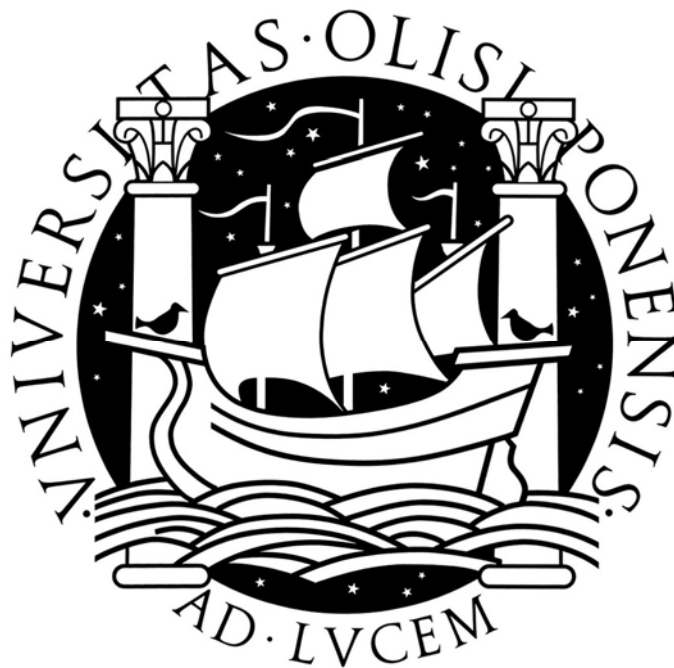


Universidade de Lisboa
Faculdade de Ciências
Departamento de Geologia



Estudo Petrológico e Geoquímico dos metavulcanitos devónicos da região de Odivelas
(Alentejo): Implicações Geodinâmicas e Metalogenéticas

João Eduardo Carvalho da Silva

Mestrado em Geologia Económica
(Prospecção Mineral)

2011

Universidade de Lisboa
Faculdade de Ciências
Departamento de Geologia



Estudo Petrológico e Geoquímico dos metavulcanitos devónicos da região de Odivelas
(Alentejo): Implicações Geodinâmicas e Metalogenéticas

João Eduardo Carvalho da Silva

Dissertação orientada pelo Professor João Manuel da Silva Mata

Mestrado em Geologia Económica
(Prospecção Mineral)

2011

À Cacilda e Catarina

ÍNDICE:

Prefácio e Agradecimentos	III
Resumo	V
Capítulo 1 – Enquadramento Geológico	1
1.1 – Tectono-estratigrafia da Zona de Ossa-Morena	3
1.1.1 – Faixa Blastomilonítica	3
1.1.2 – Sector de Alter do Chão-Elvas	4
1.1.3 – Sector de Estremoz-Barrancos	5
1.1.4 – Sector de Montemor-Ficalho	6
1.1.5 – Maciço de Beja – Subsector de Santa Susana-Odivelas	8
1.2 – Magmatismo na ZOM	10
1.3 – Enquadramento da área em estudo	12
Capítulo 2 – Petrografia e Química Mineral	16
2.1 – Caracterização Petrográfica Genérica	17
2.1 – Química mineral – Paragéneses Magmática	18
2.2.1 – Feldspatos	19
2.2.2 – Piroxenas	21
2.3 – Química mineral – paragéneses metamórficas	25
2.3.1 – Clorite	25
2.3.2 – Epidoto	34
2.3.3 – Anfíbolas	35
2.3.4 Minerais Opacos	36
2.3.5 Quartzo e Carbonatos	37

Capítulo 3 – Geoquímica e implicações geodinâmicas	38
3.1 – Classificação química	43
3.2 – Afinidades Geoquímicas	44
3.2.1 – Evidência para carácter subalcalino	44
3.3 – Distinção entre quimismo toleítico e calco-alcalino	51
3.4 – Ambiência geodinâmica	58
3.4.1 – Diagramas de Normalização	66
Capítulo 4 – Implicações Metalogénica	69
4.1 – Metalogénese e tipologia dos jazigos associados	
às zonas de subducção	70
4.1.1 – Pórfiros	71
4.1.2 – Depósitos Vulcanogénicos de Sulfuretos Maciços	72
4.1.3 – Depósitos Epitermais de Ouro	72
4.2 – Bordo meridional da ZOM: principais faixas metalogenéticas	73
4.2.1 – Faixas metalogenéticas da ZOM	74
4.2.1.1 Faixa de S. Cristóvão – Beja – Serpa	74
4.3 – Monte de Covas Ruivas	77
Capítulo 5 – Considerações Geodinâmicas	80
Capítulo 6 – Conclusões	86
Capítulo 7 – Bibliografia	88
Anexos	97

Prefácio e agradecimentos

É com o presente trabalho realizado, sob a orientação do Professor João Manuel da Silva Mata, que concluo o mestrado em Geologia Económica.

Nesta nota, não quero deixar de agradecer às pessoas que, de uma forma ou outra, contribuíram para a sua realização.

O presente trabalho não teria sido possível sem o suporte financeiro do Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL) o que, tendo ocorrido em tempo de penúria financeira, de maior importância se revestiu. O meu Muito Obrigado.

Ao Professor João Mata, pela orientação científica da tese, pela prontidão para discutir ideias, e sempre que foi necessário apontar, e prontamente corrigir fragilidades quer de raciocínio, quer metodológicas, algo que foi preponderante para o que aqui apresento. Não posso deixar de referir a amizade e o tratamento mostrado, quer nas boas, quer nas más alturas, com uma frontalidade e cuidado quase paternal. Muitíssimo obrigado Professor.

Ao Professor António Mateus por, durante o curso, me ter mostrado que a geologia não era, será, ou foi uma “ciência morta” e que havia mais do que um caminho por onde escolher e que realmente se deveria fazer primeiro de tudo o que nos dá mais prazer. Os meus sinceros agradecimentos. Sem as palavras de incentivo na altura própria, poderia não ter feito o que fiz nestes últimos dois anos. Foi também alguém que prontamente apontou os erros e não se absteve de elogiar quando assim era justo, um tratamento que era partilhado não só comigo, mas com todos os meus colegas de mestrado, o que mostra a sua decência e clareza de valores. Obrigado Professor.

Ao Professor Paulo Fonseca e ao Noel Moreira pela fundamental participação neste projecto, não só nas saídas de campo, mas também com a vontade e disponibilidade para discutir alguns tópicos que foram surgindo.

Ao Professor Raul Jorge e à Ana Jesus dirijo um forte abraço pela ajuda que me prestaram já na fase final deste trabalho. As conversas que mantiveram comigo foram,

sem dúvida, uma contribuição fulcral para a forma como olhei para o problema com que me deparava. Muito obrigado!

Ainda aos colegas de mestrado e de gabinete, que sempre foram bastante amáveis quer na crítica e na discussão de ideias, quer nos sempre apreciados momentos para “arejar”. Um grande abraço a todos.

Aos meus pais, pelo enorme esforço que fizeram para, durante estes anos, sustentar um objectivo e também um sonho, a partir de certa altura, por eles partilhado. Não foi fácil mas é também a vocês que dedico este trabalho, a fim ao cabo, por nós os três realizado.

Ao meu avô Joaquim que embora esta seja a altura indicada para o fazer, não consigo exprimir toda a importância que teve para mim ao longo destes anos. Também é teu o trabalho que está aqui, camarada amigo.

À irmã Ana Mafalda, espero que a Madalena um dia possa ler isto e encontrar inspiração para os seus voos.

À minha segunda família, todos os meus amigos, quer do “clube”, quer do andebol. Não consigo deixar de referir o Carlos Amaral, o João “Mota” Moutinhos (são muitos anos...) e a Joana. O vosso apoio de há alguns anos para cá e ou nesta fase da minha vida, foi importantíssimo.

Volto a dizer a todos que, directa ou indirectamente, foram aqui mencionados **MUITO OBRIGADO !**

Resumo:

Os metavulcanitos aflorantes na Barragem de Odivelas, inseridos na Unidade de Odivelas do Complexo Ígneo de Beja, localizam-se perto do contacto entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Sul Portuguesa. Na área em estudo afloram ainda bancadas carbonatadas que se encontram em contacto com as rochas aqui analisadas.

A reconsideração das idades destes calcários fez com que fosse fundamental estudar as rochas sobre as quais se debruça este estudo, com o intuito de contribuir para um melhor entendimento dos processos geodinâmicos e metalogenéticos que estariam activos no bordo sul da ZOM no Devónico inferior.

Do ponto de vista petrográfico é possível evidenciar que, não obstante a blastese metamórfica ter ocorrido em condições da fácies dos xistos verdes, a deformação não foi suficientemente penetrativa para obliterar por completo os principais aspectos texturais dos protólitos vulcânicos. A textura porfírica das rochas vulcânicas é ainda claramente perceptível, bem como o carácter fluidal da matriz de algumas rochas.

As rochas apresentam paragénese típicas da fácies dos xistos verdes (clorite, epídoto e actinolite) que terá sido causada por metamorfismo de tipo hidrotermal, como o sugere, entre outros aspectos, a ocorrência na zona exalitos ferro-siliciosos (jaspes). Não obstante a recristalização metamórfica são reconhecíveis fenocristais relíquia de clinopiroxena e plagioclase, esta por vezes total ou parcialmente albitizada.

Os dados aqui apresentados revelaram o quimismo toleítico orogénico destes metavulcanitos, o que é compatível com o funcionamento de uma zona de subducção no bordo meridional da Zona de Ossa-Morena. Estes dados e o claro posicionamento estratigráfico das rochas agora estudadas, relativamente a formações sedimentares rigorosamente datadas, permitem suportar a produção de magmatismo, associado a tal bordo destrutivo, desde o Devónico inferior, em oposição aos dados geoquímicos até ao presente publicados que apontavam para o Devónico médio/superior como data do início da subducção.

As possíveis implicações metalogenéticas da existência de uma zona de subducção actuando no bordo sul da Zona de Ossa-morena durante o Devónico inferior são também discutidas. Foram também abordados os exalitos ferro-siliciosos ocorrentes próximo da área em estudo e que fornecem indício da percolação de fluidos hidrotermais, alimentada pelo calor gerado pelo sistema vulcânico responsável pela génese das rochas analisadas.

CAPÍTULO 1

ENQUADRAMENTO **GEOLÓGICO**

A ZOM é um domínio geotectónico situado na parte sul do maciço ibérico, que representa a maior, mais completa e continua expressão do Varisco na parte Oeste da Europa, Fig. 1.1.

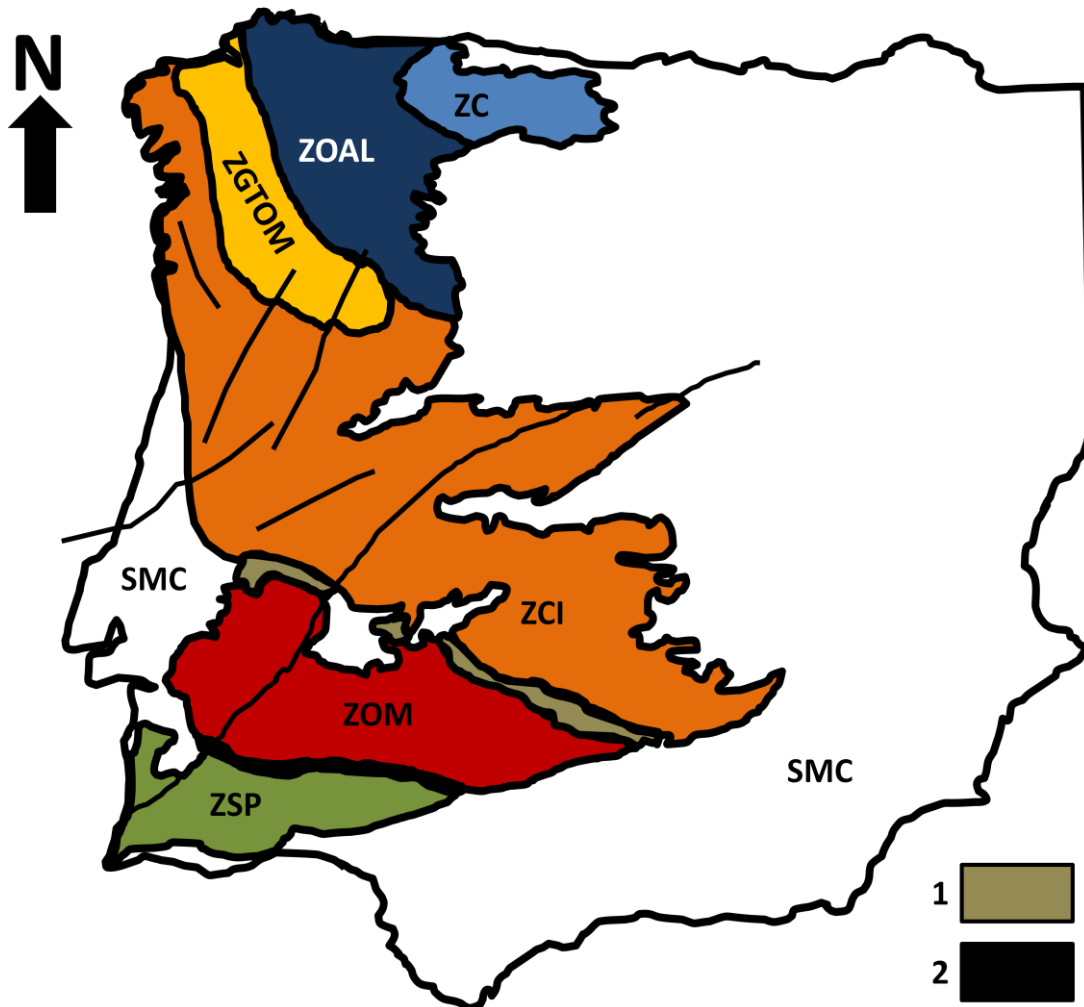


Fig. 1.1 – Principais divisões paleogeográficas da Península Ibérica (Adaptado de Moreira et al., 2010): SMC – Sequências Meso-Cenozoicas; ZOM – Zona de Ossa Morena, ZSP – Zona Sul Portuguesa, ZCI– Zona Centro Ibérica, ZOAL – Zona Oeste Astúria-Leonesa, ZC – Zona Cantábrica, ZGTOM – Zona Galicia-Trás- os- Montes, 1 – Batolito de Pedroches, 2 – Ofiolito Beja-Acebuches. As linhas a preto representam os principais

Para além do seu carácter contínuo acrescenta-se que nela se podem observar registos da orogenia Cadomiana e da orogenia Varísca (Quesada et al., 1990). Nas linhas que se seguem será apresentado uma curta descrição tectono-estratigráfica bem como uma síntese da evolução do magmatismo na Zona de Ossa-Morena.

1.1 – TECTONO-ESTRATIGRAFIA DA ZONA DE OSSA-MORENA

A descrição que será aqui apresentada para os diferentes sectores da Zona de Ossa-Morena (ZOM), tem por base a divisão proposta por Oliveira et al. (1991), onde são considerados cinco sectores: Faixa Blastomilonítica, Sector de Alter do Chão-Elvas, Sector Estremoz-Barrancos, Sector de Montemor-Ficalho, o Complexo Ígneo de Beja (Fig 1.2). Será também referida a classificação proposta por Araujo (1995), ainda que de forma pontual. A descrição dos diferentes sectores será feita de forma bastante reduzida, tendo maior ênfase a descrição do Complexo Ígneo de Beja, no qual se encontra a área em estudo.

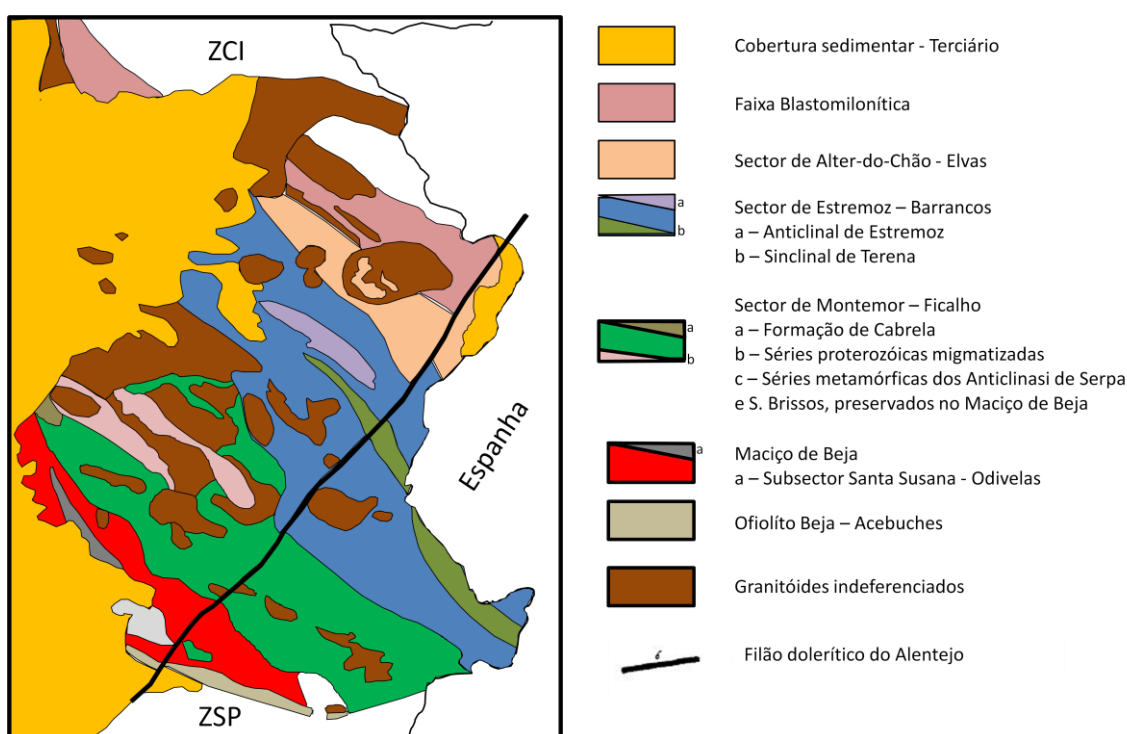


Fig. 1.2 – Mapa geológico dos diferentes sectores da Zona de Ossa-Morena definidos por Oliveira et al. (1991).

1.1.1 - Faixa Blastomilonítica

A faixa Blastomilonítica, com orientação NW-SE encontra-se no bordo norte da ZOM, na fronteira com a Zona Centro-Ibérica. É caracterizada por rochas de elevado a baixo grau metamórfico, múltiplos acidentes de componente cavalgante e cizalhante, ocorrendo também rochas hiperalcalinas e granitóides. A sua estrutura interna, em forma de leque, constituída por estruturas subverticais associadas a um importante

cisalhamento esquerdo, resulta da reactivação de uma provável sutura cadomiana (Ribeiro et al., 1990). A intensa deformação, o elevado grau metamórfico, e o facto da maioria dos contactos serem de natureza mecânica, faz com que seja difícil a correlação litoestratigráfica entre os diferentes sectores deste domínio. A sequência estratigráfica esquemática está representada na Fig. 1.3.

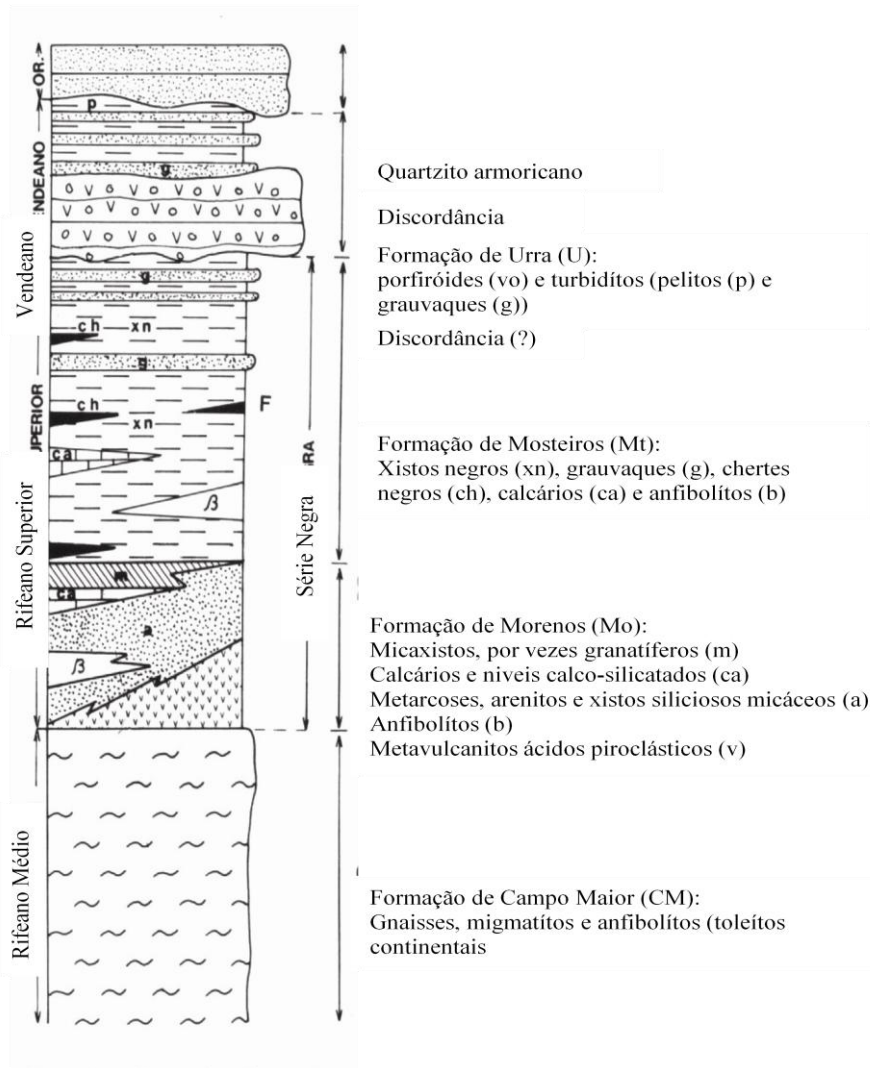


Fig. 1.3 – Sequência estratigráfica simplificada da Faixa Blastomilonítica

1.1.2 - Sector de Alter do Chão-Elvas

Este sector faz fronteira, a norte com a faixa blastomilonítica e o contacto entre estes dois sectores é marcado pelo cavalgamento de Alter do Chão (Oliveira et al., 1991). O limite sul é alvo de alguma controvérsia, sendo interpretado como uma discordância Câmbrico-Ordovícica (Oliveira et al., 1991), ou como o

carreamento/cavalgamento da Juromenha (Araújo, 1995). É caracterizado por uma espessa sequência câmbrica, discordante sobre o soco precâmbrico (Pedro, 2004). Da base para o topo individualizam-se formações de natureza carbonatada, vulcano-sedimentar e “flyschóide” (Oliveira et al., 1991), sendo que o metamorfismo apresentado neste domínio alcança a transição entre as fácies dos xistos-verdes e a anfibolítica (J. Mata, comun. oral, 2011). A sequência estratigráfica esquemática encontra-se na Fig. 1.4.

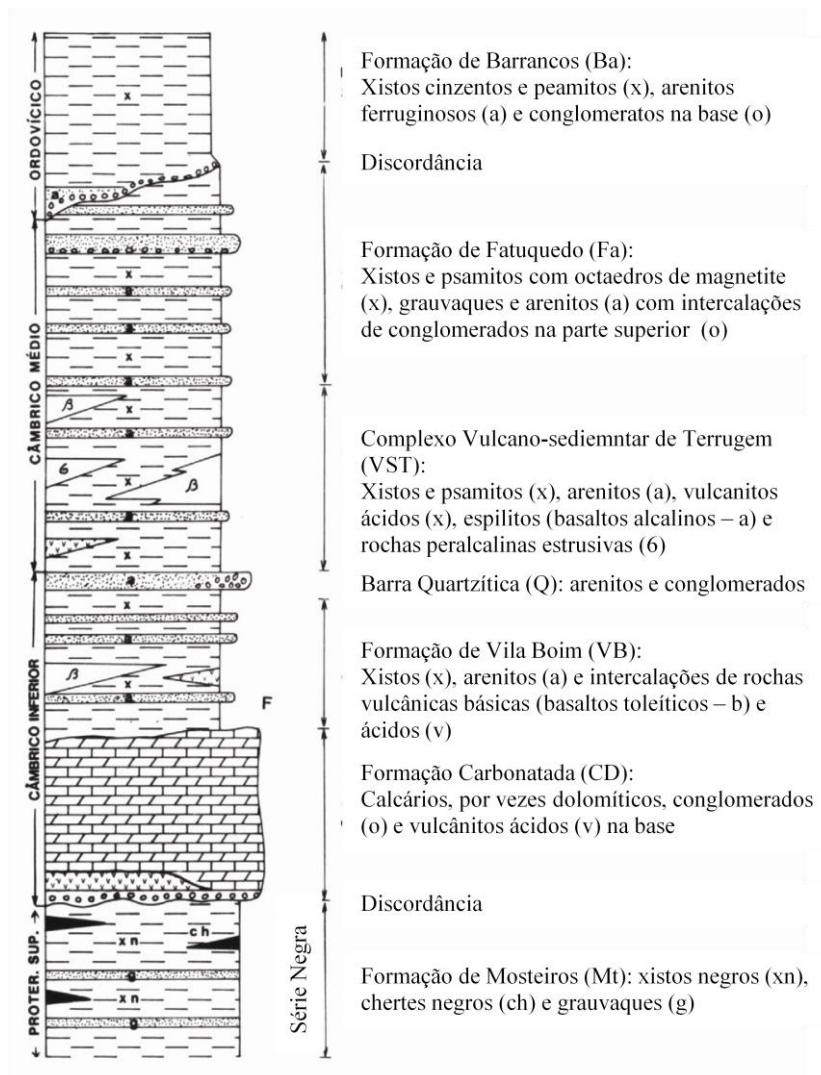


Fig. 1.4 – Sequência estratigráfica do Sector de Alter do Chão-Elvas (Oliveira et al., 1991).

1.1.3 - Sector de Estremoz-Barrancos

Marcado a norte pela já referida discordância Câmbrico-Ordovícica e a sul pelo carreamento de Santo Aleixo da Restauração (Araujo, 1989), este sector é constituído

essencialmente por formações de natureza sedimentar com intercalações de metavulcânitos ácidos e básicos, datadas do Câmbrio médio e do Devónico superior, compreendendo duas estruturas geológicas regionalmente importantes, o anticlinal de Estremoz e o sinclinal de Terena. A primeira estrutura apresenta um núcleo precâmbrio, sobre a qual aflora a Formação Dolomítica, seguindo-se a esta o Complexo Vulcano-Sedimentar de Estremoz. Já o sinclinal de Terena é constituído por uma sucessão turbidítica com pelitos e grauvaques. A sequência estratigráfica esquemática encontra-se na Fig. 1.5.

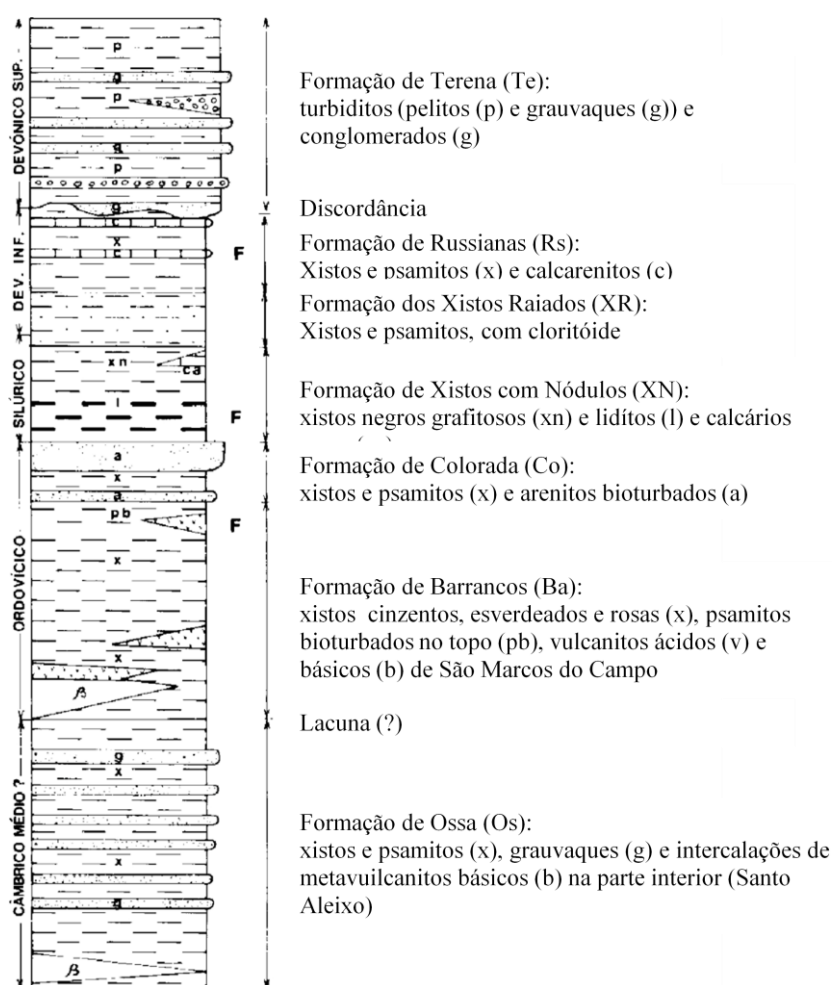


Fig. 1.5 – Sequência estratigráfica do Sector de Estremoz-Barrancos (Formação de Terena) (Oliveira et al., 1991).

1.1.4 - Sector de Montemor-Ficalho

Este sector faz parte do Domínio Évora-Beja, definido por Araújo (1995), que engloba também o CIB. A sequência estratigráfica deste sector revela similaridades com

as sequências estratigráficas da Faixa Blastomilonítica e com o que é observado no Anticlinal de Estremoz, nomeadamente no que diz respeito às formações proterozóicas (Oliveira et al., 1991). Limitado a norte pelo acidente de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1995) e a sul pelo CIB, é caracterizado por uma série de estruturas em sinforma e antiforma (Piçarra, 2000). A sequência Paleozóica apresenta um grau metamórfico baixo (xistos negros, chertes e grauvaques) a elevado (micaxistos, anfibolitos e gnaisses). Segue-se um Complexo vulcano-sedimentar carbonatado bastante similar ao que está descrito para o Anticlinal de Estremoz (Oliveira et al., 1991), que dá lugar a um complexo xistento superior (Xistos de Moura), constituído essencialmente por líditos com intercalações de rochas vulcânicas de natureza básica e ácida. Sequência estratigráfica está representada na Fig. 1.6.

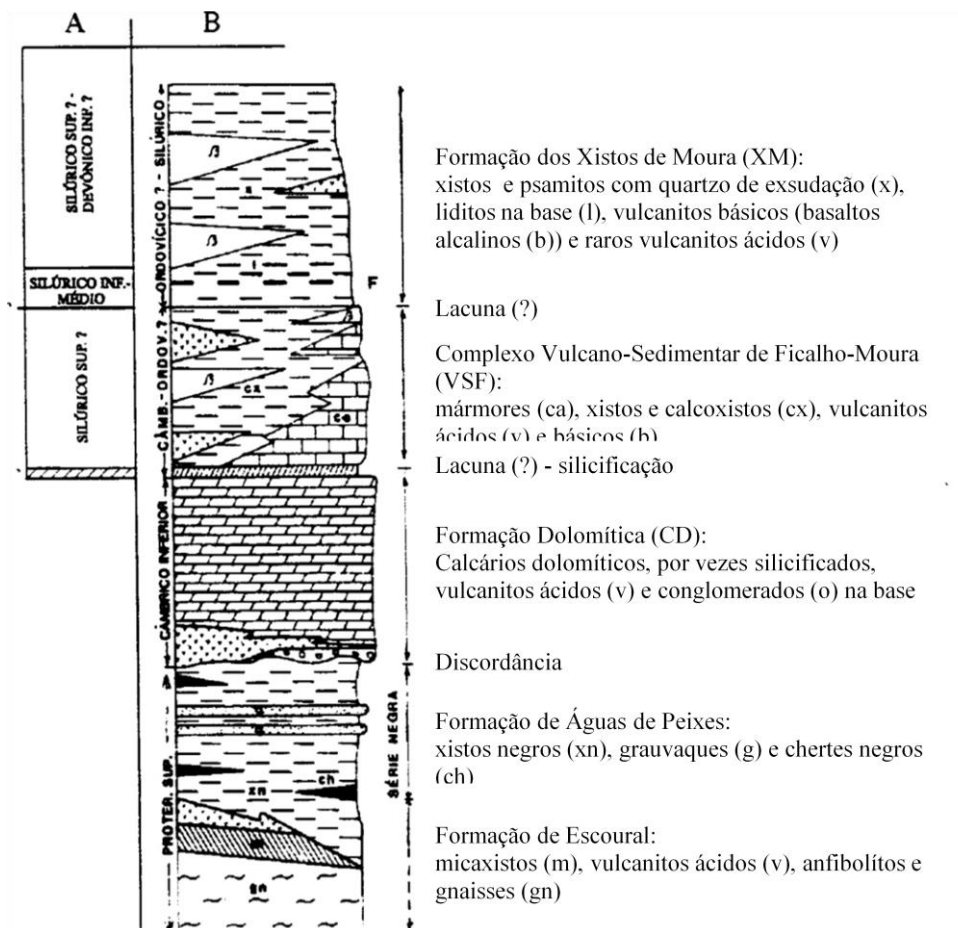


Fig. 1.6 - Sequência estratigráfica do Sector de Montemor-Ficalho (Oliveira et al., 1991).

1.1.5 - Maciço de Beja: Subsector de Santa Susana-Odivelas

Este maciço ocorre ao longo do cavalgamento Ferreira-Ficalho, numa área que se estende desde Serpa até Vendas Novas (Fonseca, 1995). É sublinhado pela ocorrência de um volumoso e variado conjunto de rochas magmáticas em tempos agrupados sob a designação de *Maciço de Beja* (e.g. Andrade, 1984). Este conjunto de rochas revela uma natureza diversa, desde básicas, como o Complexo Gabro-Diorítico de Beja (Silva et al., 1970) a ácidas como os Pórfiros de Baleizão-Alcáçovas (Carvalho et al., 1970) e complexos vulcano-sedimentares como o Complexo básico de Odivelas. Mais recentemente considera-se este maciço subdividido em *Complexo Ofiolítico de Beja Acebuches (COBA)* (e.g. Munhá et al., 1986; Fonseca et al., 1999) e *Complexo Ígneo de Beja* (e.g. Oliveira e tal., 1991; Jesus et al., 2007; Pin et al. 2009). No seio do hoje denominado Complexo Ígneo de Beja, Andrade (1984) considerou a existência de 4 unidades litológicas: *Odivelas, Alfundão-Toca da Moura, Alvito e Baleizão*.

A análise das datações que sobre as rochas plutónicas do CIB têm sido publicadas levou Jesus a subdividi-las em três unidades principais: 1) Sequência Gabróica Bandada (355 a 345 Ma); 2) Complexo Gabro-Diorítico de Cuba-Alvito (335 a 320Ma) e 3) Complexo de Pórfiros de Baleizão (c.a. 300 Ma) que se teriam gerado sin (1 e 2) a pós colisão (3). Contudo, Pin et al. (2008), baseados em datações U-Pb de zircões, apontam para uma maior homogeneidade de idades (≈ 352 Ma) considerando a possibilidade de as mais baixas idades obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ não reflectirem a idade de cristalização magmática, mas são somente o arrefecimento regional para temperaturas inferiores a $\approx 500^\circ\text{C}$.

Os complexos vulcano-sedimentares apresentam características tectono-estratigráficas diferentes, e ocorrem separados uns dos outros, no sub-sector Santa Susana-Odivelas, Fig. 1.7. É justamente num destes complexos vulcano-sedimentares que se localiza a área em estudo, nomeadamente no complexo vulcano-sedimentar que aflora nas margens da Barragem de Odivelas, Fig. 1.8, que se insere na unidade de Odivelas. Esta unidade aflora a norte do COBA, dela se diferenciando, entre outros aspectos, pela sua muito menor deformação dado não ter sido afectada, ao contrário daquele, pela primeira fase de deformação hercínica. É constituída por uma grande variedade de rochas magmáticas, desde fácies de natureza plutónica a fácies hipabissais

e vulcânicas (efusivas e explosivas) que, por esta ordem e tendencialmente, se dispõem de sudoeste para nordeste. Nesta unidade Andrade (1983) definiu 7 sub-unidades, sendo que as dominadas por rochas hipabissais e vulcânicas foram agrupadas no *Complexo de Peroguarda*. Intercalados nestes metavulcânitos ocorrem os denominados Calcários de Odivelas aos quais Conde & Andrade (1974) atribuíram idade meso- e/ou neo-devónica. Por seu lado, Santos et al. (1990) estudaram o quimismo das rochas meta-vulcânicas o que lhes permitiu evidenciar o funcionamento de uma zona de subducção no bordo meridional da ZOM desde o Devónico médio/superior. Recentemente, a idade dos Calcários de Odivelas foi reavaliada através do estudo das ocorrências de Monte das Cortes (Eifeliano terminal-Givetiano; Machado et al., 2009) e de Monte das Covas Ruivas (transição Emsiano-Eifeliano; Machado et al., 2010).

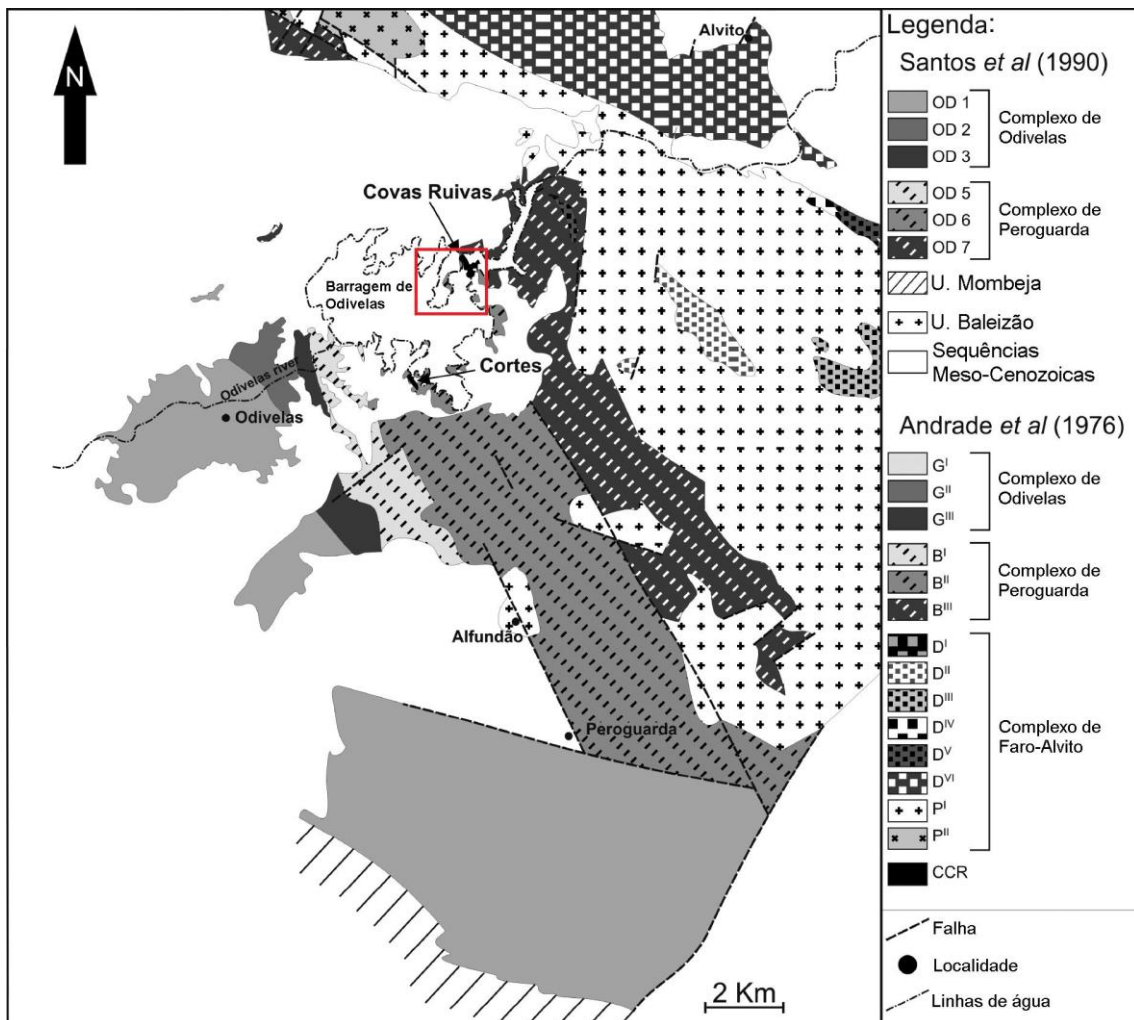


Fig. 1.7 - Enquadramento geral da área em redor da zona de amostragem. D^I – Doleritos de Monte Olival, D^{II} – Dioritos de Monforte, D^{III} – Dioritos de Monte Novo, D^{IV} – Gabros do Malcabrão, D^V – Quartzo-dioritos de Assentes, D^{VI} – Quartzo-diorito do Alvito, P^I – Pórfiros de Monte Ruivo, P^{II} – Pórfiros de Castelo Ventoso; B^I – Doleritos de Casa Branca, B^{II} – Basaltos do Rebolado, B^{III} – Tufos(Tufitos?) da Mota Preta; G^I – Gabros da Herdade Grande, G^{II} – Gabros de Balona, G^{III} – Gabros da Gravitosa; CCR –

Calcários de Odivelas. A cor branca indica a cobertura Cenozoica (adaptado de Andrade et al., 1976; Santos et al., 1990; Moreira et al., 2010).

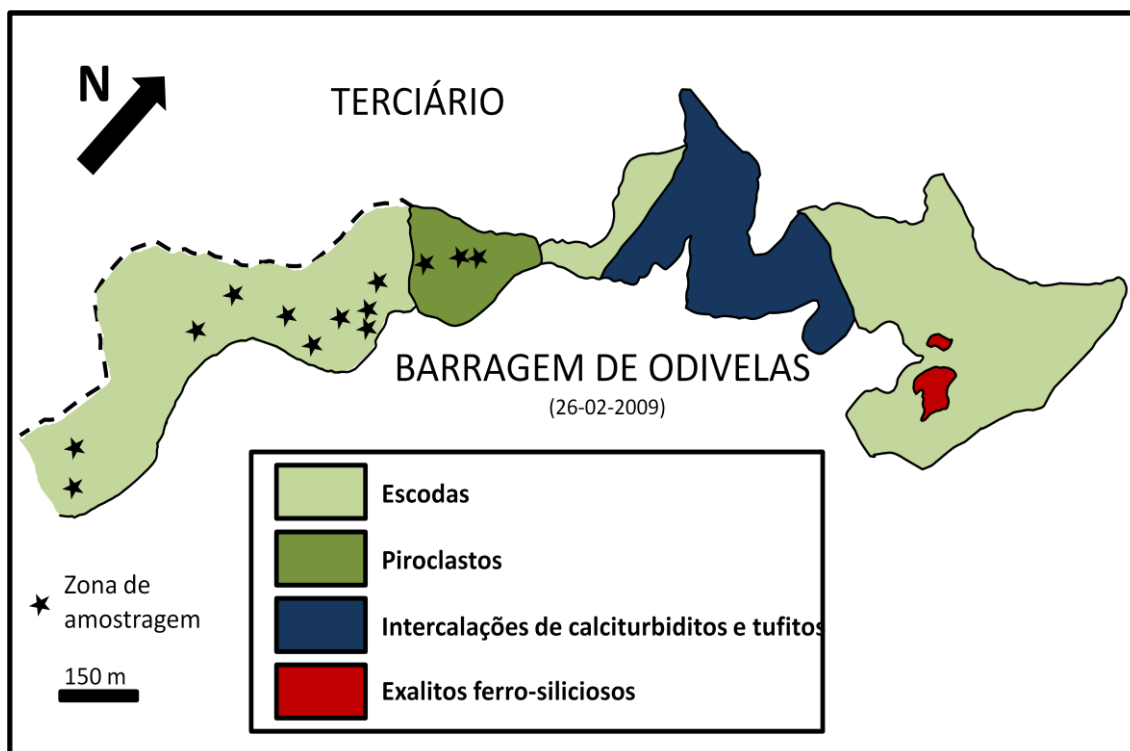


Figura 1.8 – Área de estudo pormenorizada. Adaptado de Moreira et al. (2010).

1.2 – MAGMATISMO NA ZOM

O magmatismo na ZOM encontra-se representado quer por rochas vulcânicas, normalmente contemporâneas da sedimentação, quer por rochas plutónicas da orogenia Cadomiana e a orogenia Varísca (Pedro, 2004).

Os testemunhos da orogenia Cadomiana são definidos por unidades proterozóicas de natureza vulcano-sedimentar, representando dois estágios de evolução tectónica: pré e sinorogénico (Quesada et al., 1990). O primeiro estágio desta evolução data do Rifteano médio/superior e é caracterizado por um episódio de rifting testemunhado pela existência de vulcanismo bimodal (gnaisses de Azuaga), que estará relacionado com o desenvolvimento de uma bacia oceânica (Quesada et al., 1990; Ribeiro et al. 2007). As sequências basais desta sequência ter-se-ão depositado durante a fase de margem continental passiva. As sequências superiores possuem sedimentos detríticos provenientes de rochas vulcânicas calco-alcalinas (Ribeiro et al., 1990). A

passagem entre as séries basais e as de topo é considerada representativa da transição para a fase sinorogénica (Pedro, 2004).

A fase sinorogénica (Rifteano superior – Vendiano) é caracterizada por um vulcanismo calco-alcalino originado numa margem do tipo andino, desenvolvida nesta fase (Pedro, 2004). Associada à margem tipo andino ter-se-á formado uma bacia ante-arco, onde se terá depositado uma sequência do tipo flyshóide (Pedro, 2004). Esta bacia é posteriormente enclausurada com a acreção do arco vulcânico e obducção sobre o Autóctone Ibérico (Ribeiro et al., 1990).

O Paleozóico inicia-se com a deposição de uma sequência sedimentar baticrescente de natureza inicialmente detrítica e depois carbonatada, com importantes variações de fácies e espessuras (Ribeiro et al. 1979). No Câmbrico inferior dá-se a tentativa de rompimento crustal com o desenvolvimento de um rifte intracontinental. Este episódio é marcado por vulcanismo toleítico bimodal (Mata e Munhá, 1990).

A passagem para o Câmbrico Médio é marcada por vulcanismo básico, com características alcalino-transicionais, associado a vulcanismo peralcalino (Mata e Munhá 1990; Ribeiro et al. 1992), representado nas intercalações vulcânicas do complexo vulcano-sedimentar da Terrugem (Sector Alter do Chão-Elvas). Existe ainda evidência de vulcanismo básico, com quimismo alcalino-transicional intercalado na base da formação de Ossa, Domínio Estremoz-Barrancos (Mata e Munhá 1990; Ribeiro et al. 1992). Estas rochas estão datadas do Câmbrico Médio (Oliveira 1991) ou mesmo Câmbrico Médio - Superior (Pedro, 2004).

Já no Câmbrico Superior – Ordóvicio ocorre, sob a forma de intercalações na formação de Barrancos, no complexo vulcano-sedimentar de São Marcos do Campo, vulcanismo de composição intermédia/básica, com um quimismo toleítico orogénico (Mata et al., 1999). O carácter orogénico deste magmatismo está em flagrante desacordo com a ambiência distensiva generalizada que parece ter caracterizado a ZOM desde o Câmbrico ao início do Devónico. O seu significado não está ainda compreendido. Ainda na transição Câmbrico-Ordóvicio ou mesmo já no Ordóvicio ocorre vulcanismo básico anorogénico, com quimismo toleítico continental no complexo vulcano-sedimentar de Ficalho-Moura (Mata e Munhá, 1990). Ainda no que diz respeito a este complexo vulcano-sedimentar, está descrita a ocorrência de vulcanismo básico anorogénico com quimismo intraplaca (Mata e Munhá 1990). A base deste complexo é datada do Silúrico inferior (Pedro, 2004). Durante o Silúrico existe vulcanismo bimodal anorogénico, intercalado na sequência carbonatada do complexo vulcano-sedimentar de Estremoz.

Aqui abundam rochas máficas acumuladas, resultantes de câmaras magmáticas superficiais e/ou diques e soleiras (Mata e Munhá, 1985).

A topo desta formação encontra-se a unidade de Xistos Negros na qual está evidenciado vulcanismo básico, com características alcalinas intraplaca. Segundo Mata e Munhá (1985) este vulcanismo básico e o vulcanismo presente no complexo vulcano-sedimentar de Estremoz estão geneticamente correlacionados. As idades propostas para esta unidade (Silúrico segundo Mata e Munhá, 1985 e Ordovício-Silúrico segundo Ribeiro 1992) são postas em causa, após a datação, baseada em conodontes, dos mármore deste complexo vulcano-sedimentar, que lhes atribui idades Silúrico superiores a Devónicas (Pedro, 2004).

No Devónico médio começam a ocorrer os primeiros indícios de magmatismo unanimemente associado a margens continentais activas. Esta fase é caracterizada por subducção para norte (Ribeiro et al. 1990, Araújo 1995, Fonseca 1995) que permite o desenvolvimento de uma bacia marginal, onde ocorre magmatogénese de crosta oceânica. Esta bacia revelou ter um período de vida efémero, visto que, como resposta à subducção e à colisão continental com o terreno a sul (ZSP), terá sido fechada e sofrido obducção para norte (Munhá et al. 1986). Este processo de obducção deu origem ao complexo ofiolítico de Beja-Acebuches (Fonseca, 1995) que vem sendo designado pelo acrónimo de COBA. O COBA é actualmente interpretado como o limite meridional da ZOM, ou seja, como materializando importante sutura Varisca que marca a acreção da ZSP ao Maciço Ibérico (Ribeiro et al. 1990, Fonseca 1995).

Ao longo do limite entre a ZOM e a ZSP ocorre o Complexo Ígneo de Beja (CIB), que corresponde a um arco magmático, com características orogénicas (s.l.) e que tem sido relacionado com a referida subducção desenvolvida a sul (Santos et al., 1987; Fonseca, 1995).

1.3- ENQUADRAMENTO DA ÁREA EM ESTUDO

No seio do hoje denominado Complexo Ígneo de Beja, Andrade (1984) considerou a existência de 4 unidades litológicas: *Odivelas*, *Alfundão-Toca da Moura*, *Alvito* e *Baleizão*.

A unidade de *Odivelas* aflora a norte do *COBA*, dela se diferenciando, entre outros aspectos, pela sua muito menor deformação dado não ter sido afectada, ao

contrário daquele, pela primeira fase de deformação hercínica. É constituída por uma grande variedade de rochas magmáticas, desde fácies plutónica a fácies hipabissais e vulcânicas (efusivas e explosivas) que, por esta ordem e tendencialmente, se dispõem de sudoeste para nordeste. Nesta unidade Andrade (1983) definiu 7 sub-unidades, sendo que as dominadas por rochas hipabissais e vulcânicas foram agrupadas no *Complexo de Peroguarda*.

Intercalados nestes metavulcânitos ocorrem os denominados Calcários de Odivelas aos quais Conde & Andrade (1974) atribuíram idade meso- e/ou neo-devónica. Por seu lado, Santos et al. (1990) estudaram o quimismo das rochas meta-vulcânicas o que lhes permitiu evidenciar o funcionamento de uma zona de subducção no bordo meridional da ZOM desde o Devónico médio/superior. Recentemente, a idade dos Calcários de Odivelas foi reavaliada através do estudo das ocorrências de Cortes (Eifeliano terminal-Givetiano; Machado et al., 2009) e de Covas Ruivas (transição Emsiano-Eifeliano; Machado et al., 2010).

Na localidade de Covas Ruivas, Machado et al. (2010) descreveram uma sequência dominada por calciturbiditos e depósitos de tipo debris-flow (intercalados com tufitos hemipelágicos) depositados em ambiente peri-recifal desenvolvido no topo de edifícios vulcânicos. Evidência de campo demonstra a existência, nesta localidade, de metavulcânitos anteriores e posteriores à formação das rochas carbonatadas (Machado et al., 2010; Moreira et al., 2010)

Neste trabalho apresentam-se os resultados de estudo petrológico/geoquímico preliminar das rochas meta-vulcânicas máficas subjacentes à formação recifal de Covas Ruivas, tendo em vista a determinação da ambiência geodinâmica em que se geraram.

As amostras recolhidas são de rochas que estão inseridas no Complexo de Peroguarda, nomeadamente na unidade BII, Basaltos do Rebolado (Fig. 1.7, quadrado vermelho).

Os Basaltos do Rebolado parecem estar a tecto e a muro dos Calcários de Odivelas, aqui datados da transição Emsiano-Eifeliano (Machado et al., 2010). A sequência vulcano-sedimentar em posição subjacente a estes calcários é constituída, da base para o topo, por:

- 1) Níveis máficos, representativos de escoadas lávicas, sobre quais se debruçou a amostragem, (Fig. 1.8A) onde se identificam por vezes estruturas do tipo *clinker*;

- 2) Níveis vulcano-sedimentares de clastos de rocha vulcânica, mal calibrados, sub-rolados a angulosos, envolvidos numa matriz silicatada;
- 3) Níveis onde os fragmentos de rochas vulcânicas são de menores dimensões, mais bem calibrados que os anteriores e rolados (Fig. 1.8B);
- 4) Depósitos tufíticos intercalados com níveis carbonatados (Fig. 1.8C), tendo os tufitos maior expressão;
- 5) Os níveis tufíticos vão perdendo expressão (Fig. 1.8D), dando lugar a bancadas carbonatadas praticamente livres de tufitos (Fig. 1.8E).

Observando a sequência de fotografias apresentada na Fig. 1.8 fica a ideia que há: uma passagem de lavas (1), para rochas vulcano-sedimentares (2) cuja gênese deve estar associada a um sistema sedimentar em meio marinho com alguma energia, depois para sistemas com menos energia (3), seguindo-se um sistema com relativa pouca energia (4), e por fim, a sedimentação passa a ser essencialmente carbonatada (5).

À medida que se sobe na sequência, a continuidade ilustrada nas fotografias da Fig. 1.8 ilustra a passagem de lavas (1), para rochas vulcano-sedimentares (2,3,4) depositadas em ambiente sedimentar progressivamente menos energético e, finalmente, rochas essencialmente carbonatadas (5).

Como foi referido, a estes calcários de Covas Ruivas, foram-lhes atribuídas idades do Emsiano superior-Eifeliano médio-superior e a sua deposição aponta para um período em que a actividade vulcânica deverá ter temporariamente cessado, desta maneira permitindo o desenvolvimento do sistema recifal de que são testemunho estes calcários (Machado et al., 2010). Pelas relações de campo infere-se que os calcários estão suprajacentes às lavas onde se procedeu à colheita das amostras estudadas neste estudo.

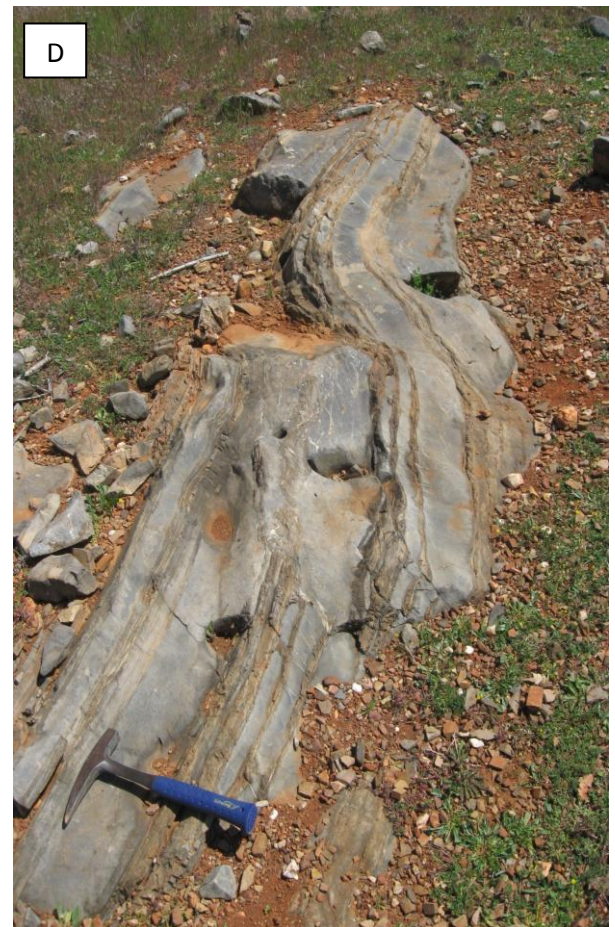


Fig. 1.8 – Fotografias das tipologias encontradas nas margens da Barragem de Odivelas, onde: A – Lavas com estrutura *clinker*; B – Depósitos sedimentares com clastos de rocha vulcânica; C – Intercalações de níveis carbonatados em tufitos; D – Intercalações de tufitos em níveis carbonatados; E – Bancadas carbonatadas praticamente desprovidas de níveis tufíticos.

CAPÍTULO 2

PETROGRAFIA E **QUÍMICA MINERAL**

Neste capítulo será apresentada a análise petrográfica das amostras recolhidas na região de Monte das Covas Ruivas, nas margens da Barragem de Odivelas. Serão também aqui discutidos alguns aspectos de química mineral, quer com o intuito de classificar mais pormenorizadamente as diferentes espécies minerais, quer como forma de obter informação sobre o grau metamórfico e a sua variação espacial. As análises químicas efectuadas por micro-sonda electrónica a cada espécie mineral encontram-se nas tabelas em anexo, nomeadamente as Tabelas A2, A3, A4, A5 e A6 para piroxenas, feldspatos, clorites, epídotos e anfíbolos respectivamente.

2.1 - CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA GENÉRICA

A observação micropetrográfica das lavas revelou que, embora afectadas por metamorfismo, a deformação não foi penetrativa o suficiente para obliterar as texturas principais do protólito. Nas escoadas maciças, o carácter pórfirítico da maioria das lavas é facilmente reconhecido, com fenocristais rodeados por uma matriz de grão fino (afanítica), produzindo texturas relíquia de tipo blasto-porfirítica. A matriz apresenta frequentemente orientação fluida em redor dos fenocristais, reflectindo o fluxo do magma. Nalgumas amostras, interpretadas como representativas das zonas centrais das escoadas, a matriz apresenta-se fanerítica, reflectindo um arrefecimento mais lento.

A matriz é dominada por plageoclase e por feldspatos alcalinos, enquanto a geração fenocristalina é maioritariamente composta por plageoclase. Onde a blastese foi menos importante, cristais primários de piroxena encontram-se preservados. Os minerais opacos estão parcialmente transformados em titanite.

É comum em todas as lâminas observadas a ocorrência de minerais metamórficos típicos de fácies dos xistos verdes, como clorite, epídoto e anfíbola actinolítica (s.l.). Existem ainda óxidos (titanites, magnetites e ilmnites), carbonatos, quartzo e sulfuretos (pirites). É importante mencionar que a abundância da anfíbola rica em Ca é maior para o topo da sequência.

A mineralogia magmática preservada e/ou inferida sugere que a maioria das rochas metavulcánicas são de composição básico-intermédia, o que não está em desacordo com a composição macro-elementar (Tab. A1) e com os valores das razões Zr/TiO₂ (Fig. 3.4). Pequenas amígdalas preenchidas por epídoto pistacítico, clorite e também por carbonatos, são volumetricamente importantes em alguns níveis da

sequência magmática. A julgar pelo critério textural, a cristalização de epídoto dentro das amígdalas parece preceder a formação de clorite uma vez que aquele se dispõe preferencialmente junto aos bordos das amígdalas enquanto que a clorite ocorre no centro (Fig. 2.1)

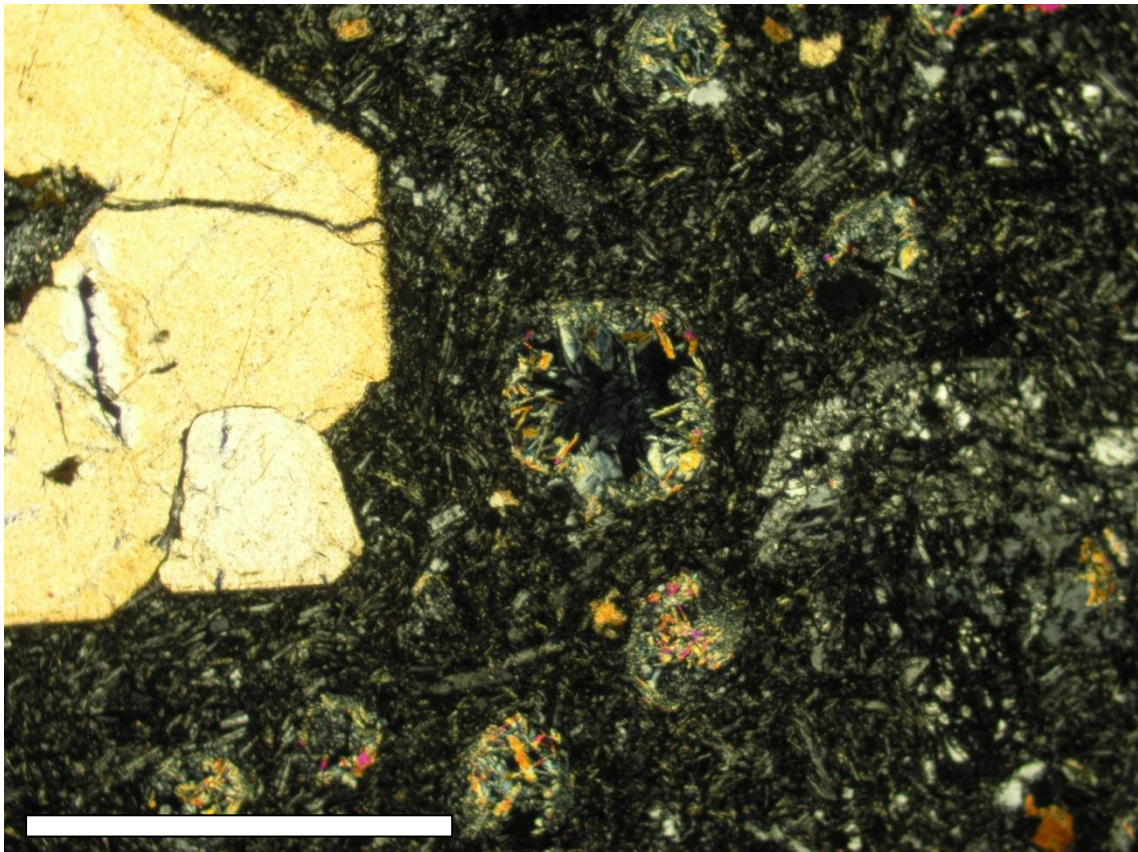


Figura 2.1 – Lâmina delgada de amostra com textura Blasto-porfíritica apresentando uma amígdala preenchida por epídoto e clorite. Para efeitos de escala, a barra branca equivale a 1mm.

2.2 QUÍMICA MINERAL: PARAGÊNESE MAGMÁTICA

Neste subcapítulo será descrito a mineralogia magmática, dando ênfase à classificação química dos minerais observados – piroxenas e feldspatos. Todos os dados químicos obtidos são apresentados nas tabelas em anexo.

2.2.1 – Feldspatos

Os feldspatos ora estão presentes na matriz, na forma de plagioclases e/ou de feldspatos alcalinos, quer na componente fenocristalina (plagioclases), podendo ser euédricos, sub-euédricos ou, mais raramente, anédricos. A componente fenocristalina das amostras estudadas é representada quase exclusivamente por feldspatos, com a excepção das amostras BODI 5, e 6, onde foram encontrados fenocristais relíquia de piroxena. De resto, esta “monotonia” mineralógica é apenas quebrada pelos minerais resultantes da blastese metamórfica, que serão descritos mais à frente.

As análises efectuadas aos fenocristais de feldspato, apresentadas na Tab. A3, em anexo. Aqui vou colocar uma tabela que resume a informação retirada destas análises, Tab 2.1. É importante referir que em um dos pontos de BODI 2 o resultado foi plagioclases, no entanto a composição dos restantes revelou Feldspatos Alcalinos.

Tabela 2.1 – Síntese dos resultados obtidos das análises efectuadas a cristais de feldspatos.

Amostra	BODI 2	BODI 3
Nº de análises	7	3
Classificação	Feldspatos Alc.(6) An0,5-Ab3,2-Or96,3 Plagioclase (1) An62,5-Ab37-Or0,5	Plagioclases An0,9-Ab98,4-Or0,5

Dos cristais de feldspatos analisados (infelizmente apenas a amostra BODI 2 e BODI 3 devido a repetidas fases de inoperabilidade da micro-sonda electrónica) obteve-se a informação que em BODI 2 o teor de potássio deste mineral ronda os 16%. Na amostra BODI 3 este valor nunca ultrapassa a unidade percentual. As análises litogeoquímicas, revelam que a amostra BODI 2 possui 4% de potássio e a BODI 3, 1,79%, como se pode verificar na Tab. A1, em anexo. Este facto parece ilustrar a origem dos valores anormalmente altos deste elemento em algumas amostras. Além do mais este mineral ultrapassa, em termos quantitativos, todos os restantes para a grande maioria das amostras. As amostras BODI 5 e BODI 6, por exemplo, as únicas lâminas onde foram encontradas piroxenas, revelam valores percentuais inferiores a um para este elemento.

Parece-me então ser possível afirmar, com os devidos cuidados, que as concentrações de potássio destas amostras deverão ser mais próximas do valor original do que de um possível enriquecimento posterior à sua génese por acção de um qualquer mecanismo de alteração.

É importante também referir que, como já foi abordado, a mineralogia metamórfica observada sugere que estamos a lidar com rochas que sofreram metamorfismo de fácies dos xistos verdes. Neste grau metamórfico a plagioclase apresenta-se mais estável com percentagens de anortite inferiores a 5%. De facto, como se pode observar na Tab. 2.1 e A2, em anexo, na amostra BODI 2, a percentagem anortítica é sempre inferior a 1,77%, sendo que a média anda em redor dos 0,5%. No entanto, na mesma amostra, um dos fenocristais analisados revelou percentagens de anortite bastante elevadas (An62,7Ab36,8Or0,5), revelando uma composição mais próxima da labradorite, como se pode verificar na Fig 2.2. Tal facto indica que, como foi observado para as piroxenas, também são observados nos feldspatos cristais relíquia, ou seja, com composições mais parecidas às existentes aquando a cristalização da rocha.

Já na amostra BODI 3 os valores percentuais da molécula anortítica são, em todos os cristais analisados, inferiores a 3% pelo que, reflecte a acomodação composicional destes minerais face ao gradiente imposto pelo metamorfismo.

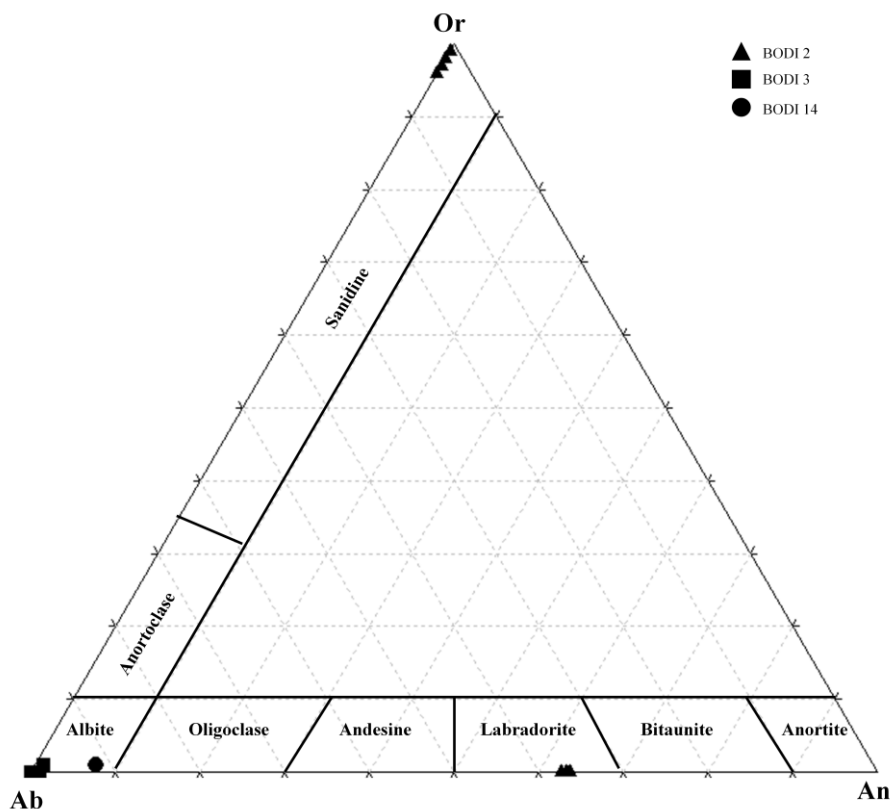


Figura 2.2 – Classificação dos feldspatos analisados segundo o diagrama ternário Or-Ab-Na

2.2.2 – Piroxenas

As piroxenas são pouco abundantes, ocorrendo apenas em 3 das amostras estudadas. Numa delas (BODI 16) apenas um cristal foi identificado, encontrando-se bastante alterado, o que impossibilitou a correcta análise do mesmo na micro-sonda electrónica. Nas outras duas amostras onde foram observados grãos de piroxena, BODI 5 e BODI 6, este mineral ocorre sempre na forma de fenocristais, com hábito euédrico a sub-euédrico. A piroxena revela-se de longe dominante em relação aos feldspatos, sendo a única fase mineral a apresentar cristais fenocristalinos, na amostra BODI 5, sendo que para a amostra BODI 6 a proporção de clinopiroxena e de feldspatos fenocristalinos será sensivelmente 60/40.

Vou agora debruçar-me sobre a classificação das piroxenas presentes nestas duas amostras. Todos os dados utilizados, análises químicas, razões e valores aqui apresentados, utilizados na elaboração dos gráficos que se seguem estão apresentados na Tab. A2, presente nos anexos.

O primeiro passo foi saber se se tratam de piroxenas cálcicas, utilizando para isso o diagrama Q-J (Fig 2.3). A observação deste diagrama revela que todas as piroxenas analisadas são piroxenas cálcicas, com valores médios de $Q/Q+J$ de 0,98, reflectindo a dominância dos componentes quadrilaterais que as levam a projectar-se claramente no interior do campo QUAD (campo das piroxenas ricas em Ca-Mg-Fe).

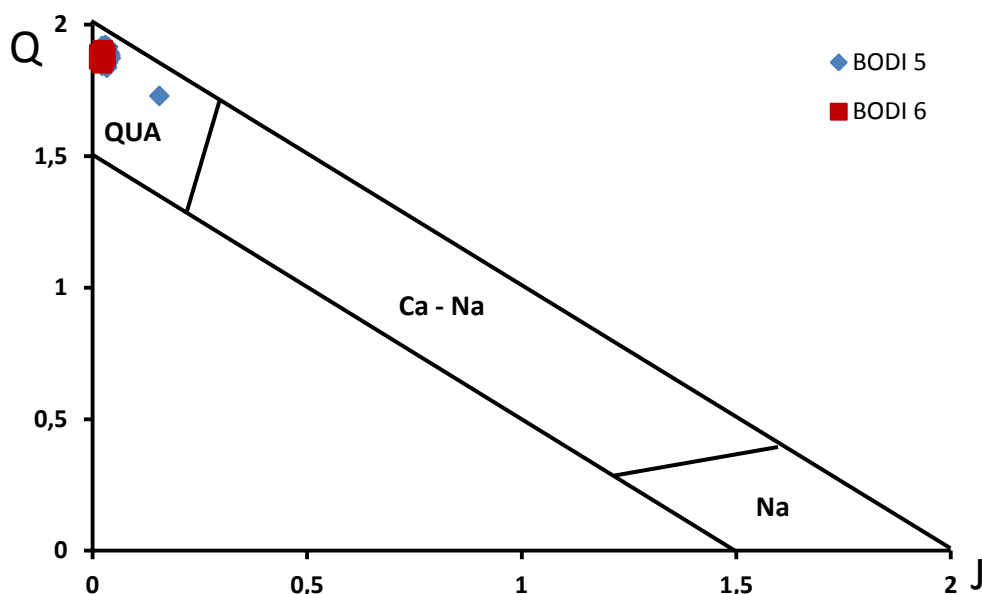


Figura 2.3 – Diagrama Q-J, onde $Q = Ca + Mg + Fe$ e $J = 2.Na$. Diagrama e respectivos campos retirados de Morimoto (1988).

Considerando o carácter Ca que emerge deste diagrama, vou utilizar o diagrama Wo-En-Fs (Fig. 2.4) para as classificar. Correspondem, na sua grande maioria, a augites, ainda que, algumas sejam classificadas como diópsidos. As composições, variam entre $Wo_{46}En_{46}Fs_7$ e $Wo_{37}En_{46}Fs_{17}$ para a amostra BODI 5, e $Wo_{45}En_{47}Fs_7$ e $Wo_{42}En_{45}Fs_{13}$ para a amostra BODI 6.

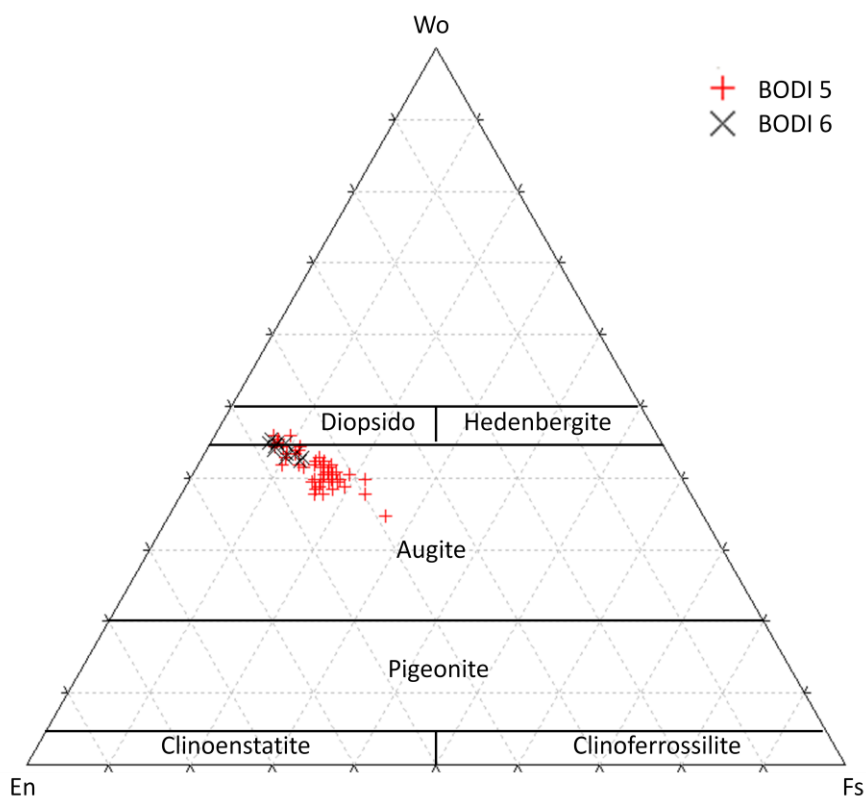


Figura 2.4 – Diagrama classificativo das piroxenas quadrilaterais

Foram ainda realizados, na micro-sonda electrónica, perfis composicionais semi-quantitativos a cristais de piroxena de ambas as lâminas (sete perfis na amostra BODI 5 e quatro na amostra BODI 6), que se encontram no anexo A8. De maneira geral, os perfis indicam como os elementos Si, Ca, Mg, Fe, Al e Ti variam ao longo de um cristal, possibilitando assim verificar se a composição nos bordos destes é diferente da que se observa no centro. Os elementos foram escolhidos porque é neles que se baseiam os diagramas classificativos que irei utilizar, quer neste capítulo, quer no Capítulo 3. Como exemplo apresento um desses perfis na Fig. 2.5, os restantes, como já foi referido, encontram-se em anexo.

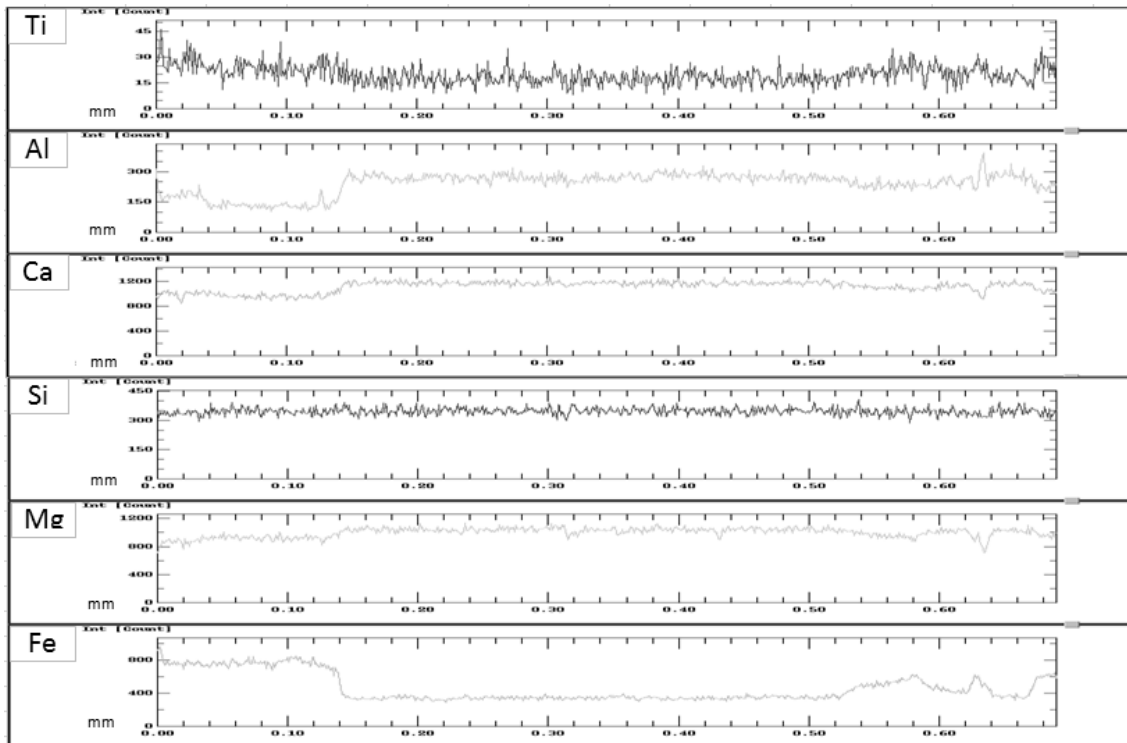


Figura 2.5 – Exemplo de perfil composicional semi-quantitativo realizado a um cristal de piroxena da amostra BODI 5. No eixo das ordenadas está representada a dimensão do cristal, no eixo das abcissas está representado o número impulsos referentes ao “pico” de cada um dos elementos analisados.

A observação deste perfil espelha o que de alguma maneira é verificado nos restantes, ou seja, que 1) existem elementos que tendem a comportar-se de igual forma, e que 2) pode existir uma diferença de composição nos bordos de alguns cristais. Após a observação destes perfis elaborei uma tabela (Tab. 2.2) que visa clarificar estes dois pontos.

A observação desta tabela permite inferir (1) a existência de pares de elementos de comportamento geoquímico similar como sejam os pares Ca-Mg e Al-Fe. É possível também verificar que o par Ca-Mg se comporta de forma contrária à do par Al-Fe. O reflexo destes comportamentos distintos é que (2) dentro dos cristais de piroxena relíquia existe uma variação selectiva entre bordo e núcleo. De facto, as concentrações do par Ca-Mg são maiores no centro dos cristais analisados, em contraste, o par Al-Fe é caracterizado por valores mais elevados nos bordos dos cristais.

Tabela 2.2 – Síntese dos perfis semi-quantitativos realizados a cristais de piroxena relíquia.

Amostra	Número do Perfil	Grupo de elementos 1	Grupo de elementos 2	Grupo com maior concentração no bordo
BODI 5	A	Ca, Mg, Al	Fe, Ti	Grupo 2
BODI 5	B	Ca, Mg, Fe, Ti	Al	Grupo 2
BODI 5	C	Ca, Mg	Al, Fe, Si, Ti	Grupo 2
BODI 5	D	Ca, Mg	Al, Fe	Grupo 1
BODI 5	E	Ca, Mg, Ti	Al, Fe	Grupo 2
BODI 5	F	Ca, Mg	Al, Fe,	Grupo 2
BODI 5	G	Ca, Al	Mg, Ti, Si	Grupo 1
BODI 6	H	Ca, Mg	Al, Fe	Grupo 2
BODI 6	I	Ca, Mg, Ti	Al, Fe	Grupo 2
BODI 6	J	Ca, Mg, Fe	Al, Ti, Si	Grupo 2
BODI 6	K	Ca, Mg, Ti	Al, Fe, Si	Grupo 2

Os valores mais elevados, no centro dos cristais, em Ca-Mg levam a querer que inicialmente, ter-se-á dado a cristalização de piroxena mais rica na molécula, $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, ou seja, algo mais perto da composição do termo final diopsídico. Nos bordos, o aumento em Al-Fe, e particularmente em Al, aponta para uma cristalização de piroxena mais rica em componentes não quadrilaterias, o que é também suportado pela tendência de haver incremento de Fe no bordo.

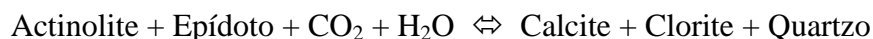
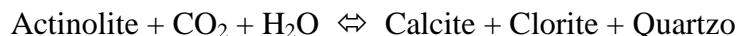
Como a variação nos bordos não é muito expressiva, no que toca ao comprimento total dos cristais, parece ser possível inferir que, no geral, as piroxenas analisadas deverão corresponder a augites.

Embora só esteja representado em duas amostras, este mineral foi de vital importância para a realização deste trabalho, permitindo confirmar as ideias obtidas através das análises litogeoquímicas, no que respeita às afinidades magmáticas das rochas estudadas (Capítulo 3).

2.3 – QUÍMICA MINERAL: PARAGÉNESE METAMÓRFICA

Neste subcapítulo vou descrever os minerais metamórficos observados na análise petrográfica das amostras.

A paragênese metamórfica observada nas amostras, clorite + epídoto + anfíbola, é típica de rochas que evidenciam metamorfismo de fácies dos xistos verdes, tal como definidas, por exemplo, por Maruyama et al. (1983) e Moody et al. (1983). Não foi possível determinar com certeza uma sequência de cristalização, no entanto é possível afirmar que na base da sequência, parece haver uma maior quantidade de epídoto, que cristaliza primeiro que a a clorite. A passagem gradual para a paragênese clorite + carbonatos começa a dar-se à medida que diminui a quantidade de epídoto. Esta associação vai-se mantendo até ao topo da sequência, onde se verifica a ocorrência de anfíbola cálcica. A ocorrência de paragêneses com abundante calcite e clorite e caracterizadas pela ausência de actinolite e/ou anfibol poderá reflectir situações localizadas de mais alta pressão de fluidos, o que pode ser traduzido pelas seguintes equações.



Também se pode afirmar que os minerais opacos, normalmente óxidos de ferro/titânio, acompanham toda a sequência e, de maneira muito geral, parecem aumentar de quantidade da base para o topo da sequência.

2.3.1 – Clorite

Este mineral ocorre quer na matriz, quer como substituto, parcial e/ou total, de micro-fenocristais e fenocristais de plagioclase e de piroxena. Algumas amostras contêm vesículas que são preenchidas na maioria das vezes exclusivamente por este mineral, embora algumas apresentem um preenchimento parcial ou total de epídoto. Esta dualidade em termos de preenchimentos diminui da amostra BODI 1 para a amostra BODI 18, devo aqui relembrar que a recolha das amostras é Sequênciada, como

está demonstrado na Figura 1.3. É observada uma variação nas tintas de polarização deste mineral que podem ser azuis, azuis/arrotheadas ou castanhas. Com efeito, das amostras analisadas na micro-sonda electrónica, as amostras BODI 5, 6, 7, 16 e 17, as clorites apresentam tintas azuladas, enquanto que as amostras BODI 1 e 2 apresentam tintas acastanhadas, já as clorites da amostra BODI 3 (Fig. 2.7) apresentam cores roxas/azuladas. As análises obtidas encontram-se na Tab. A4, em anexo. As figuras 2.6, 2.7, 2.8, 2.9, 2.10 e 2.11 mostram exemplos de clorites destas amostras, onde se pode ver a variação da birrefringência.

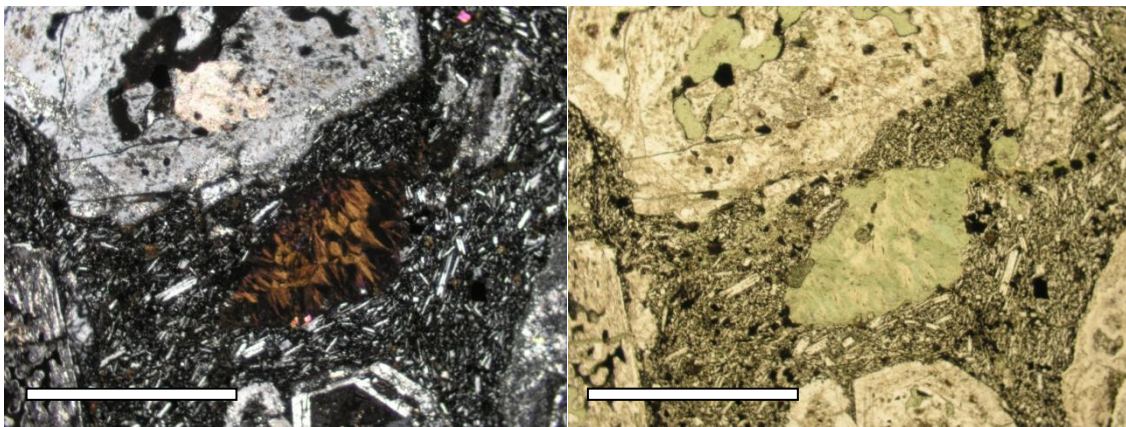


Figura 2.6 – Grão de clorite da amostra BODI 1, à esquerda com nicóis cruzados e à direita com nicóis paralelos. Para efeitos de escala, a barra branca equivale a 1mm.

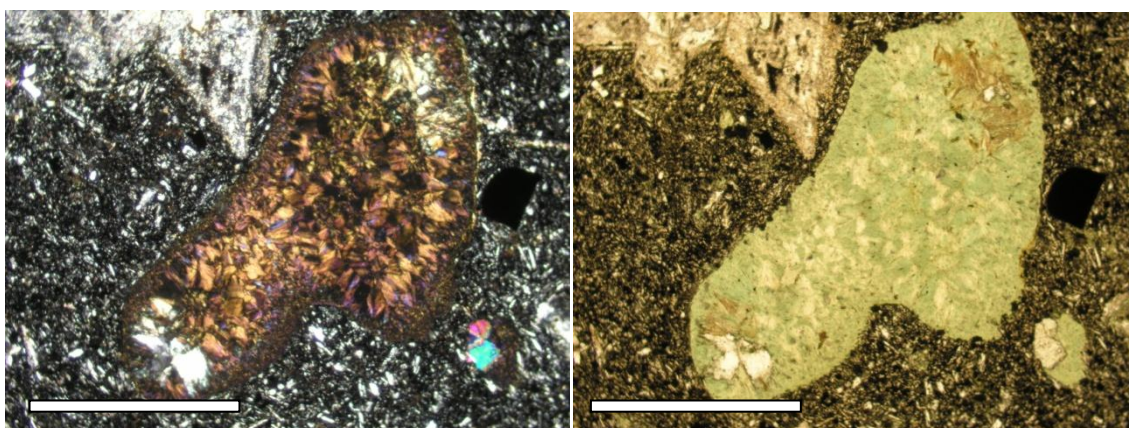


Figura 2.7 – Grão de clorite da amostra BODI 2, à esquerda com nicóis cruzados e à direita com nicóis paralelos. Para efeitos de escala, a barra branca equivale a 1mm.

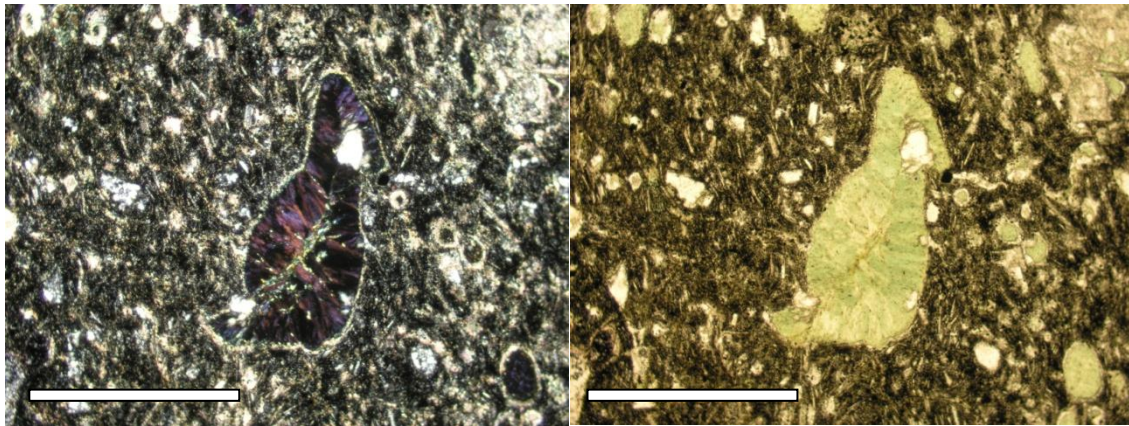


Figura 2.8 - Grão de clorite da amostra BODI 3, à esquerda com nicóis cruzados e à direita com nicóis paralelos. Para efeitos de escala, a barra branca equivale a 1mm.

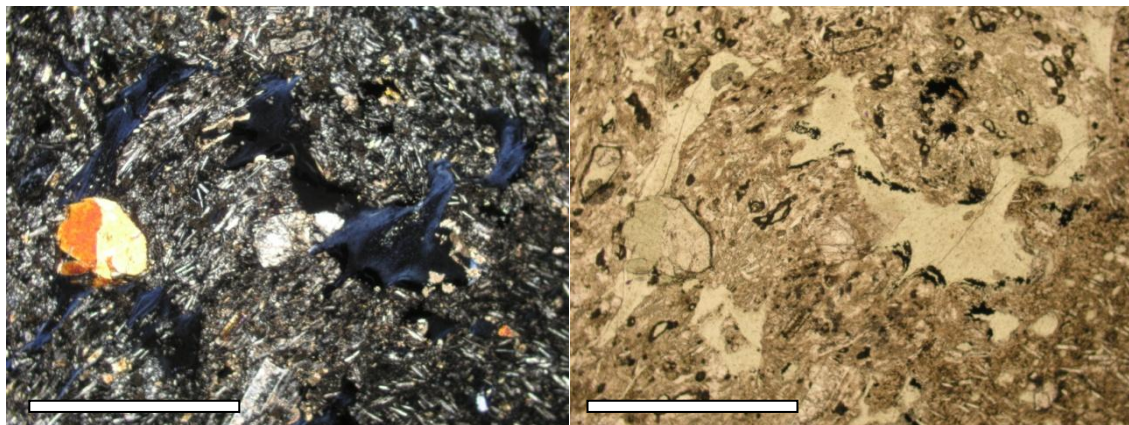


Figura 2.9 - Grão de clorite da amostra BODI 6, à esquerda com nicóis cruzados e à direita com nicóis paralelos. Para efeitos de escala, a barra branca equivale a 1mm.

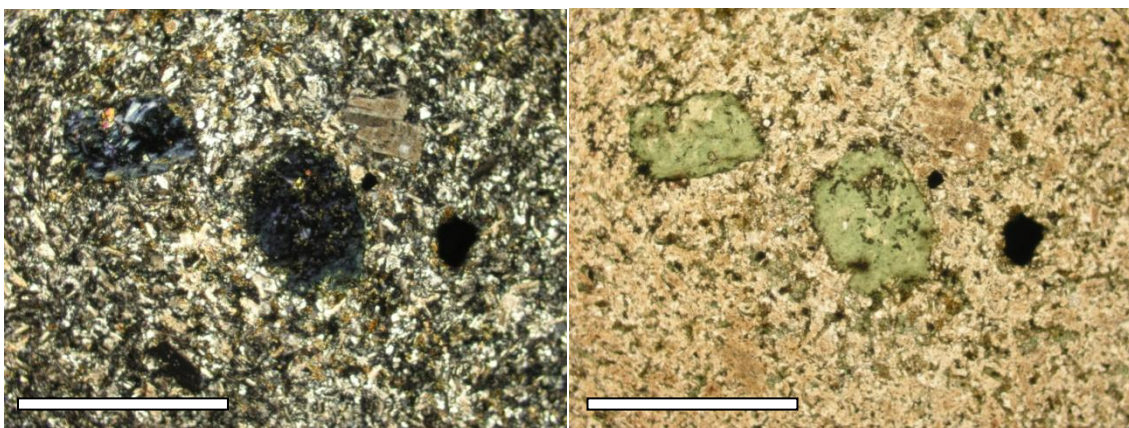


Figura 2.10 – Grão de clorite da amostra BODI 16, à esquerda com nicóis cruzados e à direita com nicóis paralelos. Para efeitos de escala, a barra branca equivale a 1mm.

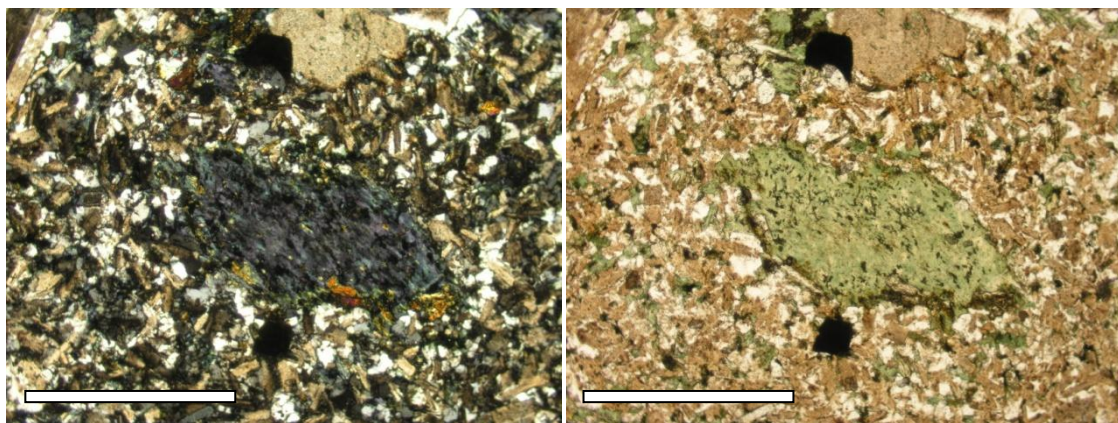


Figura 2.11 – Grão de clorite da amostra BODI 17, à esquerda com nicóis cruzados e à direita com nicóis paralelos. Para efeitos de escala, a barra branca equivale a 1mm.

A diferença das cores de birrefringência está nitidamente correlacionada com a composição, visto que os cristais analisados com cores azulados são claramente mais pobres em MgO e mais ricos em FeO que os acastanhados. A variação composicional do magnésio, ferro e do manganês entre as clorites das 8 amostras analisadas está representada graficamente nas Figs. 2.12, 2.13 e 2.14 respectivamente. Estas figuras são a representação gráfica de análises efectuadas a diferentes cristais de cada lâmina, não representam perfis composicionais como os que foram apresentados no subcapítulo 2.2.2 (Piroxenas). A extensão de cada linha representa a quantidade de pontos amostrados.

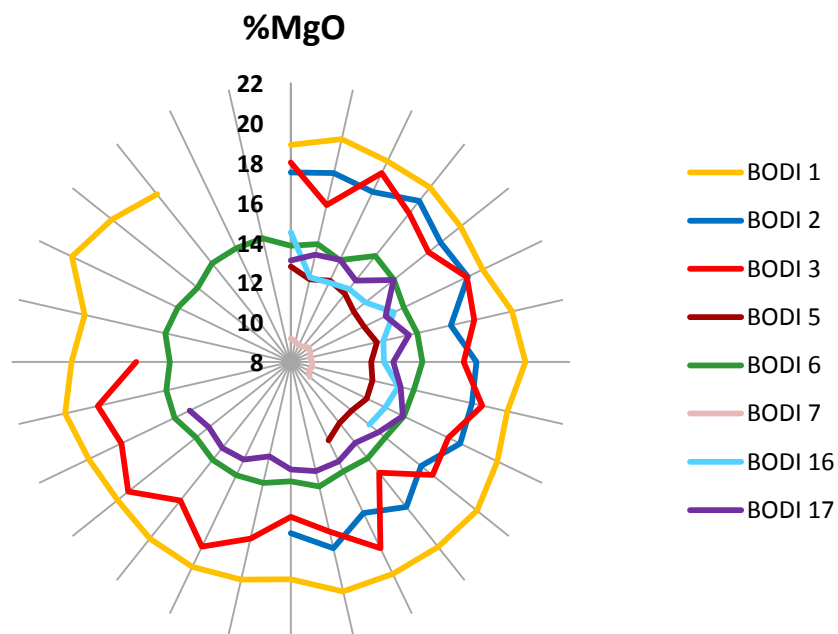


Figura 2.12 – Variação dos teores em magnésio das clorites analisadas nas amostras BODI 1, 2, 3, 5, 6, 16 e 17. A extensão das linhas dos gráficos é representativa da quantidade de pontos que terão sido analisados em cada lâmina.

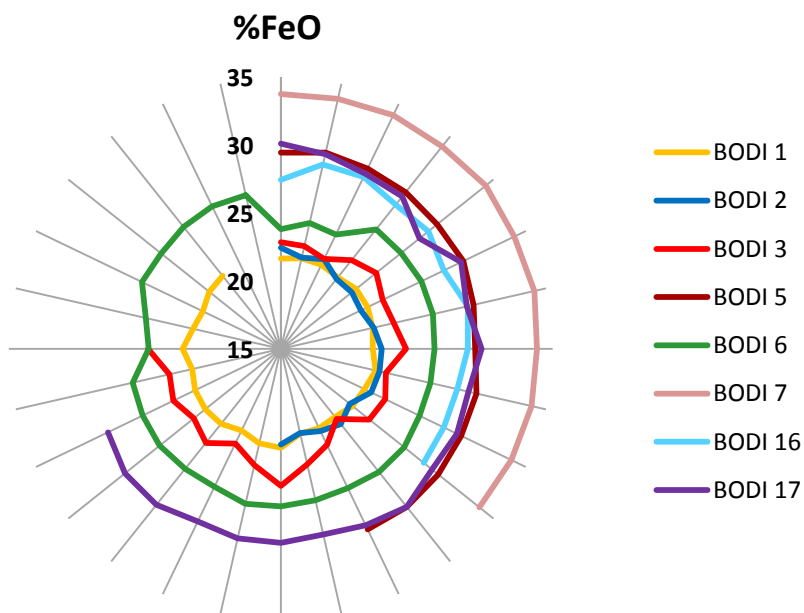


Figura 2.13 - Variação dos teores em ferro das clorites analisadas nas amostras BODI 1, 2, 3, 5, 6, 7, 16 e 17. A extensão das linhas dos gráficos é representativa da quantidade de pontos que terão sido analisados em cada amostra.

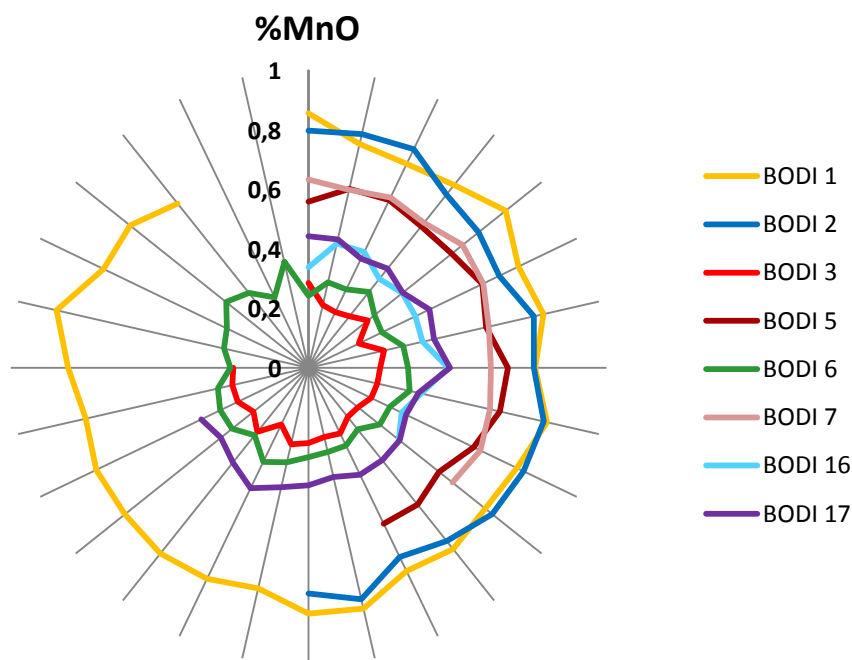


Figura 2.14 - Variação dos teores em manganês das clorites analisadas nas amostras BODI 1, 2, 3, 5, 6, 7, 16 e 17.

A extensão das linhas dos gráficos é representativa da quantidade de pontos que terão sido analisados em cada amostra.

Como já foi referido, a paragênese mineral indica que estas amostras terão sofrido metamorfismo de fácies dos xistos verde, no entanto a intensidade deste metamorfismo não terá sido a mesma ao longo de toda a sequência.

Segundo Cooper (1971) e Saggerson e Turner (1982) a associação entre composição e birrefringência é um importante meio para classificar as clorites e, a classificação destas, pode funcionar como um importante auxílio para caracterizar rochas relativamente à intensidade do grau metamórfico vigente numa região, sendo que a entrada de magnésio na composição da clorite é fruto da sua cristalização em regimes de maior intensidade metamórfica se comparadas com clorites mais ricas em Fe, que cristalizam em regimes metamórficos menos incisivos. Esta caracterização, não fornecendo valores exactos de pressão ou temperatura, funciona como uma excelente forma de comparar de forma relativa o grau metamórfico.

Os mesmos autores mencionam que as tintas de polarização variam entre o castanho e o azul, consoante a quantidade de magnésio e ferro, o que permite então concluir que clorites com tintas de polarização de tons acastanhados cristalizaram em

condições de metamorfismo mais intensas do que as clorites de tintas azuis. Em Deer et al. (1966) é ainda referido que o teor em ferro pode também estar reflectido num maior pleocroísmo dos cristais de clorite, porém, tal não foi aqui verificado com clareza.

Assim, a determinação relativa do grau metamórfico em função da composição das clorites pode ser feita com base no diagrama proposto por Bailey (1980) cuja representação gráfica está apresentada na Fig. 2.15.

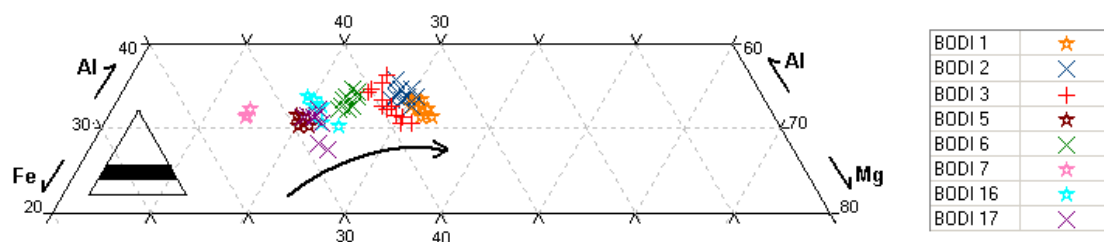


Figura 2.15 – Representação gráfica adaptada do diagrama classificativo para clorites proposto por Bailey (1980). A zona correspondente deste gráfico no diagrama original está representada pela faixa preta no triângulo à esquerda, em baixo. A seta junto aos pontos representa o aumento das concentrações em magnésio.

Este gráfico não apresenta todos os campos do diagrama de Bailey para uma melhor observação da dispersão dos pontos no gráfico. Estas clorites são do tipo I, clorites ricas em ferro ou magnésio, dependendo do catião dominante. As clorites do tipo II são aquelas que na proporção Al-Fe-Mg contêm 50% ou mais de alumínio.

Outro método classificativo é o proposto por Hey (1954), que se encontra graficamente representado na Figura 2.16, as clorites analisadas corresponde a repidolites/picnoclorites.

A junção da informação obtida das análises químicas com a observação microscópica dos cristais de clorite possibilita, a meu ver, conjecturar acerca da variação da intensidade do grau metamórfico das amostras recolhidas na região de Covas Ruivas. A variação desta intensidade é representada pela seta da Fig. 2.15. Se tivermos em conta uma escala maior, é possível afirmar que a intensidade aumenta de sudoeste para nordeste.

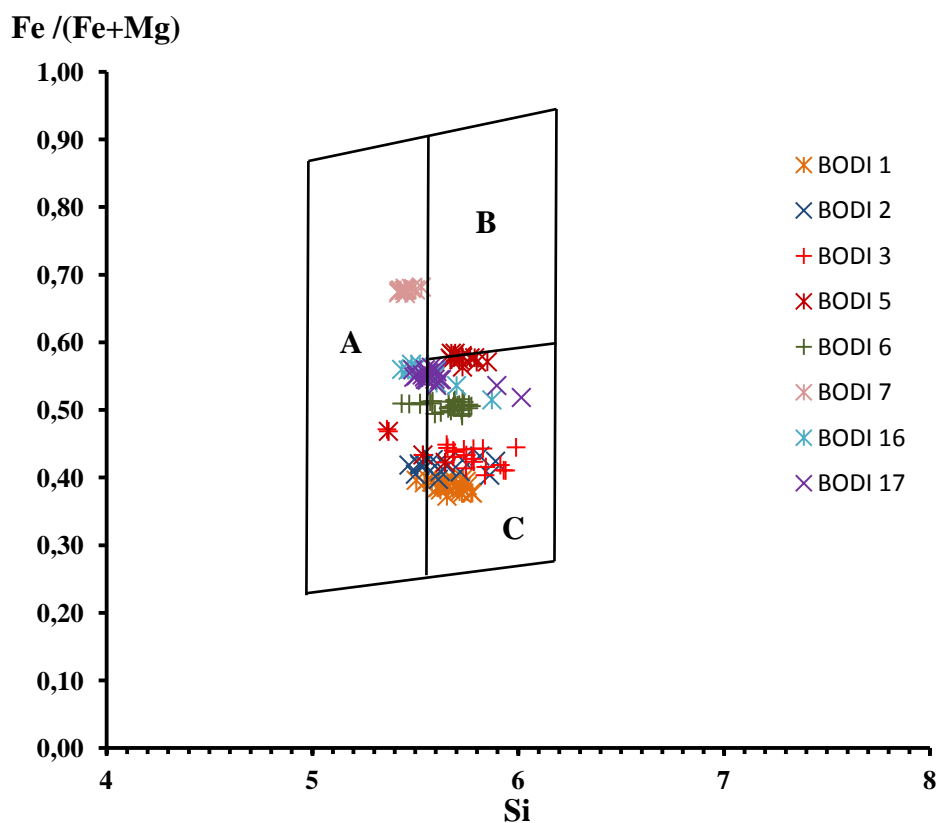


Figura 2.16 – Adaptação do diagrama classificativo para clorites proposto por Hey (1954). Os campos A, B e C correspondem, respectivamente, aos campos das clorites do tipo repidolite, brunsvigite e picnoclorite.

Podemos no entanto questionar se as quantidades de ferro e de magnésio das clorites reflectem as concentrações que estes elementos têm na composição das rochas e não como resultado directo do metamorfismo. Para tal, comparou-se as razões FeO/MgO na rocha e nas clorites. O valor desta razão para as clorites foi calculado a partir da média das concentrações de FeO e MgO nos cristais analisados em cada lâmina. A observação da Fig. 2.17 é claramente demonstrativa das fraca correlação entre a razão FeO/MgO da clorite e o valor da mesma razão para a rocha total. Tal percepção é confirmada pelo baixo valor obtido para o coeficiente de correlação obtido ($R^2=0,2401$). Chamo, no entanto, à atenção para o facto de a análise visual do diagrama permitir a individualização de dois grupos de amostras (Fig. 2.18). No primeiro, constituído pelas 3 amostras da base da sequência, as amostras formam um grupo caracterizado por uma muito pequena variação dos dois parâmetros em causa ($R^2=0,3327$). Para o outro grupo, constituído pelas restantes amostras, observa-se uma boa correlação positiva

($R^2=0,9029$) que não permite, em relação a este grupo, colocar completamente de lado a influência da composição das rochas na composição das clorites.

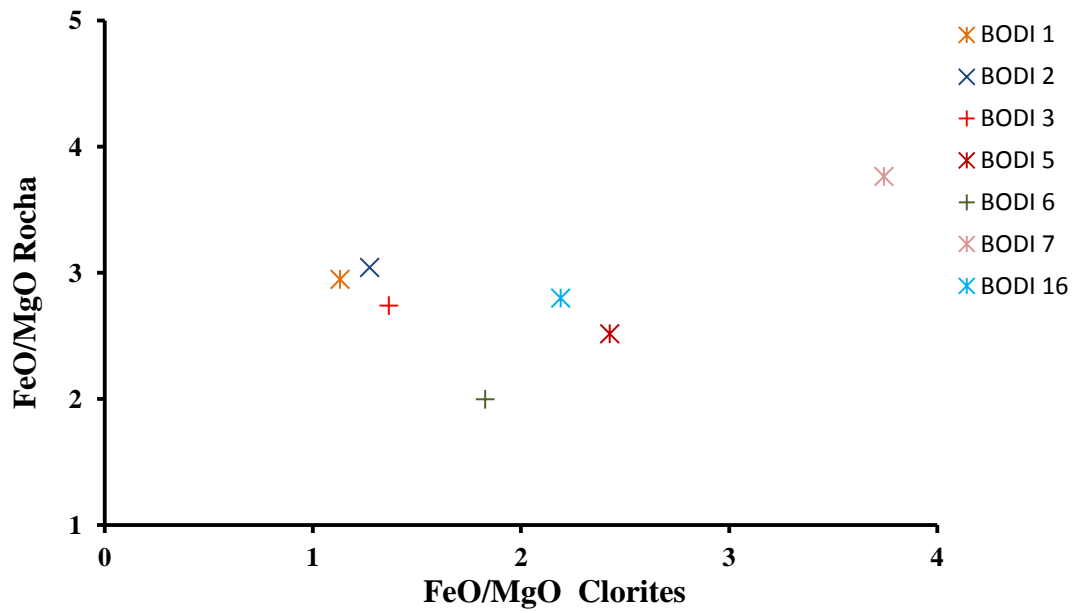


Figura 2.17 – Representação gráfica da razão FeO/MgO na rocha versus FeO/MgO nas clorites.

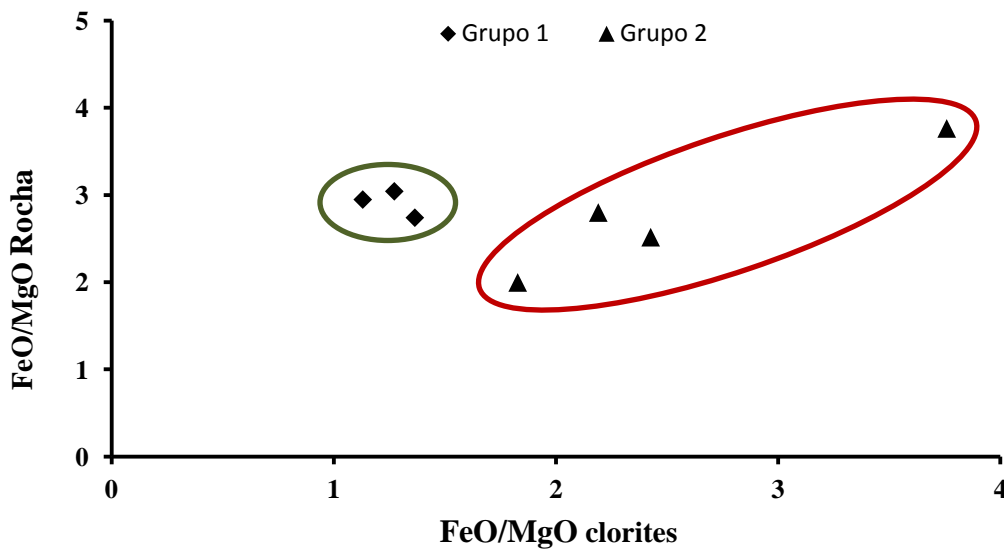


Figura 2.18 – Separação dos grupos com diferentes comportamentos em relação à razão FeO/MgO na rocha versus FeO/MgO nas clorites.

2.3.2 – Epídoto

Este mineral é menos abundante que a clorite, ocorrendo dentro de cristais de plagioclase e por vezes na matriz. É ainda encontrado a preencher vesículas em algumas amostras. É mais comum nas rochas da base e do topo da sequência vulcânica e praticamente inexistente no meio desta.

Do ponto de vista composicional não se observa grande variação. As análises realizadas a cristais de epídoto encontram-se na Tab. A5, em anexo, onde se poderá constatar que o ferro e o alumínio se correlacionam inversamente, o que reflecte a solução sólida entre as moléculas pistacíticas (Fe^{3+}) e clinozoiticas (Al^{3+}). É interessante verificar que o aumento em Fe nos epídotos não é acompanhado por um aumento da concentração do mesmo elemento nas clorites. Tal diferença reflectirá o facto de enquanto o Fe incorporado no epídoto ser de valência 3, na clorite ser maioritariamente de valência 2. Tal chama à atenção para a importância da fugacidade de oxigénio na composição dos minerais.

É importante salientar que a concentração de ferro nos grãos de epídoto das amostras varia entre 6% (BODI 6 – valor médio) e os 17% (BODI 1 – valor médio). Já nas clorites esta variação é entre os 26 e 21%.

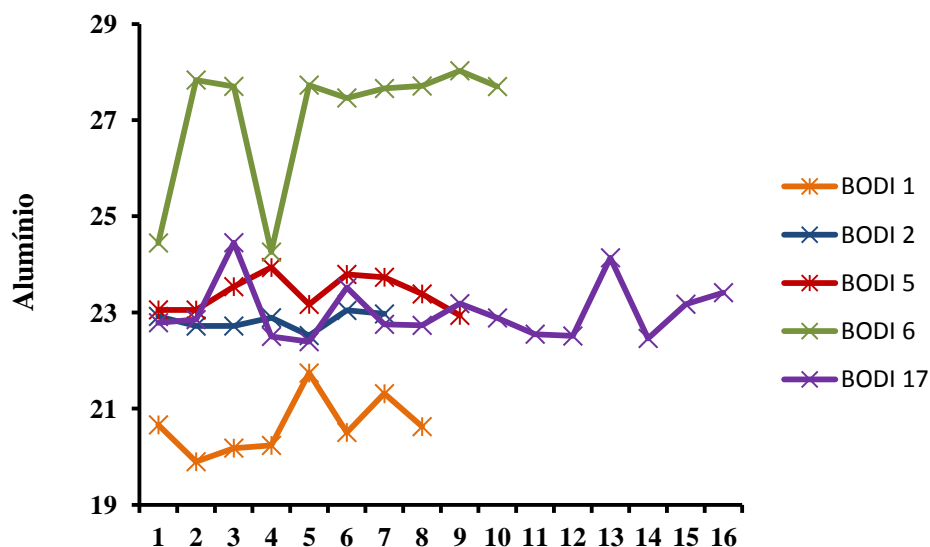


Figura 2.19 – Variação dos teores de alumínio nos grãos de epídoto das amostras BODI 1, 2, 5, 6, 16 e 17. A extensão das linhas dos gráficos é representativa da quantidade de pontos que terão sido analisados em cada amostra, não representando a variação destes elementos dentro dos cristais.

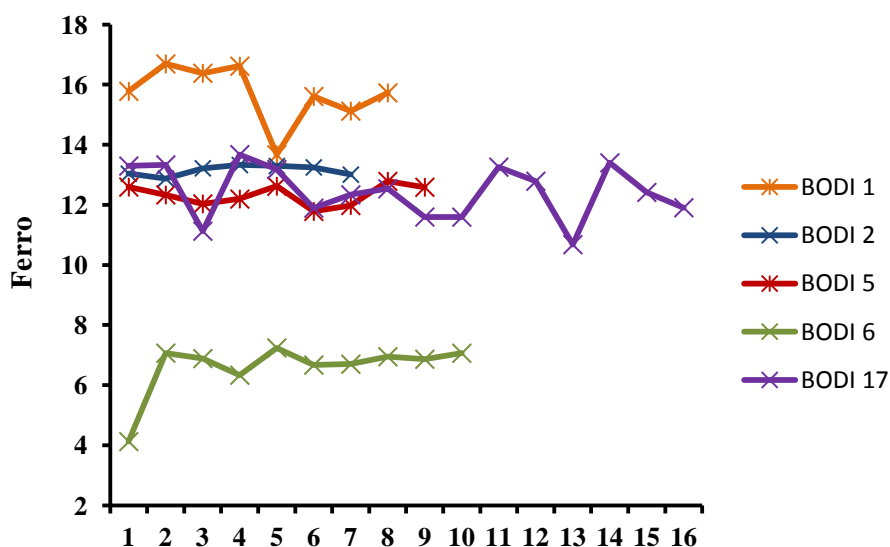


Figura 2.20 – Variação dos teores de ferro nos grãos de epidoto das amostras BODI 1, 2, 5, 6, 16 e 17. A extensão das linhas dos gráficos é representativa da quantidade de pontos que terão sido analisados em cada amostra, não representando a variação destes elementos dentro dos cristais.

Ao contrário do verificado relativamente às clorites, não existe nenhuma variação da composição dos epidotos em função do posicionamento estratigráfico das amostras em que ocorrem, o que reflectirá a forte química mineral dos epidotos (e.g. Grapes e Aoskin, 2004).

2.3.3 – Anfíbola

Este mineral não está uniformemente distribuído por todas as amostras, sendo mais comum nas amostras do topo da sequência. Em adição à sua relativa pouca abundância, os cristais visíveis à lâmina delgada apresentam hábito acicular, que, segundo o responsável pela micro-sonda será a causa das grandes dificuldades analíticas que tive com esta fase mineral. Das amostras analisadas apenas em BODI 17 foram obtidos dados válidos.

Daqui resultaram as análises apresentadas na Tab. A6, em anexo, a partir dos quais foram efectuados os cálculos de fórmula estrutural e a consequente classificação segundo o modelo proposto por Leake et al. (1997) que se encontra representado na Fig. 2.21.

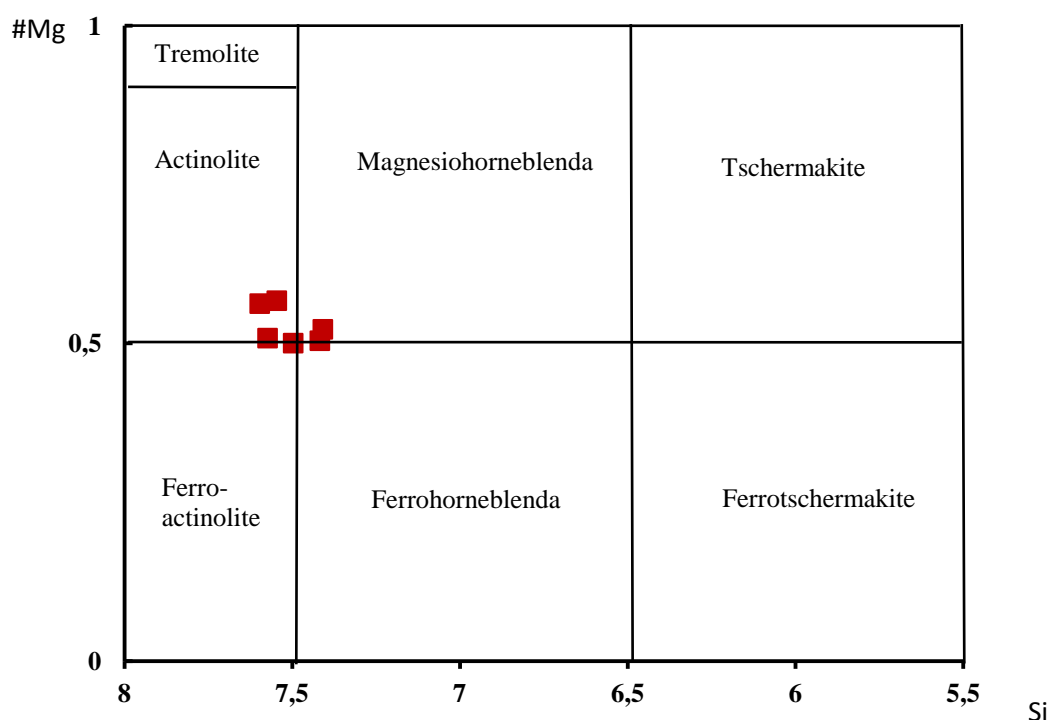


Figura 2.21 – Diagrama #Mg vs Si das análises efectuadas em anfíbulas da amostra BODI 17

Os resultados obtidos (Fig. 2.21) indicam o predomínio de composições actinolíticas, o que aponta para a ocorrência de metamorfismo em condições da fácies dos xistos verdes. Tal é confirmado pela abundância, nas rochas estudadas, de clorite, epídoto e albite

2.3.4 Minerais Opacos

Os minerais opacos observados nas amostras recolhidas correspondem a óxidos de Fe-Ti em todas as amostras excepto nas amostras BODI 5 e 6, onde se observou que alguns dos minerais opacos nelas existentes correspondem a sulfuretos (pirite).

No geral os minerais opacos são de pequenas dimensões, encontrando-se espalhados principalmente pela matriz. Existem, no entanto, alguns cristais de maiores dimensões que, no entanto, não se mostraram diferentes dos demais do ponto de vista composicional.

A ocorrência destes óxidos está relacionada com o metamorfismo e mesmo não sendo possível observar uma variação Sequenciada da sua proporção, é possível

observar que estes tendem a aumentar de quantidade à medida que nos afastamos para o topo da sequência.

Correspondem, a óxidos de titânio-ferro, em média com percentagem da componente ilmenítica na ordem dos 28% e 72% para a componente hematítica nas amostras BODI 1 e BODI 2. As amostras BODI 16 e BODI 17 revelaram uma média de 93,5% para a componente ilmenítica e 6,5 para a componente hematítica.

Todos os dados referentes aos minerais opacos estão presentes na Tab. A7, em anexo.

2.3.5 Quartzo e Carbonatos

Estes dois minerais ocorrem um pouco por todas as amostras observadas. O quartzo é mais comum na base da sequência, enquanto que os carbonatos imperam mais para o topo, embora não se possa dizer que haja uma passagem bem marcada. O quartzo normalmente ocorre preenchendo pequenas vesículas, já os carbonatos ocorrem a preencher pequenos veios ou no bordo de algumas vesículas.

CAPÍTULO 3

GEOQUÍMICA:

DETERMINAÇÃO DAS
AFINIDADES

MAGMÁTICAS E DA
AMBIÊNCIA

GEODINÂMICA

Neste capítulo irei tentar determinar as afinidades geoquímicas das amostras recolhidas na Barragem de Odivelas para, posteriormente, tentar descortinar a ambiência tectonomagmática em que se geraram estes metavulcanitos.

Desde MacDonalds e Katsura (1964) que a razão alcalis/sílica tem sido utilizada para aquela que poderá ser considerada como a divisão fundamental, em termos de afinidades químicas das séries magmáticas. Refiro-me à distinção entre séries alcalinas (alta razão alcalis/sílica) e sub-alcalinas (baixa razão alcalis/sílica). No entanto este diagrama é problemático quando aplicado a rochas que terão sido afectadas por episódios de alteração e/ou metamorfismo. De facto, durante estes processos, maior parte dos elementos maiores e alguns dos elementos traço são considerados móveis. Estão neste caso os elementos alcalinos o que, no presente caso, inviabiliza a sua utilização, quer para efeitos de determinação das afinidades geoquímicas, quer para efeitos sistemáticos.

Como já foi abordado no Capítulo 2, as rochas analisadas para a realização deste trabalho apresentam evidências de terem sido afectadas por metamorfismo na fácies xistos verdes apresentando evidências de blastese de clorite, epidoto e ainda anfíbola.

Olhando para a composição química destas amostras (Tabela A1 em anexo), e sabendo que estiveram expostas a um metamorfismo fácies dos xistos verdes, é necessário admitir que a concentração de alguns elementos podem não reflectir necessariamente os valores existentes aquando da génese do protólito magmático. Por isto, na discussão que irá seguir-se, serão utilizados elementos que normalmente se comportam como incompatíveis nos processos magmáticos e imóveis na presença de fluidos aquosos resultantes de processos de alteração. O grau de incompatibilidade dos elementos é de uma importância extrema porque as razões entre estes elementos tendem a não variar durante os processos de fusão parcial e de cristalização fraccionada (e.g. Sun e Hanson, 1975; Sun e Nesbitt, 1977).

Estudos sobre a mobilidade de alguns elementos maiores face a processos de meteorização e metamorfismo são de há muito conhecidos (e.g. Melson e Van Andel, 1966; Cann, 1969; Hart, 1970), podendo sumarizar-se os seus resultados do seguinte modo:

Tabela I: Comportamento dos óxidos de elementos maiores durante a meteorização e o metamorfismo, onde +: Ganho e -:Perda

Meteorização	Metamorfismo na fácies Xisto-Verde:
Muito móveis: +K ₂ O, -CaO, -MgO	Muito móveis: -CaO, -Al ₂ O ₃
Móveis: -Na ₂ O, -SiO ₂	Móveis: -Na ₂ O, +SiO ₂ + MgO + FeO, - K ₂ O
Ligeiramente Moveis: +FeO, +TiO ₂	
Imóveis: Al ₂ O ₃	Imóveis: TiO ₂

Destes elementos maiores, o Ti, o Fe e o Si são aqueles a que normalmente mais recorre para se classificar metavulcanitos.

Em relação aos elementos traço, os que normalmente são escolhidos para contornar o problema da mobilidade face a processos de alteração são os elementos de grande potencial iónico (HFSE: High Field Strength Elements) como por exemplo o Zr, Nb, Y. Estes elementos, do grupo dos HFSE (embora não seja considerado um elemento traço, o Ti, devido às suas características, também se insere neste grupo), mostram uma maior imobilidade que os do grupo LILE (Large Ion Lithophile Elements). Esta propriedade dos elementos HFSE torna-os numa ferramenta bastante útil no estudo de rochas alteradas e/ou metamorfizadas, sendo que, as suas concentrações são geralmente consideradas representativas dos protólitos. Por outro lado, os elementos do grupo LILE são caracterizados por grandes raios iónicos e baixas valências sendo assim muitos solúveis em fluidos aquosos, podendo deste modo ser mobilizados facilmente numa fase fluida hidratada, durante processos de alteração e/ou metamórficos. Na Fig. 3.2 estão representados os principais elementos dos grupos HFSE e LILE.

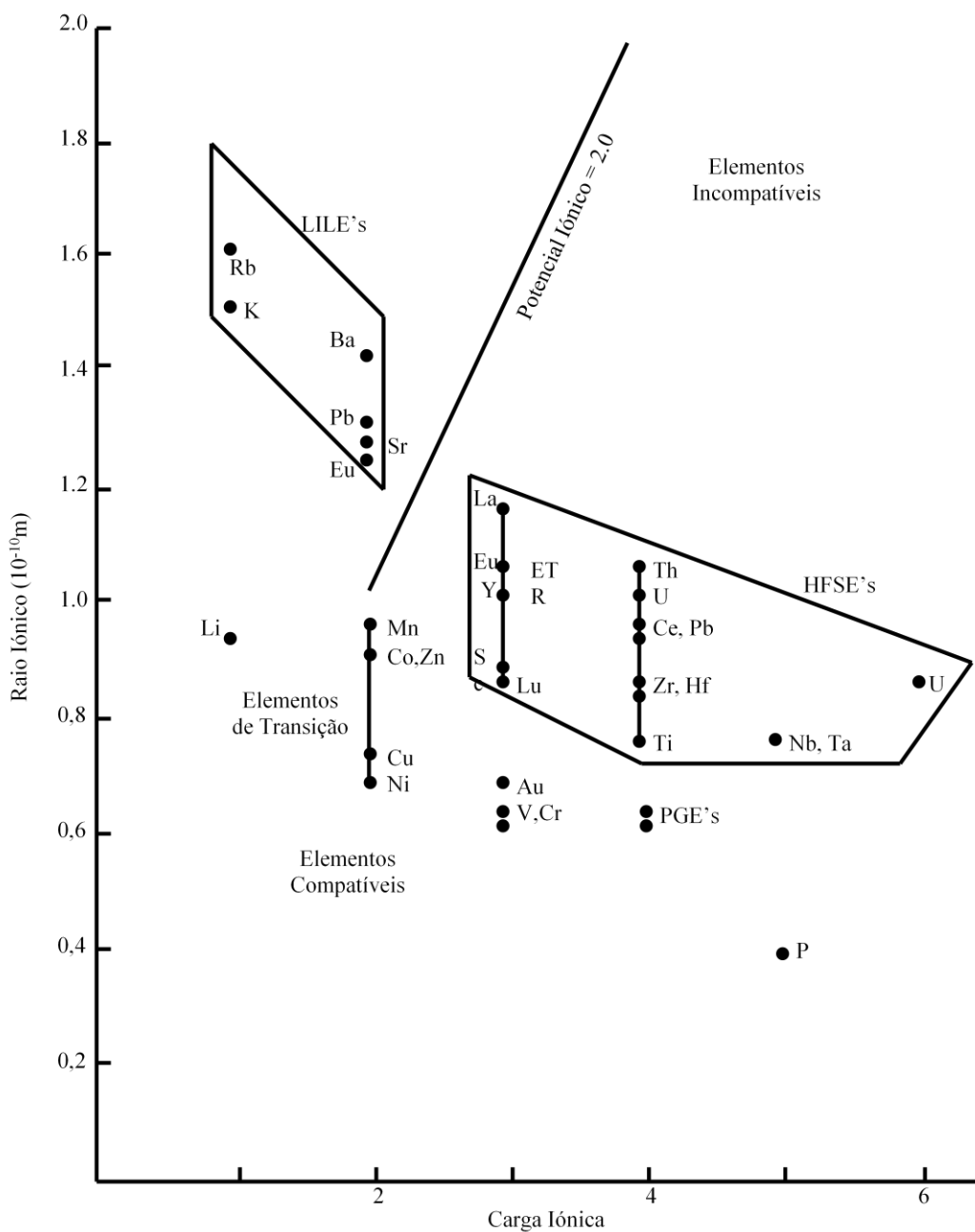


Fig. 3.1 – Elementos incompatíveis e compatíveis. Nesta figura estão também discriminados os elementos dos grupos LILE e HFSE (Rollinson, 1993).

Dos elementos tidos como imóveis é importante realçar o Ti, Zr, Y e Nb. A estes foram-lhes atribuídos uma importância vital, na compreensão da ambiência tectonomagmatica de rochas alteradas e/ou antigas, em estudos pioneiros como o de Pearce e Cann (1971, 1973), onde a sua utilização será bastante útil para compreender o carácter alcalino ou subalcalino dos metavulcanitos da Barragem de Odivelas.

Da mesma maneira que se reconhece a importância dos diagramas geoquímicos, baseados na assumpção, implícita ou explícita, das razões entre alguns elementos classificados como incompatíveis e/ou imóveis, para o estudo da ambiência tectonomagmática responsável pela génese de metavulcanitos, é também reconhecido que as características geoquímicas de piroxenas primárias podem ser utilizados com a mesma finalidade. Em adição, as piroxena são minerais que apresentam uma resistência maior á alteração, em comparação às restantes fases silicatadas (olivina, anfíbola, plagioclase).

Desde os trabalhos de Kushiro (1960) e de Le Bas (1962), que é reconhecida a importância da diversidade químicas das piroxenas e a sua relação com a composição dos fundidos a partir dos quais cristalizaram. Note-se, no entanto, que diferenças no grau de incompatibilidade dos distintos elementos pode levar a que este mineral se caracterize por razões elementares distintas das que caracterizam o líquido magmático. Para além disso, se a clinopiroxena surgir numa fase tardia do processo de cristalização, a sua composição não reflectirá correctamente a composição do líquido inicial, antes reflectindo a composição dos líquidos residuais após a fraccionação de outras fases minerais. Por último, variáveis magmáticas intensivas como a pressão e a temperatura podem também influenciar a composição química das piroxenas (ver Mata, 1996).

No entanto, por normalmente serem dos primeiros minerais a cristalizar e por poderem englobar na sua estrutura química uma grande variedade de elementos a sua composição reflecte com alguma certeza a afinidade magmática das rochas em que ocorrem. Um exemplo disto mesmo é o facto de clinopiroxenas de basaltos alcalinos serem enriquecidos em Al, Ti e Si se comparados com clinopiroxenas de toleítos, o que retrata diferença composicional dos magmas alcalinos dos toleiticos (e.g. Mevel e Velde, 1976; Coish e Taylor 1979; Gamble e Taylor 1980).

Tais características fazem destes minerais bons indicadores petrogenéticos permitindo usá-los, quer na monitorização dos processos de evolução magmática, quer na caracterização do tipo de magma a partir do qual se formaram e, como tal, também na discriminação da ambiência tectónica (Le bas 1962, Leterrier e tal 1982).

Com os dados recolhidos, quer através das análises à rocha total, quer a partir das piroxenas relíquia, irei tentar revelar a ambiência tectónica que terá estado na génese das rochas vulcânicas que afloram nas mas margens da Barragem de Odivelas. Para tal irei seguir o método utilizado, entre outros, por Pearce em vários dos seus artigos (e.g. Pearce et al., 2010), procurando primeiro determinar as afinidades

geoquímicas das rochas estudadas para por fim tentar chegar a um modelo que conjugue correctamente as características apresentadas pelas rochas e um modelo tectonomagmático para a sua génese.

3.1 CLASSIFICAÇÃO QUÍMICA

A admissão de um evento metamórfico regional leva à assumpção que poderá ter havido trocas iónicas que, de certa maneira, mascaram a composição química inicial da rocha. Assim, antes de iniciar a análise dos dados de geoquímica e atribuir um modelo tectonomagmático à génese das rochas amostradas parece-me correcto tentar identificar se a composição das mesmas se terá modificado drasticamente durante o metamorfismo. De maneira a ilustrar o grau de modificação da composição química das amostras em estudo utilizei o diagrama proposto por Myashiro (1975), representado na Fig. 3.2, que tem justamente este objectivo.

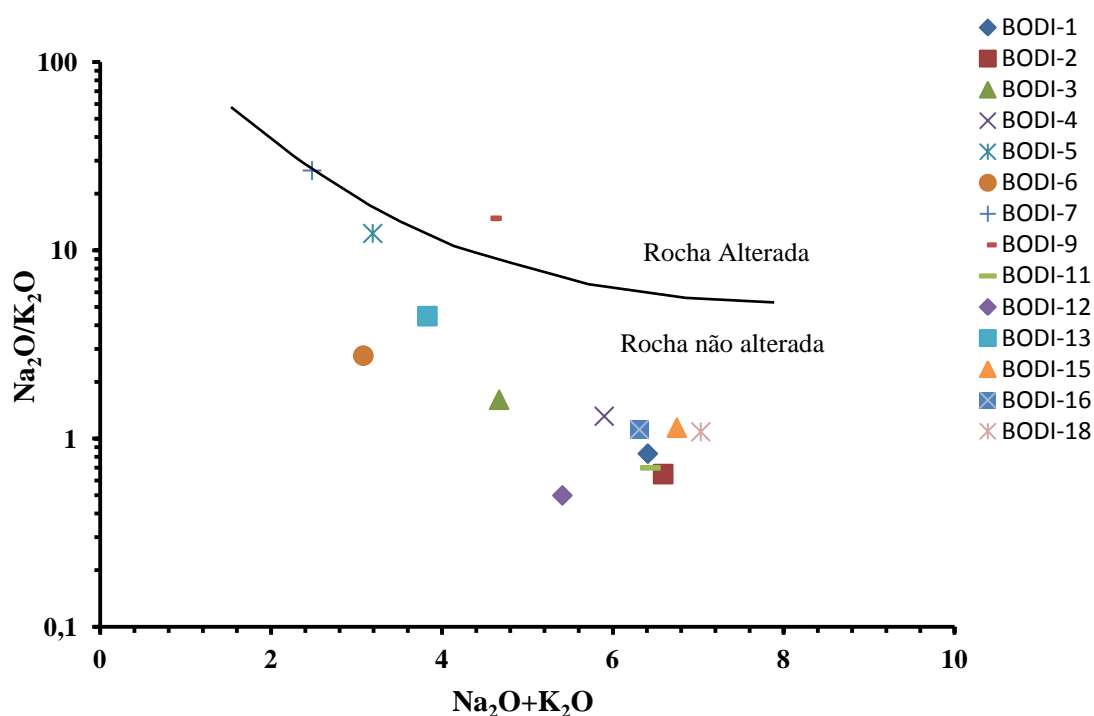


Figura 3.2 – Diagrama $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ vs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ proposto por Myashiro (1975).

A análise deste diagrama permite, em primeira aproximação, sugerir que a composição das rochas em causa não terá sido significativamente alterada pelos processos de meteorização e de metamorfismo. As amostras que deverão ser encaradas

com algum cuidado na interpretação dos dados de geoquímica são a BODI 9, claramente no campo das rochas alteradas, e as amostras BODI 5 e BODI 7 que embora não estejam naquele campo, estão muito perto da curva divisória. Mesmo admitindo que a composição global das amostras se terá mantido inalterada não irei utilizar elementos cuja mobilidade seja considerada elevada, para as condições de alteração que as amostras recolhidas apresentam, na elaboração dos diagramas que serão apresentados.

3.2 – AFINIDADES GEOQUÍMICAS

3.2.1 – Evidência para carácter subalcalino.

Em primeira aproximação, as séries magmáticas são subdivididas em alcalinas e sub-alcalinas, com base na razão alcalis/sílica (e.g. MacDonalds e Katsura (1964); Irvine e Baragar (1971); Rollinson (1993). Na_2O , K_2O e SiO_2 são também utilizados como forma de, dentro de cada uma das referidas séries, distinguir os diferentes tipos litológicos (e.g. diagrama TAS de Le Bas, 1986). Note-se, no entanto, que tanto o Na como o K são dois elementos reconhecidamente móveis pelo que de aplicação duvidosa às amostras em estudo que, como anteriormente referido, se apresentam metamorfizadas na fácies dos xistos verdes.

Como foi discutido anteriormente, o efeito da alteração das amostras recolhidas não aparenta ter sido significativo. No entanto, como salvaguarda, vou utilizar os critérios de Pearce e Cann (1973), Winchester e Floyd (1977) e Floyd e Winchester (1978), que lidam com dados de elementos que sendo caracterizados pelos seus altos potenciais iónicos tendem a comportar-se de modo essencialmente imóvel na presença de fluidos aquosos durante processos meteóricos, metassomáticos e metamórficos.

O primeiro dos critérios que utilizei, foi a razão Y/Nb que, segundo Pearce e Cann (1973), é um excelente índice de alcalinidade, sendo utilizado em praticamente todos os artigos que discutem a temática aqui abordada. A utilização destes elementos apoia-se no facto de se comportarem como elementos incompatíveis, o que faz com que as suas razões não se alterem significativamente durante os processos de cristalização fraccionada envolvendo essencialmente olivina, piroxena, plagioclase e óxidos.

Segundo estes autores, as rochas alcalinas caracterizam-se por razões $\text{Y/Nb} < 1$, enquanto que as rochas sub-alcalinas apresentam razões $\text{Y/Nb} > 2$ e as transicionais

valores intermédios entre aqueles. Tais diferenças reflectem o facto de o Nb ser mais incompatível que o Y durante a fusão parcial. Por outro lado, à medida que se dá a evolução dos sistema, os magmas mais evoluídos vão ficando progressivamente mais enriquecidos em Nb e mais empobrecidas em Y.

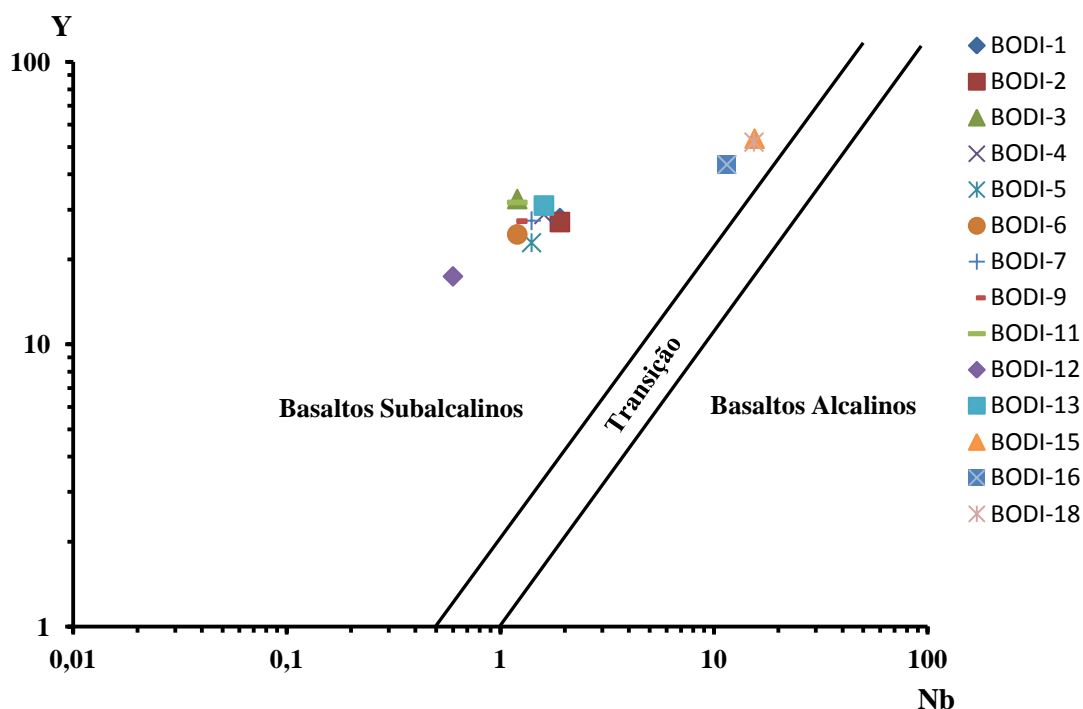


Fig. 3.3 – Diagrama Nb/Y. Campos composicionais segundo Pearce e Cann(1973).

A razão Y/Nb foi utilizada no diagrama da Fig. 3.3. Como se pode observar, é bem visível que as amostras estudadas se situam bem acima da linha que separa os campos das rochas subalcalinas e transicionais, sendo clara a sua inserção no campo das rochas subalcalinas. Note-se que três das amostras, BODI 15, 16 e 18, se situam, comparativamente às restantes, mais perto da divisão entre aqueles campos. É o resultado do carácter mais diferenciado daquelas amostras. De facto, estas três amostras apresentam teores em SiO₂ superiores a 61%, significativamente mais elevados comparativamente às restantes amostras, cujo valor máximo é de 57,74% e o valor médio 53,29. A maior evolução das amostras deste grupo vai-se traduzir num aumento de elementos mais incompatíveis, evidenciado por um valor médio de Y/Nb mais baixo (3,53) do que aquele que é observado nas restantes amostras menos evoluídas (20,75).

O carácter subalcalino apresentado por estas rochas é confirmado pela observação do diagrama Zr/TiO₂ vs Nb/Y de Winchester e Floyd (1977) (Fig. 3.4). Este

diagrama tem em conta a razão Nb/Y, índice de alcalinidade, e ainda a razão Zr/TiO_2 que é utilizada como índice de diferenciação, visto que, num processo deste tipo, o declínio da concentração de Ti resultante da fraccionação de óxidos titanados se iniciar antes do eventual declínio de Zr que, a acontecer, só deverão ocorrer em fases avançadas da diferenciação (fraccionação do zircão).

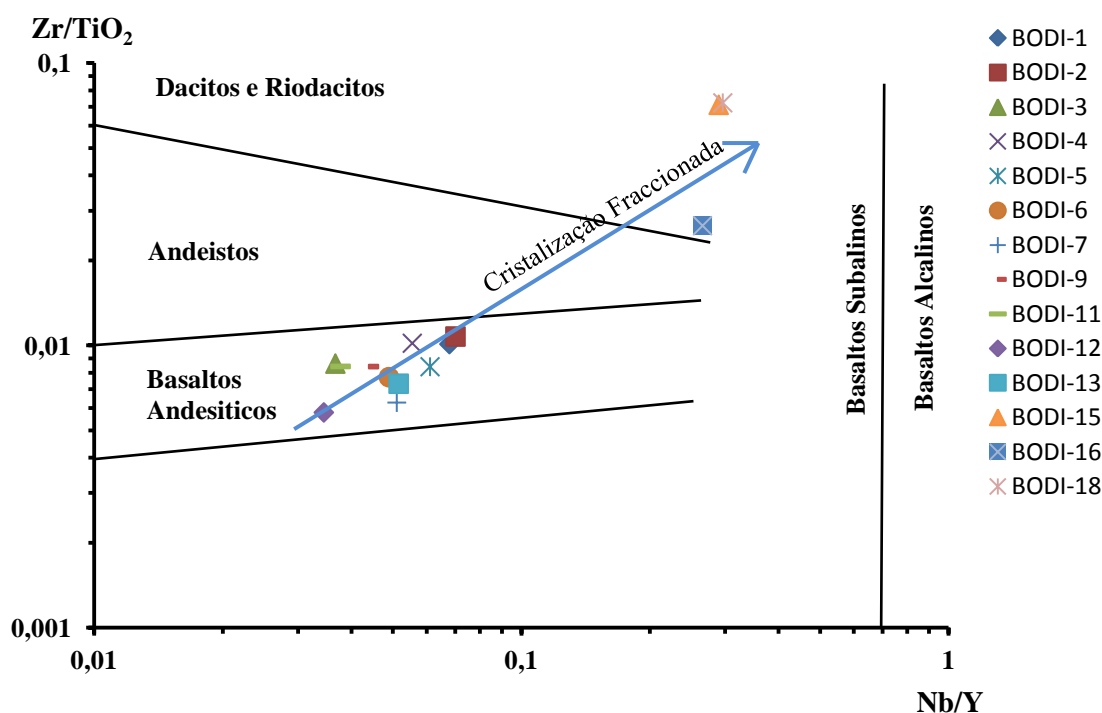


Figura 3.4 – Representação parcial do diagrama Zr/TiO_2 vs Nb/Y Winchester e Floyd (1977).

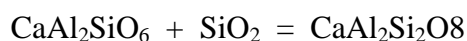
A projecção dos dados referentes às amostras recolhidas revelou que estas estão inseridas claramente no campo das rochas subalcalinas, o que não surpreende dado o critério discriminante ser essencialmente o mesmo da Fig. 3.3. Não obstante, é possível retirar do diagrama da Fig. 3.4 informação mais aprofundada, que revela que, das amostras analisadas, as amostras BODI 15, 16 e 18 revelam uma composição típica de dacitos e riodacitos, enquanto as restantes amostras revelam uma composição típica de basaltos andesíticos.

Nesta imagem é bem evidente o progressivo decréscimo da razão Y/Nb no decurso dos processos de evolução magmática, que passa de 29 na amostra mais primitiva (BODI 12: $SiO_2 = 42,81\%$) para 3,3 na amostra mais evoluída (BODI 18: $SiO_2 = 68,74\%$).

De acordo com os critérios que utilizam a informação retirada da análise à rocha total não parece haver grandes dúvidas sobre o quimismo subalcalino das amostras recolhidas na Barragem de Odivelas. Tal é possível de confirmar a partir das análises realizadas às piroxenas relíquia que vou agora abordar.

O primeiro modelo classificativo a abordar é o diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Le Bas, 1962), Fig. 3.5 e 3.6. Este tem-se revelado de uma extrema utilidade para discriminar as afinidades magmáticas de rochas vulcânicas uma vez que, como o referido autor demonstrou, a quantidade de Al que entra na composição das clinopiroxenas, varia de modo inverso à entrada do Si, dependendo portanto do grau de saturação em sílica dos magmas.

Esta relação entre os valores de alumínio e de sílica na composição das piroxenas foi explicada por Carmichael et al. (1970) recorrendo à reacção:



para a qual a constante de equilíbrio pode ser definida como:

$$K = \alpha_{\text{CaAl}_2\text{SiO}_8}^{\text{Plag}} \cdot \alpha_{\text{CaAl}_2\text{SiO}_6}^{\text{Pirox}} \cdot \alpha_{\text{SiO}_2}^{\text{Liq}}$$

A reacção anterior demonstra que uma baixa actividade da sílica facilita a incorporação do Al na posição tetraédrica da piroxena uma vez que favorece o aumento da estabilidade, na piroxena, da molécula Ca-Tschermak, pobre em sílica, relativamente ao componente anortítico da plagioclase (veja-se Libourel et al, 1989 para a demonstração experimental da dependência dos teores de Al relativamente à actividade da sílica).

Ora como demonstrado por Carmichael et al. (1974), a sistematização dos diferentes tipos de magmas básicos pode ser feita em função da actividade da sílica que os caracteriza, o que, tendo em atenção o acima exposto, suporta teoricamente a proposta de Kushiro (1960) e Le Bas (1962) para a utilização das variações $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ na determinação das afinidades magmáticas das lavas hospedeiras.

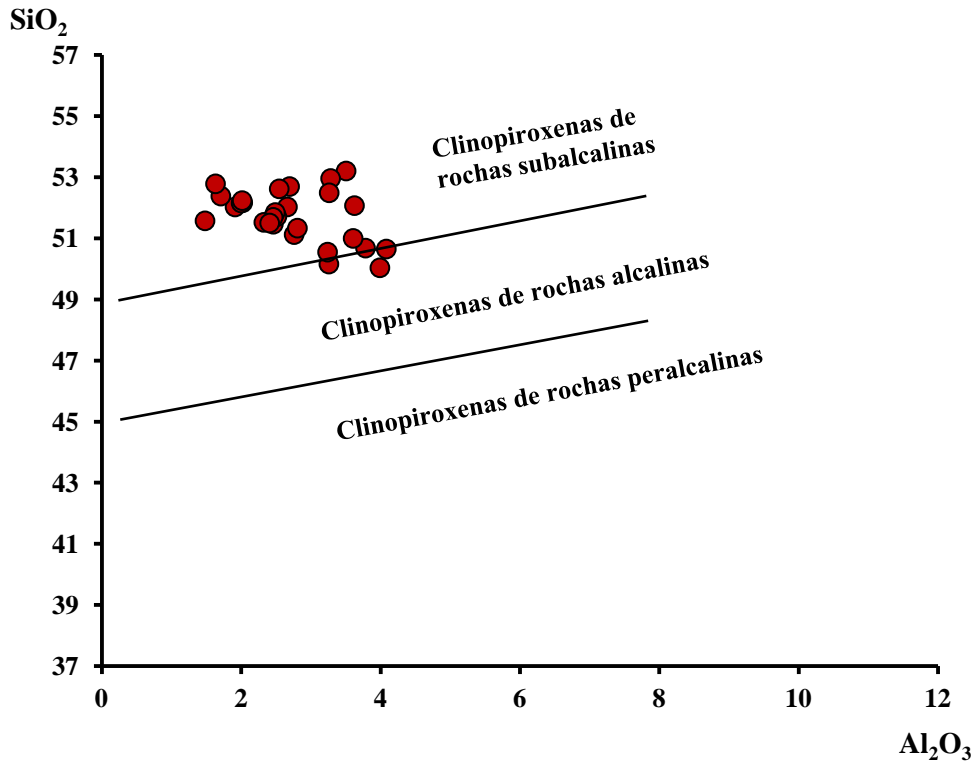


Fig. 3.5 – Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ retirado de Le Bas (1962) aplicado às clinopiroxenas da amostra BODI 5.

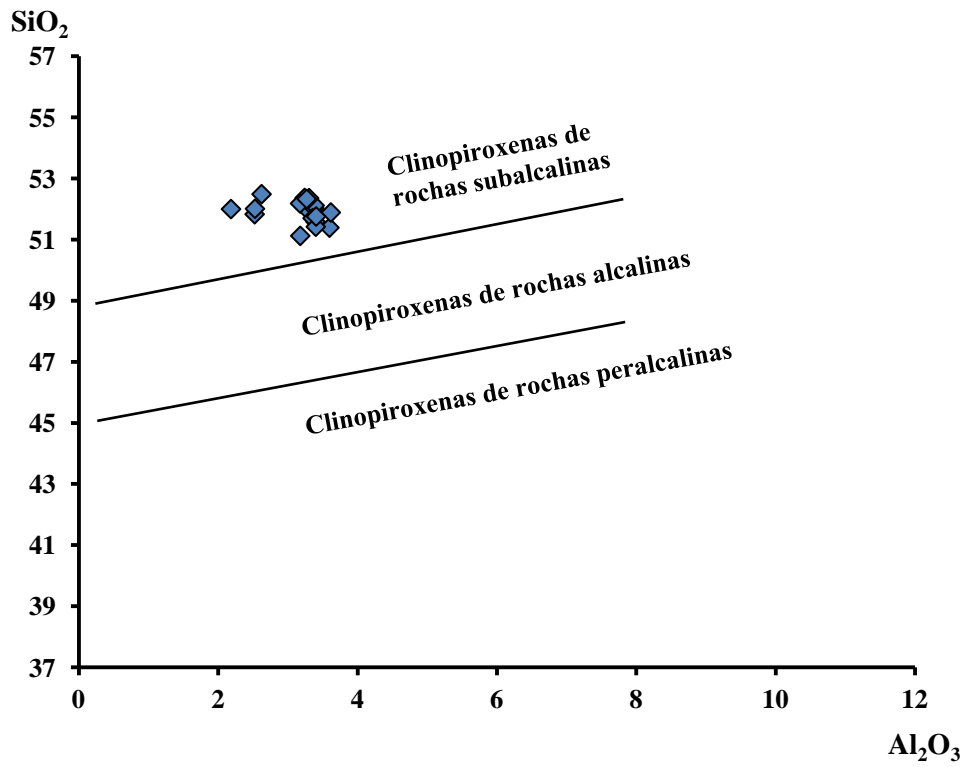


Fig. 3.6 – Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ retirado de Le Bas (1962) aplicado às clinopiroxenas da amostra BODI 6.

Como se pode observar na Fig. 3.6, os pontos amostrados nas relíquias de clinopiroxena revelaram uma clara inclusão no campo das rochas sub-alcálicas, quer para as análises efectuadas na amostra BODI 5, quer na amostra BODI 6. Estes dados vêm a confirmar o que foi observado nos diagramas realizados a partir da análise litogeoquímica, o quimismo subalcalino destas rochas.

Ainda em relação à interpretação dos dados obtidos pela análise às piroxenas vou utilizar o diagrama proposto por Leterrier et al. (1982) tentando confirmar, ou infirmar, os resultados observados anteriormente. Como já foi referido, os cristais de piroxena são considerados um bom meio de aferir o quimismo do líquido que terá dado origem às rochas que os enclausuram por fornecerem boas estimativas da composição do líquido a partir do qual terão cristalizado e, conseqüentemente, a sua ambiência tectonomagmática. Segundo o mesmo autor, os elementos que espelham com maior fidelidade esta relação são principalmente o Ca, Ti e Al. São também considerados importantes o Cr e o Na ainda que com menor utilização. Por último foi ainda tido em conta que para um maior significado da análise, esta deveria ser realizada em fenocristais e não em cristais da matriz, visto que os últimos reflectem a composição de líquidos residuais e revelam muitas das vezes um quimismo algo distinto do que o teoricamente esperado, resultado do arrefecimento mais rápido, fazendo com que a química destes cristais não seja representativas do líquido que os formou (Leterrier et al., 1982).

Nas Fig.s 3.7 e 3.8 estão projectados análises referentes às piroxenas das amostras BODI 5, BODI 6, respectivamente.

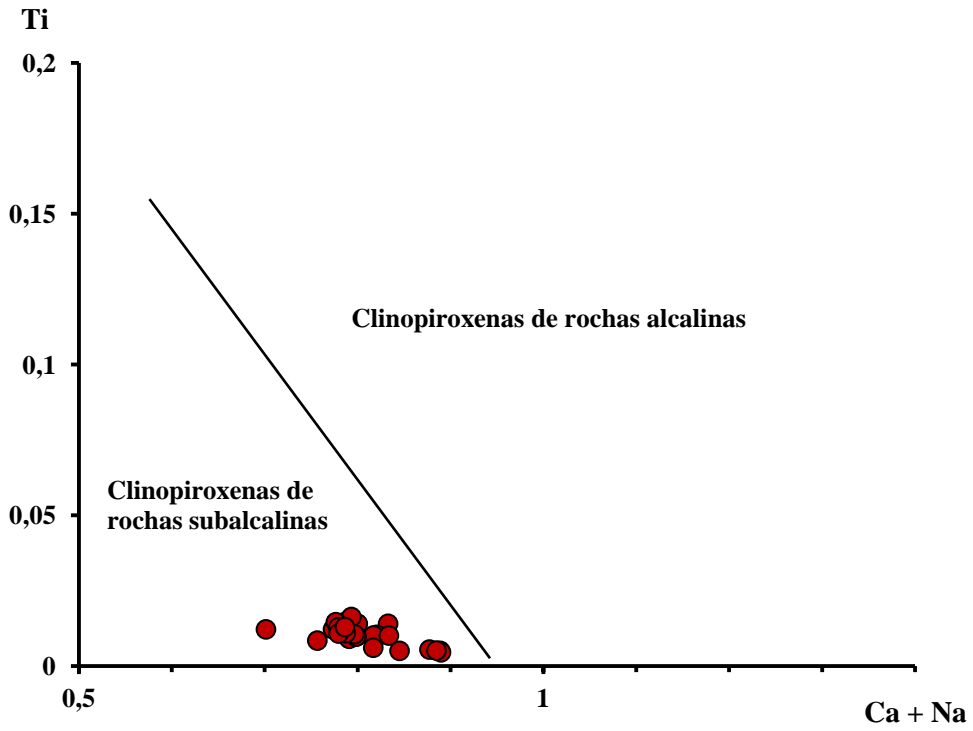


Fig. 3.7 – Diagrama Ti/Ca+Na segundo Leterrier et al. (1982) para as clinopiroxenas da amostra BODI 5.

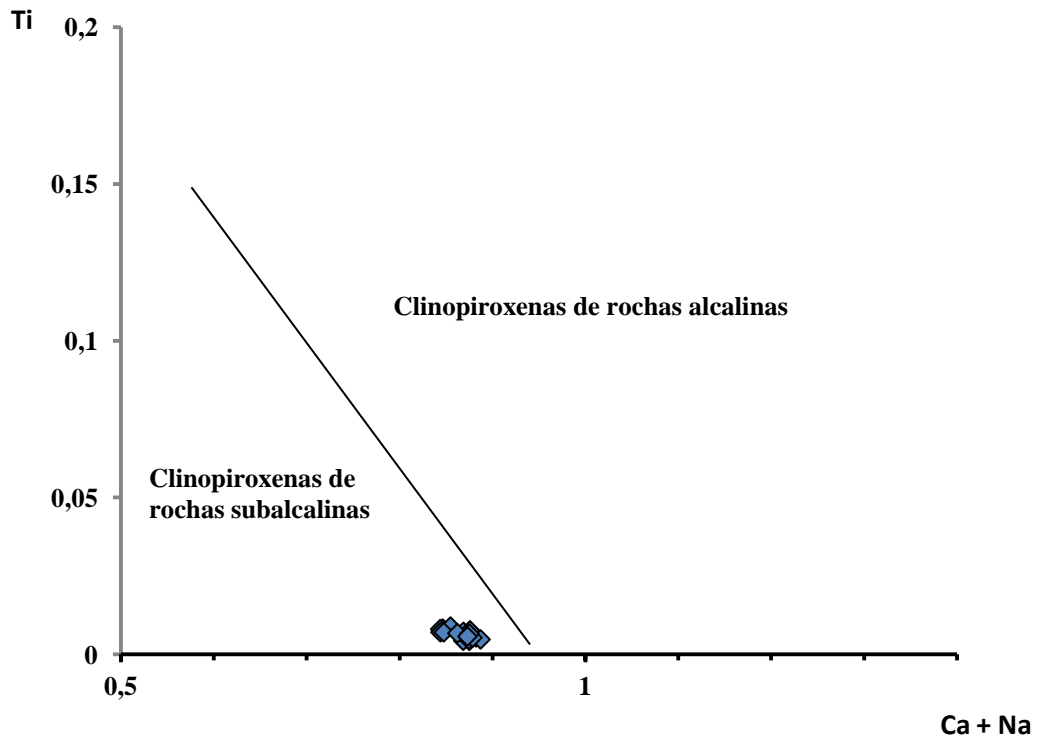


Fig. 3.8 - Diagrama Ti/Ca+Na segundo Leterrier et al. (1982) para as clinopiroxenas da amostra BODI 6.

Nestes diagramas estão representados sempre mais do que um ponto analisado em cada piroxena. A localização de cada ponto dentro do cristal (núcleo ou bordo) está também indicada não se observando nenhuma diferença clara de composição para os pontos analisados no bordo ou no centro dos cristais de piroxena, como já foi referido no **Capítulo 2** (ver Fig. 2.5). Da observação destes diagramas se concluiu que, para ambas as amostras, os pontos apresentados graficamente estão incluídos claramente no campo das rochas subalcalinas estando maioritariamente incluídos nas zonas que apresentam intervalos de confiança mais elevados, 60%-80% (intervalos de confiança descritos em Leterrier, 1982).

A interpretação dos diagramas, anteriores fazendo uso quer da composição da rocha total, quer das relíquias de piroxena, mostrou ser concordante. As amostras recolhidas nas margens da Barragem de Odivelas são maioritariamente representativas de metabasaltos subalcalinos. Três das amostras têm composições nitidamente mais evoluídas, projectando-se no campo dos dacitos/riodacitos. Recorrendo à mesma metodologia utilizada até aqui, segue-se o aprofundar da classificação das amostras, agora dentro da serie subalcalina, onde será identificado o seu carácter toleítico ou calco-alcalino.

3.3 - DISTINÇÃO ENTRE QUIMISMO TOLEÍTICO E CALCO-ALCALINO

Como demonstrado no subcapítulo anterior, as amostras recolhidas na Barragem de Odivelas apresentam típicas características subalcalinas. No entanto, os diagramas então utilizados não permite o aprofundar da sistemática, ou seja, classifica-las como rochas toleíticas ou calco-alcalinas, distinção que será objectivo deste subcapítulo.

Antes, contudo, não posso de deixar de fazer algumas advertências.

É necessário ter em conta que embora as amostras BODI 15, 16 e 18, de ora em diante referidas no seu conjunto como “Grupo 2”, estejam sempre projectadas nos diagramas que se seguem, trata-se de rochas ácidas contendo uma elevada percentagem de sílica ($\text{SiO}_2 > 65,85\%$), o que inviabiliza o seu uso nos diagramas aqui apresentados, que foram pensados para rochas de composição intermédia-básica. De resto estas amostras projectam-se sempre à parte das restantes, “Grupo 1”, nos diagramas apresentados no capítulo anterior.

A amostra BODI 12 revelou um índice de perda ao rubro de 11%. Apesar desta elevada percentagem de voláteis, esta amostra nunca se afasta, graficamente falando, das restantes, o que reforça robustez dos elementos, tidos como imóveis, que foram utilizados nos diagramas que já foram e que serão ainda apresentados. Esta amostra revelou ainda uma percentagem elevada de Ca, 11,5%, onde a média para as restantes amostras é de 4,56% o que reforça mais uma vez a ideia do elevado estado de alteração desta amostra, comparativamente às restantes, ainda que nas análises petrográficas que foram realizadas às amostras, esta diferença não tenha sido muito evidente.

Esclarecidas estas questões vou-me agora debruçar sobre a caracterização destas rochas dentro da série sub-alcálica.

Para a determinação do quimismo toleítico ou calco-alcálico das amostras recolhidas vou primeiro recorrer aos diagramas FeO/MgO vs SiO₂ e FeO vs SiO₂ (Fig. 3.9 e 3.10). Segundo Miyashiro (1974), nas séries calco-alcálicas, onde o líquido magmático se encontra saturado no que diz respeito a óxidos de ferro e titânio durante praticamente todos os seus ciclos de fraccionamento, os valores de Fe (também de Ti) tendem manter-se constantes, ou a diminuir, enquanto a sílica aumenta. Para séries toleíticas, nas quais os líquidos magmáticos primitivos se estão subsaturados em óxidos de ferro durante grande parte do seu histórico de fraccionamento, os valores deste elemento tendem a aumentar enquanto a sílica se mantém relativamente constante. Quando é atingido o ponto de saturação inicia-se a cristalização de óxidos de ferro e de titânio, o que vai fazer com que a concentração destes elementos no líquido baixe rapidamente. Enquanto se dá a cristalização destes óxidos, as concentrações dos elementos que não entram nessas fases minerais tendem a aumentar na fase líquida, como é o caso da sílica, resultando assim um aumento dos teores de sílica com a diminuição das concentrações dos óxidos de ferro e titânio.

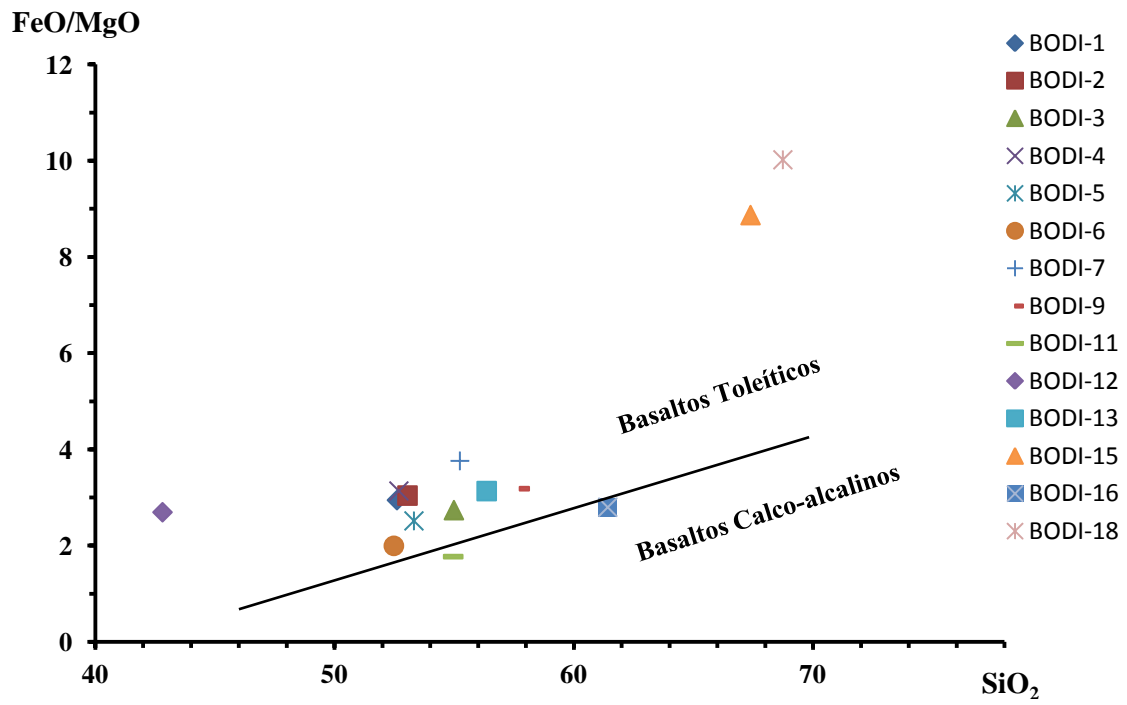


Fig. 3.9 – Diagrama FeO/MgO vs SiO₂ de Miyashiro (1974)

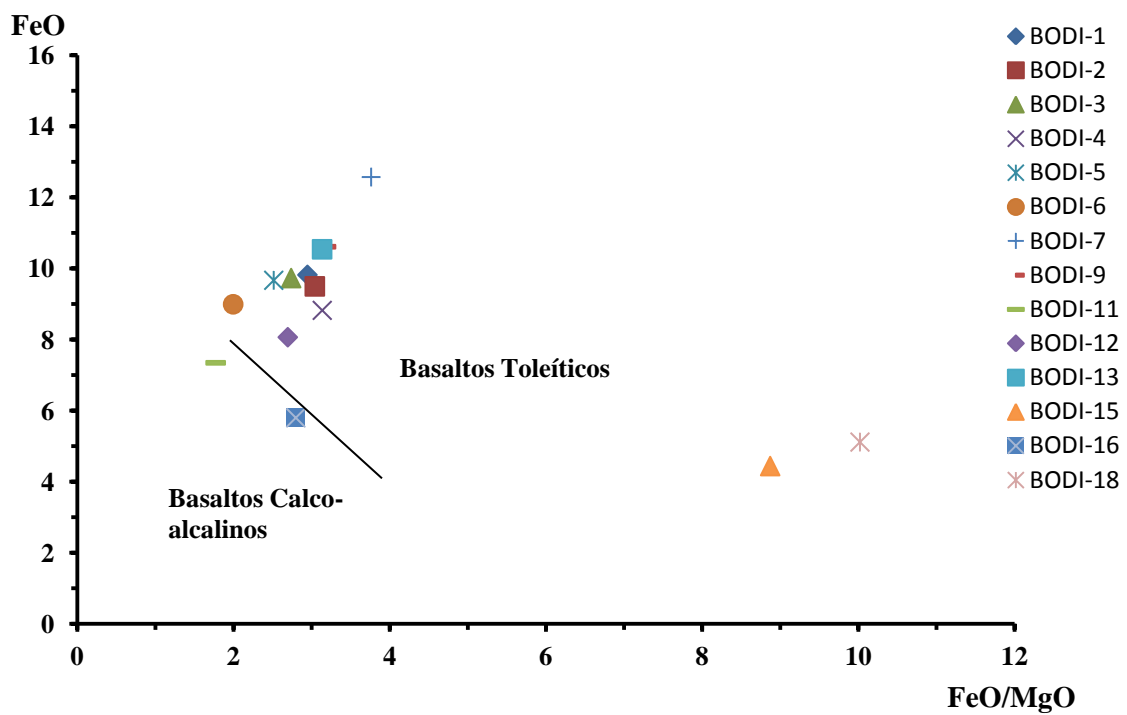


Fig. 3.10 – Diagrama FeO vs FeO/MgO de Miyashiro (1974).

Estes dois diagramas mostram que duas das amostras analisadas se projectam no campo das séries calco-alcálicas, as amostras BODI 11 e 16. No entanto a amostra BODI 16 deve ser notada, mas não considerada (explicarei o porquê deste facto mais à frente). As restantes amostras localizam-se, sem margem para dúvidas, no campo dos basaltos toleíticos.

Para confirmar os dados obtidos através da utilização dos diagramas de Miyashiro decidi recorrer aos diagramas propostos por Pearce e Cann(1973) e Meschede (1986), Fig. 3.11 e 3.12 respectivamente.

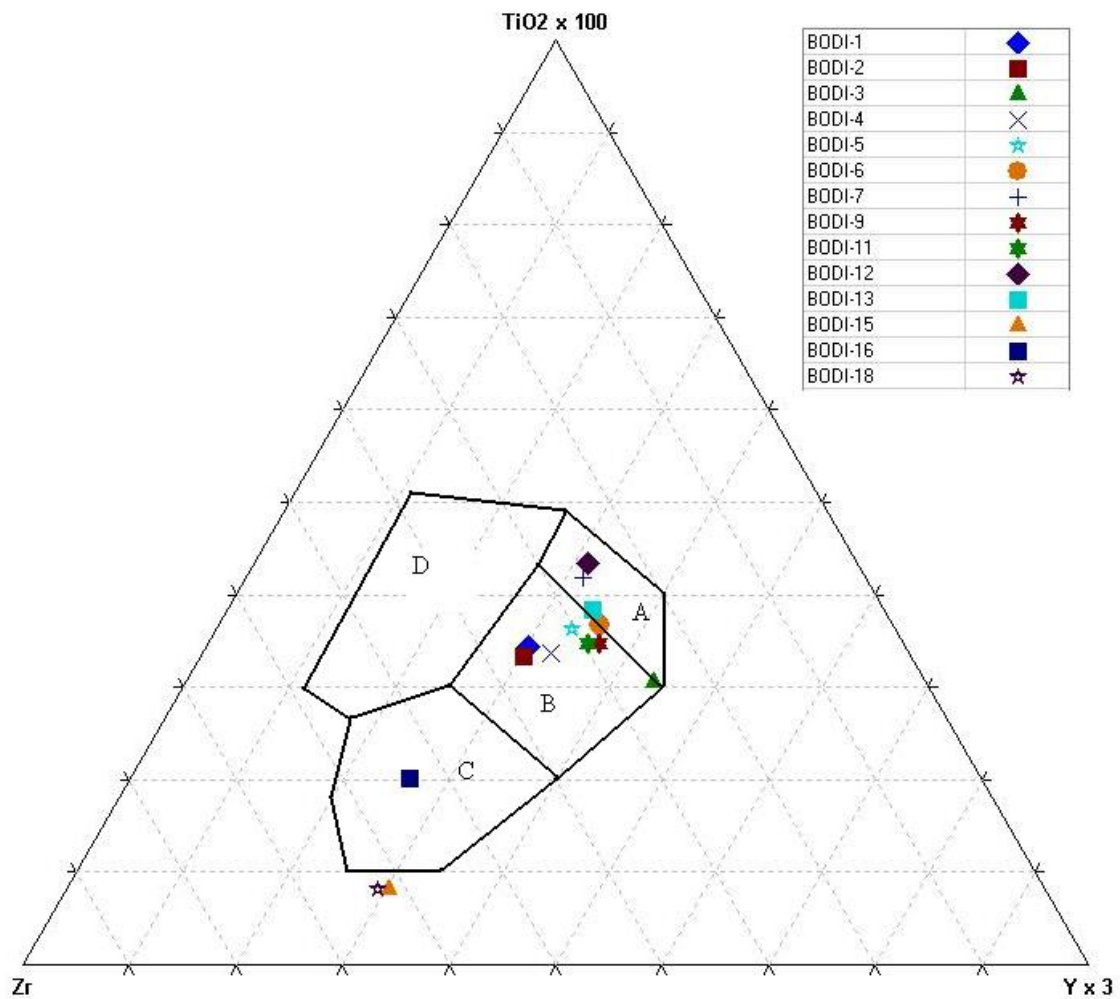


Fig. 3.11 – Diagrama Ti-Zr-Y de Pearce e Cann (1973); A – Toleítos pobres em potássio; B – Toleítos pobres em potássio (orogénicos), MORB e basaltos calco-alcálicos; C – Basaltos calco-alcálicos; D – Basaltos intra-placa.

Observando o diagrama Ti-Zr-Y (Fig. 3.11) pode afirmar-se que a maioria das amostras se situa no campo de sobreposição das composições dos MORB e dos basaltos

orogénicos (quer toleíticos, quer calco-alcalinos) (B). As excepções são as amostras BODI 12 e BODI 7 que se situam no campo das rochas toleíticas de baixo potássio, e as amostras BODI 6 e 13 que se situam coincidentes com a linha divisória entre os campos A e B. Em relação às amostras do Grupo 2, estas estão projectadas junto à base da projecção triangular como resultado do seu carácter muito fraccionado.

Há no entanto um cuidado a ter com este diagrama, o facto de não discriminar basaltos toleíticos continentais (intra-placa), nem os produzidos em segmentos anómalos da crista oceânica (MORB-P e E), podendo os pontos amostrados representativos destes ambientes tectonomagmáticos coincidir com qualquer um dos campos do diagrama.

Para resolver este problema, podemos apoiar-nos no diagrama $Zr/4-Nbx2-Y$ de Meschede (1986), que está representado no diagrama da Fig. 3.12. A diferença está na utilização do nióbio em vez do titânio por este representar com maior precisão o enriquecimento ou empobrecimento dos elementos mais incompatíveis nas fontes mantélicas dos magmas.

Deste diagrama, o resalta o carácter toleítico das amostras estudadas e o facto de as amostras do Grupo 2 voltarem a mostrar um comportamento distinto das amostras do Grupo 1.

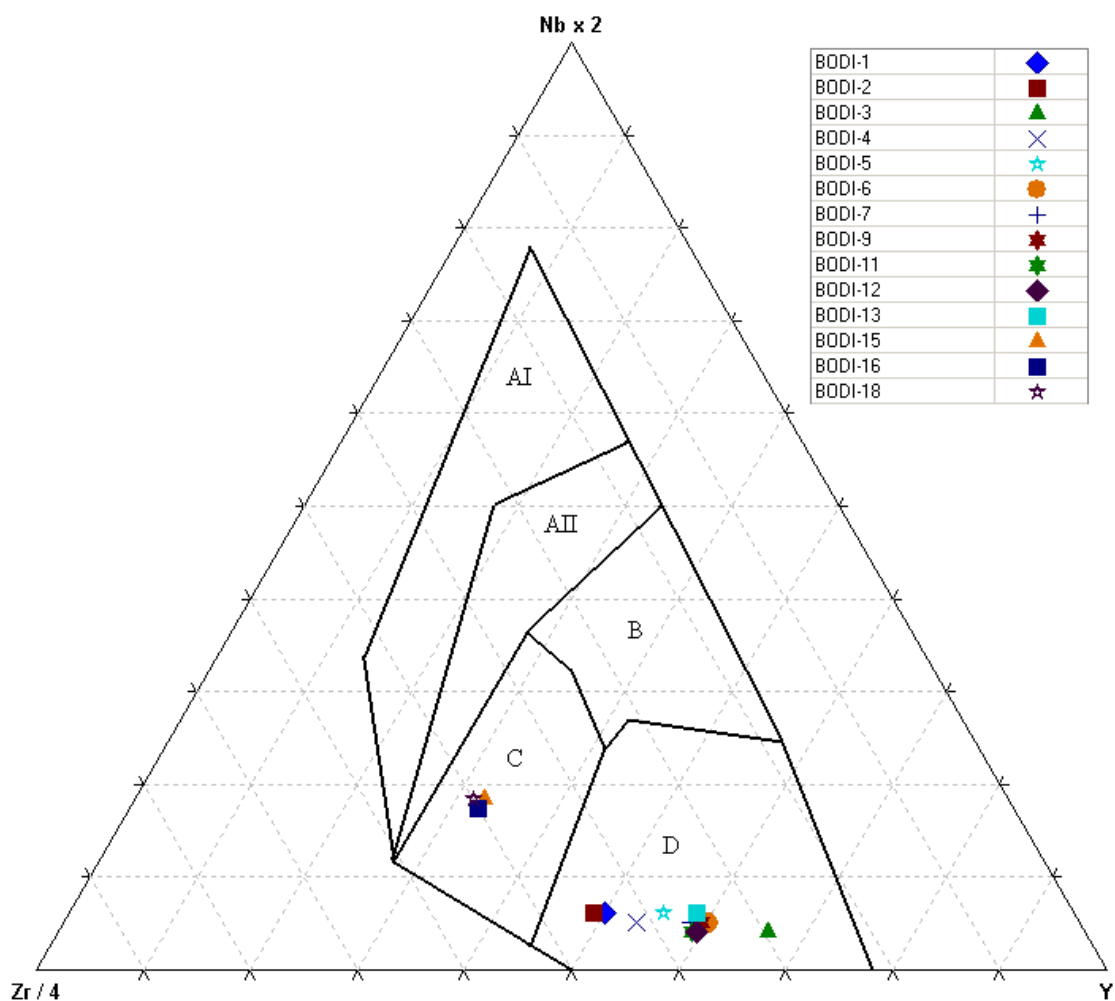


Fig. 3.12 – Diagrama Nb-Zr-Y de Meschede (1986); AI e AII – Basaltos alcalinos intra-placa; B – MORB-P; C – Basaltos calco-alcalinos, D – MORB-N e basaltos de arco-vulcânico.

Parece pois correcto afirmar que as amostras recolhidas mostram um quimismo toleítico á luz do que é evidenciado pelos diagramas que utilizam as análises litogeoquímica. De seguida, a informação obtida pelas análises às piroxenas relíquias será utilizada para confirmar ou infirmar esta informação.

Mais uma vez as análises efectuadas às piroxenas confirmam a tendência assinalada nos diagramas realizados através das análises rocha total.

Estes diagramas (Fig. 3.13 e 3.14) mostram que as piroxenas analisadas possuem baixa razão Ti/Al.

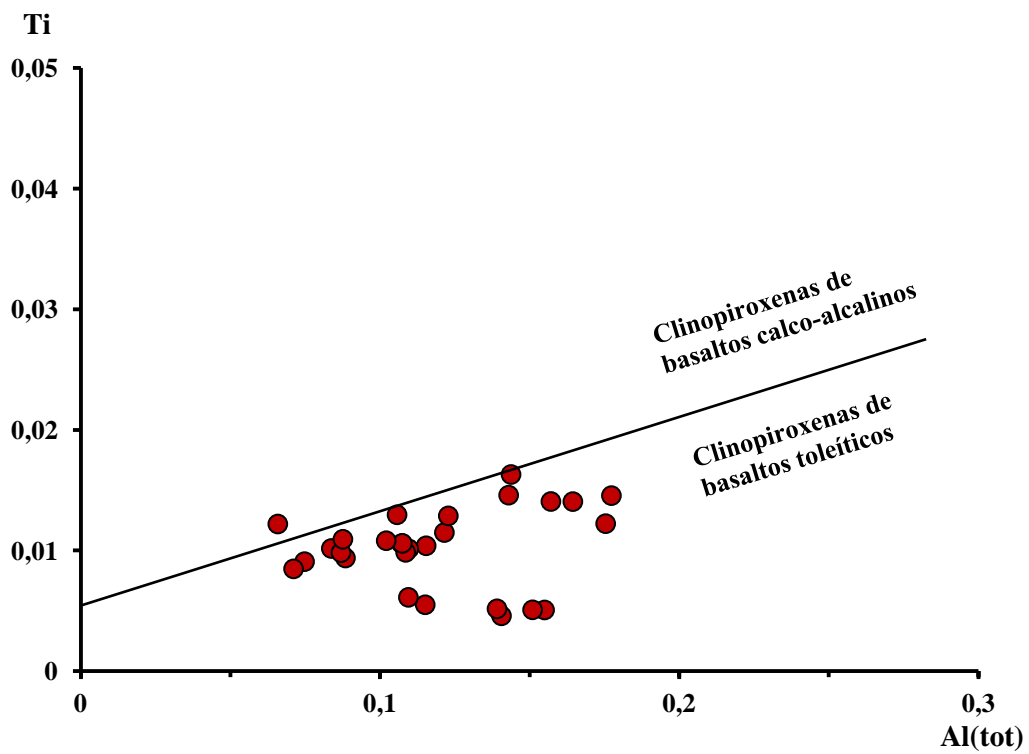


Fig. 3.13 - diagrama Ti vs Al(tot) retirado de Leterrier et al. (1982), para a amostra BODI 5.

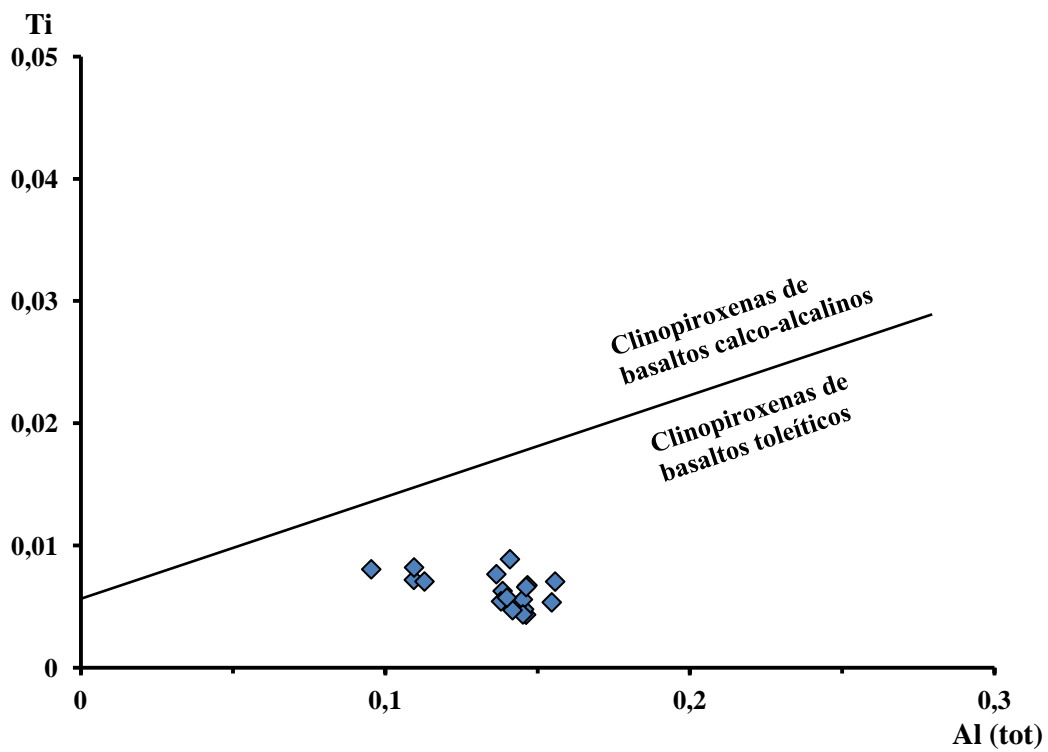


Figura 3.14 - diagrama Ti vs Al(tot) retirado de Leterrier et al. (1982), para a amostra BODI 6.

A observação dos diagramas Ti-Al (Leterrier et al., 1982) revela que as piroxenas das amostras BODI 5 e 6 terão cristalizado a partir de líquidos com uma composição toleítica. Note-se que, no caso da amostra BODI 5, alguns pontos (4) se situam no campo das composições de piroxenas cristalizadas a partir de magmas calcálicos, o que não põe em causa o quimismo toleítico da amostra na qual foram efectuadas 72 análises de clinopiroxena.

Sumarizando o que foi discutido neste subcapítulo, a observação dos diagramas de Myashiro (1974) permitiu afirmar que as amostras recolhidas terão um quimismo toleítico que foi comprovado, quer pela utilização de diagramas fazendo uso de concentrações de elementos incompatíveis imóveis (Fig. 3.12) quer por diagramas utilizando o quimismo das clinopiroxenas como análogo da composição dos magmas (Fig. 3.13 e 3.14). Este estudo comprova, uma vez mais, a inadequabilidade dos diagramas discriminantes quando estão em causa rochas que como as do grupo 2 apresentam composição ácida.

3.4 - AMBIÊNCIA GEODINÂMICA

Considerando o carácter toleítico das amostras estudadas (ver 3.3), a principal dúvida acerca da ambiência geodinâmica que terá estado na origem das rochas amostradas prende-se com o seu carácter orogénico ou não orogénico.

Será então apresentado, neste subcapítulo, uma série de diagramas cuja utilização almeja clarificar se as amostras recolhidas apresentam evidências de um quimismo orogénico ou anorogénico, começando por primeiro analisar o seu conteúdo em elementos do grupo LILE e HFSE, para depois cruzar a informação daqui retirada com a análise a piroxena relíquia, como tem sido feito ao longo neste capítulo. Por fim o juntar desta informação será comparada com a interpretação obtida através dos diagramas multi-elementares padronizados para um valor condrítico.

Vou dar início à discussão utilizando diagramas que visam classificar o enriquecimento, ou empobrecimento, em elementos do grupo LILE em comparação aos elementos do grupo HFSE.

As rochas geradas em ambientes orogénicos, caracterizam-se normalmente por altas razões LILE/HFSE, i. e. por rochas com altas razões entre elementos litófilos de

grande raio iónico (LILE) e elementos de alto potencial iónico (HFSE). Como foi referido no subcapítulo 3.1, o factor alteração, que até aqui era tido como muito importante, ganha ainda mais importância visto que os elementos do grupo LILE são facilmente transportados por fluidos aquosos, pelo que, metamorfismo e/ou meteorização muito intensos poderiam alterar os valores iniciais que a rocha deveria ter nestes elementos.

A justificação para os altos valores dos elementos do grupo LILE nos magmas orogénicos é baseada no facto de a génese destes ser induzida pela adição de água à cunha mantélica suprajacente à placa em subducção. O movimento descendente da placa subductada, leva-a a regiões do manto que, devido ao gradual aumento da temperatura, provocam a sua desidratação. O facto da placa subductante incluir crosta oceânica alterada, leva a crer que contenha uma elevada percentagem de voláteis. Durante o processo de desidratação, a água libertada transporta preferencialmente elementos de tipo LILE que irão enriquecer o local fonte dos magmas orogénicos. Já os elementos do grupo HFSE mostram um comportamento oposto na presença destes fluidos, facto que justifica os elevados valores LILE/HFSE dos magmas orogénicos.

Porém, em vez de, um enriquecimento em LILE, podemos estar a falar de um empobrecimento em HFSE, que teria o mesmo efeito prático, uma alta razão LILE/HFSE.

De facto, o empobrecimento em elementos do grupo HFSE, também tem sido explicado pela presença no manto, ainda que em pequena quantidade, de fases residuais como rútilo, esfena e zircão (e.g. Saunders et al., 1980; Briquieu et al., 1984).

Esta hipótese é também favorecida pelas grandes quantidades de água que caracterizam as fontes mantélicas orogénicas, provenientes da desidratação da placa subductante (e.g. Anderson et al., 1978), uma vez que tais fases residuais seriam estabilizadas por altas fugacidades de oxigénio.

Tendo em conta o que foi dito não espanta que para distinguir rochas formadas em ambientes orogénicos de rochas formadas noutras ambiências se recorra extensivamente à razão LILE/HFSE, como se poderá observar nos próximos diagramas.

Um dos diagramas mais utilizados para quantificar o enriquecimento em elementos do grupo LILE é o diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1982), Figura 3.15. O Yb é aqui utilizado para normalizar os dados, eliminando grande parte das variações que possam existir devido à fusão parcial e cristalização fraccionada. O Th e o La são utilizados como “representantes” dos grupos LILE e HFSE respectivamente. São ambos

considerados como incompatíveis durante os processos de cristalização fraccionada, pelo que um comportamento diferente nestes dois elementos será fruto da sua maior ou menor abundância e não por uma retenção de um deles numa determinada fase mineral fraccionante. Observando este diagrama podemos ver que as amostras apresentam elevadas razões Th/Yb que para um determinado valor Ta/Yb, quando comparado com o que é típico de situações anorogénicas inter- e intra-placa.

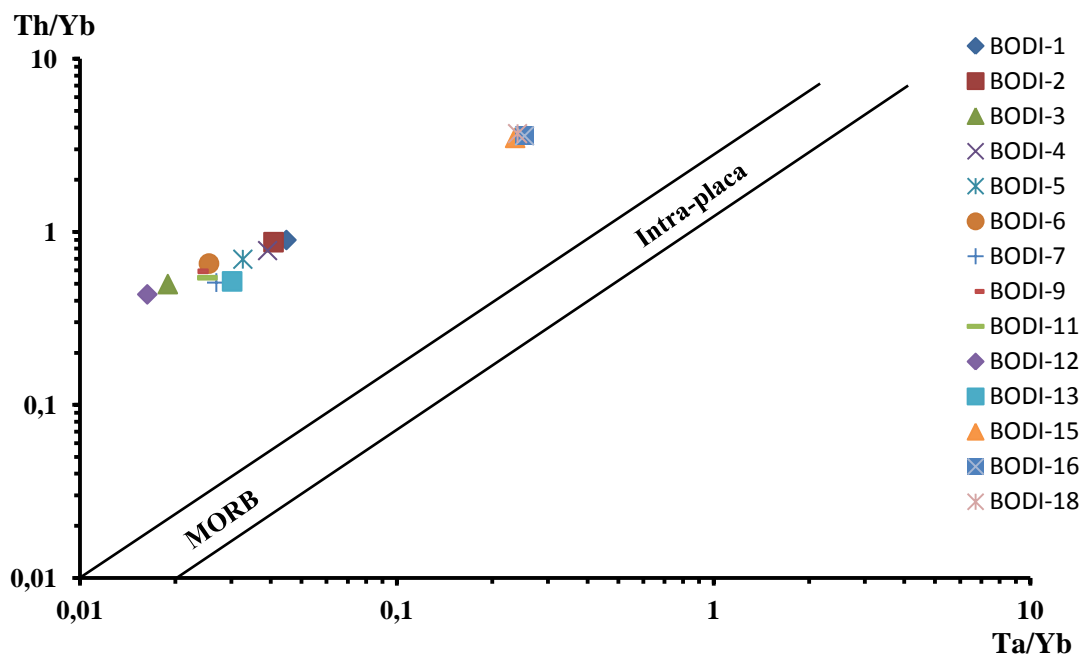


Figura 3.15 – Diagrama Th/Yb vs Ta/Yb, retirado de Pearce (1982).

A observação da Fig. 3.15 evidencia as mais altas razões Th/Yb das amostras recolhidas, comparativamente aos valores observados em MORB. Pelo que é observado neste diagrama parece existir um enriquecimento preferencial em Th, que aponta para uma ambiência orogénica ou, alternativamente, contaminação crustal. Parece-me importante relembrar o que foi discutido no subcapítulo anterior, através dos diagramas de Pearce e Cann (1973) e Meschede (1986). Juntando a informação destes dois diagramas com o diagrama apresentado neste subcapítulo parecem haver indícios que o enriquecimento em LILE destas amostras deverá ser fruto da origem orogénica dos magmas e não de contaminação crustal, ainda que, naturalmente, esta possa ter ocorrido, principalmente para as amostras do Grupo 2, algo que será discutido mais à frente.

Ainda considerando os valores em LILE e HFSE e para confirmar os dados obtidos através da observação do diagrama proposto por Pearce, vou utilizar o diagrama La/10–Y/15–Nb/8 (Fig. 3.16) proposto por Cabanis e Lecolle (1989). A utilização do Nb e do Y, que foi explicada no subcapítulo 3.2, representa aqui os elementos do grupo HFSE. O La, é aqui utilizado por normalmente apresentar um enriquecimento em relação àqueles HFSE em rochas orogénicas, comparativamente aos basaltos não orogénicos.

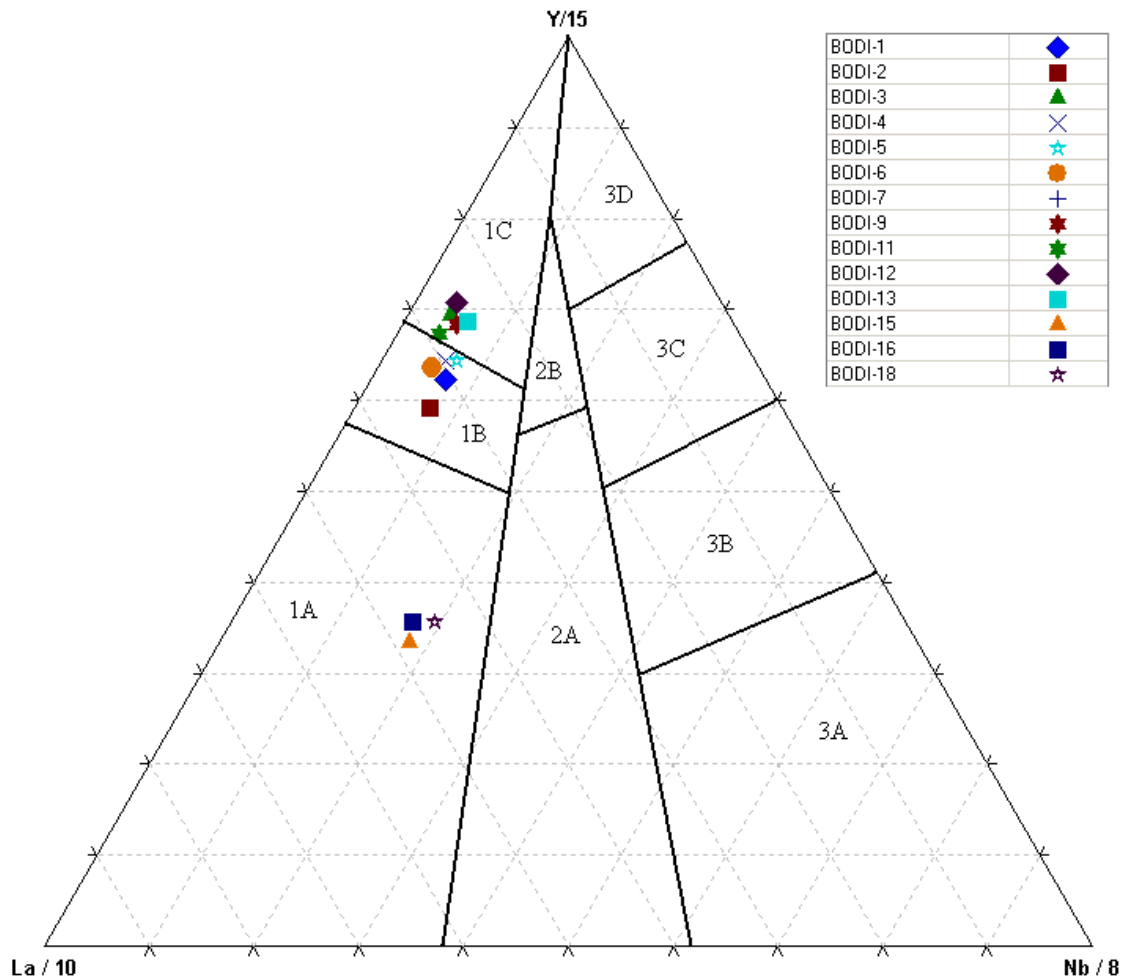


Figura 3.16 – Diagrama Y-La-Nb de Cabanis e Lecolle (1989) – Campos: 1A – Basaltos calco-alcálinos, 1C – Toleítos de arco vulcânico, 1B – Transição entre 1A e 1C, 2A – Basaltos Continentais, 3A - Basaltos Alcalinos, 3B e 3C MORB-E, 3D – MORB-N.

A observação deste diagrama mostra que as amostras apresentam claras características orogénicas, projectando-se maioritariamente no campo toleítico (1C) e no que faz transição (1B) entre rochas toleíticas e calco-alcálinas. Mais uma vez, as amostras de composição ácida destacam-se das restantes, projectando-se no campo

calco-alcálico. É também visível que nenhuma das amostras está incluída no campo dos basaltos continentais, ou seja, mais uma observação que remete o enriquecimento em LILE provocado por contaminação crustal para segundo plano. Leia-se “segundo plano” porque, no meu ponto de vista não parece plausível afirmar que, durante a ascensão do magma, não terá havido qualquer tipo de contaminação.

De realçar é o facto da amostra BODI 12, porventura a que terá mostrado um grau de alteração maior, evidenciado pela elevada percentagem de perda ao rubro e pelo elevado valor de Ca (11%) revelar sempre um comportamento muito parecido às restantes fazendo querer que, embora alterada, as razões entre os elementos considerados não terão sido significativamente modificadas.

Para finalizar a interpretação dos dados provenientes das análises litogeoquímicas vou referir dois diagramas que utilizam elementos considerados compatíveis, o Ni e o Cr. Na realidade tem sido demonstrado que, comparativamente aos MORB, os toleítos orogénicos estão empobrecidos em elementos compatíveis, o que reflecte a maior magnitude dos processos de fusão que lhe dão origem (Pearce e Norry, 1979; Pearce, 1982; Pearce et al., 1984). Esta maior percentagem de fusão parcial dos toleítos orogénicos relativamente aos MORB resulta da diferença dos processos magmatogénicos (a hidratação da cunha mantélica suprajacente à placa em subducção vs. descompressão adiabática, respectiva). Nesta perspectiva o carácter orogénico das rochas estudadas é bem evidenciado pelo diagrama Ni vs Y (Fig. 3.17), onde se constata que mesmo as amostras menos evoluídas se caracterizam por concentrações em Ni < 25 ppm (ver tabela A1, em anexo).

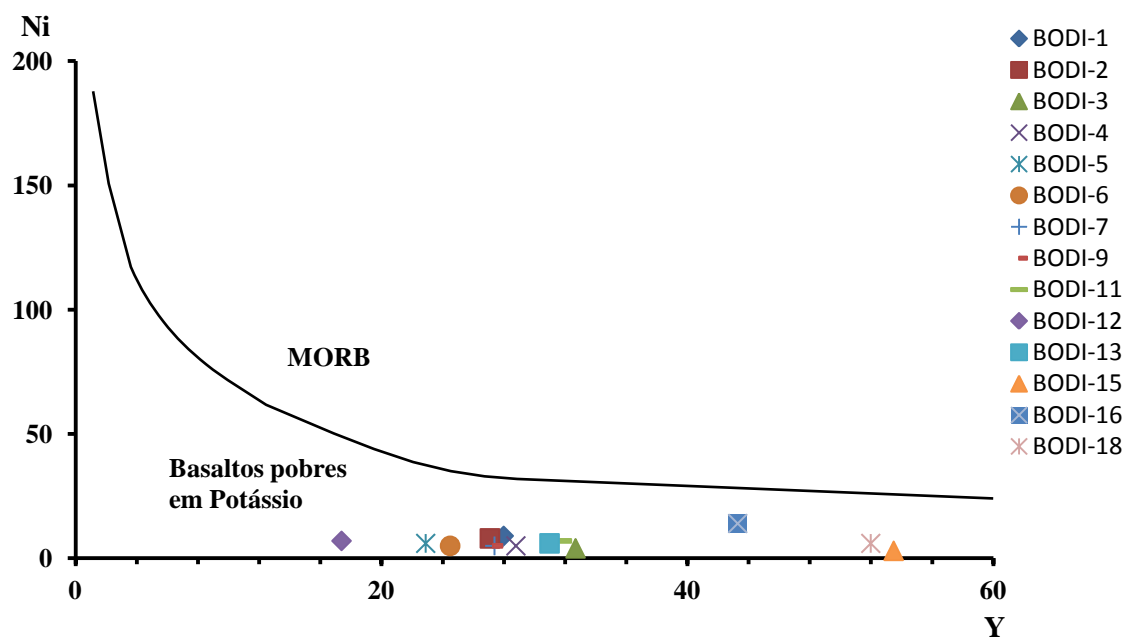


Figura 3.17 – Diagrama Ni vs Y retirado de Crawford e Keys (1978).

Em Pearce (1974) é apresentado o diagrama Ti vs Cr (Fig. 3.18) para distinguir rochas formadas em ambientes orogénicos de rochas formadas em ambientes anorogénicos. Segundo este autor, o crómio não é facilmente afectado por processos de alteração, ainda que este comportamento não seja comparável a outros elementos como o Ti e o Nb. O Cr apresenta valores caracteristicamente baixos em basaltos de arcos insulares se comparado com basaltos do tipo MORB. Com efeito, os valores de crómio presentes nas amostras recolhidas situam-se abaixo dos limites de detecção (20ppm), pelo que podemos assumir, para efeitos desta análise, que este valor é tido como máximo.

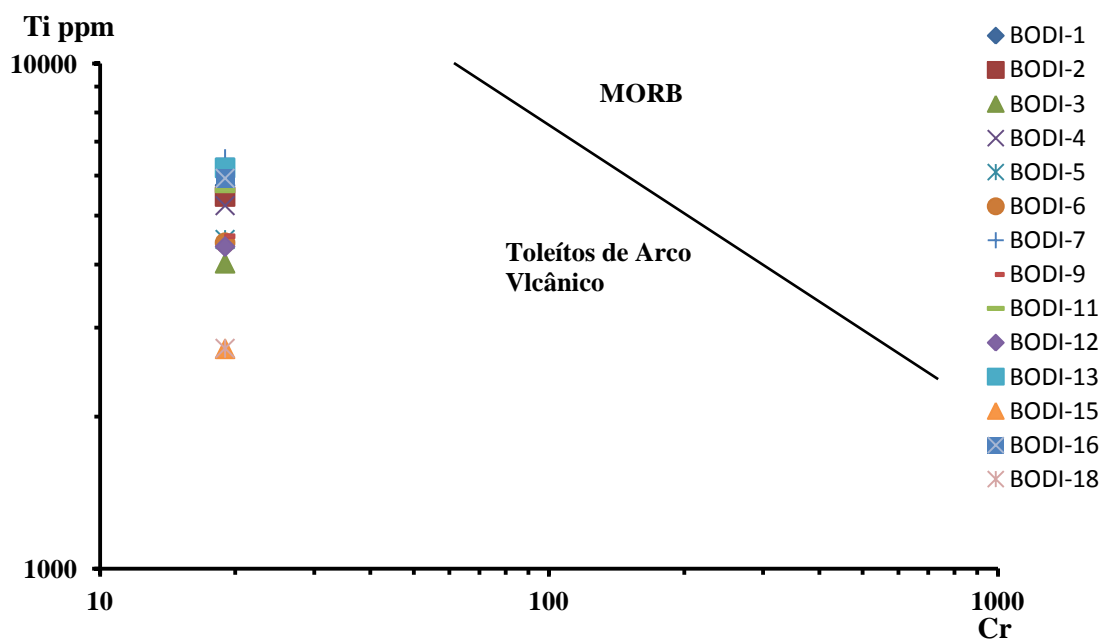


Figura 3.18 – Diagrama Ti vs Cr retirado de Pearce (1974).

Como é possível observar na figura 3.18, as amostras situam-se bem dentro do campo dos toleítos orogénicos, confirmando-se assim a sua natureza orogénica. É também necessário lembrar que os valores projectados não são exactos e que no máximo deverão corresponder a 20 ppm de crómio, um valor cinco vezes ao que seria necessário para originar a projecção destas amostras no campo dos MORB. Pode portanto afirmar-se com razoável grau de certeza que a alteração não pode ser a responsável pela projecção das amostras estudadas no campo orogénico.

Parece-me então justo afirmar que, com os dados apresentados ao longo deste capítulo através das análises litogeoquímicas, existem bons indícios para aceitar o carácter orogénico das rochas amostradas nas margens da Barragem de Odivelas. Resta-me agora confirmar, como foi feito ao longo deste capítulo, se as informações fornecidas pelas análises às clinopiroxenas confirmam o que foi mostrado pelas análises litogeoquímicas. Para tal irei utilizar diagramas propostos por Leterrier et al. (1982). Como se pode observar nas Fig. 3.19 e 3.20, tanto as piroxenas analisadas na amostra BODI 5, como na BODI 6, revelam um carácter claramente orogénico. Resta ainda dizer, que para efeitos de clareza estatística, os dados apresentam-se dentro das isolinhas dos intervalos de confiança 70 e 80% (ver Leterrier et al., 1982).

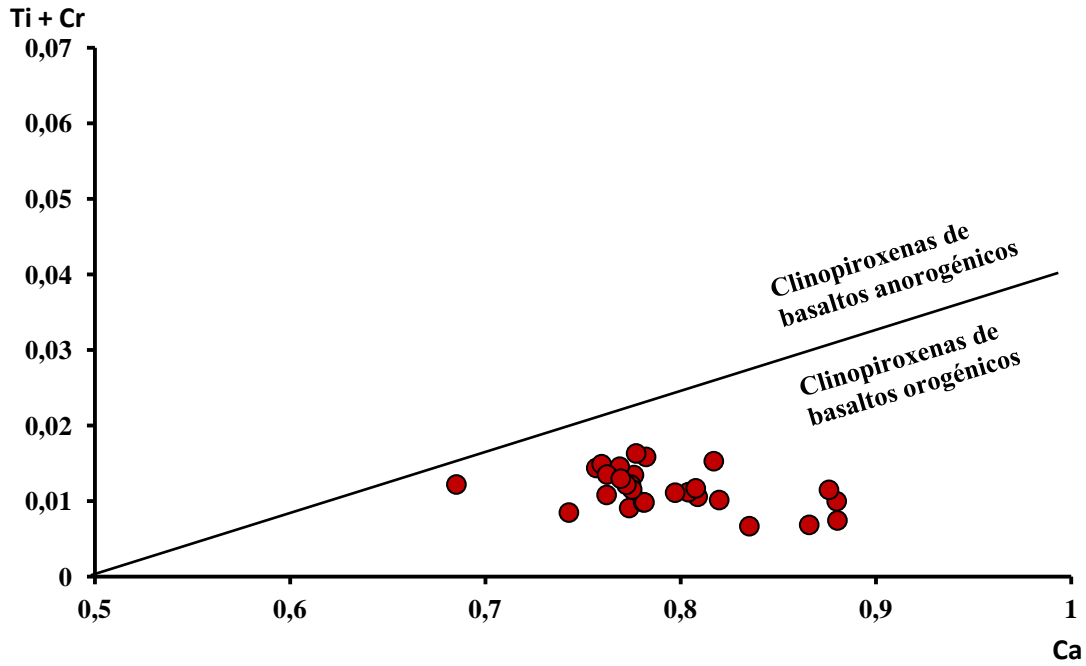


Figura 3.19 – Diagrama Ti+Cr / Ca retirado de Letierrier et al. (1982), para as clinopiroxenas da amostra BODI 5

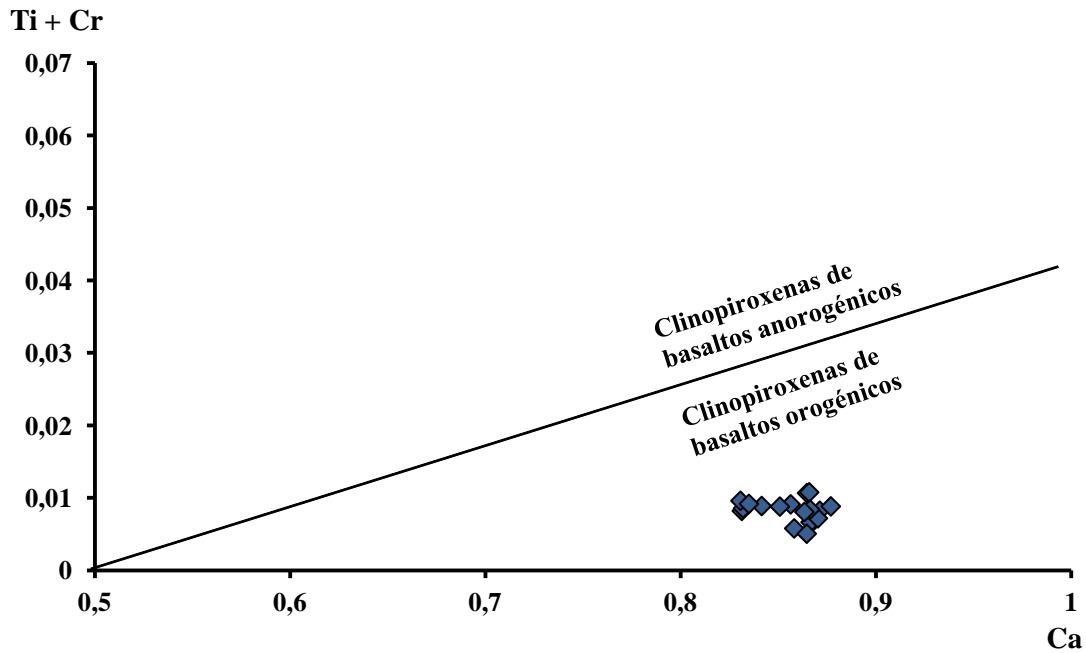


Figura 3.20 – Diagrama Ti+Cr / Ca retirado de Letierrier et al. (1982), para as clinopiroxenas da amostra BODI 6

3.4.1 – Diagramas de Normalização

Para finalizar a caracterização da ambiência geodinâmica que terá estado associada à gênese destas amostras vou recorrer aos padrões de elementos incompatíveis normalizados segundo valores do manto primordial. Os valores do manto primordial foram retirados de Palme e O'Neill (2003).

Começarei por abordar as amostras básico-intermédias na tentativa de confirmar ou infirmar as conclusões anteriormente obtidas relativamente à ambiência geodinâmica. Posteriormente debruçar-me-ei sobre as rochas ácidas, tendo em vista melhor compreender as suas peculiaridades químicas.

A observação da Fig. 3.22 mostra que estas amostras se caracterizam por: 1) elevadas razões LILE/HFSE; 2) pronunciadas anomalias negativas de Nb e Ta; 3) pequenas anomalias negativas de Ti.

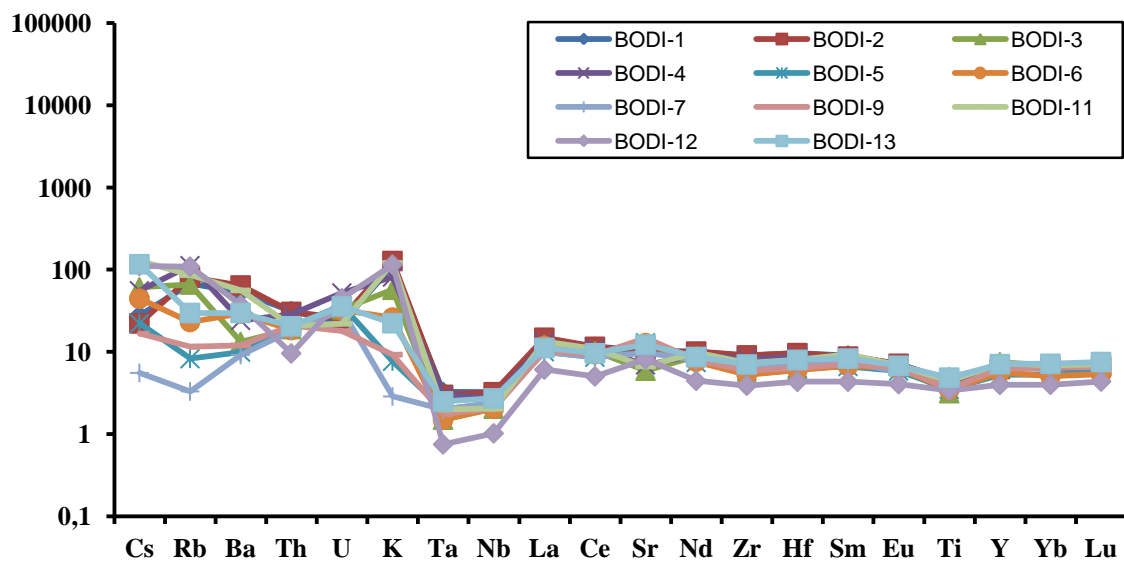


Figura 3.22 - Diagrama padronizado segundo valores do manto primitivo, utilizando valores propostos por Palme e O'Neill (2003) para as amostras recolhidas no Monte de Covas Ruivas (Barragem de Odivelas).

Características como estas têm sido descritas como típicas de magmas gerados em zonas supra-subducção como reflexo: 1) do enriquecimento da fonte mantélica em LILE consequentemente dos processos metasomáticos por fluidos aquosos provenientes da desidratação da placa subductante (referencia anteriormente dita); 2) estabilidade na

fonte de fases titanadas (e ricas em Nb e Ta) como resultado das altas fugacidades de oxigénio induzidas pelos referidos processos metassomáticos (referencias anteriores). Chama-se a atenção que características como as descritas são também típicas da crosta continental (Fig. 3.23), o que poderia indicar que os padrões das rochas meta-vulcânicas do segundo grupo pudessem resultar de processos conjuntos de assimilação e contaminação crustal.

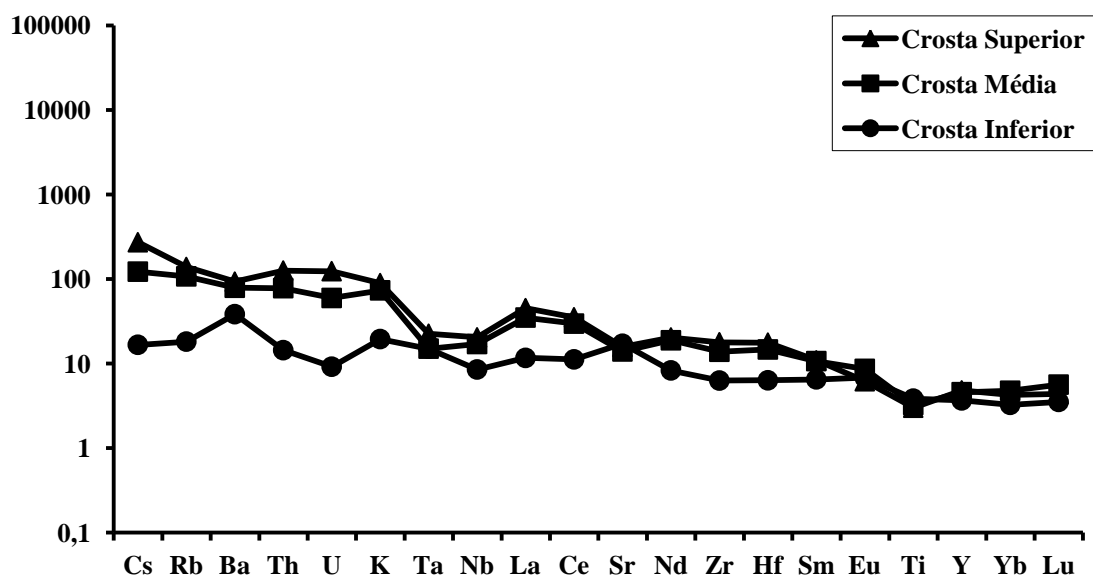


Figura 3.23 - Diagrama padronizado segundo valores do manto primitivo, propostos por Palme e O'Neill (2003), para a crosta superior, média e inferior.

No entanto, em processos como esses, os efeitos dos processos de contaminação tornam-se mais evidentes com o avanço do processo de evolução magmática (i. e. nas rochas mais evoluídas). Se as anomalias em Ti tendem a incrementar-se com o aumento do grau de evolução, o mesmo não é observável para o Nb e Ta. Esta discrepância, o facto de as referidas anomalias negativas de Nb, Ta e Ti e do enriquecimento em LILE serem observáveis mesmo nas amostras menos evoluídas e, ainda, o facto de as amostras menos evoluídas se caracterizarem por anomalias negativas de Nb e Ta mais pronunciadas (Fig. 3.22) que as que se observam para a crosta continental são fortemente indicativos de que tais características das rochas básico-intermédias são primárias reflectindo essencialmente a ambiência supra-subducção em que os magmas, de onde deveriam, se geraram.

Centremos agora a nossa atenção nas rochas ácidas.

Comparativamente às rochas básico-intermédias, as rochas ácidas caracterizam-se por um enriquecimento generalizado em elementos incompatíveis, mais acentuadas anomalias negativas em Ti e anomalias negativas em Sr (Fig. 3.24).

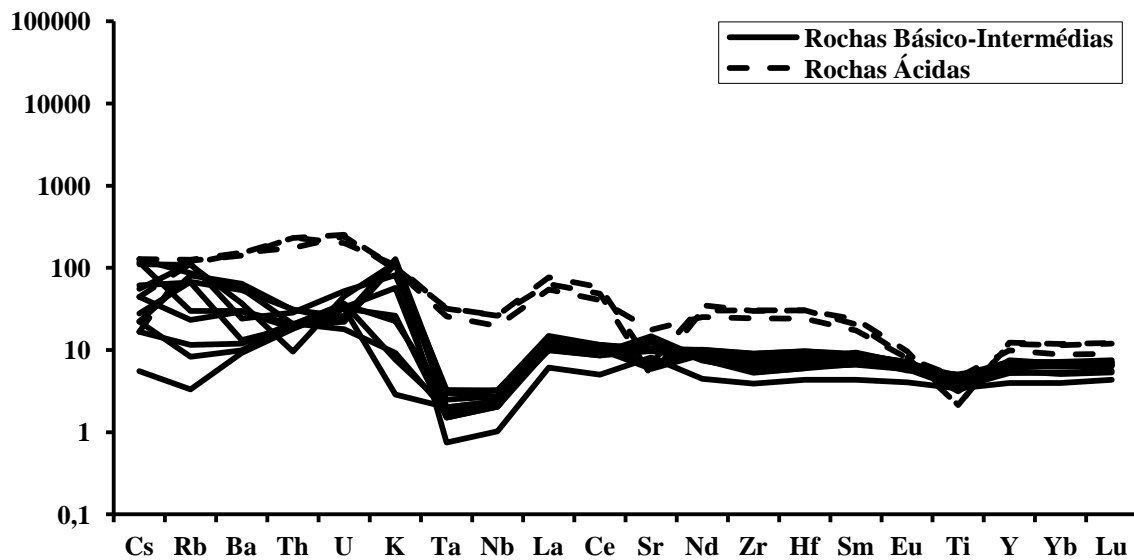


Figura 3.24 – Diagrama padronizado, segundo valores propostos por Palme e O'Neill (2003), para as amostras recolhidas em Monte das Covas Ruivas (Barragem de Odivelas).

Não pondo completamente de parte a hipótese de tais aspectos poderem ser pelo menos parcialmente, explicáveis pelos efeitos da contaminação crustal, chamo a atenção para o facto de qualquer daquelas características ser explicável por processos de cristalização fraccionada. De facto o enriqueciemnto em elementos incompatíveis, e particularmente, na generalidade dos LILE, pode ser encarada como uma consequência natural de mais processos, enquanto o empobrecimento relativo em Ti e Sr é explicável pelo efeito da fraccionação de óxidos de Fe e Ti e de plagioclase, respectivamente.

CAPÍTULO 4

IMPLICAÇÕES

METALOGÉNICAS

As análises geoquímicas e de química mineral revelaram que as rochas básico-intermédias aflorantes, na zona do monte das Covas Ruivas, tiveram a sua geração associada a uma zona de subducção. A associação entre zonas de subducção e magmatismo é clara. O reconhecimento da associação do vulcanismo em arcos ilha e zonas de subducção foi rapidamente incorporada em modelos tectónicos assim que a teoria da tectónica de placas foi aceite, nos anos 60. Desde então vários modelos têm sido propostos. Modelos antigos (e.g. Oxburgh & Turcotte 1970) davam ênfase ao magmatismo derivado do calor friccional na zona de Benioff e da consequente fusão da placa subductada. Em contraste, os magmas são agora vistos como originários da cunha mantélica suprajacente à placa em subducção e são o resultado da introdução de voláteis que, sendo originários da crosta subductante, baixam a temperatura de solidus do manto. A tectónica tem um papel fundamental neste processo por originar condutas por onde os fluidos circulam, ou por variarem a adição de elementos voláteis para o manto, controlando assim as taxas de fusão e consequentemente o volume de magmas produzidos. Como foi anteriormente discutido, os fluidos hidratados provenientes da desidratação da placa em subducção enriquecem a cunha mantélica em elementos de tipo LILE, o que explica as altas razões LILE/HFSE que caracterizam os magmas orogénicos em geral e as rochas meta-vulcânicas estudadas em particular.

Interessa agora discutir qual a influência destes processos na metalogénese e sobre a ocorrência, ou não, na região estudada, de mineralizações que normalmente se associam a este tipo de ambientes geodinâmicos.

4.1 – METALOGÉNESE E TIPOLOGIA DOS JAZIGOS ASSOCIADOS ÀS ZONAS DE SUBDUCCÃO

Tendo em conta os modelos geodinâmicos propostos para a ZOM (e.g. Ribeiro et al., 2007), e de acordo com o que foi observado com os capítulos anteriores, será apresentada de forma sumária as diferentes tipologias de jazigos que normalmente estão associados a arcos continentais, nomeadamente, os depósitos pórfiros de cobre, depósitos de ouro epitermais e os depósitos vulcanogénicos de sulfuretos maciços (VMS).

No entanto, a ocorrência destes depósitos, em particular das duas primeiras tipologias de jazigos, não está normalmente preservada em rochas ante-Mesozóicas. Processos de *uplift* e de erosão rápidos, erosão tectónica, e colisão (e.g. arcos-ilha ou

com massas continentais) resultam, normalmente, na destruição das camadas mais superficiais da crosta em ambos os tipos de arco, pelo que, a conservação destes depósitos em rochas com idades ante-Mesozoico é bastante rara (Mitchell e Garson, 1981; Kerrich et al., 2005).

4.1.1 – Pórfiros

Esta tipologia de depósitos magmato-hidrotermais é caracterizada por veios e disseminações de óxidos e sulfuretos num grande volume de rocha alterada devido à interação com fluidos hidrotermais (Seedorff et al., 2005).

Nestes depósitos, vários autores atribuem a origem dos metais à prévia existência de corpos mineralizados a maior profundidade quer em regiões infracrostais, quer na placa em subducção (Robb, 2005). Dentro das rochas subductadas, as fontes sugeridas incluem crosta oceânica e sedimentos pelágicos, com concentrações anormalmente elevadas em metais provenientes de nódulos de manganês ou de depósitos hidrotermais de sulfuretos. A crosta oceânica subductada como fonte para os metais é a hipótese que parece angariar mais adeptos. Esta hipótese assenta na premissa de que os depósitos de tipo pórfiro resultam da reciclagem de metais nas zonas de subducção. Contudo a análise de isótopos de Sr em rochas intrusivas associadas a pórfiros cupríferos em arcos-ilha oceânicos revelaram valores idênticos aos que são observados em rochas vulcânicas não mineralizadas, sugerindo uma origem mantélica que poderá ser extensível aos metais associados (Robb, 2005; Mitchell e Garson, 1981).

A ocorrência dos pórfiros está associada aos processos de degasificação dos magmas em ascensão. À medida que a pressão diminui a água e os outros voláteis tendem a tornarem-se imiscíveis e a separar-se do magma (Robb, 2005).

A evolução temporal normal em pórfiros passa por uma primeira fase de alteração potássica, marcada por uma temperatura mais elevada, originando a formação da paragenese biotite ± feldspato-K; passando a uma fase de sericitização, marcada pela formação de covite ± clorite; passando progressivamente para fases características de menores temperaturas, como a argilitização (Seedorff et al., 2005).

Usualmente, o principal metal a sair extraído desta tipologia de jazigo é o Cu, ainda que também seja extraído Au, Mo, W e Sn (Seedorff et al., 2005).

O Cu é um elemento altamente compatível com algumas das primeiras fases minerais a cristalizar (e.g. sulfuretos), no entanto se a saturação em voláteis ocorrer

antes que a temperatura liquidus do magma seja atingida o Cu pode ser retirado ao magma pelos voláteis, uma vez que na presença de Cl⁻ o coeficiente de partição do Cu entre a fase fluida e o magma é de cerca de 9.1 (Robb, 2005).

4.1.2 - Depósitos vulcanogénicos de sulfuretos maciços (VMS)

A Maior parte dos VMS formam-se em zonas de convergência de placas, em regimes localizados de extensão, nomeadamente nas bacias marginais onde a litosfera fina e fracturada, a astenosfera em *upwelling* e magmas a altas temperaturas geram fluxos de calor que tendem a ser prolongados no tempo, além de permitirem uma adequada condutividade hidráulica. Esta anomalia térmica, imprescindível à circulação dos fluidos, existe em zonas de subducção e, como tal, potencia a ocorrência neste tipo de ambientes geodinâmicos de depósitos VMS. Estes depósitos são formados por circulação convectiva de fluidos hidrotermais quentes, ricos em metais (Galley et al., 2003; Franklin et al., 1981; Robb, 2005). Estes fluidos são originalmente água do mar, caracteristicamente frios (2°C), alcalinos (pH 7-8), oxidantes, ricos em SO₄, e pobres em metais. À medida que se infiltram na crosta oceânica vão-se tornando relativamente ácidos (pH entre 4 e 6), redutores, ricos em H₂S, o que permite, por interacção com as rochas encaixantes, a lixiviação de metais (e.g., Cu, Pb, Zn, Fe e , Mn; Franklin et al., 1981).

Deslocam-se, depois de aquecidos, em direcção à superfície aproveitando zonas de maior permeabilidade, fracturas, ou falhas. Esta ascensão promove uma mistura entre os fluidos enriquecidos em metais e a água do mar. Desta mistura resulta a precipitação dos metais contidos nos fluidos sub-superfície, e/ou da superfície da bacia que alberga os sistema hidrotermais.

Embora a maior parte dos fluidos envolvidos na formação de VMS sejam água do mar (modificada), dados isotópicos sugerem a participação pontual e minoritária de fluidos de origem magmáticos (Mitchell & Garson, 1981).

4.1.3 - Depósitos epitermais de ouro

São também associados a ambientes de subducção, importantes depósitos epitermais, nomeadamente de Au, onde as ocorrências de mineralizações primárias são mais abundantes em arcos oceânicos que em arcos continentais.

As concentrações de metais observadas nestes depósitos são resultantes do processo de desgasificação induzida pela diminuição da pressão do magma em ascensão (“first boiling” na aceção de Robb, 2005).

Este processo dá origem aos designados depósitos epitermais de alta sulfidização. Estes depósitos são caracterizados por espécies sulfatadas oxidantes como SO_2 , SO_2^{-4} , HSO^{-4} , fluidos ácidos inicialmente salinos e predominantemente de origem magmática, produzindo essencialmente a associação de minerais de alteração do tipo argilitica avançada, revelando a seguinte zonização: quartzo-alunite-caolinite-ilite-montmorillonite-clorite. Revelam-se ricos em Au e Cu.

Os depósitos epitermais de baixa sulfidização são, por sua vez, caracterizados por espécies sulfatadas redutoras como HS^- , H_2S , fluidos com um pH relativamente neutro, baixa salinidade, ricos em gás (CO_2 e H_2S) e são predominantemente de origem meteórica, produzindo uma associação de minerais de alteração tipo adularia-sericite, apresentando a seguinte zonização: quartzo/calcedónia-calcite-adularia-sericite-clorite. São ricos em Au e Ag.

Embora seja reconhecida a importante ligação entre zona de subducção e a geração dos tipos de depósito referidos anteriormente importa saber, se na área em estudo, ocorreram as condições geológicas necessárias a formação das tipologias de jazigos que em regra se associam as zonas de subducção. Neste sentido será feita uma descrição sumaria da faixa São Cristovão-Beja-Serpa, domínio metalogenético da ZOM onde se enquadra a área em estudo.

4.2 – BORDO MERIDIONAL DA ZOM: PRINCIPAIS FAIXAS METALOGENÉTICAS

O presente trabalho colocou em evidência testemunhos magmáticos que terão sido gerados em posição supra-subducção no bordo meridional da ZOM. Tal está de acordo com os modelos geodinâmicos que têm sido propostos para o bordo meridional da ZOM, envolvendo o funcionamento de uma zona de subducção desde o Devónico médio/superior (e.g. Santos et al., 1990; Ribeiro et al., 2007). No entanto o claro posicionamento estratigráfico das rochas agora estudadas, relativamente as formações vulcano-sedimentares rigorosamente datadas da transição Emsiano-Eifeliano, permite

considerar que a produção de magmatismo orogénico no bordo meridional da ZOM ocorreu desde o Devónico inferior, cerca de 10 Ma antes do que tem sido considerado. Segundo Oliveira et al. (1986) a colisão continental terá provavelmente ocorrido no Devónico superior, em tempos pré-Fameniano (cerca dos 350 Ma). Posteriormente ter-se-ia instalado o CIB culminando, em termos magmáticos, num variado conjunto de eventos relacionados com a acreção da ZSP ao Maciço Ibérico (e.g. Jesus et al., 2007; Pin et al., 2008). Os dados agora apresentados permitem considerar que este conjunto de processos teve uma expressão temporal maior do que até agora considerado, indicando uma maior duração dos processos que estão normalmente associados à convergência (s.l.) de placas no bordo Sul da ZOM.

De forma a perceber se os eventos mineralizantes, que decorreram perto da área, podem estar relacionados com a génese das amostras aqui estudadas será apresentada uma síntese sumária das principais mineralizações associadas ao CIB e à faixa metalogénica onde este se insere.

4.2.1 – Faixas metalogénicas da ZOM

A divisão metalogénica, clássica em “faixas” na ZOM é feita com base no potencial mineiro dos sectores considerados, ainda que em geral estas correspondam aos principais domínios lito-estratigráficos propostos por Oliveira et al. (1991). Segundo Mateus et al. (2010) as principais faixas metalogénicas na ZOM são: a) *Faixa Arronches – Campo Maior*; b) *Faixa de Alter do Chão – Elvas*; *caixa de Sousel – Barrancos*; d) *Faixa de Arraiolos – Sto. Aleixo*; e) *Faixa de Montemor-o-Novo – Ficalho*; f) *Faixa de Ferreira do Alentejo – Mombeja – Beja*; g) *Faixa de S. Cristóvão – Beja – Serpa*

Será no entanto abordada apenas a Faixa de S. Cristóvão – Beja – Serpa, pois é nesta faixa que se insere a área estudada. As linhas que se seguem, para a descrição desta faixa e das mineralizações nela contidas, foram recolhidas a partir de Mateus et al. (2010).

4.2.1.1 - Faixa de S. Cristóvão – Beja – Serpa

A Faixa metalogénica S. Cristóvão – Beja – Serpa desenvolve-se ao longo do Domínio sul do sector Évora – Beja – Aracena, cuja natureza geológica é largamente dominada pelas três grandes unidades que constituem o CIB: sequencia gabróica bandada (SGB), gabrodioritos de Cuba-Alvito e pórfiros de Baleizão (Andrade, 1983; Jesus et al., 2005).

Nesta faixa identificam-se, adicionalmente, varias ocorrências do tipo *skarn* (e.g. *skarn* Fe(-Mg) de Corujeiras [Jesus et al., 2003]), assim como mineralizações epigenéticas antimóníferas (e.g. Ventosa, Louzeiras [Mateus e Figueiras, 2005])

Será nas linhas que se seguem apresentada uma síntese descritiva destes sistemas mineralizantes. Esta síntese foi realizada utilizando como base o trabalho de Mateus et al. (2010).

Acumulações maciças de óxidos

A sequência gabróica bandada (SGB) do CIB encontra-se dividida em duas séries, hospedando várias acumulações maciças de óxidos (Jesus et al., 2005).

Segundo Jesus et al. (2007), as acumulações maciças de Fe-Ti-V, caracterizadas por corpos irregulares que se dispõem subperpendicularmente ao bandado regional estão inseridos no grupo inferior da primeira Série (ODV 1), constituída por leucogabros olivínicos, no interior dos quais ocorrem níveis troctolíticos e cumulados máficos, variavelmente enriquecidos em óxidos (Ti-magnetite e ilmenite).

Do ponto de vista mineralógico, estas acumulações são maioritariamente constituídas por titanomaghemite vanadínifera (agregados grosseiros equigranulares com textura poligonal) e ilmenite (poiquilítica), e maghemite como fase mineral acessória, onde a meteorização foi pervasiva, terá cristalizado hematite e goethite, substituindo as espinelas ou preenchendo filonetes/fracturas tardias.

A génese destas acumulações de óxidos terá ocorrido através de crescimento *adcumulus* na base da Série ODV 1 em condições decrescentes de temperatura. Estes agregados maciços de óxidos terão sofrido posteriormente uma forte oxidação, resultando na cristalização de (titano)maghemite (Jesus et al., 2007).

Mineralizações sulfuretadas

Como foi referido, existem dois tipos de mineralizações sulfuretadas na SGB: 1) agregados maciços *intercumulus* mais precoces, e representados pelas ocorrências de

Serrabritas e Figueirinha; 2) conjunto de redes anastomosadas de pirrotite maciça com calcopirite subordinada, representada pela ocorrência em Castelo Ventoso (Mateus 2010).

Em relação aos depósitos de agregados maciços, em Figueirinha, os sulfuretos associam-se a rochas piroxeníticas com rara plagioclase. A mineralização é constituída por pirrotite, pentlandite, calcopirite, pirite e minerais do grupo da linnaeite - sulfureto de cobalto-níquel (Jesus, 2007).

Já em relação às redes anastomosadas, estas mineralizações são caracterizadas por agregados maciços e grosseiros de sulfuretos (pirrotite), que se manifestam sob a forma de bolsadas de dimensão variável, formando redes anastomosadas, ocorrendo no seio de halos metassomáticos caracterizados por forte hidratação e modificação composicional dos gabros, na sua essência materializada por deposição de vários tipos de anfíbola e clorite magneisana.

Dados isotópicos permitiram concluir que os dois principais tipos de mineralizações sulfuretadas na SGB reflectem diferentes estádios evolutivos de um processo mineralizante síncrono do desenvolvimento da sequência gabróica (Jesus et al., 2007).

Sistemas epitermais

Mineralizações epitermais relacionadas com os incrementos tardios da evolução do CIB têm sido identificadas em diversos locais, salientando-se as ocorrências de Corte Pinheiro, Caeirinha e Alcáçovas (Relvas, 1987). Estes sistemas mineralizantes caracterizam-se pela sobreposição de diversos estádios de fracturação e actividade hidrotermal, capazes de produzir anomalias geoquímicas significativas em Ag e Au e, em casos excepcionais, também de Bi, Cu, Pb e Zn. Tal é consistente com o facto das mineralizações sulfuretadas espacialmente associadas a rochas dioríticas ocorrerem por norma, ao longo de, ou adjacente a, contactos com corpos intrusivos tardios (porfíricos e siliciosos), sugerindo que a actividade hidrotermal mineralizante é posterior à diferenciação diorítica no CIB (Mateus et al., 2010).

Skarns

Segundo Jesus e Mateus (2002) e Jesus et al. (2003), a mineralização de Corujeiras é caracterizada por um *skarn* de Fe(-Mg) de pequenas dimensões, que se desenvolve ao longo do contacto entre rochas quartzo-monzoníticas do CIB e mármore

atribuídos ao Neoproterozóico. Como resultado do estágio prógrado de metassomatismo quasi-isoquímico ter-se-á dado a cristalização de olivina e espinela no *endoskarn*, em conjunto com a formação de corneanas diopsídicas (ricas em espinela) no *exoskarn*. O início da mineralização magnetítica correlaciona-se com o estágio prógrado tardio, quando fluidos quimicamente reactivos e ricos em Fe são introduzidos no *endoskarn*, conduzindo ao desenvolvimento de minerais do grupo da serpentina ± clorite ± vesuvianite ± clinozoisite/epidoto. Estes estádios retrógrados tardios são ainda responsáveis pela formação extensiva de flogopite ± clorite e de alguma tremolite ± cumingtonite ± talco no *exoskarn*, bem como pela hidratação da olivina no *endoskarn*. Verifica-se ainda que, na fase final da actividade hidrotermal, terão cristalizado carbonatos, quer no preenchimento de fracturas, quer por hidrólise intensa dos feldspatos existentes nas rochas ígneas.

Mineralizações de Sb-Cu(-As-Au?)

A mineralização de Ventosa é controlada por um dispositivo estrutural complexo. Os filões localizam-se no interior de anfibolitos incluídos na Serie Negra (Neoproterozóico) que apresentam silicificação intensa e contém abundante pirite disseminada. Os preenchimentos filoneanos, de quartzo ± carbonatos (siderite/dolomite ferrífera/calcite) ± clorite são polifásicos e contém agregados de sulfuretos e sulfossais (distribuídos aleatoriamente) cuja deposição se desenrola, preponderantemente, ao longo de dois estádios principais (separados por eventos maiores de facturação). A paragénese essencial consiste na associação de tetraedrite + calcopirite + pirite + antimonite ± bertierite, complementada por quantidades menores de calcopirite, marcassite, gudmundite, famatinite, aurostibite, calcostibite, calcocite e covelite. Em adição, os processos de meteorização terão originado óxidos de Sb e de Fe-Sb, kermesite e hematite/goetite (Mateus e Figueiras, 2005).

4.3 – MONTE DAS COVAS RUIVAS

Como foi referido no ponto **4.2.1.1**, as ocorrências minerais existentes no bordo sul da ZOM, associam-se em grande parte ao CIB, cuja origem não pode ser separada do processo de subducção que esteve na génese das rochas estudadas neste trabalho. No entanto os processos magmáticos que terão estado na origem destes sistemas

mineralizantes são bastante posteriores aos eventos que terão dado origem aos metavulcanitos agora analisados.

Em relação às amostras estudadas, estas não revelaram valores anormalmente elevados em elementos que normalmente seriam espectáveis de ocorrer em grandes quantidades em rochas geradas em zonas de subducção (e.g. Cu, Ni, Cr). Em adição, como foi discutido ao longo do **Capítulo 3**, os magmas associados a zonas de subducção são gerados a partir da desidratação da placa subductada, ricos em fluidos aquosos e com elevada fugacidade de oxigénio, facilitando a precipitação precoce de óxidos, o que ajuda a explicar os baixos valores em Fe, Ti e V.

Desta forma, na área em estudo, não foram reportadas ocorrências minerais não obstante o potencial metalogenético do ambiente geodinâmico em que se enquadra. Nesta área apenas foram reconhecidos pequenos corpos de exalitos ferro-siliciosos, que indiciam a ocorrência de actividade hidrotermal nesta sector da ZOM (Moreira et al., 2010).

A NW da área estudada foi reconhecida e cartografada a ocorrência de exalitos ferro-siliciosos, em estreita associação com as rochas vulcânicas numa posição estratigráfica, aparentemente superior, aos calcários de Odivelas (Emsiano-Eifeliano) que estão suprajacentes aos metavulcanitos do Monte das Covas Ruivas (Moreira et al., 2011), aqui estudados.

Os afloramentos de exalitos ferro-siliciosos são de expressão diminuta, tendo o maior cerca de 75m x 30m de área aflorante. Segundo Moreira et al. (2010), nestas rochas encontram-se preservadas diversas texturas primárias (e.g., esferolitos, brechificação sin-sedimentar, dobras intraformacionais) que sugerem que estes sedimentos ter-se-ão formado a partir de um fluido hidrotermal em condições de baixa temperatura. Este facto é corroborado pela existência de plageoclastes relíquia, como foi referido no Capítulo 2, que terão estado protegidas do processo de albitização, que se considera comum para eventos metamórficos de fácies de relativa baixa temperatura (e.g. Munhá e Kerrich, 1980).

Isto leva a crer que estavam reunidas as condições necessárias para a geração de exalitos ferro-siliciosos, mas que a expressão capacidade térmica e/ou expressão temporal do sistema ficaram aquém do necessário para gerar estruturas de maiores volumetrias e/ou de diferentes tipos de mineralização.

Considerando o anteriormente exposto, e dado o contexto geodinâmico proposto para a área em estudo, parece plausível assumir que a gênese dos exalitos ferro-silicioso decorre da actividade hidrotermal de baixa temperatura, como consequência da circulação de fluidos nos níveis superiores da sequência vulcânica.

No entanto, não posso deixar de reafirmar que em duas das amostras, BODI 5 e BODI 6 verificou-se a ocorrência de sulfuretos. Ainda que a percentagem destes minerais, por comparação com os restantes, fosse diminuto, o facto de ocorrerem em rochas com texturas do tipo *clinker*, quando tal não se observa em amostras maciças indica uma vez mais que a permeabilidade é um factor importante nos processos que temos estado a discutir.

A muito diminuta volumetria das ocorrências disseminadas de sulfuretos e a presumível reduzida importância dos processos de circulação hidrotermal não significa que não se poderão, de todo, ter gerado à superfície acumulações de certa forma significativas destes minerais (depósitos tipo VMS).

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES

GEODINÂMICAS

Neste trabalho apresentam-se e discutem-se dados petrográficos e geoquímicos relativos às rochas meta-vulcânicas que, integrando-se no complexo de Peroguarda, do Complexo Ígneo de Beja (Andrade, 1983), afloram na região do Monte das Covas Ruivas, em posição estratigráfica subjacente a calcários recifais recentemente datados da transição Emsiano-Eifeliano (Machado et al., 2010; ver também Moreira et al., 2011).

A datação dos calcários ocorrentes intercalados nas vulcânicas do Complexo de Peroguarda junto à barragem de Odivelas foi inicialmente feita por Conde e Andrade (1974) que os considerariam do Eifeliano. Tal permitiu considerar o Eifeliano como idade mínima às rochas vulcânicas subjacentes. Tal idade tem sido utilizada nos modelos de evolução geodinâmica subsequentemente propostos (e.g. Ribeiro et al., 2007).

Em Santos et al. (1990) foi realizado o estudo geoquímico das rochas vulcânicas subjacentes aos calcários datados por Conde e Andrade (1974). Daqui se concluiu que estas apresentam um quimismo toleítico a calco-alcalino. Este facto é bastante importante para a compreensão dos processos geodinâmicos que à altura afectaram a ZOM. Para melhor compreensão do problema, é necessário inseri-lo no contexto geológico vigente nesta altura do Varisco.

O ciclo Varisco europeu teve início há cerca de 500 Ma com a abertura do Rheic, fruto da separação entre as placas Avalónia e Armorica/Ibéria (Ribeiro et al., 2007). Posteriormente, na parte SE deste oceano ter-se-á iniciado um evento de subducção com a subsequente formação de uma bacia marginal pós-arco, que terá dado origem ao Paleotethis. O posterior fecho desta bacia por subducção terá estado na origem de rochas ocorrentes na ZOM que indicam génese magmática em ambiente supra-subducção.

Indícios deste evento de subducção são, por exemplo, as rochas vulcânicas estudadas neste trabalho e as ocorrentes no complexo vulcano-sedimentar de Toca da Moura (Santos et al., 1987), bem como as rochas estudadas na região de Odivelas (Santos et al., 1990).

No complexo de Toca da Moura, as rochas vulcânicas apresentam composições calco-alcalinas. Estas rochas estão associadas a formações sedimentares datadas do Tournaisiano superior ao Viséano médio-superior (sensivelmente entre os 360 e os 345 Ma – Carbónico inferior).

Já em Odivelas, o vulcanismo estudado por Santos et al. (1990) apresenta afinidades toleíticas em Alfundão-Peroguarda e calco-alcálicas em Odivelas-Penique. A estas rochas, por associação aos calcários de Monte das Cortes, estudados por Conde e Andrade (1974), foi atribuída idade Givetiana-Frasniana (375 a 391 Ma), que foi considerada como o início do funcionamento da zona de subducção que levou ao fecho do Paleotethis.

No entanto, estudos recentes levados a cabo por Machado (2010), nos calcários de Covas Ruivas, a norte do Monte das Cortes, posicionam-nos na transição Emsiano-Eifeliano (≈ 398 Ma). Como foi discutido no **Capítulo 1**, a passagem entre as rochas vulcânicas e os calcários do Monte das Covas Ruivas é gradual, o que faz crer que estes basaltos deverão ter no mínimo 398 Ma.

No **Capítulo 3** deste trabalho foi discutida a ambiência geodinâmica responsável pela génese das rochas vulcânicas de Covas Ruivas. Como resultado, foi demonstrado o seu quimismo toleítico com características orogénicas. A junção destes dois pontos permite inferir que, há cerca de 400 Ma existiu de facto a geração de magmas cuja composição se aproxima bastante aqueles que são gerados hoje em zonas de subducção, o que faz com que seja possível afirmar que a subducção que se julgava, com base na idade do vulcanismo orogénico, ter-se iniciado entre os 390 e os 370 Ma se deverá ter iniciado pelo menos cerca de 10 Ma mais cedo.

Na ZOM a evolução do magmatismo orogénico desde toleítico (Covas Ruivas; >398 Ma; este estudo), passando por toleítico/calco-alcálico (Monte das Cortes <391 Ma; Santos et al., 1990), e calco-alcálico (Toca da Moura; <360 Ma; Santos et al., 1987), atingindo composições shoshoníticas (Veios e Vale Maceira; 370-360 Ma; Costa et al., 1990; Moita et al., 2005; Campo Maior; Carrilho Lopes, 2005) está de acordo com o teoricamente espectável da distribuição temporal e geográfica do magmatismo associado a zonas de subducção (e.g. Wilson, 1989) e permite estabelecer a polaridade da zona de subducção que mergulharia aproximadamente para norte (coordenadas actuais) sob a ZOM.

No que respeita ao magmatismo cujo estudo aqui foi apresentado existe uma particularidade que deve ser referida. Os modelos propostos indicam que por esta altura (400Ma) estaria a ocorrer o fecho do Paleotethis, funcionando o bordo meridional da ZOM como uma margem continental activa. Tal levaria a pressupor então que os basaltos resultantes deste processo manifestassem um quimismo de arco continental.

A discriminação química entre rochas geradas em arcos continentais e oceânicos tem sido ensaiada por diversos autores.

Nos trabalhos de Gorton e Schandl (2000) e de Pearce e Norry (1979) são apresentados diagramas que visam permitir a distinção entre rochas formadas nessas duas ambiências.

Os campos dos diagramas referentes às Figs. 5.1 e 5.2 foram retirados de Gordon e Schandl (2000). Aqui é possível observar que as amostras BODI 13, 15, 16 e 18 se situam no campo das rochas formadas em margens continentais activas. Poderá ainda ser considerada a amostra BODI 13, ainda que esteja localizada perto da linha divisória entre rochas de margens continentais activas e rochas de arco oceânico. É neste último campo que se situam as restantes amostras, facto que, não parece estar de acordo com o enquadramento geológico da região estudada.

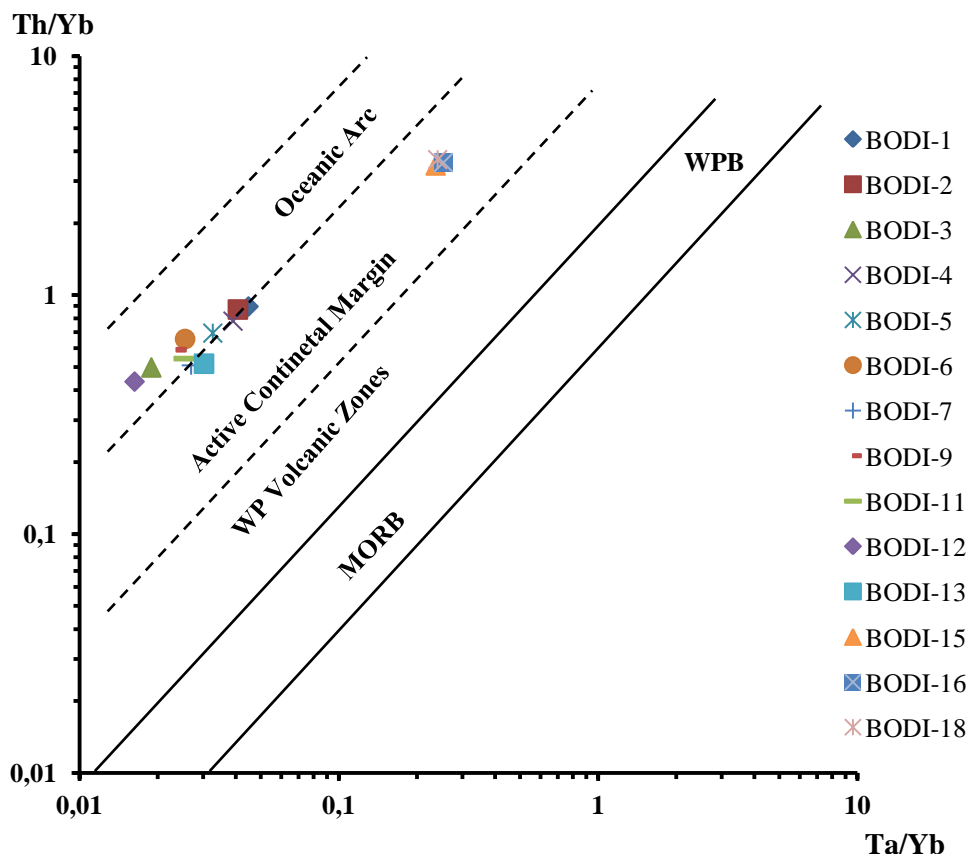


Figura 5.1 – Diagrama Th/Yb vs Ta/Yb na versão de Gorton e Schandl (2000).

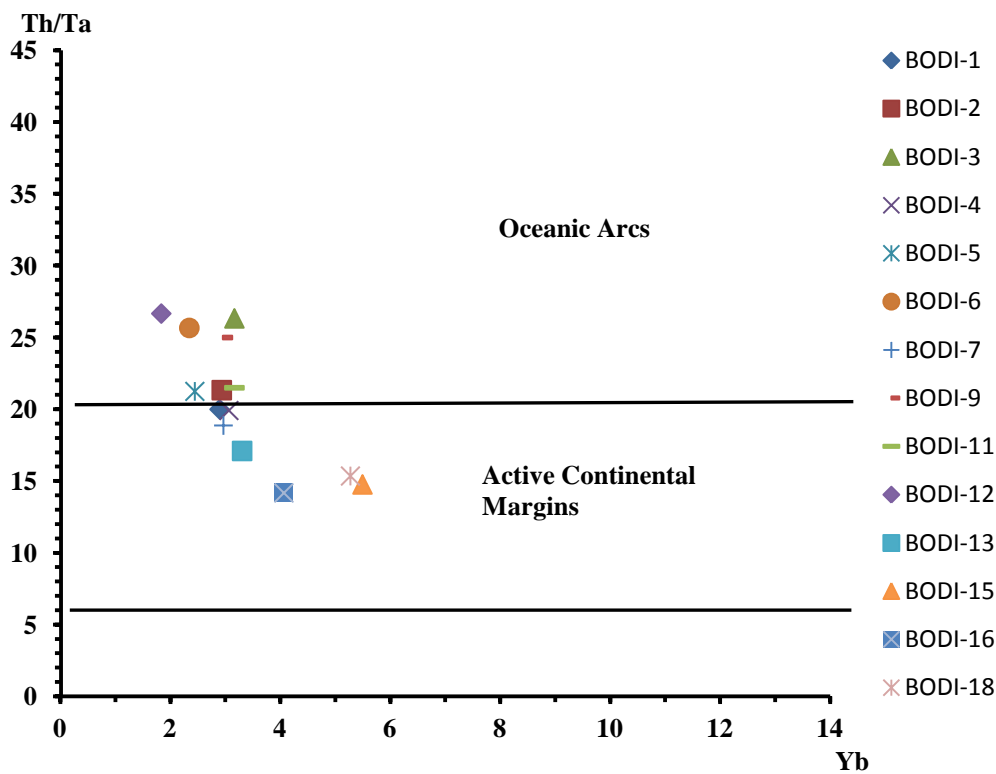


Figura 5.2 – Diagrama Ta/Th vs Yb, retirado de Gorton e Schandl (2000)

Por fim foi utilizado o diagrama Zr/Y vs Zr de Pearce e Nory (1982), Fig. 5.3. onde similarmente as amostras se distribuem entre os campos “arco oceânico” e “arco continental”.

Mais uma vez, as amostras BODI 15, 16 e 18 situam-se no campo das rochas geradas em arcos continentais, enquanto que a maioria das restantes amostras se projectam no campo oceânico.

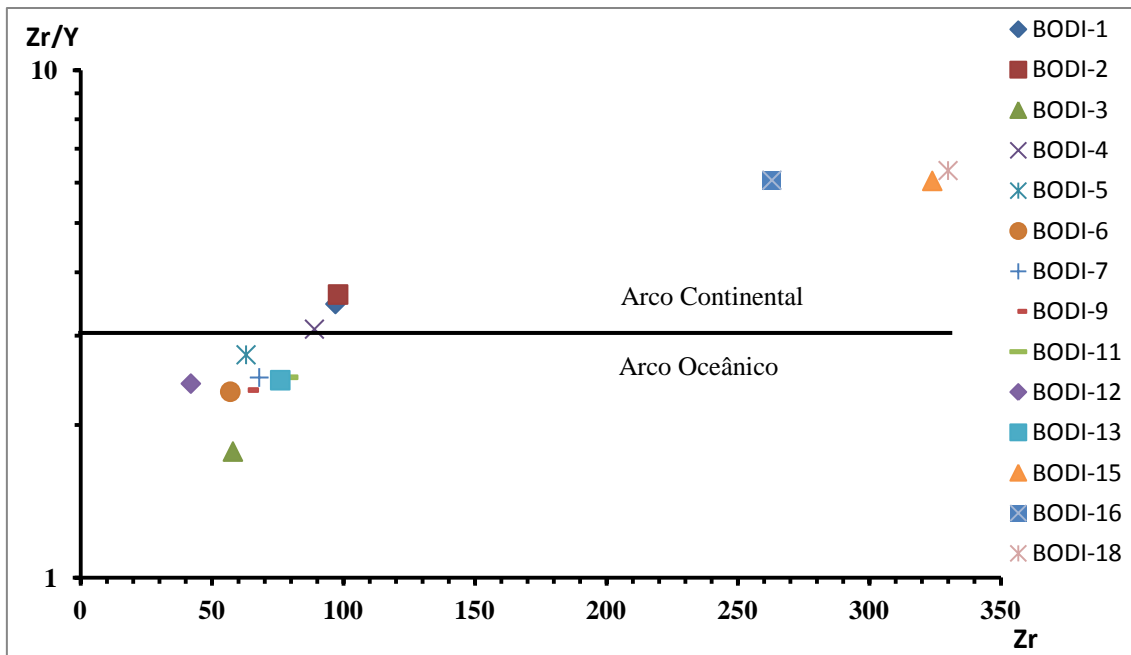


Figura 5.3 – Diagrama Zr/Y vs Zr retirado de Pearce e Nory (1982)

Considerando a clara ambiência continental que se infere do enquadramento geológico interpreto estes resultados como consequência do facto de o arco vulcânico se ter originado numa região de crosta continental previamente adelgada, provavelmente durante o processo de abertura da bacia marginal pós-arco. Tal é compatível com os baixos valores de Ta/Tb (para um dado Th/Yb) e, também, baixos valores de Zr/Y que caracterizam as amostras menos evoluídas o que sugere uma menor (ou mesmo nula) participação de granada enquanto fase residual durante os processos de geração magmática.

Já o carácter continental das amostras mais evoluídas reflectirá a ocorrência de contaminação pela crosta continental, através de um processo de tipo AFC (assimilation and crystal fractionation).

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

As rochas vulcânicas máficas que na região de Covas Ruivas ocorrem subjacentemente aos calcários recifais com idade na transição Emsiano-Eifeliano. A interpretação de dados de litogeoquímica, quer utilizando elementos maiores, quer utilizando elementos traço, permitiu classificar as rochas estudadas como claramente sub-alcálicas, revelando valores de Y/Nb (> 14.3). As referidas afinidades toleíticas são também evidenciadas pelos baixos valores Ti/Al caracterizando as clinopiroxenas relíquia e pelos elevados teores em FeO para um dado valor de FeO/MgO que caracterizam estas rochas meta-vulcânicas.

Dentro da série toleítica, as amostras estudadas apresentam claras características orogénicas, facto comprovado por marcadas anomalias negativas de Nb e Ta e por altas razões entre elementos de grande raio iónico (LILE) e elementos de grande potencial iónico (HFSE), num quadro que é similar ao que é descrito para as rochas magmáticas formadas em ambiente supra-subducção.

O carácter orogénico destas rochas é comprovado quer pelos baixos teores em Ti e Cr caracterizando as clinopiroxenas relíquia, quer pelo uso de diagramas discriminantes que fazem uso da composição de rocha total.

Este carácter toleítico orogénico está de acordo com os modelos geodinâmicos que têm sido propostos para o bordo meridional da Zona de Ossa-Morena envolvendo o funcionamento de uma zona de subducção desde o Devónico médio/superior (e.g. Santos et al., 1990; Ribeiro et al. 2007). No entanto, o claro posicionamento estratigráfico das rochas agora estudadas, relativamente a formações sedimentares rigorosamente datadas, permite considerar a produção de magmatismo, associado a tal bordo destrutivo, desde o Devónico inferior.

CAPÍTULO 7

BIBLIOGRAFIA

Andrade, A. A. S., (1983) – Contribution à l’analyse de la suture hercynienne de Beja (Portugal). PhD Thesis, Nancy: 137 p.

Andrade, A. A. S., (1984) - Sobre a originalidade (ou talvez não) do Maciço de Beja no sudoeste Peninsular. Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra 97: 115-132 pp.

Andrade, A. A. S., Ferreira Pinto, A. F., Conde, L. N. (1976) – Sur la geologie du Massif de Beja: observations sur la transversale d’Odivelas. Comunic. Serv. Geol. Port., t. LX, Lisboa: 171-202 pp.

Araújo, A. (1995) - Estrutura de uma geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena). Implicações na evolução geodinâmica da margem sudoeste do Terreno Atóctone Ibérico. PhD Thesis, Univ. Évora: 200 p.

Araújo, A., Fonseca, P. and Munhá, J. (1998) - Litogeoquímica da sequência ofiolítica no sector de Oriola (Zona de Ossa-Morena) e sua importância na reconstituição geotectónica do ramo SW da Cadeia Varisca Ibérica. Actas V Cong. Nac. Geol., Com. IGM, Lisboa, t. 84(1): C138-C141 pp.

Bailey, S.W. (1980) - Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee. Clay Minerals: 273-78 pp.

Bailey, S.W., (1988) - Chlorites: Structures and Crystal Chemistry, in Reviews in Mineralogy; Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas), S.W. Bailey, Editor. Mineralogical Society of America: 725 p.

Cabanis, B., Lecolle, M. (1989) - Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. Compte Rendus de l'Academie des Sciences, Vol. 2, p. 2023-2029.

Conde, L.N., Andrade, A.A.S. (1974) - Sur la faune meso et/ou néodévonienne des calcaires du Monte das Cortes, Odivelas (Massif de Beja). Memórias e Notícias, Univ. Coimbra, 78: 141-146 pp.

Cooper, A.F. (1971) - Progressive Metamorphism of Metabasic Rocks from the Haast Schist Group of Southern New Zealand. Journal of Petrology, Vol. 13: 457-492 pp.

Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J. (1966) - An Introduction to the Rock Forming Minerals: Longman, London: 528 p.

Deer, W., Howie, R. & Zussman, J. (1966) – Minerais constituintes das rochas - Uma introdução. Tradução do original inglês intitulado “An Introduction to the Rock Forming Minerals” por Luís E. Nabais Conde. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa: 558 p.

Deer, W., Howie, R. & Zussman, J. (1992) – An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Logman, Harlow-Essex: 629 p.

Duhig, N. C., Stolz, J., Davidson, G. J., Large, R. R. (1992) – Cambrian microbial and silica gel textures in silica iron exhalites from the mount Windsor Volcanic Belt, Australia: their petrography, chemistry and origin. *Economic Geology*, Vol. 87: 764-784 pp.

Floyd, P.A., Winchester, J. A. (1975) – Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27: 211-218 pp.

Floyd, P. & Winchester, J. (1978) – Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21: 291-306 pp.

Fonseca, P. (1995) - Estudo da sutura varisca no SW Ibérico nas regiões de Serpa-Beja-Torrão e Alvito-Viana do Alentejo. Tese de Doutoramento, Dep. Geologia da FCUL: 325 p.

Fonseca, P., Munhá, J., Pedro, J., Rosas, F., Moita, P., Araújo, A. and Leal, N. (1999) – Variscan ophiolites and high-pressure metamorphism in Southern Iberia, *Ophioliti*, vol. 24(2): 259-268 pp.

Gamble, R.P., and Taylor, L.A., (1980) - Crystal/liquid partitioning in augite: effects of cooling rate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47: 21-33 pp.

Gill, J. (1981) – *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag: 390 p.

Hey, M.H. (1954) - A new review of the chlorites. *Mineral. Mag.* 30: 217 -292 pp.

Hart, R.A. (1970) – Chemical exchange between seawater and deep ocean basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 9, 269-279.

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548 pp.

Jesus AP, Mateus A, Figueiras J, Oliveira V, Conceição P, Rosa CJ (2001) - Mineralogical and geochemical characteristics of iron-titanium-vanadium mineralizations in the gabbros of the Beja Igneous Complex. VI Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Oficial Portuguesa- XII Semana da Geoquímica, Faro (Portugal): 130-135 pp.

Jesus AP, Mateus A, Oliveira V (2003) - Geological setting and magnetite-ore genesis at the Corujeiras prospect (Beja, Portugal). In: VI Congresso Nacional de Geologia, Lisboa (Portugal), Ciências da Terra (UNL), Lisboa

Jesus AP, Munhá J, Mateus A (2005) - Critical features controlling the evolution of the Beja Layered Gabbroic Sequence; implications to ore-forming processes. XIV Semana de Geoquímica e VII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Aveiro (Portugal): 305-310 pp.

Jesus AP, Munhá J, Mateus A, Tassinari C, Nutman AP (2007) – The Beja Layered Gabbroic Sequence (Ossa-Morena Zone, Southern Portugal): geochronology and geodynamic implications. *Geodin. Acta* 20: 139-157 pp.

Kerrick R., Goldfarb R.J., & Richards J.P., (2005) - Metallogenic Provinces in an Evolving Geodynamic Framework, *Economic Geology* 100th Anniversary Volume: 1097–1136 pp.

Kushiro I. (1960) - Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Amer Jour Sci* 258: 548-554 pp.

Le Bas, M. J. (1962) - The role of Aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Amer Jour Sci* 260: 267-288 pp.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., and Whittaker (1997) - Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist* Vol. 35: 219-246 pp.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E.A.J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., Whittaker, E.J.W., (2004) - Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature: *American Mineralogist*, v. 89: 883–887 pp.

Leterrier, J., Maury, R., Thonon, P., Girard, D. & Marchal, M. (1982) – Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 59: 139-154 pp.

Loucks, R. R. (1990) – Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-allochthonous in orogenic belts by the Al/Ti ration in clinopyroxene. *Geology*, v. 18: 346-349 pp.

Machado, G., Hladil, J., Koptikova, L., Fonseca, P., Rocha, F. T. & Galle A. (2009) – The Odivelas Limestone: Evidence for a Middle Devonian reef system in western Ossa-Morena Zone. *Geologica Carpathica*, 60, 2: 121-137 pp.

Machado, G., Hladil, J., Koptikova, L., Slavik, L., Moreira, N., Fonseca, M. & Fonseca, P. (2010) – An Emsian-Eifelian Carbonate-Volcaniclastic Sequence and the possible Record of the basal chert event in western Ossa-Morena Zone, Portugal (Odivelas Limestone), *Geologica Belgica*, Vol 13, nº 4: 431-446 pp.

Maruyama, S., Suzuki, K., Liou, J.G., (1983). Greenschist–amphibolite transition equilibria at low pressures. *Journal of Petrology* 24: 583–604 pp.

Mata, J. & Munhá, J. (1985) - Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz region (South Central Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 71: 175-185 pp.

Mata J. (1986) – Estudo geoquímico de metavulcanitos câmbricos e lamprófiros tardi-hercínicos do Nordeste Alentejano: evidência para a abertura e fecho do prototethys. Dissertação e Capacidade Científica, D. G.F.C.U.L., Lisboa: 205 pp.

Mata, J. & Munhá, J. (1986) - Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados - Campo Maior. *Maleo*, vol.2, n° 13: 28 p.

Mata, J. & Munhá, J. (1990) - Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de "rifting" continental. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 76: 61-89 pp.

Mata, J., Ribeiro, L. & Piçarra, J. (1993) – S. Marcos do Campo volcanic complex: Geochemical evidence for a volcanic arc in the Ossa-Morena Zone (Ordovician?). *Terra Abstracts Supplement n° 6 (XII Reunião de Geologia do Oeste Peninsular)*, Terra Nova, 5: 2 p.

Mata, J. (1996) - Petrologia e geoquímica das lavas da Ilha da Madeira: implicações para os modelos de evolução mantélica. Dissertação de Doutoramento (Universidade de Lisboa): 471 p.

Mateus, A., Oliveira, V., Gonçalves, M., Figueiras, J., Fonseca, P., Martins, L. (1998) – General assessment on the metallogenic potential of the Iberian Terrane southern border. *Estudos, Notas e Trabalhos, Instituto Geológico e Mineiro*, t. 40: 35-50 pp.

Mateus A, Munhá J, Jesus AP (2010)- Mineralizações associadas à sequência gabroica do Complexo Ígneo de Beja. “Ciências Geológicas – Ensino, Investigação e sua História, Vol. II (Geologia Aplicada, Geologia e Recursos Geológicos): 37-46 pp.

McCulloch, M. T., Gamble, J. A. (1991) – Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science*, 102: 358-374 pp.

McDonald, G. A. and Katsura, T., (1964) - Chemical composition of Hawaiian lavas: *J. Petrol.*, v. 5: 82 p.

Melson, W.G. e Van Andel, T.H. (1966) – Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22°N latitude. *Marine Geology*, v. 4: 165 p.

Meschede, M. (1986) – A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56: 207-218 pp.

Meyer, D. (1985) – An experimental investigation of the albitization of plagioclase. *Canadian Mineralogist*, vol. 23: 583-596 pp.

Mir R., (2010) - Geochemistry of mafic dikes in the Singhbhum Orissa craton: implications for subduction-related metasomatism of the mantle beneath the eastern Indian craton. *International Geology Review* Vol. 52, No. 1: 79–94 pp.

Mitchell A.H.G., Garson M.S. (1981) - Mineral deposits and global tectonic settings, Academic Press Inc., London: 405 p.

Miyashiro, A., (1973) - *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen & Unwin, London: 492 p.

Miyashiro, A. (1974.) – Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, vol. 274: 321-355 pp.

Miyashiro, A. (1994) – *Metamorphic Petrology*. University College London Press: 404 p.

Moita, P., Munhá, J., Fonseca, P. E., Tassinari, C. C. G., Araujo, A., Palácios, T. – Dating Orogenic events in Ossa-Morena Zona. XIV Semana de Geouímica/VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa.

Moreira, N., Machado, G., Fonseca, P. E., Silva, J. C., Jorge, R. C. G. S. & Mata, J. (2010) - The Odivelas Palaeozoic volcano-sedimentary sequence: Implications for the geology of the Ossa-Morena Southwestern border. *Comunicações Geológicas*, t. 97: 129-146 pp.

Moody, J., Jenkins, J. (1983) - Experimental characterization of the greenschist/amphibolites boundary in mafic systems. *American Journal of Sci.* 282: 48-92 pp.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K & Gottardi, G. (1988) – Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, vol. 73: 1123-1133 pp.

Munhá, J., Oliveira, J., Ribeiro, A., Oliveira, V., Quesada, C. and Kerrich, R (1986) - Beja-Acebuches Ophiolite characterization and geodynamic significance. *Maleo*, vol. 2, nº 13: 31 p.

Oliveira, J.; Pereira, E.; Piçarra, J.; Yong, T. And Romano, M. (1992) – O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica. *In: Gutierrez Marco, J.C.; Saavedra, J. and Rábano, I. (Eds.) – Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Uni. Extremadura, pp. 359-375.

Oliveira, J. T., Oliveira, V., Piçarra, J. M. (1991) – Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa-Morena, em Portugal. *Cuadernos Lab. Xeológico de Laxe*, Vol. 16: 221-250 pp.

Oxburgh e. R e turcotte d. L. (1970) - Thermal Structure of Island Arcs; *GSA Bulletin*; v. 81; num. 6: 1665-1688 pp.

Oliveira V (1986) - Prospecção de minérios metálicos a sul do Tejo. *Geonovas*, 1(1-2): 15-22 pp.

Palme, H., and H. S. C. O'Neill (2003) - Cosmochemical estimates of mantle composition, in *Treatise on Geochemistry*, vol. 2, edited by H. Holland and K. K. Turekian, Elsevier, New York: 1 – 38 pp.

Pearce, J.A. (1975) – Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25: 41-67 pp.

Pearce J.A. (1982) - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, RS Thorpe (Ed.). John Wiley & Sons, UK: 525-548 pp.

Pearce J.A. (1983) - Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Hawkesworth CJ & Norry MJ (Eds.) Shiva Press UK: 230-249 pp.

Pearce J.A., Cann J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Sci. Lett.* 19 (2): 290-300 pp.

Pearce, J.A. (1975) - Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, vol. 25: 41-67 pp.

Pearce, J. (1982) - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In Thorpe, R. (ed.), *Andesites*, Wiley, Chichester: 525-548 pp.

Pearce, J.A., and Norry, M.J., (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb. Variations in volcanic rocks: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69: 33-37 pp.

Pearce, J.A. & Peate D.W. (1995) – Tectonic Implications of the Composition of Volcanic Arc Magmas. *Annual Review Of Earth And Planetary Sciences*, Volume 23: 251-286 pp.

Pedro, J. (2004) - Estudo geológico e geoquímico das sequências ofiolíticas internas da zona de ossa-morena. Tese de Doutoramento, Uni. Évora, 225 p.

Pereira, Z., Oliveira, V., Oliveira, J. T. (2006) - Palynostratigraphy of the Toca da Moura and Cabrela Complexes, Ossa-Morena Zone, Portugal. Geodynamic implications. *Review of Paleobotany and Palynology* 139: 227-240 pp.

Piçarra, J. (2000) – Estudo estratigráfico do sector de Estremoz-Barrancos, Zona de Ossa-Morena, Portugal. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências, Univ. Évora, Portugal, vol. I: 95 p.

Pin C., Fonseca P.E., Paquette J.L. Castro P., Matte P (2008) - The ca. 350 Ma Beja Igneous Complex: A record of transcurrent slab break-off in the Southern Iberia Variscan Belt? *Tectonophysics* 461: 356-377 pp.

Pin C., Rodríguez J., (2009) - Comment on “Rheic Ocean ophiolitic remnants in southern Iberia questioned by SHRIMP U-Pb zircon ages on the Beja-Acebuches amphibolites” by A. Azor et al.. *Tectonics*: 28 p.

Pin C., Paquette J.L., Fonseca P.E. (1999) - 350 Ma (U-Pb zircon) igneous emplacement age and Sr-Nd isotopic study of the Beja gabbroic complex (S. Portugal)-

In: XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular, Disputación de Badajoz, Badajoz, Spain. Gámez JA, Eguiluz L & Palacios T (Eds.): 190-194 pp.

Quesada C, Apalategui O, Eguiluz L, Liñan E, Palacios T (1990) - ZOM: Stratigraphy; Precambrian In: Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Dallmeyer RD & Martín-García E (Eds.) Springer-Verlag: 252-258 pp.

Relvas J.M.R.S. (1987) - Alteração hidrotermal na área da Mina da Caerinha (Sta Susana): perspectiva metalogenética. Relatório de Estágio Científico, Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Univ. Lisboa, Lisboa, Portugal, 229 pp.

Ribeiro, A., Munhá, J., Dias, R., Mateus, A., Pereira, E., Ribeiro, M.L.; Fonseca, P., Araújo, A., Oliveira, J.T., Romão, J., Chaminé, H., Coke, C., Pedro, J. (2007) - Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*: 26 pp.

Ribeiro, A., Quesada, C., Dallmeyer, R. (1990) - Geodynamic Evolution of the Iberian Massif. In: Dallmeyer, R.D. & Martínez García, E. (Eds.) - Pre-Mesozoic Geology of Iberia, Springer-Verlag: 398-409 pp.

Ribeiro, M.; Munhá, J. Mata, J. & Palacios, T. (1997) – Vulcanismo na Zona de Ossa-Morena e seu enquadramento geodinâmico. In: Araújo, A. And Pereira, M. F. (Eds.) – Estudo sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico) – Livro de homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Uni. Évora: 37-56 pp.

Robb, L. (2005) - Introduction to ore-forming processes. Blackwell, Oxford: 373 p.

Rollinson, R. (1993) - Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman, Edinburgh Gate: 352 p.

Saggerson, E.P. and L.M. Turner (1982) - General comments on the identification of chlorites in thin sections. *Mineralogical Magazine*. 46: 469-473 pp.

Santos JF (1990) - Petrologia do sector Ocidental da unidade de Odivelas (Maciço de Beja). M.Sc. Thesis, Univ. Aveiro: 226 p.

Santos JF, Andrade SA, Munhá J (1990) - Magmatismo orogénico Varisco no limite meridional da Zona de Ossa-Morena. *Comun. Serv. Geol. Portugal* 76: 91-124 pp.

Santos JF, Mata J, Gonçalves F, Munhá (1987) - Contribuição para o conhecimento geológico-petrológico da região de Santa-Susana: O complexo vulcano-sedimentar de Toca de Moura. *Comun. Serv. Geol. Portugal* 73: 29-48 pp.

Seedorff, Eric, Dilles, J.H., Proffett, J.M., Jr., Einaudi, M.T., Zurcher, L., Stavast, W.J.A., Johnson, D.A., and Barton, M.D., (2005) - Porphyry deposits _ Characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: 251–298 pp.

Shelley, D. (1993) - Igneous and metamorphic rocks under the microscope Classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations. Chapman & Hall: 445 p.

Shervais, J. W. (1982) – Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 57: 101-118 pp.

Sun S. S. & McDonough W. F. (1989) - Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication 42: 313-345 pp.

Sun, S. and Nesbitt, R. (1977) – Chemical heterogeneity of the Archaean mantle, composition of the earth and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 35: 429-448 pp.

Wilson, M. (1989) – *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach*. Chapman & Hall, London: 466 p.

Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1977) - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, vol.20: 325-343 pp.

Winter JD (2001) - *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall: 699 p.

Anexos

As análises de litogeoquímica foram realizadas nos Activation Laboratoires Ltd., em Ancaster, no Canadá.

As análises químicas pontuais (quantitativas e qualitativas) foram realizadas com a microsonda electrónica JEOL JXA 8200 sediada no Departamento de Geologia da FCUL.

Tabela A1 - Análises litogeoquímicas dos metavulcanitos

Elementos Maiores

Elemento	Lim. Det.	Unidades	BODI-1	BODI-2	BODI-3	BODI-4	BODI-5	BODI-6	BODI-7
SiO ₃	0.01	%	52,61	53,05	54,99	52,69	53,32	52,48	55,24
Al ₂ O ₃	0.01	%	18,88	18,11	14,36	17,44	16,27	17,07	14,54
FeO	(x)	%	9,82	9,49	9,73	8,82	9,66	8,99	12,57
Fe ₂ O ₃	0.01	%	10,91	10,55	10,81	9,8	10,74	9,99	13,97
MnO	0.001	%	0,17	0,168	0,101	0,137	0,227	0,124	0,276
MgO	0.01	%	3,33	3,12	3,55	2,81	3,84	4,5	3,34
CaO	0.01	%	5,03	4,39	4,29	3,95	8,81	7,33	6,65
Na ₂ O	0.01	%	2,91	2,59	2,88	3,35	2,95	2,26	2,39
K ₂ O	0.01	%	3,5	4	1,79	2,55	0,24	0,82	0,09
TiO ₂	0.001	%	0,959	0,911	0,672	0,874	0,749	0,738	1,083
P ₂ O ₅	0.01	%	0,15	0,16	0,27	0,18	0,16	0,16	0,18
LOI		%	2,46	2,16	5,67	5,7	2,04	3,56	2,92
Total	0.01	%	100,9	99,2	99,39	99,47	99,33	99,04	100,7

Elementos traço

Elemento	Lim. Det.	Unidades	BODI-1	BODI-2	BODI-3	BODI-4	BODI-5	BODI-6	BODI-7
V	5	ppm	211	195	166	194	181	228	250
Cr	20	ppm	(*)	(*)	(*)	(*)	(*)	(*)	(*)
Ni	1	ppm	9	8	4	5	6	5	5
Cu	1	ppm	58	31	8	8	36	44	70
Zn	1	ppm	71	66	60	25	74	76	96
S	0.001	%	0,003	0,003	0,003	0,002	0,016	0,134	0,009
Rb	1	ppm	41	49	40	68	5	14	2
Sr	2	ppm	213	201	120	141	263	260	198
Y	0.5	ppm	28	27,1	32,7	28,8	22,9	24,5	27,4
Zr	1	ppm	97	98	58	89	63	57	68
Nb	0.2	ppm	1,9	1,9	1,2	1,6	1,4	1,2	1,4
Cs	0.1	ppm	0,5	0,4	1,1	1	0,4	0,8	0,1
Ba	3	ppm	360	434	89	163	67	198	62
La	0.05	ppm	9,08	10,2	8,35	8,95	6,9	8,09	6,82
Ce	0.05	ppm	20,6	20,6	18,2	19,7	15,4	16,8	15,4
Nd	0.05	ppm	13,3	13,4	11,7	12,2	9,85	10,1	10,5
Sm	0.01	ppm	3,88	3,78	3,5	3,54	2,86	2,9	3,33
Eu	0.005	ppm	1,15	1,16	1,09	1,08	0,949	1,02	0,91
Yb	0.01	ppm	2,9	2,94	3,17	3,07	2,45	2,35	2,97
Lu	0.002	ppm	0,452	0,473	0,504	0,492	0,398	0,379	0,469
Hf	0.1	ppm	2,9	2,9	1,8	2,6	1,9	1,8	2,2
Ta	0.01	ppm	0,13	0,12	0,06	0,12	0,08	0,06	0,08
Th	0.05	ppm	2,6	2,56	1,58	2,39	1,7	1,54	1,51
U	0.01	ppm	0,49	0,56	0,72	1,14	0,8	0,7	0,7

* Para valores abaixo do limite de detecção ; (x) calculado apartir de Fe2O3

Tabela A1 - Análises litogeoquímicas dos metavulcanitos (cont.)

Elementos Maiores

Elemento	Lim. Det.	Unidades	BODI-9	BODI-11	BODI-12	BODI-13	BODI-15	BODI-16	BODI-18
SiO ₃	0.01	%	57,74	54,96	42,81	56,36	67,39	61,42	68,74
Al ₂ O ₃	0.01	%	14,93	16,94	14,87	14,89	13,31	15,16	13,03
FeO	(x)	%	10,61	7,34	8,06	10,54	4,44	5,80	5,11
Fe ₂ O ₃	0.01	%	11,79	8,16	8,96	11,71	4,93	6,44	5,68
MnO	0.001	%	0,118	0,17	0,237	0,217	0,059	0,105	0,056
MgO	0.01	%	3,33	4,14	2,99	3,36	0,5	2,07	0,51
CaO	0.01	%	3,39	2,3	11,66	6,2	2,2	3,05	1,67
Na ₂ O	0.01	%	4,29	2,65	1,8	3,13	3,6	3,33	3,66
K ₂ O	0.01	%	0,29	3,79	3,61	0,7	3,15	2,98	3,37
TiO ₂	0.001	%	0,76	0,937	0,725	1,038	0,455	0,99	0,456
P ₂ O ₅	0.01	%	0,09	0,12	0,12	0,19	0,11	0,21	0,09
LOI		%	3,76	4,77	11,6	2,51	2,77	3,23	2,42
Total	0.01	%	100,5	98,95	99,38	100,3	98,47	98,98	99,68

Elementos traço

Elemento	Lim. Det.	Unidades	BODI-9	BODI-11	BODI-12	BODI-13	BODI-15	BODI-16	BODI-18
V	5	ppm	162	262	259	178	10	135	7
Cr	20	ppm	(*)	(*)	(*)	(*)	(*)	20	(*)
Ni	1	ppm	5	7	7	6	3	14	6
Cu	1	ppm	10	362	53	62	25	6	13
Zn	1	ppm	78	74	41	78	28	37	26
S	0.001	%	0,011	0,005	0,004	0,004	0,002	0,004	0,002
Rb	1	ppm	7	52	66	18	68	76	74
Sr	2	ppm	298	135	165	249	138	356	99
Y	0.5	ppm	27,3	31,8	17,4	31	53,5	43,3	52
Zr	1	ppm	64	79	42	76	324	263	330
Nb	0.2	ppm	1,2	1,2	0,6	1,6	15,5	11,5	15,4
Cs	0.1	ppm	0,3	2,3	2	2,1	0,8	2,3	0,3
Ba	3	ppm	81	378	250	201	1024	1029	948
La	0.05	ppm	7,07	9,15	4,18	7,68	52,5	37,4	43,7
Ce	0.05	ppm	16,3	19,4	8,99	17,2	104	72,2	86,9
Nd	0.05	ppm	10,5	13,1	5,91	11,5	46,5	33,3	39,9
Sm	0.01	ppm	3,03	4,01	1,87	3,58	10,2	7,42	8,86
Eu	0.005	ppm	1,05	1,11	0,657	1,1	1,56	1,29	1,32
Yb	0.01	ppm	2,96	3,17	1,84	3,31	5,5	4,07	5,28
Lu	0.002	ppm	0,465	0,5	0,31	0,535	0,867	0,64	0,852
Hf	0.1	ppm	1,9	2,4	1,3	2,4	9,1	7,2	9,1
Ta	0.01	ppm	0,07	0,08	0,03	0,1	1,3	1,03	1,27
Th	0.05	ppm	1,75	1,72	0,8	1,71	19,2	14,6	19,5
U	0.01	ppm	0,39	0,48	0,98	0,78	5,49	5,28	4,36

* Para valores abaixo do limite de detecção ; (x) calculado apartir de Fe2O3

Tabela A2 - Análise química de Piroxenas

Amostra	BODI 5																
	Px A 1		Px A2		Px B	Px C		Px D	Px E			Px F	Px G1	Px H2		Px I	
Localização	Bordo	Bordo	Bordo	Bordo	Bordo	Int.	Bordo	Bordo	Bordo	Núcleo	Bordo	Bordo	Bordo	Bordo	Núcleo	Bordo	Bordo
SiO ₂	51,13	52,17	52,08	53,21	51,47	50,65	50,04	50,68	51,00	52,03	52,03	52,39	51,58	50,16	51,71	52,70	52,96
TiO ₂	0,41	0,34	0,19	0,19	0,38	0,53	0,44	0,51	0,51	0,38	0,36	0,33	0,43	0,58	0,36	0,20	0,17
Al ₂ O ₃	2,76	2,02	3,63	3,51	2,46	4,08	3,99	3,79	3,61	2,66	1,91	1,71	1,48	3,26	2,51	2,70	3,28
Cr ₂ O ₃	0,07	0,10	0,17	0,06	0,00	0,00	0,07	0,04	0,06	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,10
MgO	15,08	15,41	16,66	16,14	14,86	15,57	15,26	14,93	14,45	15,21	14,72	14,86	13,41	14,66	15,21	16,97	15,91
CaO	19,39	19,48	22,64	21,33	20,42	19,47	18,94	20,68	19,75	20,41	20,03	19,44	16,95	19,38	20,66	22,30	22,62
MnO	0,30	0,26	0,09	0,16	0,35	0,22	0,26	0,28	0,27	0,31	0,32	0,42	0,60	0,31	0,28	0,15	0,12
FeO	10,04	10,01	5,05	5,40	10,41	9,51	10,03	9,37	10,89	9,64	10,59	11,02	15,89	10,87	9,13	5,57	5,66
Na ₂ O	0,21	0,22	0,13	0,14	0,26	0,24	0,23	0,22	0,25	0,24	0,28	0,24	0,22	0,22	0,19	0,16	0,14
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	99,39	100,00	100,63	100,12	100,61	100,26	99,26	100,51	100,79	100,90	100,26	100,39	100,56	99,43	100,06	100,80	100,97

Cálculo da fórmula estrutural com base em 6 oxigénios

Si	1,91	1,94	1,89	1,94	1,90	1,87	1,87	1,87	1,89	1,91	1,93	1,95	1,95	1,88	1,92	1,91	1,92
Al ^{VI}	0,09	0,06	0,11	0,06	0,10	0,13	0,13	0,13	0,11	0,09	0,07	0,05	0,05	0,12	0,08	0,09	0,08
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00
Al ^{IV}	0,03	0,03	0,04	0,09	0,01	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,06
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,84	0,85	0,90	0,88	0,82	0,86	0,85	0,82	0,80	0,83	0,82	0,82	0,75	0,82	0,84	0,92	0,86
Ca	0,78	0,77	0,88	0,84	0,81	0,77	0,76	0,82	0,78	0,80	0,80	0,77	0,69	0,78	0,82	0,87	0,88
Mn	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,27	0,28	0,09	0,16	0,24	0,22	0,23	0,20	0,28	0,24	0,28	0,31	0,47	0,26	0,23	0,10	0,16
Fe ³⁺	0,05	0,03	0,06	0,00	0,09	0,08	0,08	0,08	0,06	0,05	0,05	0,03	0,03	0,08	0,05	0,06	0,01
Na	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Q	1,88	1,91	1,87	1,87	1,86	1,84	1,84	1,84	1,85	1,88	1,89	1,91	1,91	1,85	1,89	1,89	1,91
J	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
Q+J	1,91	1,94	1,89	1,89	1,90	1,87	1,87	1,87	1,89	1,91	1,93	1,94	1,94	1,88	1,92	1,91	1,92
Sodic %	1,61	1,63	0,96	1,05	1,99	1,79	1,80	1,69	1,90	1,75	2,06	1,79	1,68	1,71	1,45	1,21	0,99
Quad %	98,39	98,37	99,04	98,95	98,01	98,21	98,20	98,31	98,10	98,25	97,94	98,21	98,32	98,29	98,55	98,79	99,01

Wo	40,02	39,80	45,43	44,33	41,25	39,96	39,29	42,21	40,67	41,37	40,85	39,64	34,96	39,95	42,02	44,26	45,90
En	43,32	43,81	46,51	46,65	41,77	44,46	44,04	42,41	41,39	42,89	41,77	42,15	38,48	42,05	43,05	46,88	44,93
Fs	16,67	16,39	8,05	9,02	16,98	15,59	16,67	15,38	17,94	15,75	17,37	18,22	26,56	18,00	14,93	8,87	9,17

Al^{VI} alumínio em posição tetraédrica, Al^{IV} alumínio em posição octaédrica

Int. corresponde à posição intermédia entre Núcleo e bordo

Tabela A2 - Análise química de Piroxenas (cont.)

Amostra	BODI 5 (cont.)											BODI 6					
	Mineral	Px M		Px N		Px O			Px P			Px A				Px B	
Localização	Bordo	Bordo	Int.	Bordo	Bordo	Núcleo	Núcleo	Bordo	Bordo	Núcleo	Bordo	Bordo	Núcleo	Núcleo	Bordo	Bordo	Int.
SiO ₂	51,85	52,16	51,69	52,24	50,55	51,34	51,53	51,51	52,79	52,62	52,50	51,83	52,01	52,00	52,49	52,37	51,13
TiO ₂	0,35	0,35	0,38	0,39	0,52	0,46	0,39	0,46	0,31	0,22	0,19	0,26	0,30	0,29	0,26	0,23	0,20
Al ₂ O ₃	2,49	2,00	2,46	2,01	3,24	2,81	2,33	2,41	1,63	2,55	3,26	2,52	2,53	2,18	2,62	3,24	3,18
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,03	0,04	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,19	0,22	0,07	0,00	0,02	0,09	0,15	0,10
MgO	15,37	15,34	15,46	15,66	14,52	15,27	15,05	14,95	15,59	17,11	16,85	16,53	16,23	15,80	16,61	17,15	16,34
CaO	19,70	19,76	19,51	19,53	18,93	19,16	19,09	19,29	18,75	20,66	22,60	21,74	21,13	20,96	21,24	22,25	22,07
MnO	0,29	0,36	0,29	0,34	0,34	0,35	0,31	0,33	0,43	0,23	0,14	0,12	0,18	0,25	0,21	0,09	0,18
FeO	9,94	10,47	9,75	10,13	11,20	10,36	10,99	10,82	10,96	6,68	5,03	6,40	7,51	7,88	6,77	4,88	5,86
Na ₂ O	0,25	0,24	0,30	0,21	0,24	0,24	0,24	0,24	0,19	0,13	0,13	0,17	0,21	0,16	0,19	0,11	0,15
K ₂ O	0,00	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,09
Total	100,24	100,68	99,87	100,57	99,54	100,00	99,92	100,00	100,65	100,39	100,91	99,65	100,10	99,55	100,47	100,47	99,20

Cálculo da fórmula estrutural com base em 6 oxigénios

Si	1,92	1,93	1,92	1,93	1,89	1,91	1,92	1,92	1,95	1,92	1,90	1,91	1,91	1,93	1,92	1,90	1,88
Al ^{VI}	0,08	0,07	0,08	0,07	0,11	0,09	0,08	0,08	0,05	0,08	0,10	0,09	0,09	0,07	0,08	0,10	0,12
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ^{IV}	0,03	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,85	0,84	0,85	0,86	0,81	0,85	0,84	0,83	0,86	0,93	0,91	0,91	0,89	0,87	0,90	0,93	0,90
Ca	0,78	0,78	0,78	0,77	0,76	0,76	0,76	0,77	0,74	0,81	0,88	0,86	0,83	0,83	0,83	0,86	0,87
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Fe ²⁺	0,25	0,26	0,24	0,26	0,29	0,27	0,29	0,29	0,32	0,16	0,10	0,12	0,16	0,20	0,16	0,09	0,08
Fe ³⁺	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,05	0,05	0,02	0,04	0,06	0,08	0,07	0,05	0,05	0,05	0,10
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Q	1,88	1,89	1,87	1,90	1,86	1,87	1,89	1,89	1,92	1,90	1,88	1,88	1,88	1,90	1,89	1,89	1,85
J	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
Q+J	1,92	1,92	1,92	1,93	1,90	1,91	1,92	1,92	1,95	1,92	1,90	1,91	1,91	1,93	1,92	1,90	1,88
Sodic %	1,85	1,78	2,23	1,56	1,80	1,78	1,82	1,77	1,43	0,95	0,94	1,30	1,58	1,22	1,39	0,84	1,17
Quad %	98,15	98,22	97,77	98,44	98,20	98,22	98,18	98,23	98,57	99,05	99,06	98,70	98,42	98,78	98,61	99,16	98,83

Wo	40,14	39,87	39,93	39,45	39,32	39,29	39,09	39,53	38,00	41,44	45,13	43,63	42,49	42,51	42,65	44,51	44,57
En	43,58	43,06	44,03	44,03	41,97	43,58	42,85	42,63	43,97	47,75	46,82	46,16	45,42	44,60	46,42	47,73	45,90
Fs	16,28	17,07	16,04	16,52	18,71	17,13	18,06	17,84	18,03	10,81	8,05	10,22	12,08	12,89	10,93	7,77	9,53

Al^{VI} alumínio em posição tetraédrica , Al^{IV} alumínio em posição octaédrica

Int. corresponde à posição intermédia entre Núcleo e bordo

Tabela A2 - Análise química de Piroxenas (cont.)

Amostra	BODI 6 (cont.)											
Mineral	Px B (cont)			Px C				Px D				
Localização	Núcleo	Núcleo	Bordo	Bordo	Núcleo	Int.	Bordo	Bordo	Int.	Núcleo	Núcleo	Int.
SiO ₂	51,98	51,59	51,40	52,19	52,03	52,12	51,70	52,36	51,89	51,43	51,76	52,33
TiO ₂	0,32	0,16	0,26	0,28	0,17	0,20	0,16	0,17	0,20	0,25	0,24	0,21
Al ₂ O ₃	3,28	3,40	3,60	3,18	3,38	3,39	3,36	3,31	3,62	3,40	3,41	3,27
Cr ₂ O ₃	0,00	0,08	0,07	0,11	0,14	0,04	0,05	0,01	0,06	0,07	0,06	0,08
MgO	16,22	16,99	16,27	16,70	16,78	16,87	16,67	16,71	17,13	16,96	17,13	16,78
CaO	21,56	22,16	21,21	22,16	22,40	22,22	21,82	22,17	22,39	21,70	22,20	22,20
MnO	0,19	0,11	0,18	0,09	0,06	0,13	0,11	0,11	0,13	0,15	0,11	0,12
FeO	7,06	5,20	6,57	5,34	4,58	5,11	5,40	5,33	4,82	5,55	4,93	5,51
Na ₂ O	0,19	0,11	0,18	0,14	0,15	0,13	0,15	0,14	0,12	0,16	0,13	0,14
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Total	100,79	99,79	99,73	100,17	99,68	100,21	99,41	100,32	100,36	99,66	99,97	100,65

Cálculo da fórmula estrutural com base em 6 oxigénios

Si	1,89	1,88	1,89	1,90	1,90	1,90	1,90	1,91	1,88	1,88	1,89	1,90
Al ^{VI}	0,11	0,12	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,09	0,12	0,12	0,11	0,10
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ^{IV}	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,03	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,88	0,93	0,89	0,91	0,91	0,92	0,91	0,91	0,93	0,93	0,93	0,91
Ca	0,84	0,87	0,84	0,87	0,88	0,87	0,86	0,86	0,87	0,85	0,87	0,86
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,15	0,08	0,14	0,11	0,09	0,10	0,11	0,12	0,07	0,08	0,07	0,11
Fe ³⁺	0,07	0,08	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,08	0,09	0,08	0,06
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Q	1,87	1,87	1,86	1,89	1,88	1,88	1,88	1,89	1,87	1,86	1,87	1,88
J	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Q+J	1,90	1,89	1,89	1,91	1,90	1,90	1,90	1,91	1,88	1,88	1,89	1,90
Sodic %	1,40	0,83	1,33	1,05	1,08	0,99	1,09	1,04	0,87	1,21	0,94	1,02
Quad %	98,60	99,17	98,67	98,95	98,92	99,01	98,91	98,96	99,13	98,79	99,06	98,98

Wo	43,31	44,37	43,18	44,65	45,37	44,64	44,24	44,63	44,70	43,62	44,41	44,46
En	45,33	47,33	46,09	46,81	47,30	47,15	47,04	46,81	47,59	47,43	47,70	46,74
Fs	11,36	8,30	10,73	8,53	7,33	8,22	8,72	8,56	7,72	8,95	7,88	8,80

Al^{VI} alumínio em posição tetraédrica , Al^{IV} alumínio em posição octaédrica

Int. corresponde à posição intermédia entre Núcleo e bordo

Tabela A4 - Análise química de Clorites

Amostra	BODI I																	
	CI A						CI B						CI C		CI D	CI E		
SiO ₂	27,85	27,61	27,77	28,69	28,19	28,33	27,84	27,82	27,92	28,38	28,30	28,39	28,57	28,60	27,48	27,30	27,72	27,91
TiO ₂	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02	0,04	0,00	0,02	0,01	0,05	0,05	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01
Al ₂ O ₃	20,02	19,48	19,69	19,60	19,77	19,56	19,52	19,47	19,79	19,22	18,88	19,07	18,74	18,77	20,19	19,94	19,88	19,51
Cr ₂ O ₃	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,03
FeO	21,65	21,84	21,88	21,72	22,09	22,09	21,93	21,78	22,15	21,83	21,73	21,40	21,48	21,38	22,26	22,12	21,66	22,04
MnO	0,85	0,77	0,76	0,78	0,85	0,78	0,81	0,76	0,82	0,78	0,76	0,78	0,76	0,83	0,83	0,76	0,79	0,80
MgO	18,89	19,46	19,18	19,20	18,89	18,69	19,38	19,77	19,14	19,51	19,95	19,86	19,81	19,80	18,91	19,20	19,40	19,33
CaO	0,05	0,03	0,04	0,05	0,05	0,06	0,03	0,06	0,03	0,03	0,04	0,07	0,06	0,03	0,11	0,05	0,05	0,04
Na ₂ O	0,04	0,01	0,01	0,05	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,04	0,04	0,03	0,02
K ₂ O	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,07	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
Total	89,38	89,25	89,34	90,14	89,87	89,58	89,58	89,72	89,89	89,85	89,72	89,61	89,49	89,47	89,83	89,52	89,54	89,70

Catiões em posição tetraédrica

Si	5,64	5,62	5,64	5,75	5,69	5,73	5,64	5,62	5,64	5,72	5,72	5,73	5,77	5,78	5,56	5,54	5,61	5,65
Al	2,36	2,38	2,36	2,25	2,31	2,27	2,36	2,38	2,36	2,28	2,28	2,27	2,23	2,22	2,44	2,46	2,39	2,35

Catiões em posição octaédrica

Al	2,42	2,28	2,35	2,39	2,39	2,40	2,30	2,26	2,35	2,29	2,21	2,26	2,24	2,25	2,38	2,32	2,35	2,30
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe	3,67	3,71	3,71	3,64	3,73	3,74	3,72	3,68	3,74	3,68	3,67	3,61	3,63	3,61	3,77	3,76	3,66	3,73
Mn	0,15	0,13	0,13	0,13	0,14	0,13	0,14	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14	0,13	0,13	0,14
Mg	5,71	5,90	5,80	5,74	5,68	5,64	5,85	5,96	5,76	5,86	6,01	5,97	5,97	5,97	5,71	5,81	5,85	5,83
Total	11,95	12,04	12,00	11,90	11,95	11,91	12,01	12,04	11,99	11,97	12,02	11,98	11,97	11,97	12,00	12,04	12,00	12,01
Vazios	0,05	-0,04	0,00	0,10	0,05	0,09	-0,01	-0,04	0,01	0,03	-0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	-0,04	0,00	-0,01
Valor abs.	0,05	0,04	0,00	0,10	0,05	0,09	0,01	0,04	0,01	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	0,04	0,00	0,01
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Na	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00

Fe+Mg	9,37	9,62	9,52	9,38	9,41	9,38	9,57	9,64	9,50	9,54	9,68	9,58	9,60	9,58	9,47	9,57	9,51	9,56
FeO/MgO	1,15	1,12	1,14	1,13	1,17	1,18	1,13	1,10	1,16	1,12	1,09	1,08	1,08	1,08	1,18	1,15	1,12	1,14
Al/(Al+Mg+Fe)	0,34	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,33	0,32	0,33	0,32	0,32	0,32	0,32	0,32	0,34	0,33	0,33	0,33
Fe/(Mg+Fe)	0,39	0,39	0,39	0,39	0,40	0,40	0,39	0,38	0,39	0,39	0,38	0,38	0,38	0,38	0,40	0,39	0,39	0,39

Análises de clorites com base em 28 oxigénios

Tabela A4 - Análise química de Clorites (cont.)

Amostra	BODI 1 (cont.)								BODI 2									
Mineral	Cl E (cont.)		Cl F						B2 ClA				B2 ClB			B2 ClC		
SiO ₂	27,62	28,42	28,20	27,17	28,33	27,93	28,00	27,79	27,00	27,26	27,17	27,44	27,85	28,41	27,57	26,49	26,56	26,21
TiO ₂	0,03	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	20,11	19,81	19,09	20,44	19,39	19,03	19,45	19,85	21,02	20,23	20,41	20,30	20,06	18,95	19,22	20,32	20,14	20,44
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	0,04	0,00	0,12	0,06	0,03	0,10	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05
FeO	22,12	21,99	21,68	22,23	21,63	21,38	21,75	21,88	22,45	21,89	22,32	21,58	21,68	21,55	22,02	22,42	22,45	22,38
MnO	0,79	0,79	0,77	0,81	0,87	0,76	0,77	0,71	0,80	0,80	0,81	0,74	0,73	0,71	0,78	0,76	0,81	0,80
MgO	19,12	19,25	19,61	19,00	18,61	20,19	19,47	18,77	17,52	17,71	17,46	18,34	17,61	17,86	16,24	17,32	17,33	17,43
CaO	0,03	0,04	0,08	0,09	0,18	0,06	0,14	0,09	0,10	0,05	0,07	0,06	0,13	0,09	0,24	0,17	0,08	0,10
Na ₂ O	0,01	0,02	0,03	0,00	0,04	0,01	0,00	0,04	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02
K ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,01	0,16	0,01	0,03	0,11	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,07	0,03	0,02
Total	89,84	90,33	89,53	89,76	89,35	89,44	89,67	89,36	88,92	87,97	88,28	88,50	88,09	87,63	86,18	87,56	87,44	87,46

Catiões em posição tetraédrica

Si	5,58	5,70	5,71	5,51	5,75	5,65	5,66	5,64	5,52	5,62	5,60	5,61	5,72	5,86	5,81	5,52	5,54	5,47
Al	2,42	2,30	2,29	2,49	2,25	2,35	2,34	2,36	2,48	2,38	2,40	2,39	2,28	2,14	2,19	2,48	2,46	2,53

Catiões em posição octaédrica

Al	2,37	2,38	2,26	2,39	2,38	2,20	2,29	2,39	2,59	2,54	2,55	2,51	2,57	2,47	2,59	2,51	2,50	2,50
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe	3,74	3,69	3,67	3,77	3,67	3,62	3,68	3,71	3,84	3,78	3,84	3,69	3,72	3,72	3,88	3,91	3,92	3,91
Mn	0,14	0,13	0,13	0,14	0,15	0,13	0,13	0,12	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13	0,12	0,14	0,13	0,14	0,14
Mg	5,76	5,75	5,92	5,74	5,63	6,09	5,87	5,68	5,34	5,45	5,36	5,59	5,39	5,49	5,10	5,38	5,39	5,42
Total	12,01	11,95	11,99	12,03	11,85	12,05	11,98	11,93	11,91	11,90	11,90	11,92	11,82	11,81	11,73	11,93	11,95	11,98
Vazios	-0,01	0,05	0,01	-0,03	0,15	-0,05	0,02	0,07	0,09	0,10	0,10	0,08	0,18	0,19	0,27	0,07	0,05	0,02
Valor abs.	0,01	0,05	0,01	0,03	0,15	0,05	0,02	0,07	0,09	0,10	0,10	0,08	0,18	0,19	0,27	0,07	0,05	0,02
Ca	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,06	0,04	0,02	0,02
Na	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00

Fe+Mg	9,50	9,44	9,58	9,51	9,30	9,72	9,55	9,40	9,18	9,22	9,21	9,28	9,11	9,21	8,99	9,29	9,31	9,33
FeO/MgO	1,16	1,14	1,11	1,17	1,16	1,06	1,12	1,17	1,28	1,24	1,28	1,18	1,23	1,21	1,36	1,29	1,29	1,28
Al/(Al+Mg+Fe)	0,34	0,33	0,32	0,34	0,33	0,32	0,33	0,34	0,36	0,35	0,35	0,35	0,35	0,33	0,35	0,35	0,35	0,35
Fe/(Mg+Fe)	0,39	0,39	0,38	0,40	0,39	0,37	0,39	0,40	0,42	0,41	0,42	0,40	0,41	0,40	0,43	0,42	0,42	0,42

Análises de clorites com base em 28 oxigénios

Tabela A4 - Análise química de Clorites (cont.)

Amostra	BODI 2 (cont.)					BODI 3												
	B2 CID			B2 CIE		CIA				CIB				CIC				CID
SiO ₂	28,73	27,41	27,46	26,74	27,15	28,46	28,46	28,26	28,12	27,23	28,05	27,66	27,53	28,58	27,49	27,71	29,53	29,02
TiO ₂	0,00	0,07	0,02	0,02	0,00	0,02	0,05	0,06	0,02	0,01	0,04	0,01	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,02
Al ₂ O ₃	20,06	20,16	20,17	20,95	21,34	18,68	20,98	18,21	19,22	19,65	18,75	19,71	20,22	18,07	20,00	19,33	21,11	18,15
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,00	0,03	0,03	0,08	0,06	0,06	0,05	0,03	0,09	0,06	0,09	0,08	0,08	0,05	0,03	0,07
FeO	21,50	22,06	21,71	21,34	22,04	22,84	22,77	22,35	23,36	23,98	23,32	23,53	24,20	22,92	23,52	23,31	21,58	22,84
MnO	0,79	0,74	0,71	0,80	0,76	0,28	0,22	0,21	0,22	0,25	0,19	0,26	0,24	0,24	0,23	0,21	0,21	0,25
MgO	16,36	17,31	16,41	17,58	16,60	18,00	16,07	18,52	17,53	16,85	17,81	17,45	16,67	17,85	16,78	17,10	15,11	18,37
CaO	0,16	0,15	0,18	0,65	0,13	0,09	0,09	0,10	0,10	0,06	0,12	0,06	0,08	0,05	0,04	0,08	0,12	0,08
Na ₂ O	0,05	0,04	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	0,05	0,04	0,05	0,04	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,08	0,03
K ₂ O	0,56	0,09	0,25	0,11	0,05	0,00	0,50	0,01	0,01	0,04	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,92	0,02
Total	88,21	88,08	86,92	88,23	88,11	88,48	89,22	87,81	88,67	88,16	88,40	88,75	89,07	87,86	88,19	87,83	88,72	88,82

Catiões em posição tetraédrica

Si	5,89	5,65	5,73	5,50	5,59	5,84	5,78	5,84	5,78	5,66	5,78	5,69	5,65	5,91	5,68	5,75	5,99	5,93
Al	2,11	2,35	2,27	2,50	2,41	2,16	2,22	2,16	2,22	2,34	2,22	2,31	2,35	2,09	2,32	2,25	2,01	2,07

Catiões em posição octaédrica

Al	2,74	2,55	2,69	2,58	2,76	2,36	2,81	2,28	2,43	2,47	2,34	2,46	2,55	2,32	2,56	2,48	3,04	2,30
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Fe	3,69	3,80	3,79	3,67	3,79	3,92	3,87	3,86	4,01	4,17	4,02	4,04	4,16	3,97	4,07	4,05	3,66	3,90
Mn	0,14	0,13	0,12	0,14	0,13	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Mg	5,00	5,32	5,11	5,39	5,09	5,51	4,87	5,71	5,37	5,22	5,47	5,35	5,10	5,51	5,17	5,29	4,57	5,59
Total	11,56	11,83	11,71	11,79	11,78	11,86	11,60	11,90	11,86	11,90	11,89	11,91	11,87	11,85	11,85	11,86	11,32	11,85
Vazios	0,44	0,17	0,29	0,21	0,22	0,14	0,40	0,10	0,14	0,10	0,11	0,09	0,13	0,15	0,15	0,14	0,68	0,15
Valor abs.	0,44	0,17	0,29	0,21	0,22	0,14	0,40	0,10	0,14	0,10	0,11	0,09	0,13	0,15	0,15	0,14	0,68	0,15
Ca	0,04	0,03	0,04	0,14	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Na	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01
K	0,15	0,02	0,07	0,03	0,01	0,00	0,13	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00

Fe+Mg	8,69	9,13	8,89	9,06	8,88	9,43	8,74	9,57	9,38	9,38	9,50	9,39	9,26	9,47	9,24	9,33	8,23	9,50
FeO/MgO	1,31	1,27	1,32	1,21	1,33	1,27	1,42	1,21	1,33	1,42	1,31	1,35	1,45	1,28	1,40	1,36	1,43	1,24
Al/(Al+Mg+Fe)	0,36	0,35	0,36	0,36	0,37	0,32	0,37	0,32	0,33	0,34	0,32	0,34	0,35	0,32	0,35	0,34	0,38	0,32
Fe/(Mg+Fe)	0,42	0,42	0,43	0,41	0,43	0,42	0,44	0,40	0,43	0,44	0,42	0,43	0,45	0,42	0,44	0,43	0,44	0,41

Análises de clorites com base em 28 oxigénios

Tabela A4 - Análise química de Clorites (cont.)

Amostra	BODI 3 (cont.)									BODI 5								
Mineral							CIE			B5 VesA Cl				B5 VesB Cl			B5 VesC Cl	
SiO ₂	28,34	25,72	27,50	29,05	27,80	27,81	26,66	27,07	25,71	26,81	27,02	27,30	26,77	26,79	26,57	27,38	27,04	27,01
TiO ₂	0,06	0,01	0,05	0,06	0,04	0,00	0,06	0,05	0,06	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00
Al ₂ O ₃	19,28	21,48	19,52	18,21	19,50	18,45	19,88	18,85	21,45	18,63	18,78	18,62	18,98	19,14	19,23	18,23	18,89	19,30
Cr ₂ O ₃	0,09	0,09	0,07	0,02	0,07	0,08	0,08	0,07	0,10	0,00	0,06	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00
FeO	23,72	25,08	23,77	22,71	23,85	23,18	23,79	23,41	24,77	29,45	29,81	29,72	29,76	29,71	29,91	29,55	29,29	29,76
MnO	0,24	0,25	0,26	0,21	0,28	0,24	0,26	0,26	0,25	0,56	0,62	0,62	0,61	0,61	0,65	0,61	0,67	0,66
MgO	16,73	15,77	17,09	18,29	16,90	18,42	17,43	17,94	15,76	12,79	12,25	12,53	12,37	12,04	12,09	12,44	12,03	12,20
CaO	0,12	0,04	0,07	0,09	0,08	0,07	0,03	0,07	0,05	0,22	0,13	0,14	0,17	0,16	0,11	0,21	0,17	0,16
Na ₂ O	0,05	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Total	88,62	88,46	88,36	88,66	88,54	88,30	88,20	87,72	88,16	88,51	88,68	89,00	88,72	88,49	88,58	88,46	88,20	89,12

Catiões em posição tetraédrica

Si	5,83	5,36	5,69	5,94	5,74	5,75	5,54	5,65	5,37	5,73	5,77	5,80	5,71	5,73	5,69	5,85	5,79	5,73
Al	2,17	2,64	2,31	2,06	2,26	2,25	2,46	2,35	2,63	2,27	2,23	2,20	2,29	2,27	2,31	2,15	2,21	2,27

Catiões em posição octaédrica

Al	2,50	2,64	2,45	2,33	2,48	2,24	2,41	2,28	2,65	2,42	2,49	2,46	2,49	2,55	2,53	2,44	2,56	2,56
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	4,08	4,37	4,11	3,88	4,12	4,01	4,13	4,08	4,33	5,26	5,32	5,28	5,31	5,31	5,35	5,28	5,24	5,28
Mn	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,11	0,12	0,12
Mg	5,13	4,90	5,27	5,57	5,20	5,68	5,40	5,58	4,91	4,08	3,90	3,97	3,93	3,84	3,86	3,96	3,84	3,86
Total	11,78	11,98	11,90	11,83	11,86	11,98	12,00	12,01	11,96	11,86	11,83	11,83	11,85	11,82	11,86	11,80	11,77	11,81
Vazios	0,22	0,02	0,10	0,17	0,14	0,02	0,00	-0,01	0,04	0,14	0,17	0,17	0,15	0,18	0,14	0,20	0,23	0,19
Valor abs.	0,22	0,02	0,10	0,17	0,14	0,02	0,00	0,01	0,04	0,14	0,17	0,17	0,15	0,18	0,14	0,20	0,23	0,19
Ca	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,05	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,04	0,04
Na	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Fe+Mg	9,21	9,27	9,38	9,46	9,31	9,68	9,53	9,66	9,23	9,34	9,22	9,25	9,25	9,15	9,21	9,24	9,08	9,14
FeO/MgO	1,42	1,59	1,39	1,24	1,41	1,26	1,36	1,30	1,57	2,30	2,43	2,37	2,41	2,47	2,47	2,38	2,44	2,44
Al/(Al+Mg+Fe)	0,34	0,36	0,34	0,32	0,34	0,32	0,34	0,32	0,36	0,33	0,34	0,34	0,34	0,35	0,34	0,33	0,34	0,35
Fe/(Mg+Fe)	0,44	0,47	0,44	0,41	0,44	0,41	0,43	0,42	0,47	0,56	0,58	0,57	0,57	0,58	0,58	0,57	0,58	0,58

Análises de clorites com base em 28 oxigénios

Tabela A4 - Análise química de Clorites (cont.)

Amostra	BODI 5 (cont.)				BODI 6													
	Mineral	B5 CI			B6 CIA			B6 CIB				VesM A		VesM B		VesM C		
SiO ₂	26,53	26,54	26,68	26,56	26,22	26,64	26,51	27,32	27,39	26,69	27,87	27,65	27,42	27,55	27,02	26,99	27,29	27,30
TiO ₂	0,02	0,01	0,03	0,04	0,04	0,01	0,04	0,00	0,04	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	19,28	19,54	19,46	19,21	19,62	19,80	20,00	20,17	20,57	20,68	19,85	19,68	19,93	19,80	19,89	20,16	19,82	19,98
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
FeO	29,73	29,81	29,85	29,73	23,83	24,50	24,34	26,25	26,32	26,49	26,49	26,31	26,29	26,33	26,61	26,58	26,36	26,40
MnO	0,62	0,56	0,59	0,58	0,24	0,29	0,29	0,33	0,28	0,27	0,33	0,33	0,35	0,30	0,31	0,27	0,29	0,29
MgO	12,23	11,91	11,92	12,36	13,84	14,06	13,66	14,80	14,62	14,29	14,52	14,60	14,32	14,30	14,07	14,18	14,09	14,40
CaO	0,11	0,07	0,11	0,07	0,19	0,13	0,14	0,17	0,15	0,15	0,16	0,15	0,14	0,12	0,15	0,14	0,13	0,15
Na ₂ O	0,03	0,00	0,04	0,02	0,03	0,03	0,06	0,02	0,04	0,03	0,02	0,06	0,01	0,01	0,03	0,01	0,04	0,04
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,07	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06
Total	88,59	88,51	88,69	88,60	84,02	85,53	85,12	89,11	89,46	88,65	89,30	88,81	88,51	88,48	88,11	88,40	88,12	88,63

Catiões em posição tetraédrica

Si ⁴⁺	5,67	5,68	5,69	5,68	5,73	5,73	5,72	5,67	5,66	5,58	5,77	5,76	5,73	5,76	5,69	5,66	5,74	5,70
Al ³⁺	2,33	2,32	2,31	2,32	2,27	2,27	2,28	2,33	2,34	2,42	2,23	2,24	2,27	2,24	2,31	2,34	2,26	2,30

Catiões em posição octaédrica

Al	2,53	2,60	2,59	2,51	2,78	2,75	2,82	2,61	2,67	2,68	2,62	2,59	2,64	2,64	2,63	2,65	2,65	2,63
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cr	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	5,31	5,33	5,33	5,31	4,35	4,40	4,40	4,56	4,55	4,63	4,59	4,58	4,60	4,61	4,69	4,66	4,63	4,62
Mn	0,11	0,10	0,11	0,11	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Mg	3,90	3,80	3,79	3,94	4,51	4,51	4,40	4,58	4,50	4,45	4,48	4,54	4,46	4,46	4,42	4,44	4,42	4,49
Total	11,86	11,84	11,82	11,88	11,69	11,72	11,67	11,81	11,78	11,82	11,75	11,77	11,77	11,76	11,79	11,80	11,76	11,78
Vazios	0,14	0,16	0,18	0,12	0,31	0,28	0,33	0,19	0,22	0,18	0,25	0,23	0,23	0,24	0,21	0,20	0,24	0,22
Valor abs.	0,14	0,16	0,18	0,12	0,31	0,28	0,33	0,19	0,22	0,18	0,25	0,23	0,23	0,24	0,21	0,20	0,24	0,22
Ca	0,03	0,02	0,02	0,01	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
Na	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02

Fe+Mg	9,21	9,13	9,12	9,25	8,86	8,91	8,79	9,14	9,05	9,09	9,07	9,12	9,06	9,06	9,11	9,10	9,05	9,10
FeO/MgO	2,43	2,50	2,50	2,40	1,72	1,74	1,78	1,77	1,80	1,85	1,82	1,80	1,84	1,84	1,89	1,87	1,87	1,83
Al/(Al+Mg+Fe)	0,35	0,35	0,35	0,34	0,36	0,36	0,37	0,35	0,36	0,36	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35
Fe/(Mg+Fe)	0,58	0,58	0,58	0,57	0,49	0,49	0,50	0,50	0,50	0,51	0,51	0,50	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51

Análises de clorites com base em 28 oxigénios

Tabela A4 - Análise química de Clorites (cont.)

Amostra	BODI 6 (cont.)														BODI 7			
	Mineral	Vesp A	Vesp B	Vesp C	Vesp D	Vesp E	Vesp F	Ves Cl		B6 CIC					Cl A			
SiO ₂	27,08	27,17	27,10	27,20	26,45	27,01	27,04	26,16	26,31	25,93	26,22	25,75	26,13	25,55	24,89	25,28	25,47	25,20
TiO ₂	0,03	0,00	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Al ₂ O ₃	19,53	20,02	19,91	19,80	20,53	20,05	19,96	20,25	20,34	20,22	20,23	20,54	20,45	20,58	20,33	20,00	20,06	20,15
Cr ₂ O ₃	0,02	0,05	0,03	0,05	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,02	0,06	0,10	0,03	0,04
FeO	26,57	26,67	26,24	26,30	26,40	26,28	26,18	24,72	25,18	26,35	26,26	26,48	26,63	26,61	33,75	33,87	34,09	34,06
MnO	0,30	0,33	0,35	0,29	0,33	0,33	0,31	0,26	0,29	0,30	0,35	0,32	0,26	0,36	0,63	0,61	0,63	0,62
MgO	13,98	14,23	14,31	14,29	14,09	14,47	14,41	14,06	14,45	14,29	13,98	14,33	14,33	14,36	9,18	9,03	8,92	8,99
CaO	0,15	0,12	0,20	0,15	0,19	0,13	0,13	0,14	0,19	0,12	0,12	0,12	0,14	0,14	0,12	0,15	0,05	0,08
Na ₂ O	0,03	0,01	0,04	0,04	0,07	0,05	0,04	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,20	0,15	0,10	0,17
K ₂ O	0,06	0,04	0,07	0,06	0,05	0,07	0,06	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,06	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01
Total	87,76	88,63	88,24	88,19	88,15	88,38	88,13	85,68	86,81	87,31	87,22	87,62	88,01	87,65	89,19	89,22	89,38	89,31

Catiões em posição tetraédrica

Si	5,73	5,69	5,69	5,71	5,57	5,66	5,68	5,62	5,60	5,52	5,58	5,47	5,52	5,43	5,42	5,50	5,53	5,48
Al	2,27	2,31	2,31	2,29	2,43	2,34	2,32	2,38	2,40	2,48	2,42	2,53	2,48	2,57	2,58	2,50	2,47	2,52

Catiões em posição octaédrica

Al	2,60	2,63	2,62	2,62	2,67	2,62	2,63	2,76	2,69	2,60	2,66	2,61	2,62	2,59	2,64	2,63	2,66	2,65
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,01
Fe	4,70	4,67	4,61	4,62	4,65	4,61	4,60	4,44	4,48	4,69	4,68	4,70	4,71	4,73	6,15	6,16	6,19	6,19
Mn	0,05	0,06	0,06	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,07	0,12	0,11	0,12	0,11
Mg	4,41	4,44	4,48	4,48	4,42	4,52	4,51	4,51	4,58	4,54	4,44	4,54	4,52	4,55	2,98	2,93	2,89	2,92
Total	11,78	11,80	11,78	11,78	11,81	11,81	11,80	11,76	11,80	11,90	11,84	11,92	11,89	11,95	11,89	11,86	11,86	11,88
Vazios	0,22	0,20	0,22	0,22	0,19	0,19	0,20	0,24	0,20	0,10	0,16	0,08	0,11	0,05	0,11	0,14	0,14	0,12
Valor abs.	0,22	0,20	0,22	0,22	0,19	0,19	0,20	0,24	0,20	0,10	0,16	0,08	0,11	0,05	0,11	0,14	0,14	0,12
Ca	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01	0,02
Na	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	0,06	0,04	0,07
K	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00

Fe+Mg	9,11	9,11	9,09	9,10	9,07	9,13	9,12	8,95	9,06	9,23	9,11	9,24	9,23	9,28	9,12	9,09	9,08	9,11
FeO/MgO	1,90	1,87	1,83	1,84	1,87	1,82	1,82	1,76	1,74	1,84	1,88	1,85	1,86	1,85	3,68	3,75	3,82	3,79
Al/(Al+Mg+Fe)	0,35	0,35	0,35	0,35	0,36	0,35	0,35	0,36	0,36	0,35	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36
Fe/(Mg+Fe)	0,52	0,51	0,51	0,51	0,51	0,50	0,50	0,50	0,49	0,51	0,51	0,51	0,51	0,51	0,67	0,68	0,68	0,68

Análises de clorites com base em 28 oxigénios

Tabela A4 - Análise química de Clorites (cont.)

Amostra	BODI 7 (cont.)							BODI 16									
	Cl B			Cl C				Cl A				Cl B	Cl C				
SiO ₂	25,27	25,02	25,12	25,00	24,82	25,03	25,04	27,93	25,64	26,21	26,21	25,73	26,79	25,70	25,50	26,44	25,94
TiO ₂	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05	0,10	0,06	0,05	0,03	0,07	0,02	0,03	0,03	0,08
Al ₂ O ₃	20,46	20,46	20,40	20,35	20,32	20,29	20,31	18,28	20,60	20,99	19,96	20,69	18,80	20,36	20,86	19,73	19,61
Cr ₂ O ₃	0,04	0,09	0,07	0,08	0,06	0,06	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,07	0,03	0,05	0,08	0,02
FeO	34,27	34,07	34,13	33,85	33,92	33,81	33,68	27,46	28,93	29,04	28,56	28,89	28,31	29,11	28,75	28,32	28,30
MnO	0,66	0,65	0,62	0,61	0,63	0,64	0,62	0,34	0,43	0,43	0,38	0,40	0,40	0,39	0,47	0,39	0,35
MgO	9,15	9,10	9,01	9,07	9,11	8,99	9,21	14,50	12,36	12,43	12,69	12,79	13,74	12,76	12,67	13,54	13,26
CaO	0,05	0,08	0,06	0,06	0,04	0,08	0,08	0,03	0,04	0,05	0,04	0,08	0,06	0,07	0,05	0,00	0,13
Na ₂ O	0,03	0,02	0,03	0,00	0,01	0,06	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,00	0,02
K ₂ O	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,02	0,02	0,00	0,02	0,07	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Total	89,98	89,50	89,47	89,05	88,91	89,00	89,01	88,59	88,17	89,28	87,93	88,70	88,26	88,47	88,41	88,52	87,71

Catiões em posição tetraédrica

Si	5,45	5,43	5,45	5,45	5,42	5,46	5,45	5,87	5,48	5,52	5,60	5,47	5,70	5,48	5,43	5,60	5,56
Al	2,55	2,57	2,55	2,55	2,58	2,54	2,55	2,13	2,52	2,48	2,40	2,53	2,30	2,52	2,57	2,40	2,44

Catiões em posição octaédrica

Al	2,66	2,66	2,67	2,67	2,65	2,67	2,67	2,40	2,67	2,73	2,63	2,65	2,42	2,60	2,67	2,53	2,52
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Cr	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe	6,19	6,18	6,20	6,17	6,20	6,17	6,13	4,83	5,17	5,12	5,11	5,13	5,04	5,19	5,12	5,02	5,07
Mn	0,12	0,12	0,11	0,11	0,12	0,12	0,11	0,06	0,08	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,08	0,07	0,06
Mg	2,94	2,94	2,91	2,95	2,96	2,92	2,99	4,55	3,94	3,90	4,04	4,05	4,36	4,06	4,02	4,28	4,24
Total	11,92	11,92	11,91	11,92	11,94	11,89	11,91	11,84	11,88	11,84	11,86	11,91	11,91	11,93	11,92	11,92	11,91
Vazios	0,08	0,08	0,09	0,08	0,06	0,11	0,09	0,16	0,12	0,16	0,14	0,09	0,09	0,07	0,08	0,08	0,09
Valor abs.	0,08	0,08	0,09	0,08	0,06	0,11	0,09	0,16	0,12	0,16	0,14	0,09	0,09	0,07	0,08	0,08	0,09
Ca	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,03
Na	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01

Fe+Mg	9,13	9,12	9,11	9,11	9,16	9,09	9,13	9,37	9,11	9,02	9,15	9,18	9,40	9,25	9,15	9,30	9,31
FeO/MgO	3,74	3,75	3,79	3,73	3,72	3,76	3,66	1,89	2,34	2,34	2,25	2,26	2,06	2,28	2,27	2,09	2,13
Al/(Al+Mg+Fe)	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,36	0,33	0,36	0,37	0,35	0,36	0,33	0,36	0,36	0,35	0,35
Fe/(Mg+Fe)	0,68	0,68	0,68	0,68	0,68	0,68	0,67	0,52	0,57	0,57	0,56	0,56	0,54	0,56	0,56	0,54	0,54

Tabela A4 - Análise química de Clorites (cont.)

Amostra	BODI 16	BODI 17														
		CIA					CI B			CI C			CL D	CI E		CI F
Mineral	Cl C (cont.)															
SiO ₂	26,30	26,40	26,35	26,62	26,37	28,88	26,46	26,68	26,18	26,98	28,14	26,29	25,94	26,36	26,43	26,11
TiO ₂	0,15	0,02	0,00	0,01	0,06	0,74	0,02	0,00	0,02	0,00	0,20	0,03	0,03	0,01	0,09	0,06
Al ₂ O ₃	19,81	19,53	19,84	19,54	19,78	16,30	19,87	19,27	19,56	19,83	17,36	19,72	19,96	19,85	19,83	20,11
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,12	0,09	0,02	0,01	0,00	0,02	0,10	0,05
FeO	28,43	30,11	29,70	29,32	29,34	28,04	29,73	29,04	29,77	29,15	29,38	29,22	29,86	29,38	29,00	29,25
MnO	0,39	0,44	0,44	0,41	0,43	0,40	0,45	0,43	0,48	0,38	0,36	0,39	0,40	0,40	0,38	0,40
MgO	13,03	13,09	13,52	13,69	13,23	14,61	13,28	14,07	13,14	13,65	14,25	13,65	13,19	13,54	13,62	13,40
CaO	0,14	0,02	0,05	0,04	0,13	1,06	0,04	0,21	0,09	0,04	0,10	0,02	0,08	0,05	0,08	0,08
Na ₂ O	0,00	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,05	0,01	0,00	0,01
K ₂ O	0,01	0,08	0,14	0,10	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,01	0,14	0,00	0,04	0,16	0,07	0,01
Total	88,29	89,72	90,06	89,74	89,36	90,09	89,91	89,74	89,36	90,15	89,98	89,33	89,54	89,77	89,58	89,48

Catiões em posição tetraédrica

Si	5,60	5,58	5,53	5,60	5,57	6,02	5,56	5,60	5,55	5,63	5,90	5,55	5,49	5,54	5,56	5,51
Al	2,40	2,42	2,47	2,40	2,43	1,98	2,44	2,40	2,45	2,37	2,10	2,45	2,51	2,46	2,44	2,49

Catiões em posição octaédrica

Al	2,57	2,44	2,45	2,44	2,49	2,02	2,48	2,37	2,44	2,50	2,18	2,46	2,47	2,47	2,47	2,50
Ti	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
Fe	5,06	5,32	5,22	5,15	5,18	4,88	5,23	5,10	5,28	5,09	5,15	5,16	5,28	5,17	5,10	5,16
Mn	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07	0,08	0,08	0,09	0,07	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Mg	4,13	4,12	4,23	4,29	4,17	4,53	4,16	4,41	4,15	4,24	4,45	4,29	4,16	4,24	4,27	4,21
Total	11,86	11,97	11,98	11,96	11,93	11,62	11,96	11,96	11,97	11,91	11,88	11,98	11,99	11,96	11,94	11,96
Vazios	0,14	0,03	0,02	0,04	0,07	0,38	0,04	0,04	0,03	0,09	0,12	0,02	0,01	0,04	0,06	0,04
Valor abs.	0,14	0,03	0,02	0,04	0,07	0,38	0,04	0,04	0,03	0,09	0,12	0,02	0,01	0,04	0,06	0,04
Ca	0,03	0,00	0,01	0,01	0,03	0,24	0,01	0,05	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02
Na	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,02	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,01	0,04	0,02	0,00

Fe+Mg	9,20	9,44	9,45	9,45	9,35	9,42	9,39	9,51	9,43	9,33	9,60	9,45	9,44	9,41	9,37	9,37
FeO/MgO	2,18	2,30	2,20	2,14	2,22	1,92	2,24	2,06	2,27	2,14	2,06	2,14	2,26	2,17	2,13	2,18
Al/(Al+Mg+Fe)	0,35	0,34	0,34	0,34	0,34	0,30	0,34	0,33	0,34	0,34	0,31	0,34	0,35	0,34	0,34	0,35
Fe/(Mg+Fe)	0,55	0,56	0,55	0,55	0,55	0,52	0,56	0,54	0,56	0,55	0,54	0,55	0,56	0,55	0,54	0,55

Análises de clorites com base em 28 oxigénios

Tabela A4 - Análise química de Clorites (cont.)

Amostra	BODI 17 (cont.)				
Mineral	Cl G		Cl H		
SiO ₂	26,22	25,83	26,41	26,54	26,68
TiO ₂	0,06	0,05	0,02	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	19,56	19,85	19,64	19,42	19,41
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,10	0,12	0,08
FeO	29,28	29,08	29,67	29,67	29,12
MnO	0,41	0,45	0,41	0,38	0,40
MgO	12,85	13,43	13,51	13,25	13,64
CaO	0,01	0,08	0,04	0,08	0,03
Na ₂ O	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00
K ₂ O	0,05	0,00	0,00	0,00	0,12
Total	88,45	88,81	89,80	89,49	89,52

Catiões em posição tetraédrica

Si	5,60	5,49	5,56	5,61	5,62
Al	2,40	2,51	2,44	2,39	2,38

Catiões em posição octaédrica

Al	2,52	2,47	2,43	2,44	2,44
Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01
Fe	5,23	5,17	5,22	5,24	5,13
Mn	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07
Mg	4,09	4,26	4,24	4,17	4,28
Total	11,92	11,99	11,98	11,94	11,94
Vazios	0,08	0,01	0,02	0,06	0,06
Valor abs.	0,08	0,01	0,02	0,06	0,06
Ca	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01
Na	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03

Fe+Mg	9,32	9,43	9,46	9,41	9,41
FeO/MgO	2,28	2,17	2,20	2,24	2,13
Al/(Al+Mg+Fe)	0,35	0,35	0,34	0,34	0,34
Fe/(Mg+Fe)	0,56	0,55	0,55	0,56	0,54

Análises de clorites com base em 28 oxigénios

Tabela A5 - Análise química de Epídotos

Amostra	BODI 1								BODI 2								BODI 5		
	Ep A				Ep B				Ep A				Ep B				Ves A		
SiO ₂	37,85	37,93	38,02	38,30	39,16	38,25	38,81	38,80	37,96	38,49	38,50	38,36	38,51	38,19	38,38	38,20	38,51	38,61	
TiO ₂	0,02	0,07	0,03	0,04	0,04	0,05	0,02	0,03	0,03	0,14	0,13	0,07	0,11	0,02	0,12	0,10	0,04	0,15	
Al ₂ O ₃	20,66	19,90	20,18	20,24	21,74	20,51	21,31	20,63	22,92	22,72	22,72	22,89	22,52	23,04	22,97	23,06	23,05	23,54	
Fe ₂ O ₃	15,78	16,69	16,38	16,62	13,67	15,61	15,12	15,73	13,04	12,88	13,22	13,33	13,29	13,25	13,01	12,59	12,33	12,03	
MnO	0,39	0,20	0,23	0,27	0,28	0,30	0,35	0,41	0,51	0,35	0,26	0,32	0,24	0,44	0,26	0,08	0,20	0,13	
MgO	0,09	0,01	0,02	0,01	0,00	0,82	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,21	0,02	
CaO	23,09	23,49	23,39	23,64	23,85	22,52	23,72	23,10	23,00	23,04	23,28	23,15	23,25	23,07	23,40	23,46	23,38	23,55	
Na ₂ O	0,04	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,03	0,02	0,02	0,05	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	
Total	97,92	98,31	98,25	99,15	98,75	98,05	99,35	98,71	97,49	97,65	98,12	98,17	97,98	98,05	98,16	97,49	97,72	98,04	

Análises de epídotos com base em 25 oxigénios

Si	6,60	6,61	6,63	6,68	6,83	6,67	6,76	6,76	6,62	6,71	6,71	6,69	6,71	6,66	6,69	6,66	6,71	6,73
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02
Al	4,24	4,09	4,15	4,16	4,47	4,21	4,38	4,24	4,71	4,67	4,67	4,70	4,63	4,73	4,72	4,74	4,74	4,84
Fe ³⁺	1,03	1,09	1,07	1,09	0,90	1,02	0,99	1,03	0,86	0,84	0,87	0,87	0,87	0,87	0,85	0,83	0,81	0,79
Mn	0,06	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,07	0,05	0,04	0,05	0,03	0,07	0,04	0,01	0,03	0,02
Mg	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,01
Ca	4,31	4,39	4,37	4,41	4,45	4,20	4,43	4,31	4,30	4,30	4,35	4,32	4,34	4,31	4,37	4,38	4,37	4,40
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	16,2848	16,2285	16,2599	16,3961	16,692	16,3723	16,6203	16,4152	16,5644	16,6059	16,6532	16,6573	16,6215	16,6467	16,6895	16,6287	16,7121	16,8019

Tabela A5 - Análise química de Epídotos (cont.)

Amostra	BODI 5 (cont.)						BODI 6											BODI 16
	Mineral	Ves A	Ves B			Ves C		Ep A					Ep B					
SiO ₂	38,25	39,02	38,94	37,75	37,99	38,90	45,68	48,61	39,93	39,73	45,58	39,29	39,60	39,35	39,53	39,22	39,50	38,10
TiO ₂	0,10	0,10	0,09	0,01	0,08	0,06	0,00	0,00	0,03	0,13	0,50	0,14	0,07	0,09	0,06	0,11	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	23,94	23,17	23,79	23,73	23,39	22,94	23,53	24,45	27,83	27,70	24,26	27,73	27,46	27,66	27,71	28,03	27,70	21,45
Fe ₂ O ₃	12,20	12,62	11,78	11,98	12,78	12,59	0,79	4,13	7,07	6,89	6,34	7,24	6,67	6,70	6,95	6,87	7,07	14,33
MnO	0,17	0,13	0,13	0,20	0,12	0,19	0,00	0,07	0,12	0,05	0,07	0,06	0,09	0,10	0,07	0,12	0,13	0,16
MgO	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,06	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
CaO	23,53	23,45	23,61	23,67	23,55	23,53	19,03	20,82	24,01	24,27	21,69	24,16	23,85	23,89	23,81	23,71	23,64	23,03
Na ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01	0,64	1,01	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01
Total	98,22	98,53	98,37	97,35	97,91	98,23	89,73	99,12	99,01	98,78	98,51	98,63	97,76	97,82	98,17	98,07	98,11	97,15

Análises de epídotos com base em 25 oxigénios

Si	6,42	6,55	6,54	6,34	6,38	6,53	7,67	8,16	6,70	6,67	7,65	6,59	6,65	6,61	6,63	6,58	6,63	6,39
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,06	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	4,73	4,58	4,71	4,69	4,63	4,54	4,65	4,84	5,51	5,48	4,80	5,48	5,43	5,47	5,48	5,54	5,48	4,24
Fe ³⁺	0,77	0,80	0,74	0,76	0,81	0,79	0,05	0,26	0,45	0,43	0,40	0,46	0,42	0,42	0,44	0,43	0,45	0,90
Mn	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Mg	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Ca	4,23	4,22	4,25	4,26	4,23	4,23	3,42	3,74	4,32	4,36	3,90	4,34	4,29	4,29	4,28	4,26	4,25	4,14
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,21	0,33	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Total	16,2007	16,1877	16,2702	16,0755	16,0723	16,1339	16,0169	17,3457	16,9972	16,9741	16,8455	16,9112	16,8148	16,8275	16,8645	16,862	16,8381	15,722025

Tabela A5 - Análise química de Epidotos (cont.)

Amostra	BODI 17															
	Ep A				Ep B		Ep C		Ep D		Ep E		Ep F		Ep G	
SiO ₂	38,50	38,58	38,76	38,59	38,96	39,01	39,40	39,41	39,42	40,08	38,86	38,79	38,80	38,95	39,60	39,47
TiO ₂	0,03	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,02	0,03	0,07	0,04	0,05	0,06	0,02	0,04	0,06	0,07
Al ₂ O ₃	22,79	22,85	24,45	22,50	22,39	23,52	22,75	22,73	23,19	22,89	22,55	22,51	24,14	22,46	23,17	23,41
Fe ₂ O ₃	13,29	13,33	11,13	13,68	13,18	11,89	12,34	12,54	11,60	11,59	13,26	12,79	10,68	13,40	12,42	11,91
MnO	0,12	0,11	0,29	0,10	0,08	0,26	0,21	0,14	0,12	0,18	0,16	0,19	0,16	0,19	0,11	0,14
MgO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,01	0,06	0,01	0,02	0,00	0,00
CaO	24,09	23,89	23,97	24,13	24,07	23,94	24,09	24,14	24,18	24,04	23,91	23,66	23,56	23,41	24,20	24,12
Na ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01
Total	98,83	98,82	98,62	99,00	98,73	98,63	98,85	99,02	98,59	98,83	98,80	98,08	97,37	98,50	99,56	99,13

Análises de epidotos com base em 25 oxigénios

Si	6,49	6,51	6,54	6,51	6,57	6,58	6,64	6,65	6,65	6,76	6,55	6,54	6,54	6,57	6,56	6,54
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Al	4,53	4,54	4,86	4,47	4,45	4,67	4,52	4,52	4,61	4,55	4,48	4,47	4,80	4,46	4,52	4,57
Fe ³⁺	0,84	0,85	0,71	0,87	0,84	0,75	0,78	0,80	0,74	0,74	0,84	0,81	0,68	0,85	0,77	0,74
Mn	0,02	0,02	0,04	0,01	0,01	0,04	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,02
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	4,35	4,32	4,33	4,36	4,35	4,32	4,35	4,36	4,37	4,34	4,32	4,27	4,26	4,23	4,29	4,28
Na	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Total	16,2401	16,2321	16,4812	16,2209	16,2242	16,3712	16,3448	16,3521	16,3914	16,42	16,2311	16,1573	16,3032	16,1587	16,1739	16,1612

Tabela A6 - Análise química de Anfíbulas

Amostra	BODI 13		BODI 17					
	A1	A2	A1	A2	A3	A4	A5	A6
SiO ₂	47,05	48,00	49,19	50,77	48,59	49,74	50,29	51,52
TiO ₂	0,07	0,18	0,10	0,14	0,07	1,73	0,10	0,34
Al ₂ O ₃	6,30	6,74	4,54	3,56	4,05	3,55	4,05	3,20
FeO	21,32	20,47	19,78	18,47	20,14	17,57	20,09	17,59
MnO	0,48	0,57	0,40	0,40	0,41	0,35	0,41	0,33
MgO	8,41	7,61	9,87	11,14	9,83	10,18	10,01	11,82
CaO	12,63	12,72	11,86	11,62	11,52	12,78	11,95	12,28
K ₂ O	0,38	0,36	0,32	0,23	0,26	0,22	0,27	0,19
Na ₂ O	0,63	0,60	0,44	0,34	0,35	0,31	0,41	0,39
Total	97,26	97,24	96,49	96,66	95,22	96,42	97,58	97,65

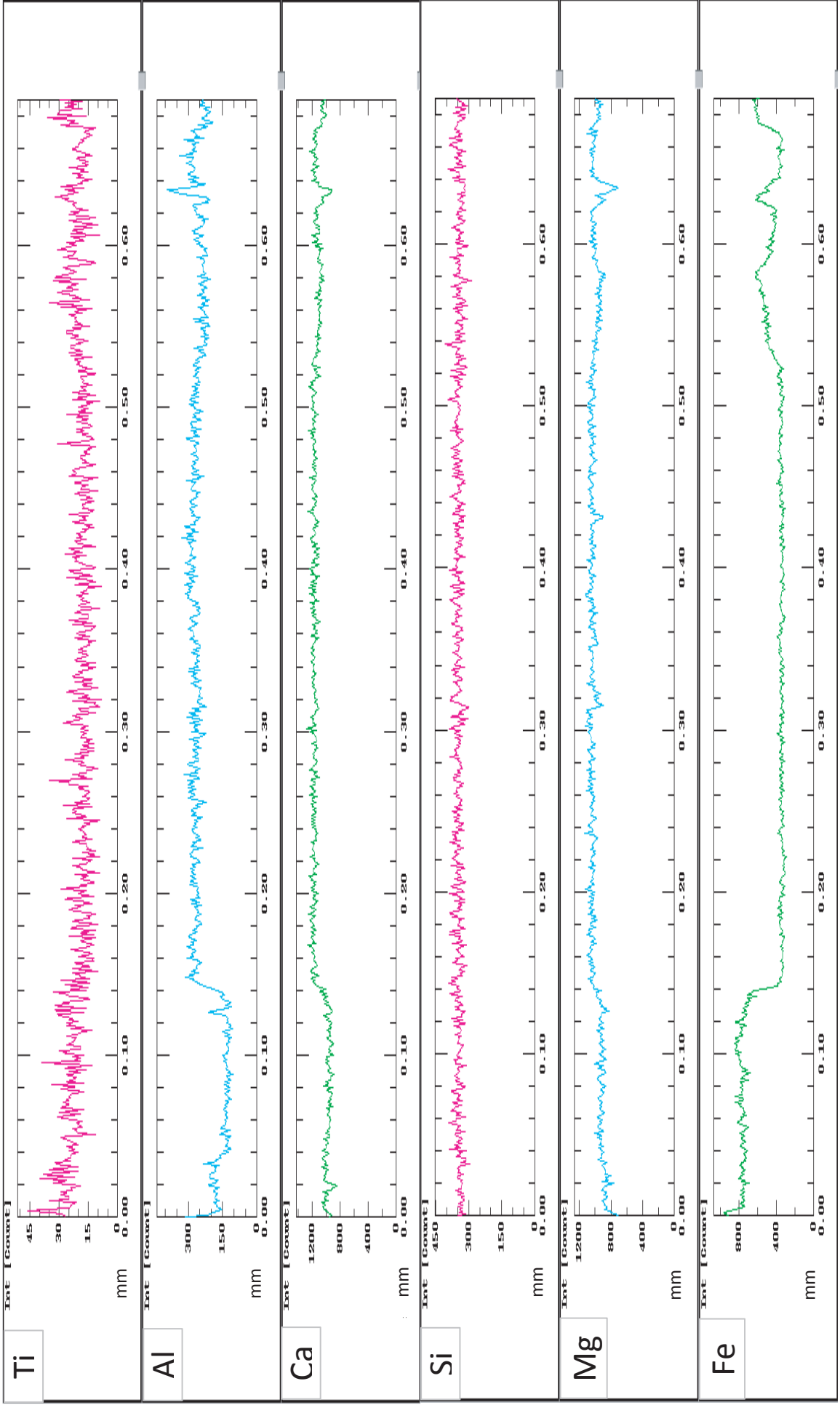
Cálculo da Fórmula estrutural com base em 23 oxigénios

Si	7,17	7,34	7,42	7,55	7,41	7,57	7,50	7,60
Ti	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,20	0,01	0,04
Al	1,13	1,21	0,81	0,62	0,73	0,64	0,71	0,56
Fe	2,72	2,62	2,49	2,30	2,57	2,24	2,50	2,17
Mn	0,06	0,07	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,04
Mg	1,91	1,73	2,22	2,47	2,24	2,31	2,22	2,60
Ca	2,06	2,08	1,92	1,85	1,88	2,09	1,91	1,94
K	0,07	0,07	0,06	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04
Na	0,19	0,18	0,13	0,10	0,10	0,09	0,12	0,11
Total	15,32	15,33	15,11	14,99	15,04	15,22	15,08	15,09

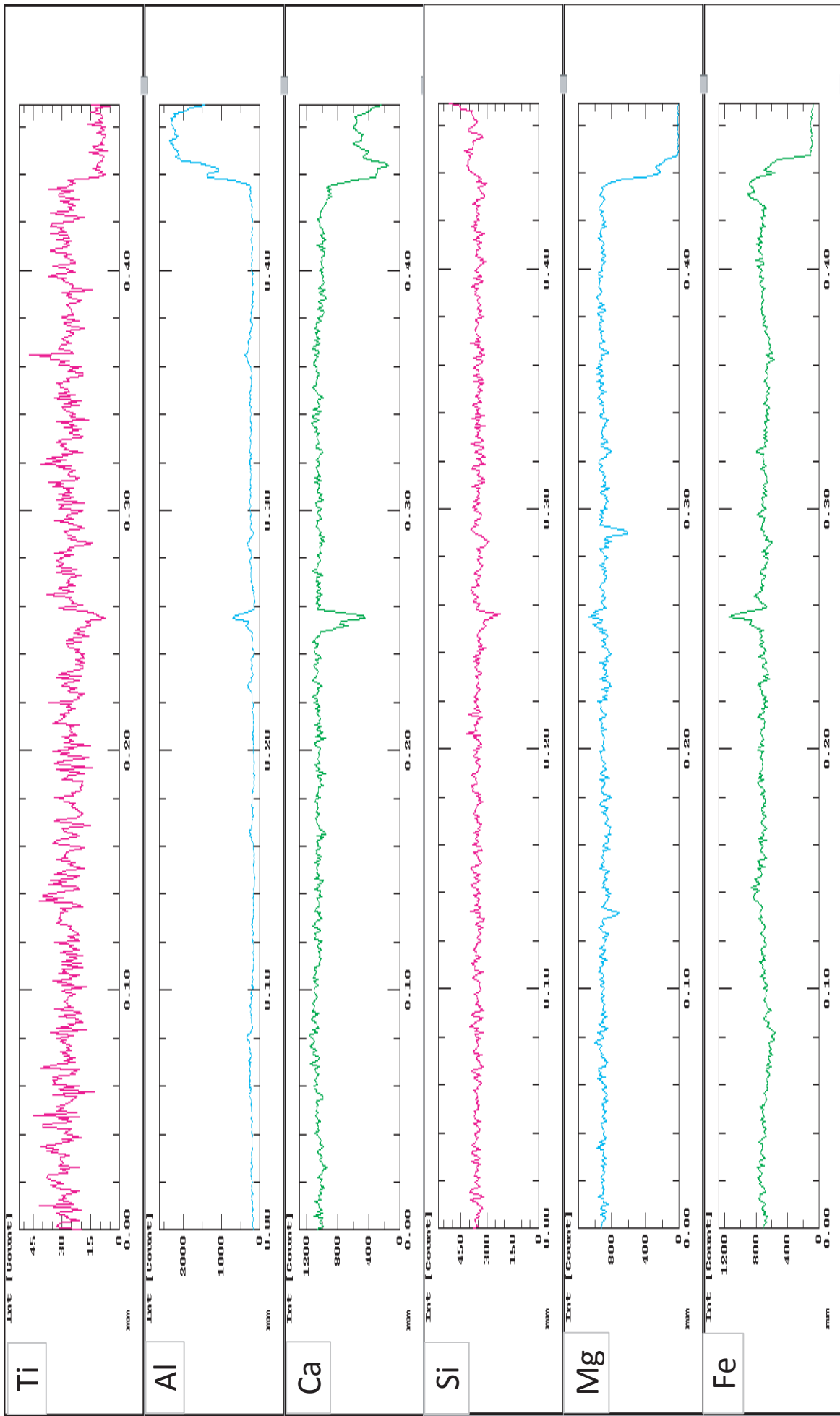
Mg/Mg+Fe	0,41	0,40	0,50	0,57	0,52	0,51	0,50	0,56
----------	------	------	------	------	------	------	------	------

Classificação segundo Leake et al. (1997)							
Cálcica	Cálcica	Cálcica	Cálcica	Cálcica	Cálcica	Cálcica	Cálcica
Ferro-hornblenda	Ferro-hornblenda	Magnesio-hornblenda	Actinolite	Magnesio-hornblenda	Actinolite	Magnesio-hornblenda	Actinolite

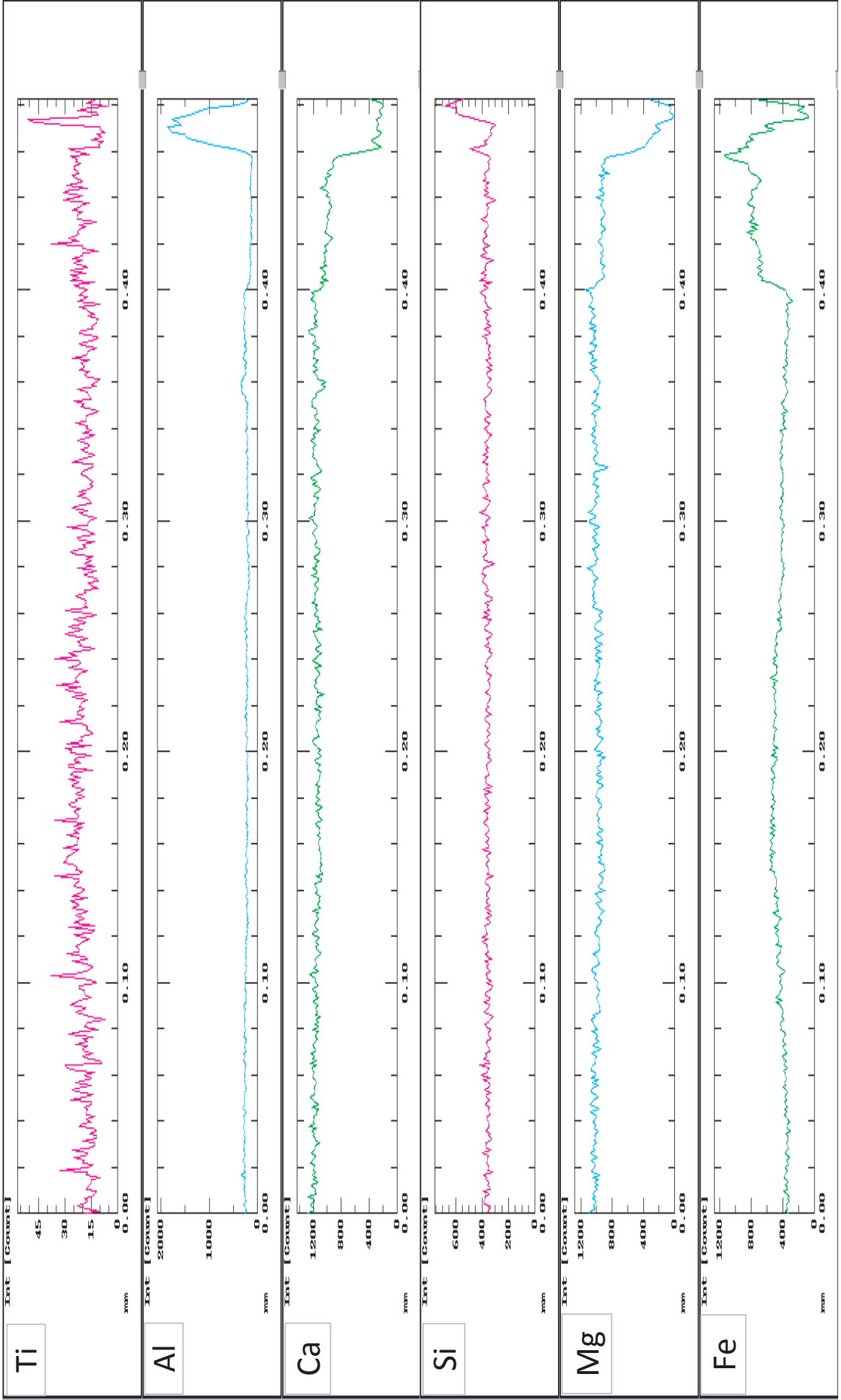
Anexo B1 - Perfis composicionais de Piroxena - Amostra BODI 5, Piroxena 1



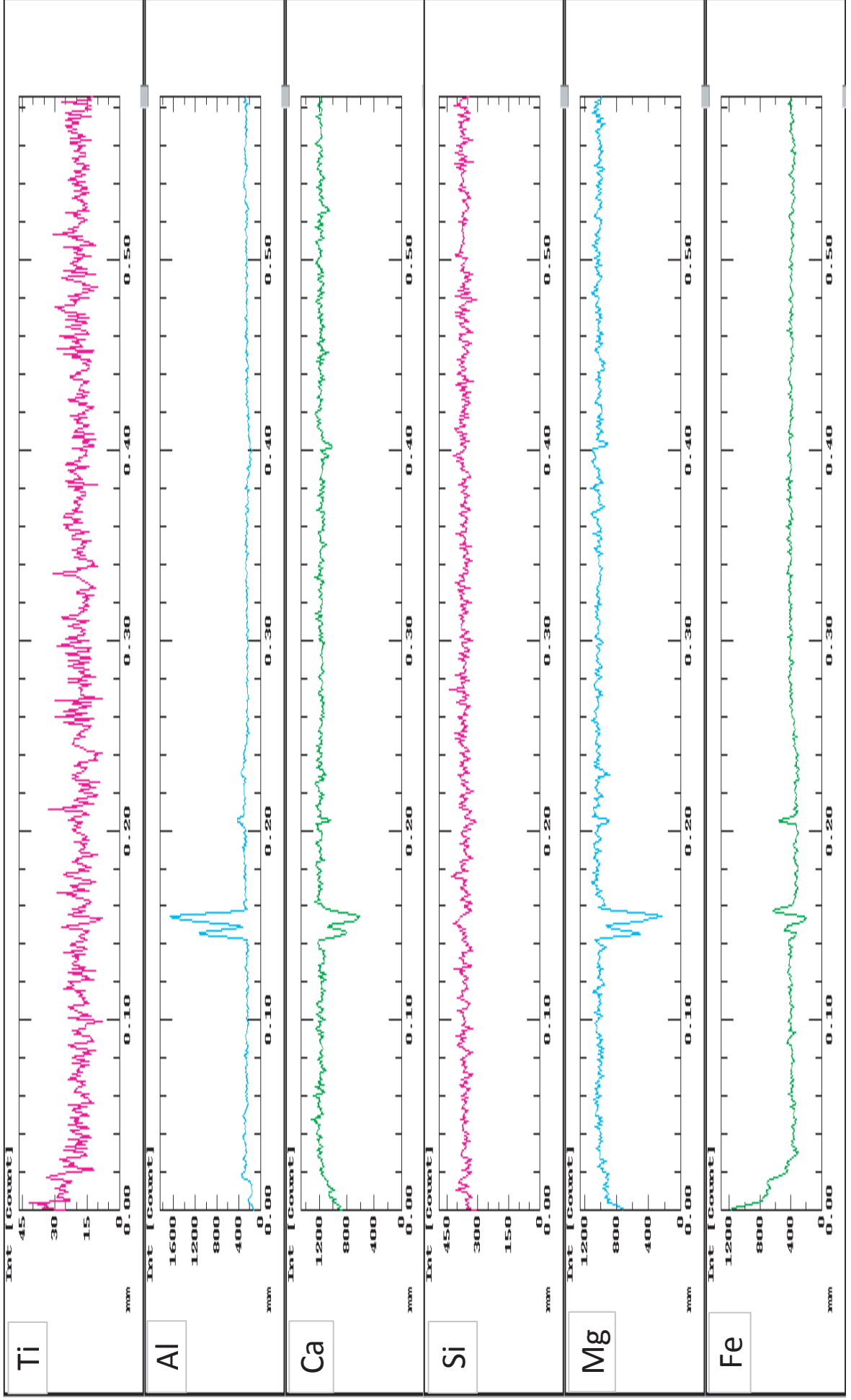
Anexo B2 - Perfis composicionais de Piroxena - Amostra BODI 5, Piroxena 2



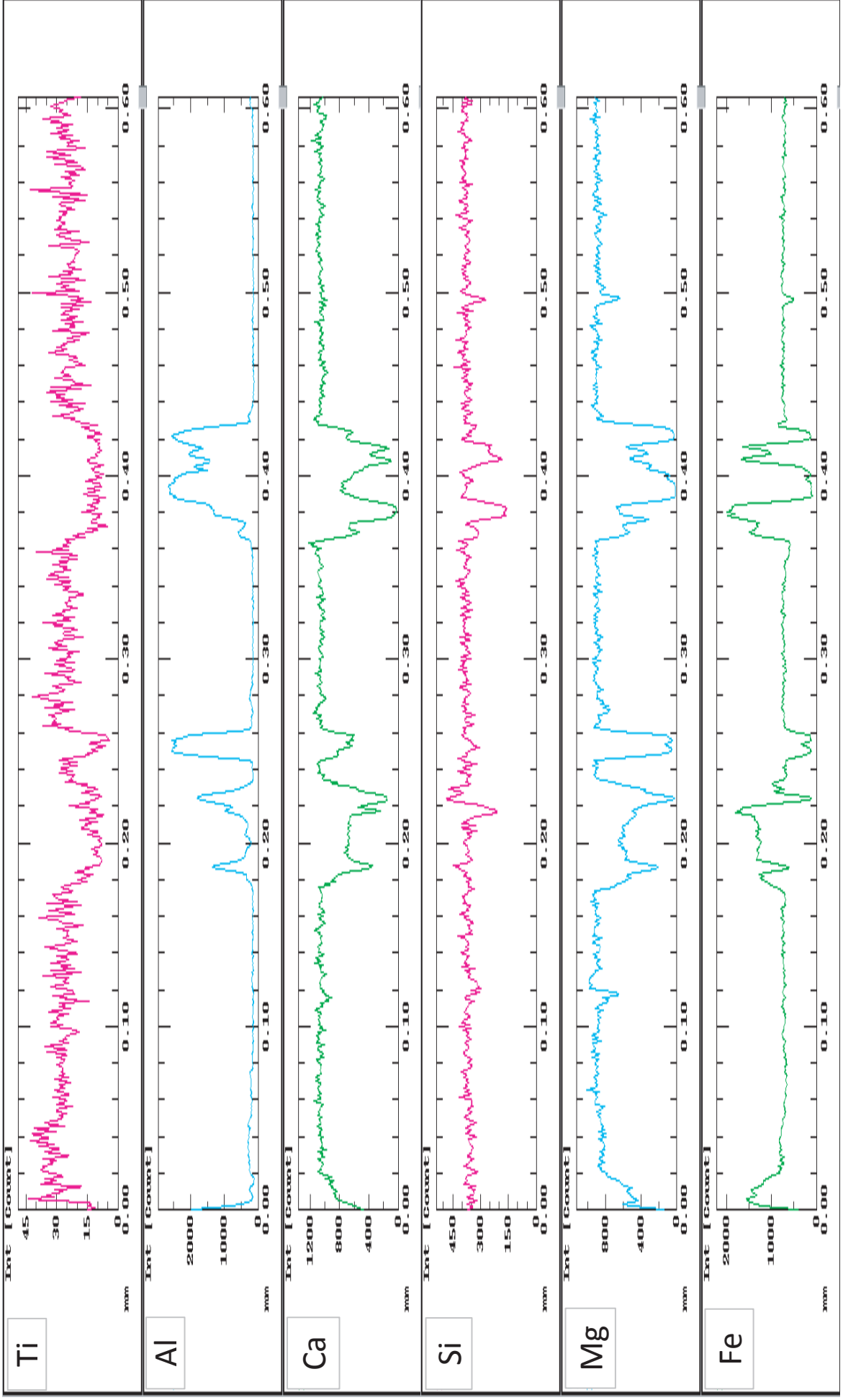
Anexo B3 - Perfis compositionais de Piroxena - Amostra BODI 5, Piroxena 3



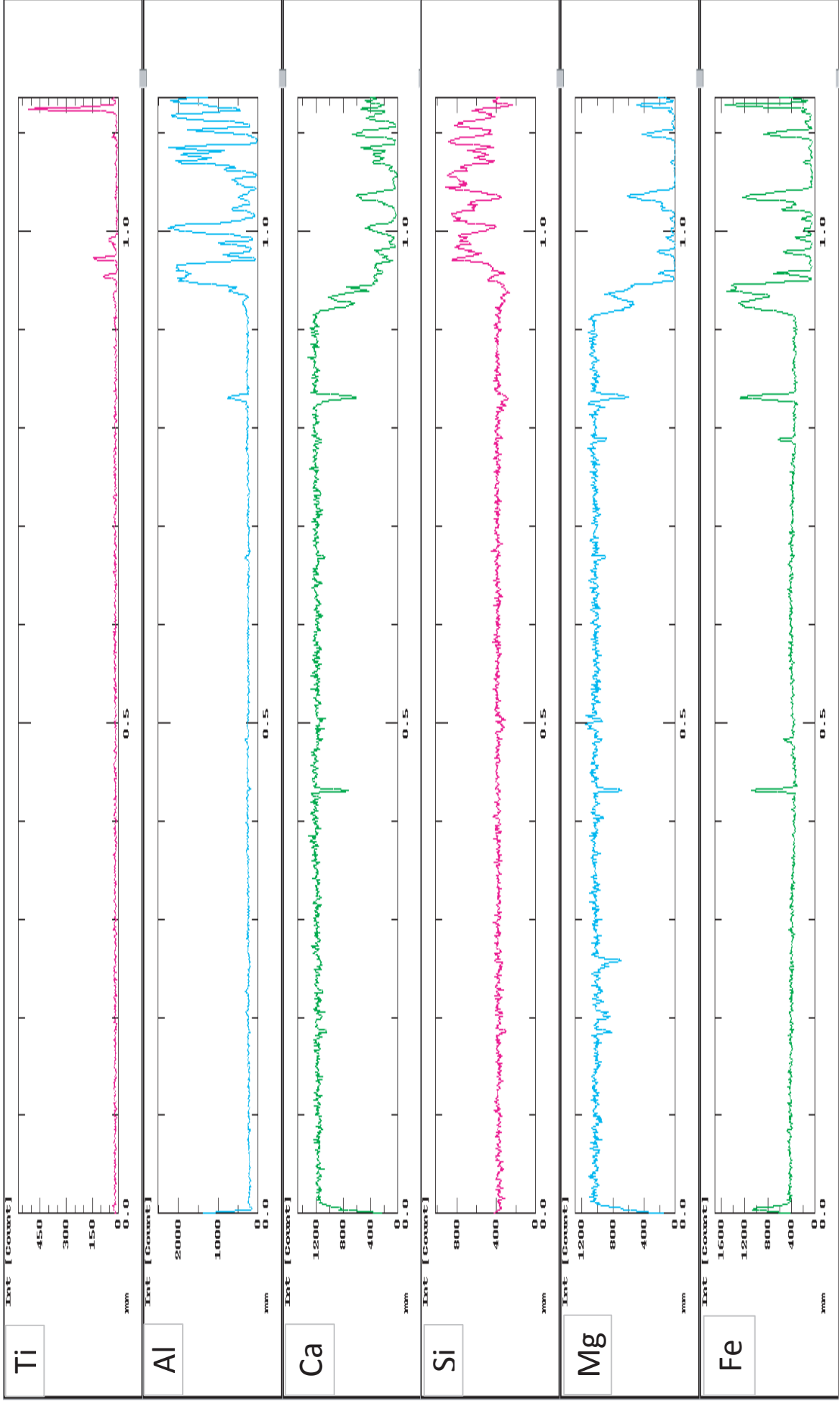
Anexo B4 - Perfis compositionais de Piroxena - Amostra BODI 5, Piroxena 4



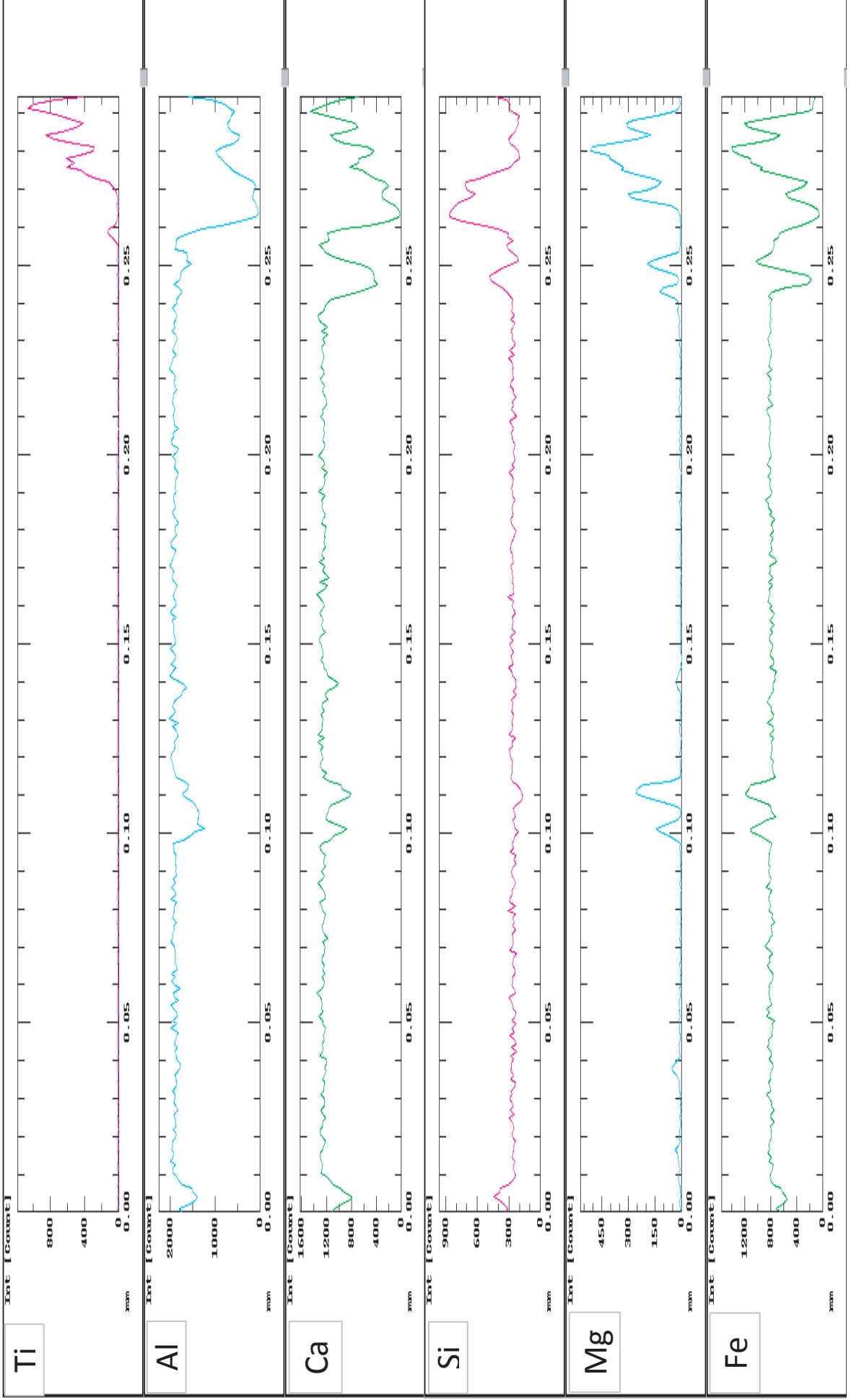
Anexo B5 - Perfis composicionais de Piroxena - Amostra BODI 5, Piroxena 5



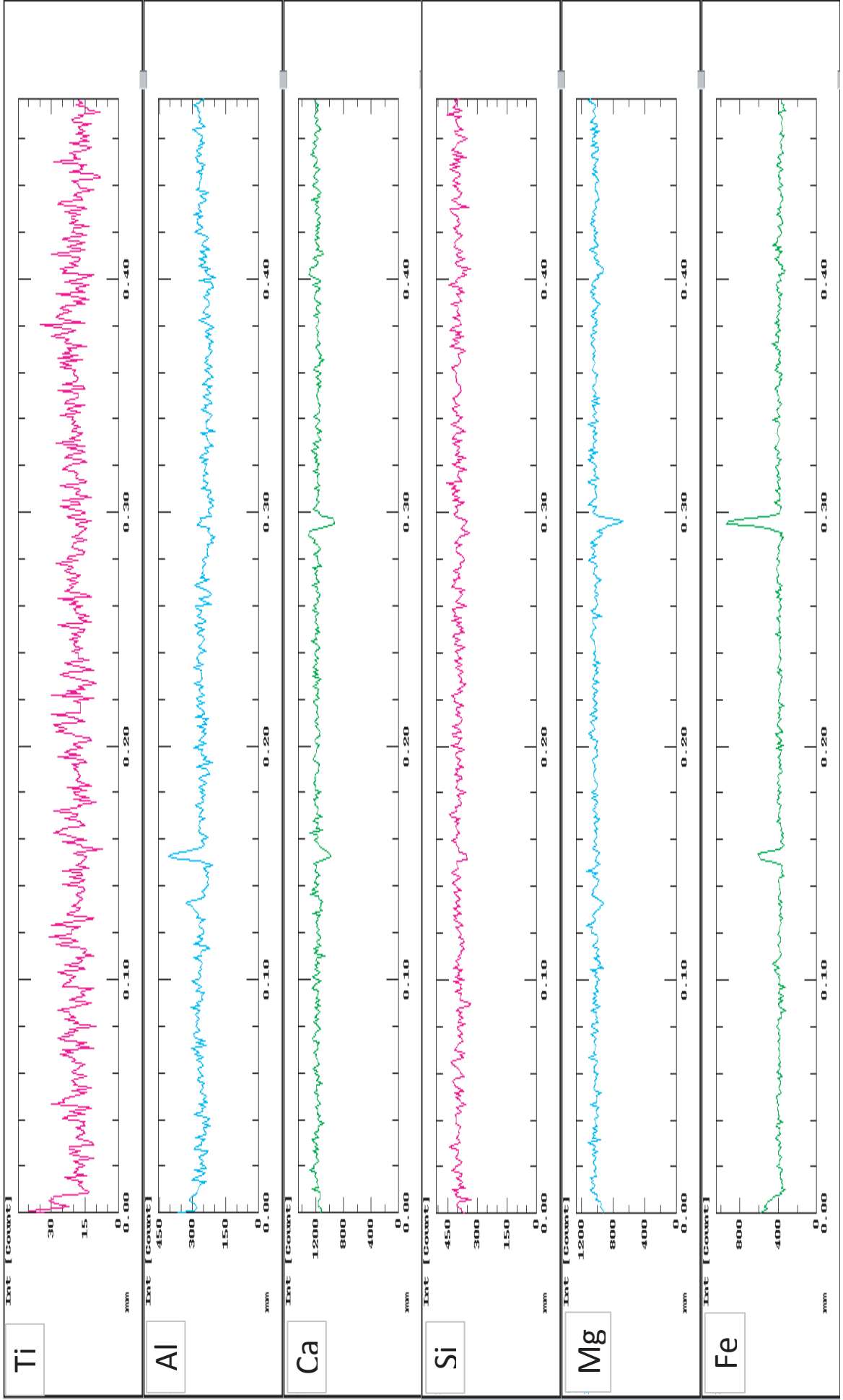
Anexo B6 - Perfis composicionais de Piroxena - Amostra BODI 5, Piroxena 6



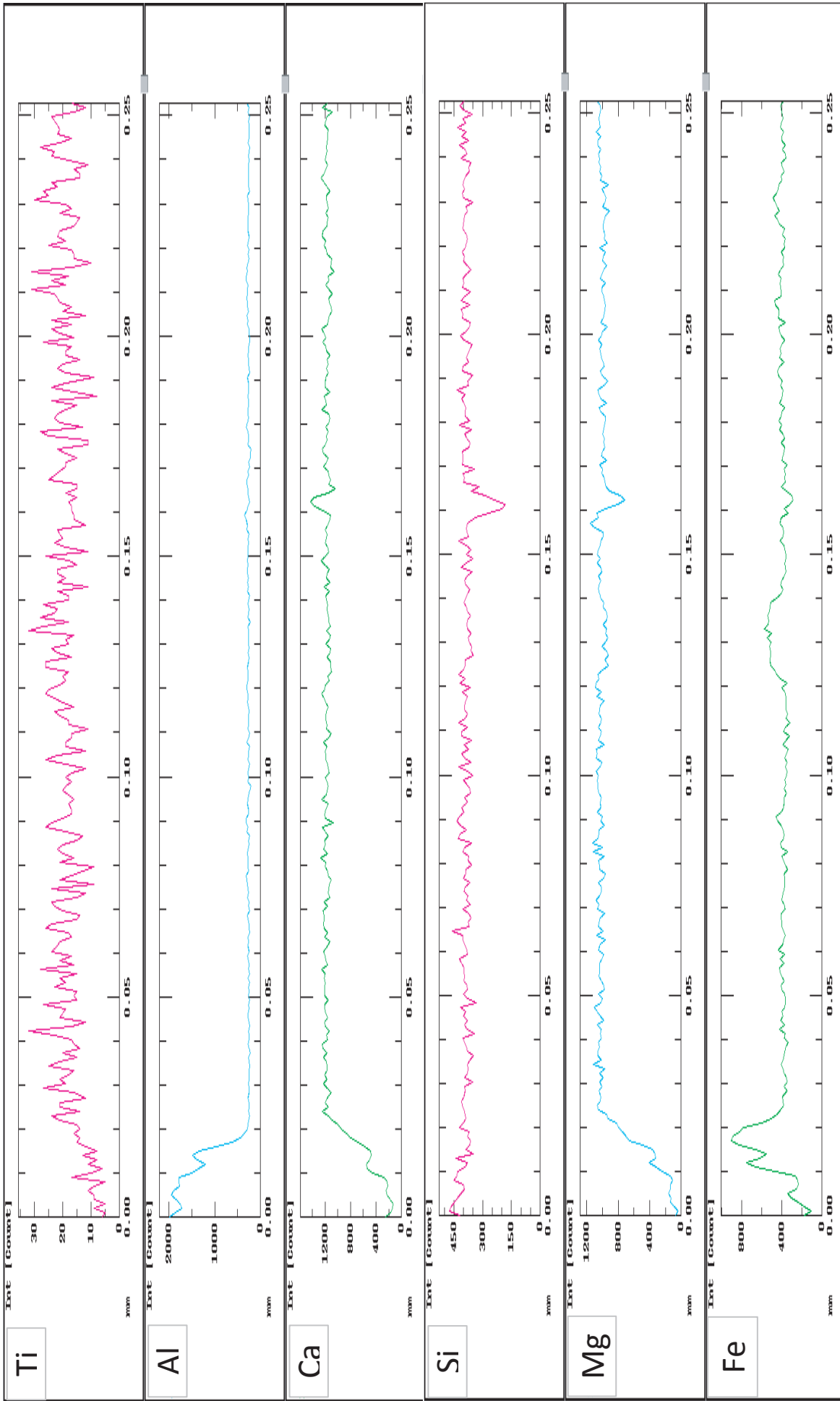
Anexo B7 - Perfis compositionais de Piroxena - Amostra BODI 5, Piroxena 7



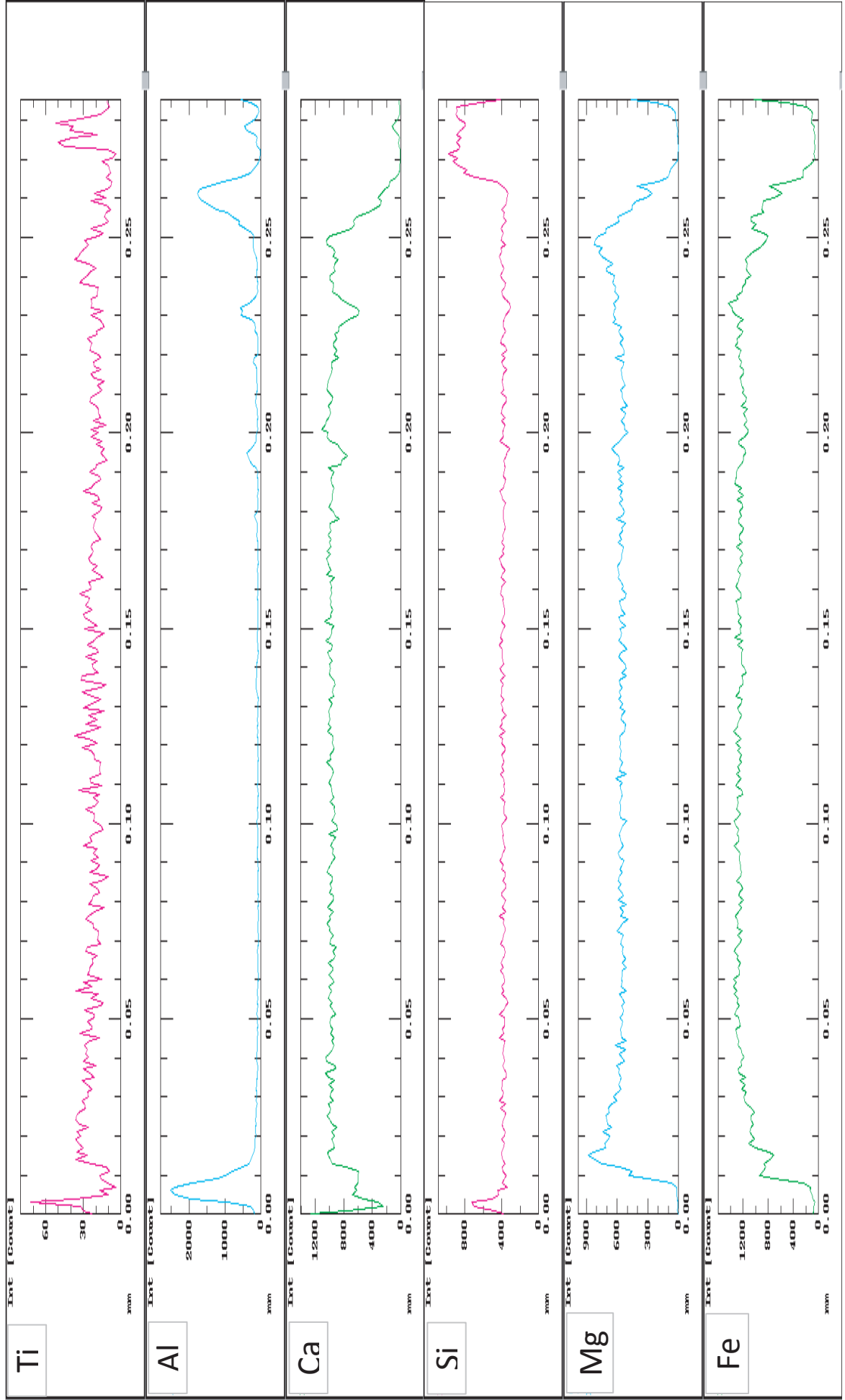
Anexo B8 - Perfis compositionais de Piroxena - Amostra BODI 6, Piroxena 1



Anexo B9 - Perfis composicionais de Piroxena - Amostra BODI 6, Piroxena 2



Anexo B10 - Perfis composicionais de Piroxena - Amostra BODI 6, Piroxena 3



Anexo B11 - Perfis composicionais de Piroxena - Amostra BODI 6, Piroxena 4

