	0,07	0,08	0,07
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,18	0,18	0,13	0,18	0,20
K	1,60	1,60	1,46	1,50	1,62
Ti	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04
Al ^{IV}	1,83	1,81	1,83	1,83	1,79
Al ^{VI}	3,85	3,85	3,93	3,88	3,81
Mg%	0,40	0,39	0,37	0,42	0,37
Al ^{VI} -1	2,85	2,85	2,93	2,88	2,81
Fe+Mg	0,22	0,20	0,18	0,20	0,19
R ²⁺	0,22	0,21	0,19	0,20	0,20
Paragonite	10,36	9,91	8,21	10,67	10,77
Celadonite	7,16	6,76	5,96	6,44	6,55

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 13N									
FeO	1,23	1,20	0,80	1,74	0,88	0,94	0,83	0,87	1,04
Na ₂ O	1,09	0,97	1,03	0,96	0,98	1,09	1,15	1,00	1,09
K ₂ O	9,59	9,78	9,67	9,51	9,94	9,83	9,64	9,85	9,66
SiO ₂	46,19	46,28	45,95	45,52	45,72	45,86	46,23	46,26	45,51
MnO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00
CaO	0,00	0,03	0,11	0,03	0,02	0,00	0,03	0,04	0,00
NiO	0,00	0,06	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	35,91	36,32	36,94	36,04	36,76	36,34	36,11	36,54	36,41
Ti ₂ O ₃	0,65	0,57	0,32	0,63	0,30	0,59	0,67	0,64	0,80
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,08
MgO	0,42	0,48	0,43	0,42	0,46	0,36	0,37	0,40	0,47
Total	95,08	95,72	95,28	94,86	95,13	95,01	95,07	95,69	95,07
Si	6,13	6,11	6,08	6,08	6,07	6,09	6,13	6,10	6,05
Al	5,62	5,65	5,76	5,67	5,75	5,69	5,64	5,68	5,71
Fe	0,14	0,13	0,09	0,19	0,10	0,10	0,09	0,10	0,12
Mg	0,08	0,09	0,09	0,08	0,09	0,07	0,07	0,08	0,09
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,28	0,25	0,26	0,25	0,25	0,28	0,30	0,26	0,28
K	1,62	1,65	1,63	1,62	1,68	1,67	1,63	1,66	1,64
Ti	0,06	0,06	0,03	0,06	0,03	0,06	0,07	0,06	0,08
Al ^{IV}	1,87	1,89	1,92	1,92	1,93	1,91	1,87	1,90	1,95
Al ^{VI}	3,75	3,76	3,84	3,75	3,83	3,79	3,78	3,78	3,76
Mg%	0,38	0,41	0,49	0,30	0,47	0,40	0,44	0,43	0,45
Al ^{VI} -1	2,75	2,76	2,84	2,75	2,83	2,79	2,78	2,78	2,76
Fe+Mg	0,22	0,23	0,17	0,28	0,19	0,18	0,17	0,17	0,21
R ²⁺	0,22	0,23	0,17	0,28	0,20	0,18	0,17	0,18	0,21
Paragonite	14,70	13,13	13,91	13,32	13,02	14,48	15,40	13,41	14,68
Celadonite	7,39	7,73	5,77	9,21	6,47	5,93	5,65	6,10	7,03

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 16P							
FeO	1,09	1,00	0,99	1,08	1,04	1,28	1,03
Na ₂ O	0,65	0,70	0,79	0,67	0,68	0,69	0,70
K ₂ O	10,11	10,08	10,03	10,14	10,06	9,89	10,38
SiO ₂	45,76	44,77	45,56	46,61	45,38	45,09	44,71
MnO	0,03	0,04	0,03	0,07	0,00	0,00	0,00
CaO	0,05	0,05	0,04	0,00	0,02	0,01	0,04
NiO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	37,32	35,84	36,51	36,14	35,31	35,94	36,76
Ti ₂ O ₃	0,67	1,05	1,00	0,57	0,66	0,83	0,66
Cr ₂ O ₃	0,13	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06
MgO	0,48	0,58	0,58	0,59	0,71	0,51	0,53
Total	96,28	94,10	95,54	95,87	93,89	94,27	94,87
Si	6,01	6,03	6,03	6,14	6,11	6,05	5,98
Al	5,78	5,69	5,70	5,61	5,61	5,69	5,80
Fe	0,12	0,11	0,11	0,12	0,12	0,14	0,12
Mg	0,09	0,12	0,11	0,12	0,14	0,10	0,11
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,17	0,18	0,20	0,17	0,18	0,18	0,18
K	1,69	1,73	1,70	1,70	1,73	1,69	1,77
Ti	0,07	0,11	0,10	0,06	0,07	0,08	0,07
AlIV	1,99	1,97	1,97	1,86	1,89	1,95	2,02
AlVI	3,79	3,72	3,73	3,76	3,72	3,75	3,78
Mg%	0,43	0,50	0,50	0,48	0,55	0,42	0,48
AlVI-1	2,79	2,72	2,73	2,76	2,72	2,75	2,78
Fe+Mg	0,21	0,23	0,22	0,24	0,26	0,25	0,22
R ²⁺	0,22	0,23	0,23	0,24	0,26	0,25	0,22
Paragonite	8,91	9,49	10,69	9,12	9,29	9,61	9,31
Celadonite	7,24	7,92	7,66	8,11	8,67	8,26	7,35

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 16P								
FeO	0,95	1,08	1,13	0,97	1,41	1,13	1,01	1,34
Na ₂ O	0,68	0,56	0,72	0,86	0,74	0,84	0,66	0,64
K ₂ O	10,00	10,03	10,13	9,89	10,35	10,34	10,18	9,73
SiO ₂	43,60	45,13	44,55	46,51	45,99	45,62	45,12	45,15
MnO	0,03	0,01	0,12	0,02	0,06	0,07	0,00	0,09
CaO	0,04	0,04	0,03	0,00	0,06	0,00	0,01	0,00
NiO	0,08	0,00	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,07
Al ₂ O ₃	35,69	34,41	36,45	37,03	36,95	36,91	36,95	35,06
Ti ₂ O ₃	0,70	0,60	0,73	0,61	0,85	0,97	0,79	0,79
Cr ₂ O ₃	0,05	0,01	0,05	0,00	0,00	0,05	0,00	0,17
MgO	0,49	0,73	0,51	0,53	0,63	0,51	0,48	0,73
Total	92,31	92,61	94,43	96,43	97,10	96,49	95,21	93,78
Si	5,99	6,17	5,99	6,08	6,02	6,00	6,00	6,10
Al	5,78	5,54	5,77	5,71	5,70	5,72	5,79	5,58
Fe	0,11	0,12	0,13	0,11	0,15	0,12	0,11	0,15
Mg	0,10	0,15	0,10	0,10	0,12	0,10	0,09	0,15
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Cr	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
Ni	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,18	0,15	0,19	0,22	0,19	0,21	0,17	0,17
K	1,75	1,75	1,74	1,65	1,73	1,74	1,73	1,68
Ti	0,07	0,06	0,07	0,06	0,08	0,10	0,08	0,08
AlIV	2,01	1,83	2,01	1,92	1,98	2,00	2,00	1,90
AlVI	3,77	3,71	3,76	3,79	3,71	3,73	3,79	3,68
Mg%	0,47	0,55	0,42	0,49	0,43	0,43	0,46	0,48
AlVI-1	2,77	2,71	2,76	2,79	2,71	2,73	2,79	2,68
Fe+Mg	0,21	0,27	0,23	0,21	0,28	0,23	0,21	0,30
R ₂ ⁺	0,21	0,27	0,24	0,21	0,28	0,23	0,21	0,31
Paragonite	9,38	7,82	9,75	11,62	9,77	11,00	8,93	9,03
Celadonite	7,13	9,18	8,08	7,04	9,46	7,88	6,90	10,36

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 16P							
FeO	1,00	1,12	1,22	1,37	1,19	3,29	1,22
Na ₂ O	0,74	0,75	0,73	0,73	0,81	0,69	0,74
K ₂ O	10,28	10,37	10,42	10,17	10,37	9,28	10,27
SiO ₂	43,25	44,91	46,12	45,49	47,55	44,16	45,24
MnO	0,06	0,13	0,03	0,00	0,00	0,13	0,00
CaO	0,00	0,01	0,00	0,05	0,03	0,07	0,00
NiO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Al ₂ O	35,29	34,86	36,62	35,84	36,65	35,78	37,40
Ti ₂ O	0,94	0,53	0,31	0,32	0,24	0,31	0,20
Cr ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,06
MgO	0,49	0,69	0,65	0,67	0,73	0,58	0,55
Total	92,06	93,41	96,10	94,63	97,58	94,32	95,67
Si	5,98	6,11	6,08	6,09	6,16	5,98	5,99
Al	5,75	5,59	5,69	5,66	5,60	5,71	5,84
Fe	0,12	0,13	0,13	0,15	0,13	0,37	0,13
Mg	0,10	0,14	0,13	0,13	0,14	0,12	0,11
Mn	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Na	0,20	0,20	0,19	0,19	0,20	0,18	0,19
K	1,81	1,80	1,75	1,74	1,71	1,60	1,74
Ti	0,10	0,05	0,03	0,03	0,02	0,03	0,02
AlIV	2,02	1,89	1,92	1,91	1,84	2,02	2,01
AlVI	3,72	3,70	3,78	3,75	3,76	3,69	3,83
Mg%	0,45	0,49	0,48	0,47	0,52	0,23	0,45
AlVI-1	2,72	2,70	2,78	2,75	2,76	2,69	2,83
Fe+Mg	0,22	0,27	0,26	0,29	0,27	0,49	0,24
R ₂ ⁺	0,22	0,28	0,27	0,29	0,27	0,50	0,24
Paragonite	9,83	9,86	9,62	9,78	10,57	10,22	9,89
Celadonite	7,59	9,48	8,72	9,43	8,90	15,80	7,92

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 16P										
FeO	1,14	1,03	1,22	1,00	1,16	1,60	1,00	1,11	1,03	0,90
Na ₂ O	0,81	0,72	0,71	0,82	0,66	0,79	0,88	0,80	0,80	0,78
K ₂ O	9,98	10,06	10,29	10,20	9,97	9,30	10,15	10,25	10,06	9,53
SiO ₂	45,98	45,96	46,10	45,92	45,01	45,38	45,89	46,15	46,84	45,81
MnO	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
CaO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,05
NiO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,03
Al ₂ O ₃	37,29	36,93	36,82	37,21	37,12	36,77	37,29	37,12	38,59	37,37
Ti ₂ O ₃	0,28	0,25	0,24	0,15	0,18	0,19	0,21	0,28	0,09	0,15
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,09	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,56	0,56	0,56	0,50	0,60	0,58	0,54	0,57	0,61	0,47
Total	96,16	95,57	96,02	95,80	94,75	94,62	96,10	96,30	98,02	95,08
Si	6,04	6,07	6,08	6,06	6,01	6,05	6,04	6,06	6,03	6,06
Al	5,78	5,75	5,72	5,79	5,84	5,78	5,79	5,75	5,85	5,83
Fe	0,13	0,11	0,13	0,11	0,13	0,18	0,11	0,12	0,11	0,10
Mg	0,11	0,11	0,11	0,10	0,12	0,12	0,11	0,11	0,12	0,09
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,21	0,18	0,18	0,21	0,17	0,20	0,22	0,20	0,20	0,20
K	1,67	1,70	1,73	1,72	1,70	1,58	1,70	1,72	1,65	1,61
Ti	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02
AlIV	1,96	1,93	1,92	1,94	1,99	1,95	1,96	1,94	1,97	1,94
AlVI	3,82	3,83	3,80	3,85	3,85	3,83	3,83	3,81	3,88	3,89
Mg%	0,45	0,47	0,45	0,47	0,48	0,39	0,47	0,48	0,51	0,48
AlVI-1	2,82	2,83	2,80	2,85	2,85	2,83	2,83	2,81	2,88	2,89
Fe+Mg	0,24	0,22	0,24	0,21	0,25	0,29	0,22	0,23	0,23	0,19
R ₂ ⁺	0,24	0,23	0,24	0,21	0,25	0,29	0,23	0,23	0,23	0,19
Paragonite	10,97	9,75	9,44	10,93	9,15	11,37	11,62	10,65	10,73	11,03
Celadonite	7,95	7,60	8,02	6,83	8,04	9,41	7,42	7,65	7,31	6,20

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 16-A							
FeO	1,12	0,99	0,88	2,35	0,99	1,00	1,11
Na ₂ O	0,48	0,47	0,36	0,40	0,53	0,51	0,54
K ₂ O	10,56	10,18	9,75	10,48	10,75	10,66	10,63
SiO ₂	46,37	45,45	45,05	43,67	45,64	45,31	45,45
MnO	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
CaO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,11	0,00
NiO	0,06	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	38,14	37,31	36,69	36,67	36,95	37,26	37,79
Ti ₂ O ₃	0,93	1,01	0,85	1,01	1,05	1,11	0,95
Cr ₂ O ₃	0,08	0,02	0,02	0,04	0,03	0,00	0,00
MgO	0,37	0,40	0,41	0,61	0,46	0,52	0,47
Total	98,12	95,88	94,01	95,32	96,40	96,51	96,95
Si	5,99	5,99	6,04	5,87	6,01	5,96	5,95
Al	5,80	5,80	5,80	5,81	5,73	5,78	5,83
Fe	0,12	0,11	0,10	0,26	0,11	0,11	0,12
Mg	0,07	0,08	0,08	0,12	0,09	0,10	0,09
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Na	0,12	0,12	0,09	0,10	0,14	0,13	0,14
K	1,74	1,71	1,67	1,80	1,81	1,79	1,78
Ti	0,09	0,10	0,09	0,10	0,10	0,11	0,09
AlIV	2,01	2,01	1,96	2,13	1,99	2,04	2,05
AlVI	3,79	3,79	3,83	3,67	3,74	3,74	3,78
Mg%	0,37	0,41	0,45	0,32	0,45	0,47	0,43
AlVI-1	2,79	2,79	2,83	2,67	2,74	2,74	2,78
Fe+Mg	0,19	0,19	0,18	0,39	0,20	0,21	0,21
R ₂ ⁺	0,19	0,19	0,18	0,39	0,20	0,21	0,21
Paragonite	6,49	6,59	5,37	5,48	6,96	6,76	7,11
Celadonite	6,44	6,37	5,97	12,63	6,77	7,26	7,16

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 16-A							
FeO	1,22	1,04	1,09	1,34	1,24	1,25	0,88
Na ₂ O	0,42	0,47	0,37	0,42	0,47	0,41	0,40
K ₂ O	10,69	10,52	9,50	10,75	10,38	10,51	10,36
SiO ₂	43,98	45,34	45,48	44,91	44,15	44,38	45,96
MnO	0,08	0,05	0,00	0,01	0,09	0,02	0,00
CaO	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00
NiO	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Al ₂ O ₃	37,00	37,47	38,59	38,12	38,28	37,73	38,87
Ti ₂ O ₃	0,96	0,99	0,62	0,76	0,87	0,97	0,67
Cr ₂ O ₃	0,03	0,04	0,00	0,00	0,10	0,05	0,00
MgO	0,46	0,49	0,52	0,50	0,36	0,42	0,42
Total	94,85	96,58	96,16	96,87	95,96	95,80	97,56
Si	5,90	5,96	5,95	5,90	5,85	5,89	5,95
Al	5,86	5,80	5,95	5,90	5,98	5,90	5,93
Fe	0,14	0,11	0,12	0,15	0,14	0,14	0,10
Mg	0,09	0,10	0,10	0,10	0,07	0,08	0,08
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Ni	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Na	0,11	0,12	0,09	0,11	0,12	0,11	0,10
K	1,83	1,76	1,58	1,80	1,75	1,78	1,71
Ti	0,10	0,10	0,06	0,08	0,09	0,10	0,07
AlIV	2,10	2,04	2,05	2,10	2,15	2,11	2,05
AlVI	3,76	3,76	3,90	3,80	3,82	3,79	3,88
Mg%	0,39	0,45	0,46	0,40	0,33	0,37	0,46
AlVI-1	2,76	2,76	2,90	2,80	2,82	2,79	2,88
Fe+Mg	0,23	0,21	0,22	0,25	0,21	0,22	0,18
R ₂ ⁺	0,24	0,22	0,22	0,25	0,22	0,22	0,18
Paragonite	5,62	6,41	5,54	5,66	6,43	5,63	5,55
Celadonite	7,94	7,26	7,05	8,13	7,22	7,43	5,75

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 16-A					
FeO	0,99	0,86	1,13	1,08	1,02
Na ₂ O	0,28	0,45	0,48	0,55	0,43
K ₂ O	6,78	10,38	10,58	9,52	10,65
SiO ₂	45,48	44,99	44,05	42,34	45,86
MnO	0,00	0,13	0,00	0,02	0,06
CaO	0,14	0,00	0,00	0,01	0,00
NiO	0,02	0,02	0,00	0,05	0,00
Al ₂ O ₃	38,57	38,12	37,56	36,45	38,43
Ti ₂ O ₃	0,51	0,98	0,96	0,90	0,72
Cr ₂ O ₃	0,05	0,02	0,00	0,10	0,07
MgO	0,36	0,47	0,46	0,42	0,48
Total	93,18	96,43	95,22	91,43	97,72
Si	6,02	5,91	5,88	5,87	5,95
Al	6,02	5,90	5,91	5,95	5,87
Fe	0,11	0,09	0,13	0,12	0,11
Mg	0,07	0,09	0,09	0,09	0,09
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Cr	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ca	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,07	0,12	0,12	0,15	0,11
K	1,15	1,74	1,80	1,68	1,76
Ti	0,05	0,10	0,10	0,09	0,07
AlIV	1,98	2,09	2,12	2,13	2,05
AlVI	4,04	3,81	3,79	3,82	3,82
Mg%	0,39	0,46	0,42	0,41	0,44
AlVI-1	3,04	2,81	2,79	2,82	2,82
Fe+Mg	0,18	0,19	0,22	0,21	0,20
R ₂ ⁺	0,18	0,20	0,22	0,21	0,21
Paragonite	5,92	6,21	6,46	8,09	5,82
Celadonite	5,61	6,72	7,26	7,02	6,95

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 20N							
FeO	1,19	1,57	1,31	1,53	1,31	1,02	1,16
Na ₂ O	0,70	0,48	0,65	0,71	0,65	0,57	0,75
K ₂ O	10,32	10,32	10,41	9,52	10,18	10,17	10,23
SiO ₂	44,19	45,70	44,89	45,44	42,14	40,42	43,95
MnO	0,00	0,07	0,04	0,13	0,00	0,10	0,05
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03
NiO	0,05	0,00	0,09	0,00	0,00	0,03	0,00
Al ₂ O ₃	36,89	32,24	37,49	36,60	34,91	34,01	36,53
Ti ₂ O ₃	0,85	2,27	0,21	0,89	1,11	1,06	1,10
Cr ₂ O ₃	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04
MgO	0,79	1,77	0,86	1,10	0,85	0,72	0,73
Total	94,98	94,49	95,94	95,93	91,15	88,13	94,57
Si	5,91	6,17	5,94	6,00	5,90	5,86	5,91
Al	5,82	5,13	5,85	5,69	5,76	5,81	5,79
Fe	0,13	0,18	0,14	0,17	0,15	0,12	0,13
Mg	0,16	0,36	0,17	0,22	0,18	0,16	0,15
Mn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,18	0,13	0,17	0,18	0,18	0,16	0,20
K	1,76	1,78	1,76	1,60	1,82	1,88	1,76
Ti	0,09	0,23	0,02	0,09	0,12	0,12	0,11
Al ^{IV}	2,09	1,83	2,06	2,00	2,10	2,14	2,09
Al ^{VI}	3,74	3,30	3,80	3,69	3,66	3,68	3,70
Mg%	0,54	0,66	0,53	0,54	0,54	0,53	0,52
Al ^{VI} -1	2,74	2,30	2,80	2,69	2,66	2,68	2,70
Fe+Mg	0,29	0,53	0,31	0,39	0,33	0,28	0,28
R ²⁺	0,29	0,54	0,32	0,40	0,33	0,29	0,28
Paragonite	9,32	6,60	8,72	10,18	8,80	7,82	10,01
Celadonite	9,60	19,07	10,25	12,97	11,06	9,84	9,47

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 20N							
FeO	1,15	1,21	1,41	1,25	1,87	1,10	1,44
Na ₂ O	0,80	0,70	0,49	0,67	0,33	0,68	0,51
K ₂ O	10,37	10,40	8,19	10,34	10,48	10,20	9,46
SiO ₂	43,98	42,52	41,62	43,27	45,65	44,17	41,35
MnO	0,15	0,01	0,00	0,02	0,03	0,03	0,05
CaO	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,09
Al ₂ O ₃	36,93	35,11	34,72	35,95	33,27	36,11	32,92
Ti ₂ O ₃	0,94	0,97	0,76	1,22	0,81	1,34	0,89
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,02	0,04	0,08	0,00
MgO	0,74	0,79	0,69	0,82	1,66	0,54	0,84
Total	95,06	91,73	87,90	93,57	94,13	94,31	87,58
Si	5,89	5,92	5,96	5,89	6,18	5,95	6,01
Al	5,83	5,76	5,86	5,77	5,31	5,74	5,64
Fe	0,13	0,14	0,17	0,14	0,21	0,12	0,18
Mg	0,15	0,16	0,15	0,17	0,33	0,11	0,18
Mn	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,21	0,19	0,14	0,18	0,09	0,18	0,14
K	1,77	1,85	1,50	1,80	1,81	1,75	1,75
Ti	0,09	0,10	0,08	0,12	0,08	0,14	0,10
AlIV	2,11	2,08	2,04	2,11	1,82	2,05	1,99
AlVI	3,72	3,68	3,82	3,67	3,49	3,69	3,65
Mg%	0,50	0,53	0,46	0,54	0,61	0,46	0,50
AlVI-1	2,72	2,68	2,82	2,67	2,49	2,69	2,65
Fe+Mg	0,28	0,30	0,32	0,31	0,55	0,23	0,36
R ₂ ⁺	0,29	0,31	0,32	0,31	0,55	0,24	0,36
Paragonite	10,46	9,29	8,41	9,02	4,53	9,25	7,59
Celadonite	9,75	10,25	10,09	10,44	18,04	8,07	12,06

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 23							
FeO	0,96	0,85	0,90	1,10	0,87	0,91	0,75
Na ₂ O	1,28	1,35	1,36	1,45	1,42	1,17	1,28
K ₂ O	9,25	9,32	9,37	9,01	9,12	9,16	9,23
SiO ₂	44,33	44,19	45,65	44,86	45,16	43,61	44,37
MnO	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,15	0,08
CaO	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03	0,00
NiO	0,00	0,00	0,11	0,03	0,01	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	38,00	37,23	37,85	37,66	38,03	36,00	37,14
Ti ₂ O ₃	0,41	0,47	0,21	0,34	0,36	0,45	0,37
Cr ₂ O ₃	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01
MgO	0,31	0,34	0,41	0,35	0,29	0,31	0,35
Total	94,61	93,75	95,97	94,87	95,26	91,82	93,60
Si	5,91	5,95	6,00	5,96	5,97	6,00	5,98
Al	5,97	5,91	5,87	5,90	5,93	5,84	5,90
Fe	0,11	0,10	0,10	0,12	0,10	0,10	0,08
Mg	0,06	0,07	0,08	0,07	0,06	0,06	0,07
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,33	0,35	0,35	0,37	0,36	0,31	0,33
K	1,57	1,60	1,57	1,53	1,54	1,61	1,59
Ti	0,04	0,05	0,02	0,03	0,04	0,05	0,04
Al ^{IV}	2,09	2,05	2,00	2,04	2,03	2,00	2,02
Al ^{VI}	3,89	3,86	3,86	3,86	3,89	3,83	3,87
Mg%	0,37	0,42	0,42	0,37	0,37	0,34	0,43
Al ^{VI} -1	2,89	2,86	2,86	2,86	2,89	2,83	2,87
Fe+Mg	0,17	0,16	0,18	0,19	0,15	0,17	0,15
R ²⁺	0,17	0,16	0,19	0,19	0,15	0,19	0,16
Paragonite	17,37	18,05	18,04	19,69	19,09	16,23	17,39
Celadonite	5,51	5,44	6,25	6,29	5,04	6,19	5,37

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 23							
FeO	0,85	0,77	1,00	1,02	0,79	0,86	0,88
Na ₂ O	1,20	1,09	1,30	1,18	1,36	1,38	1,29
K ₂ O	8,20	9,38	9,00	9,52	9,06	9,23	9,08
SiO ₂	44,45	44,23	44,71	45,21	44,84	44,04	44,71
MnO	0,00	0,06	0,00	0,15	0,00	0,00	0,01
CaO	0,02	0,02	0,00	0,08	0,10	0,05	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,07	0,00
Al ₂ O ₃	37,19	36,57	36,89	36,27	36,84	36,46	35,69
Ti ₂ O ₃	0,36	0,32	0,30	0,18	0,43	0,29	0,34
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,10	0,00	0,03	0,02	0,00
MgO	0,32	0,30	0,33	0,50	0,34	0,27	0,36
Total	92,61	92,74	93,63	94,10	93,88	92,67	92,35
Si	6,01	6,01	6,01	6,07	6,02	6,00	6,10
Al	5,92	5,86	5,85	5,74	5,83	5,86	5,74
Fe	0,10	0,09	0,11	0,11	0,09	0,10	0,10
Mg	0,06	0,06	0,07	0,10	0,07	0,06	0,07
Mn	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Na	0,31	0,29	0,34	0,31	0,35	0,36	0,34
K	1,41	1,63	1,54	1,63	1,55	1,60	1,58
Ti	0,04	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03
AlIV	1,99	1,99	1,99	1,93	1,98	2,00	1,90
AlVI	3,93	3,87	3,86	3,81	3,84	3,86	3,83
Mg%	0,40	0,39	0,37	0,43	0,44	0,36	0,42
AlVI-1	2,93	2,87	2,86	2,81	2,84	2,86	2,83
Fe+Mg	0,16	0,15	0,18	0,21	0,16	0,15	0,17
R ₂ ⁺	0,16	0,15	0,18	0,23	0,16	0,15	0,17
Paragonite	18,18	14,98	18,02	15,86	18,55	18,47	17,80
Celadonite	5,17	5,07	5,87	7,58	5,24	5,10	5,78

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 23								
FeO	0,76	0,74	0,98	5,63	7,49	1,63	1,88	1,39
Na ₂ O	1,41	1,31	1,27	0,38	0,29	0,43	0,28	0,16
K ₂ O	8,91	9,19	9,13	7,64	7,51	9,91	9,78	7,14
SiO ₂	43,72	42,33	43,02	40,82	42,63	45,83	47,67	44,55
MnO	0,04	0,06	0,00	0,02	0,00	0,13	0,00	0,02
CaO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,09	0,00	0,03	0,02
NiO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04
Al ₂ O	35,99	34,85	34,97	32,35	31,75	34,48	32,47	32,51
Ti ₂ O	0,36	0,50	0,26	0,45	0,27	0,50	0,25	0,25
Cr ₂ O	0,08	0,02	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00
MgO	0,34	0,36	0,41	0,79	1,13	0,99	1,65	0,93
Total	91,63	89,38	90,06	88,12	91,19	93,92	94,02	87,00
Si	6,01	5,99	6,04	5,96	6,05	6,18	6,41	6,35
Al	5,84	5,82	5,78	5,57	5,31	5,48	5,14	5,47
Fe	0,09	0,09	0,12	0,69	0,89	0,18	0,21	0,17
Mg	0,07	0,08	0,09	0,17	0,24	0,20	0,33	0,20
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,38	0,36	0,35	0,11	0,08	0,11	0,07	0,04
K	1,56	1,66	1,64	1,42	1,36	1,71	1,68	1,30
Ti	0,04	0,05	0,03	0,05	0,03	0,05	0,03	0,03
AlIV	1,99	2,01	1,96	2,04	1,95	1,82	1,59	1,65
AlVI	3,85	3,81	3,82	3,53	3,37	3,67	3,55	3,82
Mg%	0,43	0,45	0,43	0,20	0,21	0,50	0,61	0,54
AlVI-1	2,85	2,81	2,82	2,53	2,37	2,67	2,55	2,82
Fe+Mg	0,16	0,17	0,20	0,86	1,13	0,38	0,54	0,36
R ₂ ⁺	0,16	0,17	0,20	0,86	1,13	0,40	0,54	0,36
Paragonite	19,41	17,84	17,49	6,95	5,48	6,17	4,10	3,32
Celadonite	5,40	5,77	6,69	25,43	32,27	13,02	17,52	11,45

Tabela AII.2 – Análises químicas de moscovites

Amostra CHV 12-C

SiO ₂	37,28	37,79	38,06	36,54	38,17	37,92	38,56	38,06
Al ₂ O ₃	21,12	21,42	21,14	16,58	21,55	21,01	21,17	21,09
TiO ₂	0	0,01	0	0	0	0,03	0,09	0,03
FeO	31,94	33,07	35,28	35,13	32,46	33,44	28,69	33,09
MnO	8,06	5,45	5,32	5,57	7,64	6,48	11,3	7,64
MgO	1,53	1,56	1,48	1,28	1,56	1,67	1,32	1,59
CaO	0,28	0,59	0,54	0,58	0,34	0,62	0,64	0,76
PO ₂	0,08	0,13	0,07	0,12	0,06	0,03	0,06	0,07
Na ₂ O	0	0,01	0,05	0,04	0,01	0	0,04	0
K ₂ O	0,01	0,04	0	0	0	0	0,02	0
TOTAL	100,3	100,08	101,95	95,84	101,79	101,19	101,89	102,33
Si	6,06	6,14	6,09	6,29	6,11	6,11	6,17	6,07
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ^{VI}	4,05	4,10	3,99	3,37	4,07	3,99	3,99	3,96
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
Mnt	1,11	0,75	0,72	0,81	1,04	0,88	1,53	1,03
Mg	0,37	0,38	0,35	0,33	0,37	0,40	0,31	0,38
Fe ²⁺	4,34	4,49	4,72	5,01	4,35	4,50	3,84	4,41
Ca	0,05	0,10	0,09	0,11	0,06	0,11	0,11	0,13
Alm.	0,74	0,79	0,80	0,80	0,75	0,76	0,66	0,74
Pyr.	0,06	0,07	0,06	0,05	0,06	0,07	0,05	0,06
Sp.	0,19	0,13	0,12	0,13	0,18	0,15	0,26	0,17
Gros.	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Total	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Tabela AII.3 – Análises químicas de granadas

ANEXO III
Resultados analíticos

Unidade A		
Amostra	CHV6	CHV7 /R
Carta	47	47
Litologia	LQF	quartzofilito
SiO2	68,39	91,08
Al2O3	15,94	4,96
Fe2O3	4,01	1,26
MnO	0,05	0,00
MgO	1,31	0,09
CaO	0,12	0,01
Na2O	0,54	0,09
K2O	4,48	1,23
TiO2	0,70	0,16
P2O5	0,08	0,03
P, F,	3,08	1,07
Total	98,68	99,98
As	24,34	<5
Ba'	758,00	517,00
Be	4,00	1,00
Co	4,11	1,41
Cr'	58,14	42,53
Cs	24,35	3,75
Cu	22,54	<10
Ga	20,20	5,64
Ge	1,59	1,24
Hf	5,74	2,86
Nb'	53,26	9,56
Ni'	<20	<20
Rb'	148,79	37,78
Sb	<0,5	<0,5
Sc'	12,00	2,00
Sr'	55,00	31,00
Th	13,57	4,51
U	3,45	0,91
V	74,00	14,00
Y	40,00	7,00
Zn'	104,43	<30
Zr	217,00	113,00
La	85,4	11,1
Yb	3,5	0,7
Cu	22,54	<10
Ce	94,8	19,5
Nd	53,3	9,6
Sm	10,3	1,9
Eu	2,81	0,46
Tb	1,4	0,2
Lu	0,50	0,11
CIW	96,02	98,02
La/Sm	8,33	5,95
Eu/Sm	0,27	0,25
La/Lu	171,46	103,41
La/Yb	2,48	1,60
Th/Sc	1,13	2,26
Cr/La	0,68	3,84
Zr/y	5,43	16,14
V/La	0,87	1,26
Σ TR	250,56	43,25

Tabela A.III.1 – Resultados analíticos: Tabela principal.

Unidade NE								
Amostra	CHV12	CHV12A	CHV35	CHV26	CHV17	CHV20	CHV21	CHV22
Carta	33	33	33	33	33	33	33	33
Litologia	LQF	LQF	LQF	LQF	quartzito impuro	micaxisto	xisto cinzento	quartzofilito
SiO2	71,34	72,06	76,65	70,74	76,49	72,62	63,76	76,88
Al2O3	14,09	15,59	12,00	13,13	12,64	12,90	17,15	13,79
Fe2O3	4,81	3,35	3,62	4,91	0,60	4,70	5,78	2,91
MnO	0,07	0,06	0,06	0,09	0,00	0,11	0,02	0,03
MgO	1,10	0,86	0,93	1,85	0,03	1,62	0,92	0,31
CaO	0,13	0,09	0,27	1,73	0,02	0,57	0,01	0,01
Na2O	1,05	0,73	1,83	2,96	0,29	2,78	0,32	0,32
K2O	5,05	4,64	2,86	2,08	9,03	2,50	3,82	2,29
TiO2	0,65	0,71	0,58	0,58	0,14	0,59	0,85	0,61
P2O5	0,10	0,10	0,13	0,15	0,07	0,17	0,09	0,19
P, F,	1,70	1,71	1,25	1,31	0,74	1,48	6,41	2,51
Total	100,09	99,91	100,16	99,54	100,06	100,05	99,13	99,85
As	<5	5,79	43,24	6,57	26,58	12,18	31,31	12,43
Ba'	672,00	715,00	554,00	288,00	991,00	389,00	639,00	465,00
Be	2,00	2,00	2,00	3,00	1,00	5,00	2,00	2,00
Co	9,52	8,42	6,97	7,92	<1	4,82	3,85	2,18
Cr'	73,38	80,47	76,11	60,05	77,30	58,59	113,32	64,39
Cs	11,28	7,19	6,66	12,56	11,03	183,75	14,72	18,61
Cu	13,80	<10	<10	25,45	<10	20,14	57,03	<10
Ga	17,27	18,23	13,37	14,24	16,52	13,72	21,37	15,15
Ge	1,47	1,61	1,09	1,41	1,53	1,97	1,61	2,83
Hf	6,41	6,78	8,97	5,16	3,97	6,02	4,49	6,24
Nb'	29,78	30,27	23,91	26,17	30,36	25,95	27,10	28,42
Ni'	20,81	<20	<20	23,06	70,24	<20	<20	<20
Rb'	224,89	169,17	109,91	106,04	254,07	411,71	156,24	148,55
Sb	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,96	<0,5	<0,5	<0,5
Sc'	9,00	10,00	7,00	8,00	6,00	8,00	17,00	8,00
Sr'	48,00	51,00	96,00	128,00	37,00	83,00	23,00	86,00
Th	13,56	13,78	14,27	10,50	12,13	10,16	12,12	11,17
U	2,63	3,25	2,95	2,56	2,76	2,50	5,60	3,22
V	61,00	67,00	48,00	55,00	5,00	54,00	146,00	55,00
Y	21,00	24,00	17,00	28,00	19,00	24,00	30,00	20,00
Zn'	98,90	69,49	50,30	67,08	<30	82,53	<30	65,16
Zr	246,00	270,00	350,00	194,00	120,00	215,00	167,00	233,00
La	40,0	39,6	31,0	33,2	35,6	30,6	31,2	32,9
Yb	2,3	2,6	2,0	2,5	1,4	2,3	3,0	2,1
Cu	13,804986	<10	<10	25,447116	<10	20,137237	57,030092	<10
Ce	76,4	76,2	61,2	63,1	70,4	60,7	59,4	67,3
Nd	29,8	30,3	23,9	26,2	30,4	26,0	27,1	28,4
Sm	5,3	5,5	4,3	5,4	6,2	5,2	5,3	5,4
Eu	1,14	1,14	1,01	1,30	1,18	1,22	1,15	1,16
Tb	0,7	0,8	0,6	0,8	0,8	0,8	0,9	0,7
Lu	0,35	0,39	0,32	0,36	0,19	0,35	0,44	0,32
CIW	92,27	95,00	85,11	73,68	97,61	79,38	98,11	97,66
La/Sm	7,53	7,17	7,14	6,19	5,75	5,93	5,87	6,04
Eu/Sm	0,21	0,21	0,23	0,24	0,19	0,24	0,22	0,21
La/Lu	115,22	102,94	96,30	91,71	185,18	88,02	70,56	103,47
La/Yb	1,77	1,53	1,54	1,33	2,61	1,32	1,06	1,57
Th/Sc	1,51	1,38	2,04	1,31	2,02	1,27	0,71	1,40
Cr/La	1,84	2,03	2,46	1,81	2,17	1,91	3,64	1,96
Zr/y	11,71	11,25	20,59	6,93	6,32	8,96	5,57	11,65
V/La	1,53	1,69	1,55	1,66	0,14	1,76	4,68	1,67
Σ TR	155,20	155,74	123,75	131,98	145,34	126,34	127,51	137,58

Tabela A.III.2 – Resultados analíticos: Tabela principal.

Unidade SW						
Amostra	CHV23	CHV29	CHV30	CHV28	CHV33	CHV34
Carta	33	33	46	33	33	33
Litologia	micaxisto	micaxisto	micaxisto	quartzofilito	quartzofilito	calcossilicatada
SiO ₂	51,48	68,74	51,73	70,02	77,79	60,43
Al ₂ O ₃	26,98	17,80	25,64	15,03	12,84	13,98
Fe ₂ O ₃	7,90	4,68	8,33	5,04	2,32	8,17
MnO	0,21	0,03	0,09	0,03	0,03	0,20
MgO	0,86	1,10	2,53	0,62	0,46	4,59
CaO	0,01	0,05	0,13	0,01	0,02	10,73
Na ₂ O	0,67	0,26	1,18	0,34	0,25	0,52
K ₂ O	4,70	3,64	5,41	3,92	3,34	0,05
TiO ₂	0,89	0,85	1,07	0,71	0,58	0,50
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,10	0,07	0,05	0,11
P, F,	5,72	2,51	3,66	3,13	2,15	0,78
Total	99,45	99,70	99,86	98,91	99,83	100,06
As	<5	8,36	16,78	<5	<5	<5
Ba'	982,00	714,00	970,00	1139,00	679,00	114,00
Be	3,00	3,00	5,00	2,00	3,00	4,00
Co	19,43	11,82	18,73	7,88	3,25	11,90
Cr'	103,54	84,87	126,57	75,32	56,60	193,17
Cs	17,30	7,83	40,26	48,22	3,82	1,05
Cu	33,60	10,20	15,77	14,42	<10	<10
Ga	32,29	20,32	32,39	16,09	13,79	19,67
Ge	2,92	3,79	2,16	2,00	1,05	5,48
Hf	3,65	6,87	5,34	6,10	8,79	6,28
Nb'	41,75	35,30	46,25	26,68	36,08	25,32
Ni'	51,76	<20	48,74	<20	<20	54,98
Rb'	187,94	139,71	236,61	176,19	110,58	3,77
Sb	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sc'	23,00	12,00	20,00	13,00	7,00	7,00
Sr'	83,00	63,00	87,00	62,00	44,00	428,00
Th	19,55	15,72	18,47	12,11	13,49	10,60
U	3,05	3,86	4,21	3,51	3,11	2,39
V	140,00	79,00	120,00	74,00	37,00	44,00
Y	18,00	27,00	36,00	20,00	22,00	35,00
Zn'	152,94	126,36	117,51	78,41	<30	58,83
Zr	128,00	246,00	181,00	227,00	354,00	223,00
La	50,8	45,7	60,0	32,6	44,0	29,4
Yb	1,9	2,8	3,4	2,1	2,1	3,1
Cu	33,60	10,20	15,77	14,42	<10	<10
Ce	101	87,0	113	66,4	91,6	63,9
Nd	41,8	35,3	46,3	26,7	36,1	25,3
Sm	7,3	6,6	8,3	4,9	6,8	5,3
Eu	1,48	1,25	1,78	1,01	1,41	1,49
Tb	0,7	0,9	1,1	0,7	0,8	0,9
Lu	0,29	0,41	0,52	0,32	0,33	0,48
CIW	97,54	98,29	95,14	97,72	97,94	55,41
La/Sm	6,98	6,89	7,22	6,63	6,44	5,59
Eu/Sm	0,20	0,19	0,21	0,21	0,21	0,28
La/Lu	177,48	110,27	115,24	100,80	135,05	60,70
La/Yb	2,71	1,61	1,77	1,53	2,10	0,94
Th/Sc	0,85	1,31	0,92	0,93	1,93	1,51
Cr/La	2,04	1,86	2,11	2,31	1,29	6,57
Zr/Lu	7,11	9,11	5,03	11,35	16,09	6,37
V/La	2,76	1,73	2,00	2,27	0,84	1,50
Σ TR	204,93	179,20	233,48	134,11	182,36	128,93

Tabela A.III.3 – Resultados analíticos: Tabela principal.