



*Escola de Ciências e Tecnologia
Universidade de Évora*

Magmatismo Intrusivo no Ciclo Varisco *(Alentejo NE, Portugal)*

Intrusive Magmatism in the Variscan Cycle
(Alentejo NE, Portugal)



José Carrilho Lopes

2020



José Carrilho Lopes nasceu em Coimbra, nos anos sessenta do último século. Lá cresceu e cumpriu o percurso de ensino, terminado com uma Licenciatura em Geologia na Universidade de Coimbra. Rumou depois à Universidade de Évora, onde iniciou a sua carreira académica que, ao fim de alguns anos, incluiu um doutoramento em Geologia, na área de Petrologia e Geoquímica.

Neste livro, com base no trabalho desenvolvido para a obtenção desse grau e noutros estudos que foi fazendo, resolveu compilar, com as devidas actualizações, parte da sua produção científica conseguida em mais de trinta anos como docente e investigador.

Para além da geoquímica, da caracterização petrográfica, química e física de materiais rochosos, tem-se dedicado, mais recentemente, em colaboração com colegas de outras áreas de investigação, ao estudo dos processos mecânicos de instalação de magmas na crosta terrestre, bem como aos mecanismos de deformação e fracturação de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas.

Desde o doutoramento, é Professor da Universidade de Évora, Escola de Ciências e Tecnologia, Departamento de Geociências.



*Escola de Ciências e Tecnologia
Universidade de Évora*

ISBN 9789727781317



9 789727 781317 >

Ficha Técnica

Título: *Magmatismo Intrusivo no Ciclo Varisco (Alentejo NE, Portugal)*
Intrusive Magmatism in the Variscan Cycle (Alentejo NE, Portugal)

Autor: José Carrilho Lopes

Edição: do autor, com apoio da Escola de Ciências e Tecnologia, Universidade de Évora.

Capa: Microfotografia (40x, Nc) de um fenocristal de aegirina num sienito de Alter Pedroso.

ISBN: 978-972-778-130-0

ISBN: 978-972-778-131-7 (*e-book*)

Depósito Legal: 471752/20

Impressão: Diana Gráfica, Évora, 2020.

Magmatismo Intrusivo no Ciclo Varisco
(Alentejo NE, Portugal)

Intrusive Magmatism in the Variscan Cycle
(Alentejo NE, Portugal)

José Carrilho Lopes

2020

A meus filhos Ricardo e Henrique

ÍNDICE

Lista de abreviaturas ... v

Prefácio ... vii

Apresentação e Agradecimentos ... 1

Resumo / Abstract ... 3

I. INTRODUÇÃO ... 13

I.1. Objectos de Estudo ... 13

I.2. Metodologia ... 15

II. GEOLOGIA e GEODINÂMICA ... 19

II.1. Zona de Ossa-Morena ... 21

II.1.1. Sector de Alter do Chão-Elvas e Faixa Blastomilonítica ... 27

II.1.2. Principais representantes do magmatismo (hiper)alcalino ... 30

III. PETROGRAFIA ... 33

III.1. Rochas Máficas ... 34

III.1.1. Maciço de Alter do Chão ... 34

III.1.2. Maciço de Elvas 37

III.1.3. Maciço de Campo Maior ... 41

III.2. Rochas Félsicas ... 45

III.2.1. Rochas félsicas associadas ao Maciço de Alter do Chão ... 47

III.2.2. Rochas félsicas associadas ao Maciço de Elvas ... 53

III.2.3. Rochas félsicas (hiper)alcalinas da Faixa Blastomilonítica ... 57

III.2.4. Agrupamentos possíveis ... 61

IV. QUÍMICA MINERAL ... 65

IV.1. Olivinas ... 66

IV.2. Piroxenas ... 72

IV.2.1. Piroxenas das rochas máficas: classificação química ... 72

IV.2.2. Ortopiroxenas de Elvas e de Campo Maior ... 76

IV.2.3. Clinopiroxenas das rochas máficas ... 81

IV.2.4. Clinopiroxenas das rochas félsicas ... 110

IV.3. Anfíbulas ... 119

| | |
|--|-----|
| IV.3.1. Anfíbulas das rochas máficas ... | 119 |
| IV.3.2. Anfíbulas das rochas félsicas ... | 138 |
| IV.4. Micas tri-octaédricas ... | 165 |
| IV.5. Óxidos de Fe-Ti ... | 178 |
| IV.6. Feldspatos ... | 191 |
| IV.6.1. Feldspatos das rochas máficas ... | 191 |
| IV.6.2. Feldspatos das rochas félsicas ... | 196 |
| IV.7. Outros Acessórios ... | 199 |
| IV.7.1. Esfenas ... | 200 |
| IV.7.2. Aenigmatites ... | 203 |
| IV.7.3. Nefelinas e Sodalites ... | 206 |
| IV.8. Condições de Instalação ... | 210 |
| IV.8.1. Geobarometria (P) vs. Profundidade de instalação ... | 213 |
| IV.8.2. Geotermometria (T) ... | 224 |
| IV.8.3. Binómio T- f_{O_2} e fugacidade da H ₂ O (f_{H_2O}) ... | 231 |

V. LITOGEOQUÍMICA ... 237

| | |
|--|-----|
| V.1. Caracterização Geoquímica Geral ... | 237 |
| V.2. Geoquímica das Rochas Máficas ... | 245 |
| V.2.1. Elementos maiores e componentes normativos ... | 245 |
| V.2.2. Elementos em traço e diferenciação magmática ... | 248 |
| V.2.2.1. Discriminação com elementos imóveis ... | 252 |
| V.2.2.2. Estudo comparativo com elementos incompatíveis ... | 258 |
| V.2.2.3. Normalização condrítica e caracterização geoquímica ... | 262 |
| V.3. Geoquímica das Rochas Félsicas ... | 271 |
| V.3.1. Elementos maiores e componentes normativos ... | 272 |
| V.3.2. Discriminação geodinâmica e petrogenética ... | 278 |
| V.3.3. Outros elementos discriminativos ... | 285 |
| V.3.4. Os halogéneos Cl e F ... | 288 |
| V.3.5. Teores normalizados e caracterização geoquímica ... | 291 |
| V.4. Geoquímica do Complexo Plutónico de Santa Eulália ... | 299 |

VI. PETROGÉNESE e GEOCRONOLOGIA ISOTÓPICA ... 303

| | |
|---|-----|
| VI.1. Magmatismo Alcalino: origens possíveis ... | 304 |
| VI.1.1. Classificação complexa e extensa nomenclatura ... | 305 |
| VI.1.2. Geodinâmica e processos petrogenéticos ... | 307 |
| VI.2. Dados Isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd ... | 313 |
| VI.2.1. O Maciço de Campo Maior ... | 317 |
| VI.2.1.1. Geocronologia, petrogénese e geodinâmica ... | 318 |
| VI.2.2. A Província Plutónica Alcalina ... | 321 |

| | |
|---|-----|
| VI.2.2.1. O Maciço de Elvas e as rochas alcalinas associadas ... | 327 |
| VI.2.2.2. Mistura Manto – Crusta continental (e <i>ACF</i>) ... | 329 |
| VI.2.2.3. Cristalização fraccionada ... | 335 |
| VI.2.2.3.1. Sobre a relação entre <i>F</i> e <i>D</i> ... | 341 |
| VI.2.3. O Complexo Plutónico de Santa Eulália ... | 350 |

VII. CONCLUSÕES ... 355

| | |
|--|-----|
| VII.1. Petrografia ... | 355 |
| VII.2. Química mineral ... | 356 |
| VII.3. Litogeoquímica ... | 382 |
| VII.4. Petrogénese e Geocronologia Isotópica ... | 391 |
| VII.5. Petrologia, uma ciência “exacta”? ... | 399 |

ANEXO 1 - Fotografias ... 401

ANEXO 2 – Petrografia / Quadros Paragenéticos ... 409

ANEXO 3 - Análises Químicas de Minerais ... 421

ANEXO 4 - Análises Químicas de Rochas ... 511

ANEXO 5 – Composições Normativas ... 531

Referências bibliográficas ... 537

Nota: O autor escreveu este livro segundo as regras anteriores ao *Acordo Ortográfico da Língua Portuguesa*, de 2009.

(página em branco)

Lista de abreviaturas

Ao longo deste trabalho são muitas vezes utilizadas referências que designam conjuntos de fácies litológicas, agrupadas em função do seu local de ocorrência e/ou das suas afinidades petrográficas / petrogenéticas. Com o intuito de apoiar a leitura do texto, deixam-se aqui mencionadas as abreviaturas julgadas mais úteis.

- **MAC**: rochas *máficas* do Maciço de Alter do Chão (referência das amostras: AC-# nas fotos, A# no texto);

- **ME**: rochas *máficas* do Maciço de Elvas (ref.^a E-# nas fotos, E# no texto);

- **MCM**: rochas *máficas* do Maciço de Campo Maior (ref.^a amostras: CM-# nas fotos, C# no texto);

- **ACH** = AH: rochas *félsicas* (hiper)alcalinas ocorrentes na vizinhança do Maciço de Alter do Chão (Folhas de Portalegre e de Sousel da Carta Geológica de Portugal 1:50000); ref.^a amostras: nas fotos ACh-#; no texto:

- AP# (Alter Pedroso);

- AV# (Vaiamonte);

- AF# (Monte da Fome);

- AT# (Monte do Tapadão);

- ASA# (Quinta de Santo António);

- AL# (Monte dos Almanhares);

- **EH**: rochas *félsicas* (hiper)alcalinas ocorrentes na vizinhança do Maciço de Elvas (Folha de Elvas da C. G. P., 1:50000); ref.^a amostras: nas fotos Eh-#; no texto:

- EVA# (Varche);

- EF# (Falcato);

- EA# (Alcamins);

- EO# (Outeirão);

- EPO# (Aldeia do Pombal);

- ED# (Degola);

- EG# (Gebarela);

- **CMH**: rochas *félsicas* (hiper)alcalinas ocorrentes na Faixa Blastomilonítica (Folhas de Assumar e de Campo Maior da C. G. P., 1:50000); ref.^a amostras: nas fotos CMh-#; no texto:

- CC# (Cevadais);
- CFC# (Figueira de Cima);
- CA# (Arronches);
- CF# (Fialha);
- CT# (Tinoca);
- CAU# (Assumar);
- CV# (Vidigão de Cima);
- CAE# (Asseiceirinha);
- **H-S**: rochas *félsicas* hiperalcalinas, ligeiramente acima da saturação em sílica (sienitos com inossilicatos sódicos);
- **H-US**: rochas *félsicas* hiperalcalinas, sub-saturadas em sílica (sienitos com feldspatóides e inossilicatos sódico-cálcicos);
- **A-S**: rochas *félsicas* alcalinas, ligeiramente acima da saturação em sílica (sienitos com hastingsite);
- **A-OS**: rochas *félsicas* alcalinas, sobre-saturadas em sílica (granitos com hedembergite).

- **CPSE**: *Complexo Plutónico de Santa Eulália*, composto por:
 - grupo **G0** (granitos rosa, periféricos);
 - grupo **G1** (granitos cinzentos, centrais);
 - grupo **M** (rochas máficas e intermédias).

Prefácio

A atividade magmática é uma das expressões da energia interna do planeta Terra, energia essa que, sendo essencialmente resultante do processo de acreção, iniciado há cerca de 4.56 Ga, e do decaimento radioativo, também possibilita a existência de tectónica de placas. A conhecida associação preferencial entre magmatismo e as fronteiras de placas litosféricas traduz bem essa relação entre aqueles dois processos.

Parte significativa do território continental português corresponde a formações geológicas que estiveram envolvidas nos processos geodinâmicos associados ao Ciclo Varisco. A resultante cadeia orogénica foi entretanto arrasada, mas o estudo dos produtos magmáticos preservados tem revelado, não obstante os posteriores processos de deformação, metamorfismo e erosão a que possam ter estado sujeitos, ser de significativa utilidade para as tentativas de reconstrução da evolução do orógeno.

José Carrilho Lopes presenteia-nos, nesta obra, com um pormenorizado estudo do magmatismo intrusivo varisco (s.l.) ocorrente no nordeste alentejano, região onde sobressai um notável e variado conjunto de rochas hiperalcalinas que justificou a visita a Portugal, no início do século XX, de alguns dos mais insígnis petrógrafos/petrólogos de então. O trabalho aqui apresentado, fruto de muitos anos de trabalho, suporta-se em inúmeros dados de geoquímica de rocha total (elementar e isotópica) e de química mineral que permitiram ao autor discutir profundamente os processos genéticos dessas rochas. Realce, também para os dados de geocronologia isotópica. O facto de este estudo ser apresentado em livro e, portanto, liberto dos espartilhos impostos pelo típico formato de artigo científico, permitiu ao autor apresentar-nos detalhadas descrições petrográficas das rochas estudadas, o que, pelos constrangimentos acima referidos, vai sendo raro nos dias de hoje. A quantificação dos processos de evolução magmática (CF e ACF) e a estimativa das variáveis intensivas P, T, fO_2 e fH_2O foi outra das preocupações do autor, cujo interesse pela quantificação o levou a discutir, em secção própria, a validade da equação que descreve a cristalização fracionada.

O interesse desta obra advém também do facto de as rochas estudadas terem idades que se estendem, aproximadamente, entre 480 Ma e 300 Ma abrangendo grande parte do ciclo varisco. Refletem processos de transferência de massa manto-crosta ocorridos quer durante um importante e alargado período extensional (e.g. Alter do Chão), quer na dependência da posterior atuação de uma zona de subducção (e.g. Campo Maior). Já o magmatismo carbónico granítico de Santa Eulália reflete processos de diferenciação intracrostal ocorridos durante os estágios finais do ciclo varisco.

Em suma, pelo interesse e abrangência da temática, pela profundidade do tratamento dos muitos e variados dados obtidos e pelo rigor da escrita, este livro da autoria de José Carrilho Lopes e editado com o apoio da Universidade de Évora, reúne todas as condições para interessar uma vasta audiência, tornando-se numa obra incontornável para todos os que se dediquem à geologia do nordeste alentejano e, em particular, à petrogénese de rochas hiperalcalinas.

*João Mata
Universidade de Lisboa*

Magmatismo Intrusivo no Ciclo Varisco
(Alentejo NE, Portugal)

Intrusive Magmatism in the Variscan Cycle
(Alentejo NE, Portugal)

Apresentação e Agradecimentos

José Carrilho Lopes nasceu em Coimbra, nos anos sessenta do último século. Lá cresceu e cumpriu todo o percurso de ensino, terminado com uma Licenciatura em Geologia na Universidade de Coimbra. Rumou depois à Universidade de Évora, onde iniciou a sua carreira académica que, ao fim de alguns anos, incluiu um doutoramento em Geologia, na área de Petrologia e Geoquímica.

Neste livro, apresenta uma compilação de boa parte da sua produção científica conseguida em mais de trinta anos como docente e investigador.

Para além da geoquímica, da caracterização petrográfica, química e física de materiais rochosos, tem-se dedicado, mais recentemente, em colaboração com colegas de outras áreas de investigação, ao estudo dos processos mecânicos de instalação de magmas na crosta terrestre, bem como aos mecanismos de deformação e fracturação de rochas ígneas, sedimentares e metamórficas.

Desde o doutoramento, é Professor da Universidade de Évora, Escola de Ciências e Tecnologia, Departamento de Geociências.

A elaboração do presente trabalho tornou-se imperativa, para o autor, pelo volumoso e acreditado conjunto de dados analíticos que foi obtendo antes, durante e após a preparação da sua tese de doutoramento.

A obra agora editada resulta, inicialmente, de uma revisão cuidada da referida tese, incluindo a obrigatória atualização das referências bibliográficas usadas ao longo do texto. Para além disso, foram acrescentados novos dados geoquímicos (incluindo isotópicos)

de uma selecção de amostras da referida *Província Alcalina* e do *Maciço de Elvas*, no sentido de melhorar a sua interpretação petrogenética, bem como um conjunto recente de resultados analíticos de rochas representativas do *Complexo Plutónico de Santa Eulália*, de idade e contexto geodinâmico distintos dos das restantes unidades ígneas tratadas, sobre o qual o autor tem, desde há muito, desenvolvido diversos estudos.

São assim abordadas, sob os pontos de vista petrológico, geoquímico (elementar e isotópico), geocronológico, petrogenético e geodinâmico, unidades ígneas fundamentais do *Ciclo Varisco*, representantes do magmatismo intrusivo gerado num período com cerca de 180 Ma, aproximadamente entre os 480 Ma e os 300 Ma.

Ao longo das diversas fases do trabalho, pelo seu apoio profissional, merecem especial agradecimento os Professores Doutores Francisco Gonçalves e Alexandre Araújo (ambos da Universidade de Évora), José Munhá, João Mata e Teresa Palácios (todos da Universidade de Lisboa), Martim Portugal Ferreira (Universidade de Coimbra), Christian Pin (Centre National de la Recherche Scientifique, Universidade Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, França), Colombo Tassinari (Centro de Pesquisas Geocronológicas, Universidade de São Paulo, Brasil), Wolfgang Czygan (Universidade de Freiburg, Alemanha), Helena Sant'Óvaia (Universidade do Porto), José Francisco Santos (Universidade de Aveiro) e o Dr. Victor Oliveira (Instituto Geológico e Mineiro).

Aqui fica, ainda, o agradecimento aos que contribuíram com ajuda emocional, não menos importante que a anterior. Destes, destacam-se os familiares mais próximos (filhos, esposa, pais, irmãos, sobrinhos) e um lote restrito de verdadeiros amigos, igualmente imprescindíveis nesta caminhada.

Os estudos deste trabalho foram financiados pelos Projectos de Investigação POCTI / CTA / 35630 / 1999, POCTIA / UI / 263, FCT – PTDC / CTE-GIX / 099447 / 2008, bem como por verbas próprias do Departamento de Geociências da Universidade de Évora.

Resumo

O presente estudo visa caracterizar em termos petrológicos, geoquímicos e também geocronológicos dois complexos plutônicos do nordeste alentejano: a província alcalina e o maciço de rochas hipersténicas de Campo Maior (MCM). Da primeira fazem parte dois maciços básicos, essencialmente gabróicos, incluindo termos olivínicos, implantados próximo de Alter do Chão (MAC) e de Elvas (ME), em torno dos quais ocorrem rochas félsicas de natureza (per)alcalina, representadas por sienitos com inossilatos sódicos, sienitos nefelínicos e sienitos hastingsíticos, bem como por granitos hedembergíticos. Estes conjuntos fazem parte do Sector Alter do Chão–Elvas (Zona de Ossa-Morena: ZOM) mas, a nordeste dele, talvez com excepção dos termos graníticos, voltam a estar presentes, embora afectados por blastese quase sempre intensa (gnaisses), no sector mais setentrional da ZOM, a Faixa Blastomilonítica. No núcleo estrutural desta banda de cisalhamento, mas aparentemente não afectado por este tipo de deformação/fracturação, intrui o conjunto de gabros noríticos que individualizam o MCM.

A distinção petrográfica corresponde, em larga medida, à discriminação química verificada, quer em termos dos níveis de saturação em sílica, quer no que aos níveis de alcalinidade diz respeito. Assim, os três conjuntos máficos podem escalonar-se por ordem decrescente de alcalinidade e sub-saturação (MAC→ME→MCM), sequência posta em evidência pelos dados químico-mineralógicos e litogeoquímicos.

As clinopiroxenas definem, principalmente através dos teores de Si, Al, Mn, Ti, Ca e Na, afinidades alcalinas para o MAC, mistas para o ME e calco-alcalinas para o MCM, caracterização confirmada pela composição dominante das anfíbolas, onde se destaca a presença de caersutite na maior parte dos gabros-MAC.

Em relação aos dados químicos de rocha-total volta a notar-se nítida discriminação entre dois pólos composicionais correspondentes ao MAC e ao MCM, servindo o ME como zona de transição. Tendo em conta que se trata de rochas cumuladas merecem destaque as mais baixas razões Y/Nb do MAC (1.8-4.0) relativamente às do ME (4.0-10.7) e do MCM (2.3-

13.2), as melhores correlações lineares entre elementos incompatíveis (La, Ce, Nb, Hf, Ta, Th, U, Zr) obtidas no MAC, bem como os mais elevados índices $(La/Sm)_N$, $(La/Lu)_N$ e $(Gd/Lu)_N$ dos gabros olivínicos do MAC (1.3-1.7; 3.6-6.0; 2.0-3.1, respectivamente) quando comparados com os seus congéneres do ME (1.2-1.4; 2.7-3.2; 1.9-2.0).

Relativamente aos conjuntos félsicos, foram detectadas sequências composicionais nas clinopiroxenas que podem ser resumidas em evoluções dos tipos (aegirina-augite → aegirina ; diópsido → hedembergite → aegirina-augite), enquanto as anfíbolas primárias das várias fácies (per)alcalinas permitem identificar critérios considerados diagnósticos desta classe química, tais como: sequências do tipo (hastingsite → catoforite → ferro-richterite → arfvedsonite/riebequite); ferro-pargasites como extremo cálcico precursor de algumas sequências; taramites como únicas anfíbolas e exclusivas dos sienitos nefelínicos.

O quimismo das rochas félsicas reflecte as composições dos líquidos residuais de que derivaram. A maior parte dos sienitos riebequíticos apresenta razões $(Zr/Nb)<10$, $(Y/Nb)<0.7$ e $(Th/Nb)<0.3$, diferentes das que caracterizam os sienitos hastingsíticos e granitos hedembergíticos, onde aqueles valores são, em regra, superiores a 15.0, 2.0 e 0.6, respectivamente. É também nos termos peralcalinos que se atingem os mais altos valores de Zr (4800 ppm), sendo os mínimos observados nos granitos alcalinos (135 ppm). Teores máximos de F (6100 ppm) e de Cl (7233 ppm) são registados nos termos peralcalinos riebequíticos e nefelino-sodalíticos, respectivamente. A irregularidade de cristalização de fases fortemente consumidoras de REE (e.g. alanite), perturba as correspondentes assinaturas geoquímicas, mas é possível identificar, na maior parte dos casos, distinção entre os valores máximos de $(La/Sm)_N$, $(La/Lu)_N$ e $(Gd/Lu)_N$ dos termos peralcalinos (29.6, 11.6, 2.4), dos sienitos hastingsíticos (14.8, 4.8, 2.0) e dos granitos alcalinos (4.0, 3.1, 1.7). Os termos riebequíticos e nefelínicos apresentam simultaneamente as anomalias negativas de Ti mais vincadas e as menos acentuadas anomalias de Nb – $(Nb/Nb^*)_N$ média: 0.9 e 0.7, respectivamente – o que denuncia processos de diferenciação pouco afectados por contaminação crustal,

factor mais influente, embora moderado, nos sienitos hastingsíticos (0.6) e granitos (0.4).

Os dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd obtidos, inicialmente, num grupo restrito de rochas máficas e félsicas, revelam a vulnerabilidade do primeiro destes sistemas a processos pós-magmáticos, mas permitiram, no seu conjunto, avançar significativamente nos campos da petrogénese e da geocronologia. O Maciço de Campo Maior produziu isócrona Sm-Nd de grande qualidade (MSWD=0.55) que definiu idade de 376 ± 22 Ma (Devónico médio), contemporânea do regime compressivo hercínico que terá promovido significativa contaminação crustal dos magmas primários que vieram a diferenciar-se no MCM ($-6.1 < \epsilon Nd_i < -5.4$).

Ao contrário, as rochas mais representativas da província alcalina revelam composição isotópica Sm-Nd compatível com génese a partir de fusões essencialmente mantélicas, embora afectadas, no percurso de diferenciação, por variável contribuição de processos de assimilação crustal: MAC ($\epsilon Nd_{480} = +4.7$); ME ($-3.1 < \epsilon Nd_{480} < -1.1$); rochas félsicas (per)alcalinas ($+2.5 < \epsilon Nd_{480} < +4.9$). A modelação petrogenética aponta como prováveis alguns factos: (i) o carácter alcalino intracontinental dos magmas (basálticos) primários, líquidos originais desta província ígnea; (ii) níveis de contaminação crustal baixos a moderados nos gabros MAC, sienitos peralcalinos e granitos alcalinos; (iii) intervenção significativa de componente sílico nos processos de mistura manto-crusta que vieram a diferenciar o ME. Em alternativa, e em face da escassez dos primeiros dados isotópicos (Sm-Nd) obtidos para o ME e para as rochas (hiper)alcalinas que lhe estão associadas no terreno, algumas em contacto com o maciço básico, sugere-se que os líquidos precursores destes dois conjuntos possam ter fontes magmáticas distintas e que, portanto, neste caso, as diferenças isotópicas entre estes dois grupos (ME e EH) não resultem apenas de taxas variáveis de assimilação crustal.

Em ordem a esclarecer a relação petrogenética entre os grupos ME e EH, foram obtidos recentemente resultados isotópicos Sm-Nd, complementares dos anteriores, num total de 18 amostras de rochas somente da região de Elvas (6 mafitos do grupo ME e 12 felsitos do grupo

EH), que permitiram uma conclusão consistente e definitiva sobre a questão. Assumindo uma idade semelhante à que é atribuída a esta *Província Alcalina* (480 Ma), as rochas félsicas do grupo EH forneceram o intervalo ($+0.6 < \epsilon Nd_i < +4.2$), reflectindo extracções magmáticas a partir de fontes essencialmente mantélicas, empobrecidas numa base de tempo integrada, seguidas por processos variáveis de mistura (e/ou de tipo *ACF*) com fontes enriquecidas, provavelmente crustais. Acredita-se que esse magmatismo alcalino/peralcalino represente o principal registo regional do evento de rompimento que presumivelmente levou à abertura do Oceano Rheic. Por outro lado, os novos dados das rochas máficas plutónicas do maciço de Elvas (grupo ME), revelaram razões isotópicas de Nd ($-3.8 < \epsilon Nd_i < -0.9$) completamente distintas das do grupo EH, indicando importante contribuição de fontes enriquecidas no tempo (provavelmente crustais). Perante estes novos dados, os mafitos ME não podem, pois, representar os precursores magmáticos dos felsitos EH (sienitos e granitos) que espacialmente se lhe associam na região de Elvas.

Os novos dados geoquímicos conseguidos no Complexo Plutónico de Santa Eulália (CPSE), aqui abordado apenas em termos comparativos, como exemplar bem conhecido do plutonismo tardi-hercínico da Zona de Ossa-Morena, permitiram obter idades isotópicas (U-Pb em zircões) de 306 ± 2 Ma (grupo M: rochas máficas e intermédias), 305 ± 6 Ma (grupo G1, granitos cinzentos, centrais) e 301 ± 4 Ma (grupo G0, granitos rosa, periféricos), sugerindo um modelo petrogenético explicado por um evento magmático desenvolvido em duas etapas. Inicialmente, magmas derivados de fontes mantélicas empobrecidas ao longo do tempo, representados pelo grupo M ($-3.0 < \epsilon Nd_{300} < +1.8$), foram extraídos para a crosta, promovendo sua fusão parcial e extensa mistura e/ou evolução magmática de tipo *ACF*, gerando os granitos G1 ($-5.8 < \epsilon Nd_{300} < -4.6$). Uma extração posterior de magmas primários similares, no mesmo local ou próximo, pode ter causado fusão parcial de algumas fácies intermédias do grupo M (e.g. dioritos), seguido de processos de diferenciação magmática, principalmente cristalização fraccionada, capaz de produzir líquidos residuais composicionalmente próximos dos granitos G0

($-2.2 < \epsilon Nd_{300} < -0.8$). A energia cinética associada ao movimento estruturalmente controlado dos líquidos G0 para a periferia (de tipo “subsidência em caldeirão?”), teria, neste caso, sido suficientemente elevada para fazer ascender os blocos do grupo M que ocorrem dentro do anel granítico G0.

Abstract

The present study aims to characterize on petrological, geochemical and geochronological terms two plutonic complexes of northeastern Alentejo: the alkaline province and the massif of hypersthenic rocks of Campo Maior (MCM). The first is composed of two basic massifs, mainly gabbroic, which includes olivinic terms, intruded near Alter do Chão (MAC) and Elvas (ME), and are spacially associated with felsic rocks of (per)alkaline type, represented by syenites with sodic inossilicates, nefelinic syenites and hastingsitic syenites, as well as hedenbergitic granites. These felsic groups belong to the Alter do Chão–Elvas Sector (Ossa-Morena Zone: OMZ) but, to the northeast, perhaps with the exception of the hedenbergitic granites, they are present again, although almost always affected by intense blastesis (gneisses), inserted in the Blastomilonitic Band, the northernmost sector of the OMZ. In the central part of the flower structure that characterizes the deformation pattern of this sector, but not affected by it, intrudes a group of noritic gabbros, which represents the MCM. The petrographic distinction corresponds to the geochemical discrimination, both in terms of silica saturation and alkalinity degrees.

Based on mineral-chemical and lithochemical arguments, the three basic massifs can be ordered by decreasing alkalinity and under-saturation levels as (MAC→ME→MCM).

Clinopyroxenes and their Si, Al, Mn, Ti, Ca and Na contents, define alkaline affinities for MAC, hybrid for ME and calco-alkaline for MCM; this is confirmed by the chemistry of primary amphiboles, which includes kaersutite in the MAC.

Lithogeochemistry also reveals two chemical poles marked by the MAC and the MCM, with transitional terms represented by the ME. Even though gabbros are dominated by cumulative processes it should be noted the lower Y/Nb values of the MAC (1.8-4.0) in comparison with the ME (4.0-10.7) and the MCM (2.3-13.2), as well as the best linear correlations between incompatible elements (La, Ce, Nb, Hf, Ta, Th, U e Zr) obtained in the MAC, and the higher ratios $(La/Sm)_N$, $(La/Lu)_N$ and $(Gd/Lu)_N$ of olivinic gabbros of the MAC (1.3-1.7; 3.6-6.0; 2.0-3.1, respectively) when compared with the ME ones (1.2-1.4; 2.7-3.2; 1.9-2.0).

In what concerns the felsic rocks it has been observed compositional sequences in clinopyroxenes which can be seen as evolutions similar to (aegirine-augite → aegirine ; diopside → hedenbergite → aegirine-augite), while primary amphiboles of the several (per)alkaline facies allow to identify the following diagnostic criteria: sequences of the type (hastingsite → katophorite → ferro-richterite → arfvedsonite/riebeckite); ferro-pargasites as precursors calcic extremes of some sequences; taramites as the single and exclusive amphiboles of nefelinic syenites.

The chemistry of felsic rocks reflects the compositional range of correspondent residual liquids. Most of riebeckitic syenites presents $(Zr/Nb) < 10$, $(Y/Nb) < 0.7$ e $(Th/Nb) < 0.3$, while hastingsitic ones and hedenbergitic granites reveal higher values of these ratios (15.0, 2.0 e 0.6, respectively). The highest contents of Zr (4800 ppm) are also observed on peralkaline terms, with minimum values measured on alkaline granites (135 ppm). Maximum contents of F (6100 ppm) and Cl (7233 ppm) have been determined on riebeckitic and nefelino-sodalitic syenites, respectively. Irregular crystallization of phases which consume high contents of REE (e.g. allanite), can disturb the correspondent geochemical signatures, but it is still possible to identify, in most of the cases, distinctions between maximum values of $(La/Sm)_N$, $(La/Lu)_N$ and $(Gd/Lu)_N$ of peralkaline rocks (29.6, 11.6, 2.4), hastingsitic syenites (14.8, 4.8, 2.0) and alkaline granites (4.0, 3.1, 1.7). Riebeckitic and nefelinic facies present, simultaneously, the sharpest negative anomalies of Ti and the less marked negative anomalies of Nb ($(Nb/Nb^)_N$ - mean: 0.9 and 0.7,*

respectively), which can be interpreted as a result of differentiation processes with small to moderate contributions of crustal contamination; comparatively, this anomaly is higher in hastingsitic (0.6) and granitic terms (0.4).

Obtained in a small set of mafic and felsic samples, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data, show the vulnerability of the first system to post-magmatic processes. However, in general, they have allowed to advance significantly in the petrogenetic and geochronological fields. The Campo Maior Massif has produced a very good Sm-Nd isochrone ($MSWD=0.55$) setting an age of 376 ± 22 Ma (Middle Devonian), which fits well the compressive hercynian regime, with the promotion of significant crustal contamination of primary magmas generating MCM rocks ($-6.1 < \epsilon Nd_i < -5.4$). In contrast, representative samples of the alkaline province reveal isotopic Sm-Nd compositions compatible with genesis from essentially mantelic magmas, though they were affected by variable contributions of crustal assimilation processes during differentiation: MAC ($\epsilon Nd_{480} = +4.7$); ME ($-3.1 < \epsilon Nd_{480} < -1.1$), (per)alkaline felsic rocks ($+2.5 < \epsilon Nd_{480} < +4.9$). The petrogenetic modeling points out as probable some facts: (i) the intracontinental alkaline character of the primary (basaltic) magmas, the original liquids of this igneous province; (ii) low to moderate levels of crustal contamination in MAC gabbros, peralkaline syenites and alkaline granites; (iii) significant intervention of a sialic component in the mantle-crust mixture processes that came to differentiate the ME. Alternatively, and given the scarcity of the first Sm-Nd isotopic data obtained for the ME and the spatially associated (hyper)alkaline rocks (EH), some of them in contact with the mafic massif, it is suggested that the precursor liquids of these two sets may have different magmatic sources and, therefore, in this case, the isotopic differences between these two groups (ME and EH) do not result only from variable rates of crustal assimilation.

In order to clarify the petrogenetic relationship between the ME and EH groups, Sm-Nd isotopic results have recently been obtained, in a total of 18 rock samples from the Elvas region (6 mafites from the ME group

and 12 felsites from the EH group) which allowed a consistent and definitive conclusion about this question. Assuming an age similar to that attributed to this Alkaline Province (480 Ma), the felsic rocks of the EH group provided the range $(+0.6 < \epsilon Nd_i < +4.2)$, reflecting magmatic extractions from mantle sources, depleted on an integrated time basis, followed by variable mixing processes (and/or AFC type) with enriched sources, probably with crustal signature. This type of alkaline / peralkaline magmatism in Alentejo is believed to represent the main regional record of the disruption event that presumably led to the opening of the Rheic Ocean. On the other hand, the new data from the plutonic mafic rocks of the Elvas massif (group ME), revealed completely different isotopic ratios of Nd ($-3.8 < \epsilon Nd_i < -0.9$), indicating an important contribution of sources enriched in time, probably with crustal character. Facing these new data, the mafites ME cannot, therefore, represent the magmatic precursors of the felsites (syenites and granites) that are spatially associated in the Elvas region.

The new geochemical data obtained from the Santa Eulália Plutonic Complex (SEPC), which is approached here, only in comparative terms, as a well-known example of the late-hercynian plutonism of the Ossa-Morena Zone, allowed to get isotopic ages (U-Pb in zircons) of 306 ± 2 Ma (M group: mafic and intermediate facies), 305 ± 6 Ma (G1 group, central gray granites) and 301 ± 4 Ma (G0 group, peripheral pink granites) suggesting a petrogenetic model explained by a two-stage magmatic event. Initially, magmas derived from depleted mantle sources over time, represented by group M ($-3.0 < \epsilon Nd_{300} < +1.8$), were extracted into the crust, promoting their partial fusion and extensive ACF-type mixing and / or magmatic evolution, generating G1 granites ($-5.8 < \epsilon Nd_{300} < -4.6$). Further extraction of similar primary magmas at or near the same location may have caused partial fusion of some intermediate facies of group M (e.g. diorites), followed by processes of magmatic differentiation, particularly fractional crystallization, able of producing residual liquids compositionally close to G0 granites ($-2.2 < \epsilon Nd_{300} < -0.8$). The kinetic energy associated with the structurally

controlled movement of the G0 liquids to the periphery ("cauldron subsidence" type?), in this case, would have been high enough to lift the M group blocks, now placed within the G0 granitic ring.

(página em branco)

I. INTRODUÇÃO

O primeiro capítulo deste trabalho constitui uma síntese, muito resumida, dos objectos (ou objectivos) de estudo e metodologia definida (e razoavelmente cumprida) para dissecar os temas em questão.

Destes merecem óbvia prioridade os aspectos petrológicos e geoquímicos do Complexo Plutónico Alcalino do nordeste alentejano (província ígnea fulcral da Zona de Ossa-Morena), tendo-se incluído também uma abordagem similar ao maciço de rochas hipersténicas de Campo Maior, no início tratado, essencialmente, como termo de comparação com a província anterior, mas que, com a chegada progressiva dos dados analíticos, foi sendo observado com crescente interesse, oferecendo no final um conjunto de resultados muito significativos para a história petrogenética do magmatismo desta região do Orógeno Hercínico. Nos capítulos V e VI, apresentam-se, ainda, dados geoquímicos atualizados do Complexo Plutónico de Santa Eulália, típico representante do magmatismo intrusivo tardi- a pós-hercínico, na Zona de Ossa-Morena.

Entretanto, informa-se desde já o leitor, que desta introdução não faz parte a obrigatória síntese actualizada dos conhecimentos sobre o magmatismo alcalino, nomeadamente no que aos aspectos conceptuais e petrogenéticos diz respeito, tendo esta sido propositadamente deslocada para o início do sexto capítulo (*Petrogénes e Geocronologia Isotópica*) ficando, aí, mais próxima da fase do trabalho em que este assunto é tratado com amostras da Província Alcalina que se pretendeu estudar.

I.1. Objectos de Estudo

A localização geográfica dos objectos de estudo situa-se entre as latitudes 38°40' e 39°40' N e as longitudes 7° a 8° W, em plena parte setentrional da Zona de Ossa-Morena, revista no próximo capítulo.

Foram colhidas amostras representativas de três maciços máfico-ultramáficos:

- Maciço de Alter do Chão (MAC, ref.^{as} A#) - gabros, piroxenitos, peridotitos e dunitos;

- Maciço de Elvas (ME, E#) - gabros, gabro-dioritos, dioritos, granodioritos e piroxenitos;

- Maciço de Campo Maior (CM, C#) - gabros (incluindo anortositos), monzogabros, dioritos, monzonitos e granodioritos.

A amostragem das rochas félsicas incluiu termos com diferentes graus de saturação em sílica e de alcalinidade, admitindo a classificação de sienitos com anfíbolas e/ou piroxenas sódicas (s.l.), sienitos nefelínicos, sienitos hastingsíticos e granitos (hedembergíticos).

As colheitas destas fácies foram realizadas nas seguintes áreas de afloramento (ver esboço geológico da **Figura I.1**, página seguinte), citando-se os nomes de localidades ou de *Montes*, na acepção alentejana do termo: Alter Pedroso (referências AP#); Vaiamonte (AV#); Falcato (EF#); Varche (EVA#); Outeirão (EO#); Cevadais (CC#); Asseiceirinha (CAE#); Figueira de Cima (CFC#); Gebarela (EG#); Degola (ED#); Almanhares (AL#); Arronches (CA#); Tinoca (CT#); Fome (AF#); Tapadão (AT#); Assumar (CAU#); Fialha (CF#); Vidigão (CV#); Santo António (ASA#); Pombal (EPO#); Alcamins (EA#).

Estes conjuntos de rochas máficas e félsicas estão cartografados nas Folhas 32B (Portalegre), 32D (Sousel), 33A (Assumar), 33C (Campo Maior) e 37A (Elvas), da Carta Geológica de Portugal (escala 1:50000), sendo os seus autores referidos, em cada caso, no Capítulo III (*Petrografia*).

O Complexo Plutónico da Santa Eulália (CPSE), também representado na Fig. I.1, será aqui tratado à parte, como manifestação magmática tardi-hercínica, exclusivamente nos Capítulos V (*Litogeoquímica*), VI (*Petrogénese e Geocronologia Isotópica*) e VII (*Conclusões*), já que, sobre esta unidade ígnea, foram, entretanto, obti-

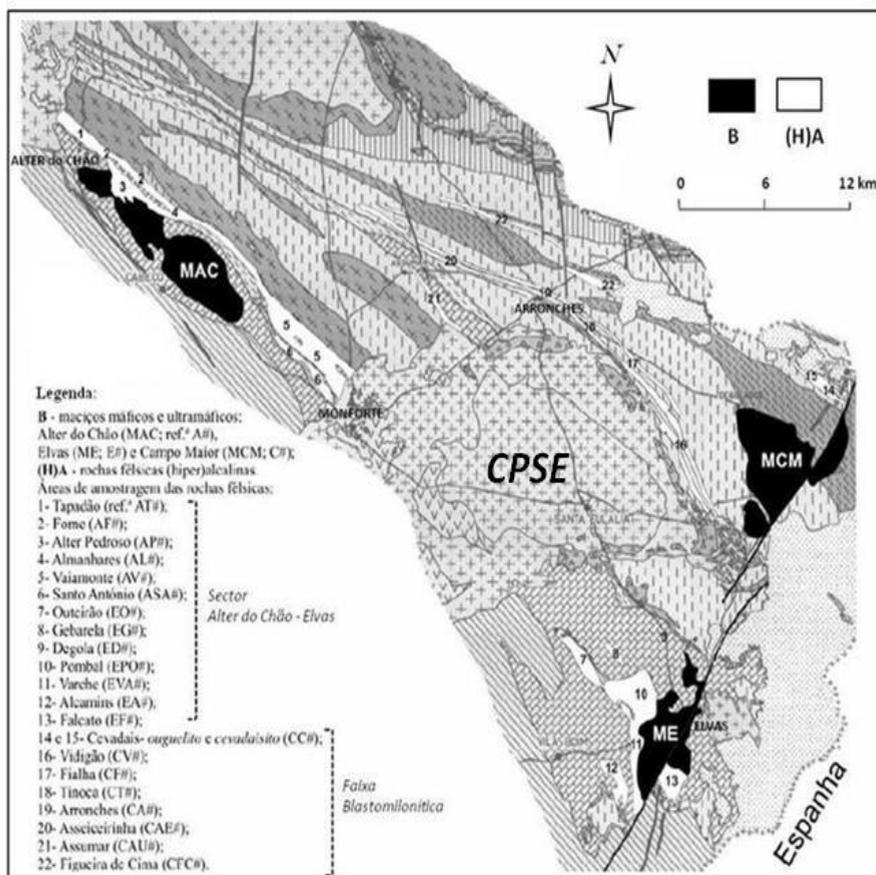


Figura I.1 – Esboço geológico da região estudada. Nordeste alentejano. Unidades e zonas de amostragem numeradas na figura. CPSE – Complexo Plutónico de Santa Eulália. Adaptado de Gonçalves (1971).

dos novos e relevantes dados geoquímicos, complementares de trabalhos anteriores, nomeadamente os que foram publicados em LOPES *et al.* (1998).

I.2. Metodologia

Uma vez cumpridos todos os preceitos habituais das campanhas de amostragem para estudos de petrologia ígnea, procurando combinar,

em ordem à obtenção da melhor informação sobre as formações (ou afloramentos) alvo, critérios de localização, representatividade e estado de conservação dos exemplares escolhidos, deu-se início a uma longa sequência de tarefas laboratoriais.

Na primeira, realizada no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, obtiveram-se cerca de 1000 lâminas delgadas (normais e polidas) correspondentes, no essencial, aos corpos já citados. Do seu aturado estudo petrográfico resultou uma selecção criteriosa das amostras que melhor poderiam responder às questões a investigar. Pretendendo jogar, quase em simultâneo, em duas frentes analíticas, fizeram-se lotes para estudos químico-mineralógicos e geoquímicos de rocha-total.

As análises pontuais de minerais foram obtidas no Laboratório de Micro-sonda Electrónica (modelo JEOL JCSA 733) do Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, com os procedimentos ali rotinados: 15 kv (ou 18 kv com voltagem de aceleração), 25 nA; feixe electrónico com 5 μm ; padrões de volastonite e olivina (para Si), volastonite (Ca), caersutite (Na,Ti), ilmenite (Ti), distena (Al), olivina (Fe,Mg), rodonite (Mn), adulária (K) e metais puros sintéticos (Cr, V e Ni); o erro analítico estima-se inferior a 2% para os elementos maiores.

Os pós de rocha-total foram obtidos e preparados para análise química elementar, no Laboratório de Mineralogia e Petrologia da Universidade de Évora. As análises foram executadas no Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa e nos *Activation Laboratories, LTD* (Ontário, Canadá), com técnicas que incluíram a Espectrometria de Absorção Atómica (EAA), via húmida, Fusão-Plasma Acoplado por Indução-Espectrometria de Massa (*Fusion-ICP-MS*), Aqua Regia-ICP, Fusão-ICP (ver em anexo elementos, métodos e limites de detecção).

Depois de tratados, os dados emergentes desta campanha mereceram nova e ainda mais delicada selecção, já que havia o objectivo de sujeitar algumas (poucas) amostras aos (caros) meios de análise isotópica que, afortunadamente, se perfilaram nesta altura. Estes

foram explorados, numa primeira fase, para uma amostra do Maciço de Alter do Chão, duas do Maciço de Elvas, duas do Maciço de Campo Maior, duas de sienitos peralcalinos (Falcato), três de sienitos nefelínicos (Almanhares, Cevadais e Arronches) e uma de granito alcalino (Alcamins), no *Centre National de la Recherche Scientifique (Magmas et Volcans - Unité de Recherche Associée n.º 10)* da Universidade Blaise Pascal (Clermont-Ferrand, França), onde se visaram, com a valiosa colaboração do Prof. Christian Pin, os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd, por Espectrometria de Massa (MS), com os procedimentos e as margens de erro aí rotinados (ver PIN & PAQUETTE, 1997 e também Anexo 4).

Mais tarde, mas ainda a tempo, empreendeu-se nova campanha isotópica, agora centrada no Maciço de Campo Maior (cinco amostras de rocha e uma de plagioclase de um destes exemplares) e no sistema Sm-Nd (analisado por MS; Anexo 4). Foi providencial a abertura, prontidão e competência do *Centro de Pesquisas Geocronológicas* da Universidade de São Paulo, e o interesse que o Prof. Colombo Tassinari, seu responsável, emprestou amavelmente a este trabalho.

O Complexo Plutónico de Santa Eulália, representante característico do plutonismo tardi-hercínico na Zona de Ossa Morena, é aqui tratado apenas por comparação com as unidades ígneas anteriormente referidas, nomeadamente nos Capítulos V (*Litogeoquímica*) e VI (*Petrogénese e Geocronologia Isotópica*).

(página em branco)

II. GEOLOGIA e GEODINÂMICA

Neste capítulo introdutório, é feita uma revisão das principais características geológicas e geodinâmicas do bloco paleogeográfico e tectónico conhecido por Zona de Ossa-Morena (ZOM), que enquadra as unidades magmáticas deste estudo e constitui, face ao encadeamento de eventos ígneos, metamórficos, sedimentares e estruturais que nela se reconhece, um dos principais compartimentos no Maciço Ibérico (ou Hespérico), como se mostra na **Figura II.1**, e mesmo do Orógeno Hercínico europeu.

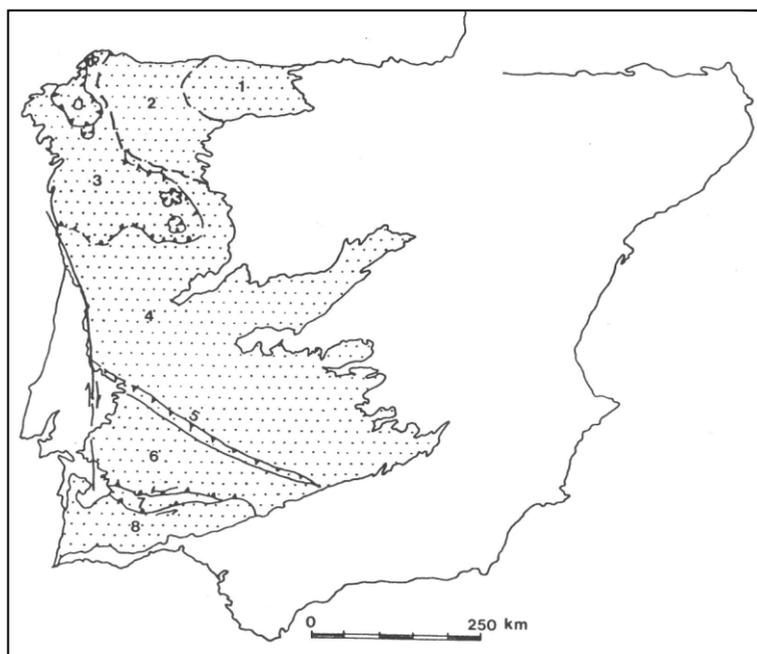


Figura II.1 - Esboço do Maciço Ibérico e suas divisões tectono-estratigráficas. 1- Zona Cantábrica; 2- Zona Oeste-Astúrico-Leonesa; 3- Zona da Galiza Média-Trás-os-Montes; 4- Zona Centro-Ibérica; 5- Banda de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba; 6- Zona de Ossa-Morena; 7- Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches e Terrenos Alóctones do Pulo do Lobo; 8- Zona Sul Portuguesa (ver ARAÚJO, 1995).

Dado que a Província Plutónica Alcalina do nordeste alentejano, bem como o Maciço de Campo Maior, intruem os Sectores de Alter do Chão-Elvas (AC-E) e Faixa Blastomilonítica (FB), a eles será dada especial atenção enquanto bandas que, dentro da ZOM, se individualizam, quer pela existência de marcantes fronteiras estruturais entre elas, quer pela aparente continuidade dos processos geológicos que as fizeram evoluir no tempo e lhes conferiram alguma uniformidade.

A continuidade destes sectores para Espanha implica que a descrição não se cinja ao território nacional, abarcando também aspectos referenciados para lá da nossa fronteira, como aliás é obrigatório em matérias geológicas. Neste contexto, tentar-se-ão elencar também as principais ocorrências magmáticas alcalinas correlacionáveis, no espaço e no tempo, com a província ígnea abordada neste estudo.

O presente capítulo, dado o seu carácter preparatório para a leitura das secções seguintes, será elaborado com base nas obras de síntese apresentadas em GONÇALVES (1978), ROCK (1982); JULIVERT & MARTINEZ (1983), RIBEIRO *et al.* (1983), RIBEIRO & FLOOR (1987), DALLMEYER & GARCÍA (1990), OLIVEIRA *et al.* (1991), MARCO *et al.* (1992), OSCHNER (1993), GONÇALVES & CARVALHOSA (1994), ARAÚJO & PEREIRA (1997), SHELLEY & BOSSIÈRE (2000), QUESADA & OLIVEIRA (2019) e, no caso de compilação de artigos, nos vários autores que para elas contribuíram ou nelas foram citados, pelo que, uma vez agora referidos, não voltarão a sê-lo, explicitamente, ao longo dos próximos parágrafos.

Em face do valor integrador que caracteriza estas (e outras) publicações, seria despropositado e até fastidioso proceder a descrições exaustivas e repetitivas de todos os aspectos nelas abordados (a sua consulta fica ao critério do leitor), atitude que forçaria a nova síntese, decerto, pelo perfil deste autor, menos bem elaborada que as anteriores. Assim, prefere-se aqui destacar, da forma mais sumária que se

conseguiu, apenas os dados com maior interesse introdutório para os temas de petrologia ígnea que constituem o fulcro deste estudo.

II.1. Zona de Ossa - Morena

A Zona de Ossa-Morena (ZOM) insere-se no Orógeno Hercínico. Este, por sua vez, faz parte de um contínuo orogénico transcontinental susceptível de reconstituição paleomagnética (**Figura II.2**), a par de outras cadeias montanhosas como os Montes Ouachitas e Apalaches (América do Norte), Mauritânios (Norte de África) e Urais (Europa-Ásia), sendo limitado a Norte e Nordeste pelo Orógeno Caledónico e Escudo Báltico e a Sul pela Cadeia Alpina (**Figura II.3a**, pág. seguinte).

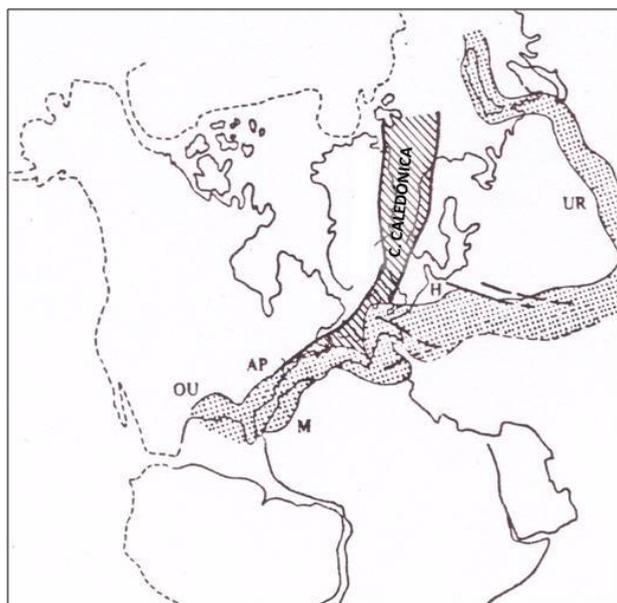
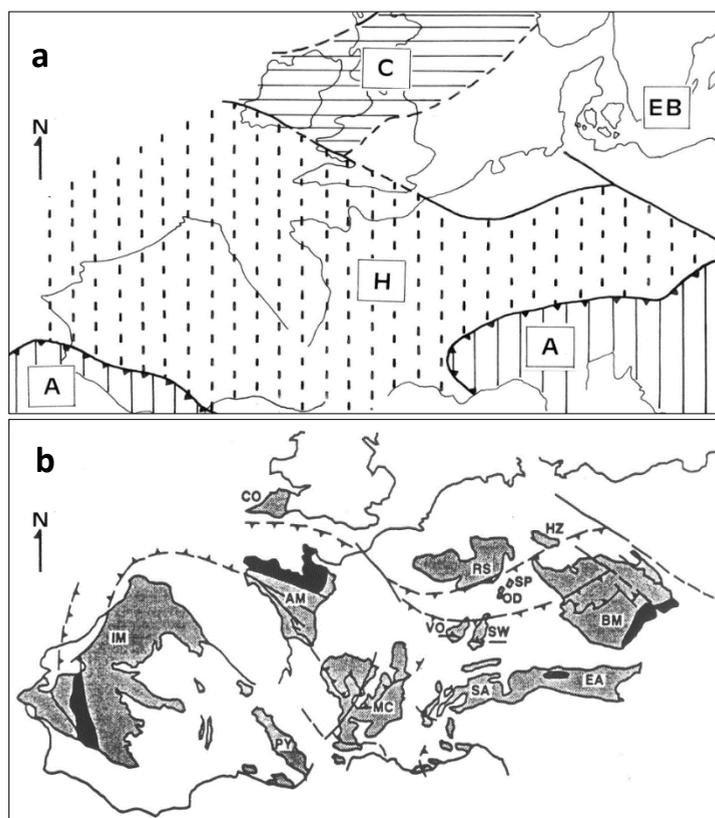


Figura II.2 - Reconstituição paleomagnética e enquadramento global do Orógeno Hercínico (H) como parte de sistema de cordilheiras em contínuo transcontinental (faixa a ponteadado). Localização aproximada dos Montes Ouachitas (OU), Apalaches (AP), Mauritânios (M) e Urais (UR). A tracejado representa-se a posição aproximada da Cadeia Caledónica (ver JULIVERT & MARTINEZ, 1983).

A ZOM, intercalar, a nível ibérico, entre as Zonas Centro-Ibérica (a norte) e Sul Portuguesa (a sul) é, tal como estas, correlacionável do ponto de vista estrutural e petrológico com outras zonas tectono-estratigráficas da Europa central (**Figura II.3b**), tais como, as Zonas Saxoturínica (\approx ZOM), Moldanúbica (\approx ZCI) e Reno-hercínica (\approx ZSP).

Em Portugal, para além destas unidades e das orlas meso-cenozóicas ocidental e meridional, só se reconhecem terrenos de



Figuras II.3a e II.3b – a.) Localização do Orógeno Hercínico (H) relativamente aos Orógenos Caledónico (C), Alpino (A) e Escudo Báltico (EB); b.) Correlação espacial entre as Zonas do Maciço Ibérico (IM) e as unidades tectono-estratigráficas da Europa Central (ver OSCHNER, 1993).

origem geodinâmica distinta nos conjuntos alóctones do nordeste transmontano, que constituem o extremo sudeste da denominada Sub-zona da Galiza média-Trás-os-Montes, e na faixa de sutura ZSP-ZOM, dominada pelas unidades de igual natureza, designadas por Complexo Ofiolítico de Beja-Acebuches (COBA) e Terreno Alóctone do Pulo do Lobo (TAPL).

Antes de entrar na descrição mais pormenorizada dos sectores de Alter do Chão-Elvas e da Faixa Blastomilonítica, diga-se que os critérios que permitem individualizar a ZOM e sua evolução geodinâmica, das outras Zonas do Maciço Ibérico, são essencialmente de natureza crono-estratigráfica, entendida aqui no seu sentido mais amplo (i.e. incluindo argumentos tectónicos, paleogeográficos, metamórficos e ígneos), e permitem esboçar blocos-diagrama, encadeados no tempo, que facilitam a compreensão da sua história geológica e promovem a integração dos conhecimentos coleccionados (**Figura II.4**, pág. seguinte).

Assim pode afirmar-se que o soco proterozóico deste segmento, visto como um todo, foi afectado pela fase Cadomiana (< 570 Ma), que lhe imprimiu marcas de deformação e metamorfismo, parcial ou totalmente apagadas pelo posterior e extenso processo erosivo que arrasou a cadeia montanhosa gerada por este episódio orogénico.

Sobre esse basamento depositou-se em seguida, durante o Câmbrico inferior (570-540 Ma), uma extensa plataforma carbonatada que, no final deste período, entraria em esforço de tracção e conseqüente ruptura. As bacias que daí resultaram, admitiram acumulação de sedimentos terrígenos, concomitante com episódios magmáticos (essencialmente vulcânicos) de quimismo alcalino, característicos destes ambientes distensivos.

Durante o Câmbrico médio (540-515 Ma) e também no Ordovícico (500-435 Ma) registam-se diversos ciclos sedimentares com alternância de episódios transgressivos e regressivos, coisa que parece não acontecer no Câmbrico superior (515-500 Ma), altura em

que as lacunas de sedimentação coincidem com a influência geomorfológica da fase Sarda da Orogenia Caledônica.

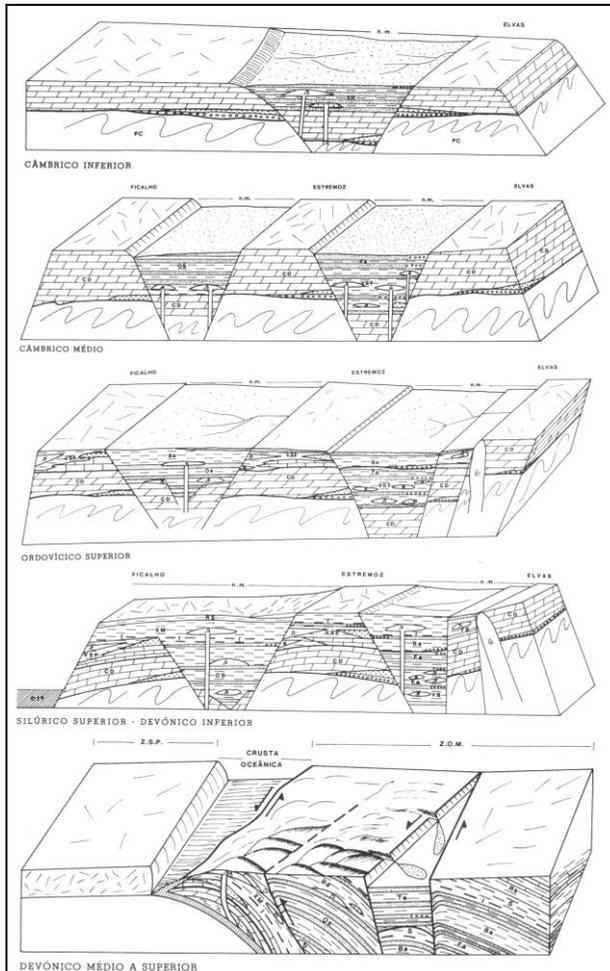


Figura II.4 - Esboço da evolução geodinâmica da Zona de Ossa-Morena, entre o Câmbico inferior e o Devónico superior (ver OLIVEIRA *et al.*, 1991).

Mais tarde, já em tempos silúricos (435-395 Ma), as seqüências estratigráficas registam progressivo aprofundamento do ambiente de sedimentação e conseqüente incremento das condições redutoras,

denunciado pela ocorrência de fauna graptolítica. Este regime deve ter-se alterado no Devónico inferior (395-370 Ma) a avaliar pela diversidade de registos paleontológicos condizentes com bacias oxigenadas e, portanto, mais superficiais.

O levantamento então iniciado parece generalizar-se a toda a ZOM durante o Devónico médio (370-360 Ma), agora a sofrer os efeitos do desenvolvimento de um processo de subducção na sua margem (activa) meridional. Este esforço compressivo, colisional, entre a ZSP e a ZOM, prossegue no Devónico superior (360-345 Ma) e no Carbónico inferior (345-325 Ma), culminando, já em regime intracontinental, com deformação transpressiva que afecta este bloco no Carbónico superior (325-280 Ma).

Quer na fase distensiva (Câmbrico - Silúrico), quer na compressiva (pós-silúrica), os registos estratigráficos revelam-se marcados, como não podia deixar de ser, por eventos magmáticos e pelo desenvolvimento de metamorfismo, às vezes com eles relacionado (corneanas), outras vezes, ele próprio gerador de fusões magmáticas, quando, em grau crescente, promove a transposição das curvas *solidus* que caracterizam os diferentes troços crustais afectados (migmatitos).

Os eventos magmáticos da ZOM são, do ponto de vista geoquímico, mais facilmente caracterizáveis através do estudo das ocorrências vulcânicas, já que, comparativamente com os equivalentes plutónicos (de que a província ígnea deste trabalho é exemplo), e dado que se associam a percursos de arrefecimento (fecho do sistema ígneo) muito mais rápidos, preservam melhor as características químicas dos líquidos originais, permitindo, de acordo com o *princípio das causas actuais*, interpretações geodinâmicas mais fiáveis.

Assim, pode afirmar-se, em traços gerais, que a ZOM apresenta unidades ígneas proterozóicas de características continentais, predominantemente toleíticas, que denunciam incremento progressivo das taxas de fusão mantélica que pode corresponder, nos domínios mais setentrionais, a etapas de oceanização. No Paleozóico inferior

(Câmbrico - Silúrico) o magmatismo é de ambiente intracontinental e evolui, no tempo, desde assinaturas predominantemente toleííticas, correspondentes a maiores taxas de fusão (e provável ruptura crustal: *rifting*), até características transicionais e alcalinas, estas claramente geradas pela extracção, a partir do manto, de muito baixos volumes de líquidos. A província plutónica aqui estudada é, em toda a ZOM, exemplo paradigmático deste magmatismo alcalino e, particularmente, do que se desenvolveu durante o Ordovícico.

Como principais representantes do magmatismo pós-silúrico e decerto emergentes do processo de colisão com a ZSP, devem citar-se (para além, claro está, dos alóctones toleíitos oceânicos do COBA e do TAPL), na parte portuguesa da ZOM, as ocorrências vulcânicas de Odivelas e Santa Susana, todas com tendência calco-alcalina orogénica (arco), tal como os complexos plutónicos dos sectores mais setentrionais, considerados carbono-pérmicos e com assinaturas geoquímicas no vasto espectro dos magmatitos orogénicos, incluindo termos calco-alcalinos e shoshoníticos, de que se destacam os maciços de Monforte-Santa Eulália, Ervedal, Fronteira, Veiros e Vale de Maceiras.

Os principais eventos tectono-metamórficos representados nos diferentes sectores da ZOM, ajudam a delinear os ciclos geodinâmicos atrás mencionados. De facto, na sua zona central (antiforma de Monestério, Espanha) ainda é possível observar vestígios de deformação e metamorfismo cadomianos em formações proterozóicas (Série Negra), que se traduzem em rochas metamórficas que, varrendo diferentes fácies, marcam condições termodinâmicas de baixo a muito alto grau, culminando com processos de migmatização e granitização. Na Faixa Blastomilonítica (corredor Badajoz-Córdoba) é possível também reconhecer efeitos cadomianos que, embora perturbados pelos que lhes sucederam no quadro hercínico, se reflectem ao nível estrutural e metamórfico dando origem à sobreposição, em regime de alta pressão, de diferentes lâminas gnaissicas, correspondente a ambiente

compressivo de colisão e sobre-espessamento crustal. Mais a Sul, embora durante algum tempo se julgassem dominar graus metamórficos de baixa a média intensidade, vieram a descobrir-se fácies de alta pressão (eclogíticas, *s.l.*), enquadráveis no regime compressivo associado a subducção para norte que, em tempos devónicos, e a partir da sua margem meridional (agora activa), se instalou e condicionou a evolução geológica da ZOM.

II.1.1. Sector de Alter do Chão – Elvas e Faixa Blastomilonítica

No Sector Alter do Chão-Elvas (parte portuguesa do Domínio ibérico Elvas-Cumbres Mayores), situado entre o cavalgamento de Alter do Chão (a NE) e o carreamento / discordância da Juromenha (a SW), os dois complexos ígneos estudados, o de Alter do Chão e o de Elvas, são os representantes mais expressivos do plutonismo do Paleozóico inferior. Afloram em alinhamento NW-SE (limitado a NW por granitos hercínicos pertencentes ao Maciço de Nisa) e intruem a Formação Carbonatada de idade câmbrica inferior (**Figura II.5**, pág. seguinte), nela provocando auréola de metamorfismo de contacto de extensão variável. As rochas félsicas situam-se variável, espacialmente, no que foi designado por Alinhamento de Alter Pedroso-Varche-Falcato que inclui, como afloramentos mais importantes, os maciços de Alter Pedroso e de Vaiamonte, adjacentes ao maciço básico-ultrabásico de Alter do Chão, e de Outeirão, Varche, Alcamins e Falcato, na área envolvente ao maciço gabro-diorítico de Elvas. Estes dois conjuntos estão separados pelo maciço granítico, tardi-hercínico, de Monforte-Santa Eulália. Para além da Formação Carbonatada do Câmbrico inferior, estes corpos ígneos contactam também com conglomerados e arcoses da base do Câmbrico (a E de Alter Pedroso e a N de Alter do Chão, numa faixa estreita sub-paralela ao cavalgamento de Alter do Chão) e com a Formação de Mosteiros, do Proterozóico superior, composta por meta-pelitos e meta-psamitos com intercalações de metaliditos e rochas carbonatadas (a ENE de Vaiamonte e no bordo sul do

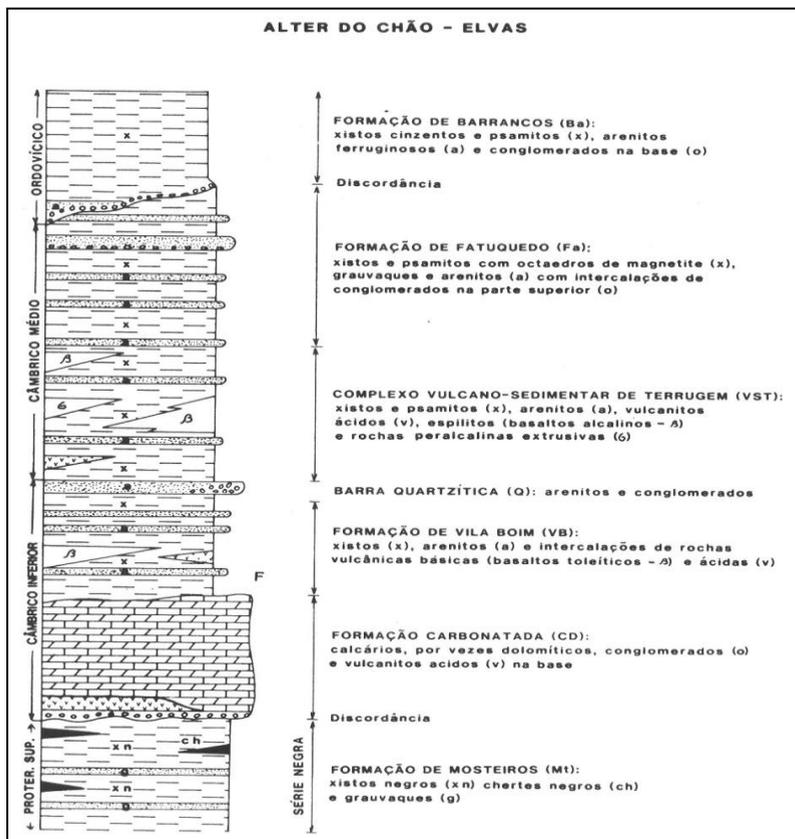


Figura II.5 - Coluna estratigráfica resumida do Sector de Alter do Chão-Elvas (OLIVEIRA *et al.*, 1991).

maciço de Alcamins).

Descrições pormenorizadas das unidades geológicas referidas, bem como de outras deste sector e da Faixa Blastomilonítica (FB), podem ser consultadas nas obras supracitadas.

Este último conjunto tectono-estratigráfico (FB), engloba todos os outros afloramentos de rochas félsicas aqui estudadas. Neste sector estão representadas fácies sieníticas de alto grau de alcalinidade, umas próximas da saturação em sílica (riebequíticas, s.l.), outras muito aquém desse patamar (nefelínicas), bem como sienitos, de novo ligeiramente

sobre-saturados, mas menos alcalinos (hastingsíticos), embora ainda pertencentes a esta interessante classe magmática. São enquadradas por importantes unidades constituintes do sector, designadamente, consoante os afloramentos (ver Cap. III) pelas Formações de Campo Maior e de Mosteiros, bem como pela Formação Carbonatada (**Figura II.6**).

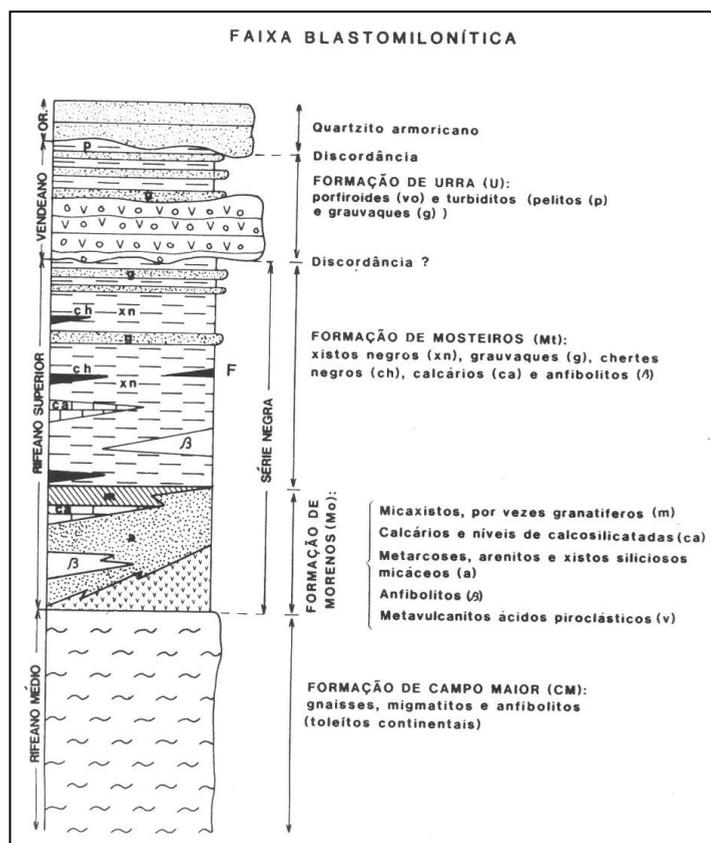


Figura II.6 - Coluna estratigráfica resumida da Faixa Blastomilonítica (ver OLIVEIRA *et al.*, 1991).

O Maciço de rochas hipersténicas de Campo Maior, aqui também estudado (mais como termo de contraste relativamente às outras

unidades), há muito se reconhece no núcleo da estrutura em leque (*flower structure*) que domina estruturalmente a FB e se orienta na direção NW-SE, sendo constituída por um conjunto de dobras vergentes para NE e SW. Com este enquadramento tectónico, não admira que o referido maciço esteja, na maior parte do seu contorno, envolvido pelos gnaisses migmatíticos (proterozóicos?) da Formação de Campo Maior embora, tudo indique, lhe seja muito posterior.

II.1.2. Principais representantes do magmatismo (híper)alcalino

De Norte a Sul da Península Ibérica, mas sempre com a exiguidade que o caracteriza, são conhecidas várias manifestações deste peculiar tipo de magmatismo, o (per)alcalino. Este parêntesis enfatiza apenas o carácter ainda mais exótico das rochas que, neste contexto geoquímico, atingem a máxima expressão de alcalinidade, na qual se desenvolvem, proporcionalmente, aspectos (*hiper-*)curiosos e únicos na petrologia ígnea.

As províncias até agora estudadas podem reunir-se em três conjuntos principais. Dois deles são manifestações magmáticas de dinâmica distensiva no Paleozóico pré-Devónico (**Figura II.7**, pág. seguinte), um na Zona Centro Centro Ibérica (incluindo os alóctones galaico-transmontanos), outro na zona de Ossa-Morena (incluindo a banda de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba). O terceiro, muito mais recente (cretácico), tem origem igualmente em ambiente de *rift* intracontinental, coincidindo com o processo de abertura do Oceano Atlântico e marcado, no bordo ocidental da península, pelo alinhamento dos seus mais notáveis representantes (os Maciços de Sintra, Sines e Monchique), um dos troços da margem passiva que lhe corresponde.

Na ZCI destacam-se as ocorrências de Lalin, Malpica-Noya e Vigo-Tuy, em Espanha, e as de Macedo de Cavaleiros e Mascarenhas, em Portugal. Na ZOM, para além da província aqui estudada, citam-se

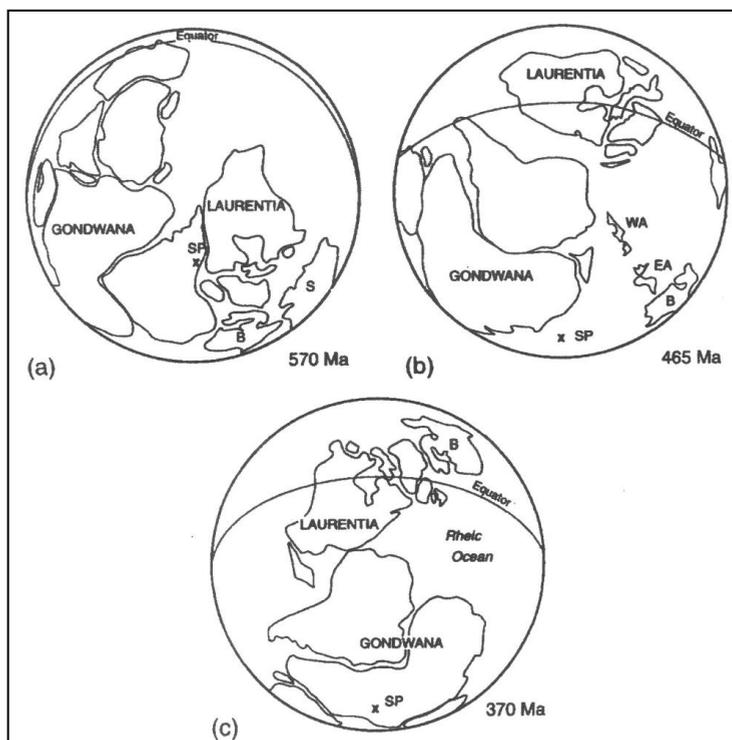


Figura II.7 - Deriva continental na sequência Câmbrio inferior (570 Ma) – Ordovícico inferior (465 Ma) – Devónico médio (370 Ma) (ver SHELLEY & BOSSIÈRE, 2000).

como referência os afloramentos de Almendralejo, Azuaga, Aceuchal, Sierra Vieja, Barcarrota e Maguilla, do lado espanhol, bem como os de Estremoz, no sector português Estremoz-Barrancos, que margina a sul os que são visados neste trabalho (**Figura II.8**, pág. seguinte).

Na ZCI destacam-se as ocorrências de Lalin, Malpica-Noya e Vigo-Tuy, em Espanha, e as de Macedo de Cavaleiros e Mascarenhas, em Portugal. Na ZOM, para além da província aqui estudada, citam-se como referência os afloramentos de Almendralejo, Azuaga, Aceuchal, Sierra Vieja, Barcarrota e Maguilla, do lado. Uma última nota, no final deste capítulo, para realçar o potencial mineiro destas rochas alcalinas, testado, aliás, por diversas campanhas de prospecção geoquímica que

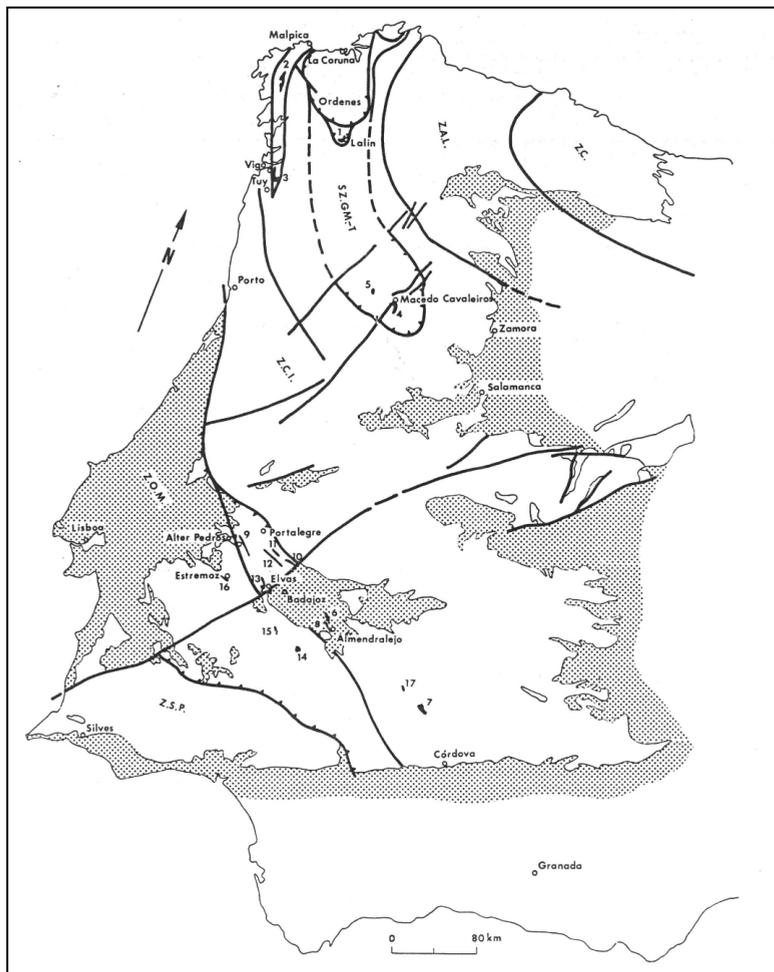


Figura II.8 - Localização das principais ocorrências de rochas (per)alcalinas paleozóicas (números de 1 a 17) nas várias unidades tectono-estratigráficas definidas na Península Ibérica (ver RIBEIRO & FLOOR, 1987).

sobre elas se realizaram e de que é exemplo a pesquisa de teores anómalos de terras-raras em unidades da província alcalina aqui apresentada (ver sínteses SANCHEZ-GARCIA *et al.*, 2019 e RIBEIRO *et al.*, 2019)

III. PETROGRAFIA

É objectivo central deste capítulo apresentar os aspectos petrográficos que melhor caracterizam e distinguem as diferentes unidades petrológicas escolhidas como objectos do presente estudo. Ao longo do texto far-se-á referência também, ainda que de forma sumária e com carácter introdutório, à localização e enquadramento de cada uma dessas unidades no contexto geológico do nordeste alentejano. Auxilia a leitura deste capítulo a consulta dos Anexos 1 – Fotografias (página 349) e 2 – Petrografia / Quadros Paragenéticos (página 357).

A abordagem inicia-se pelas fácies constituintes dos três maciços plutónicos básico-ultrabásicos (Alter do Chão: **MAC**; Elvas: **ME** e Campo Maior: **MCM**) que aqui se designam, genericamente, por rochas **máficas**.

Seguem-se os conjuntos tradicionalmente classificados como rochas **hiperalcalinas e alcalinas do Alto Alentejo** (ASSUNÇÃO & GONÇALVES, 1970), que foram agrupados, nesta exposição, segundo a zona de ocorrência:

i.) grupo **ACH**¹ - rochas espacialmente associadas ao **MAC**, cartografadas nas Folhas 32B (Portalegre) e 32D (Sousel) da Carta Geológica de Portugal (1:50000);

ii.) grupo **EH** - rochas em associação espacial com o **ME**, assinaladas na Folha 37A (Elvas) da Carta referida;

iii.) grupo **CMH** - afloramentos com disposição geral NW-SE, representados nas Folhas 33A (Assumar) e 33C (**C**ampo **M**aior) da mesma Carta.

A diversidade litológica destas fácies levou a associá-las, dentro de cada grupo, por afinidades petrográficas, sem prejuízo de fazer, quando oportuno, comparações entre termos similares de grupos

¹ - Nas referências **ACH**, **EH** e **CMH** a letra **H** contempla a existência de rochas **hiperalcalinas** nesses grupos. Os termos hiperalcalino e peralcalino são sinónimos utilizados neste texto.

diferentes. Pela predominância de fácies leucocratas nestes conjuntos e, também, por comodidade de exposição, serão aqui referidas, globalmente, como rochas *félsicas*.

Acresce referir, nesta altura, que em trabalhos anteriores (que irão sendo referidos ao longo do texto), principalmente até meados dos anos setenta, foram feitas algumas descrições petrográficas das formações aqui versadas. A extensão e qualidade desses estudos obriga a considerá-los como referência e base descritiva, indispensáveis à elaboração deste capítulo que constitui, assim, e antes de mais, uma revisão petrográfica.

III.1. Rochas Máficas

III.1.1. Maciço de Alter do Chão

Este maciço de rochas básicas e ultrabásicas está representado nas Folhas de Portalegre (GONÇALVES & FERNANDES, 1973), quase totalmente, e de Sousel da C.G.P. 1:50000 (GONÇALVES *et al.*, 1975), desde a vila de Alter do Chão (extremo noroeste) até cerca de 2,5 km a NW de Vaiamonte (extremo sudeste). É uma formação claramente orientada segundo as estruturas hercínicas regionais (NW-SE), que se apresenta intrusiva na Formação Carbonatada do Câmbrio inferior, nela provocando, em grande parte do perímetro, auréola de metamorfismo de contacto de extensão variável.

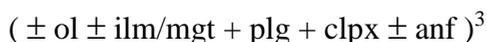
É composto por fácies cumuladas que variam desde rochas ultrabásicas como piroxenitos (e.g. A58)², peridotitos (A63 e A90) e dunitos (A91), por vezes quase totalmente serpentinizados, abundantes

² - As amostras colhidas no Maciço de Alter do Chão têm, nos mapas de amostragem e no anexo das fotografias, referências do tipo AC-#. No entanto, quer no texto, quer nas tabelas anexadas no final, é preferida, pela sua maior simplicidade, a designação equivalente de A#. Assim, por exemplo, a amostra AC-26 aparece, no texto e nas tabelas, referida como A26. Procedeu-se da mesma forma para as amostras dos maciços de Elvas (E-# ⇔ E#) e de Campo Maior (CM-# ⇔ C#).

na parte central do maciço, junto a Cabeço de Vide, até termos básicos, gabróicos, espalhados por todo o maciço, com alguma variação composicional. Trata-se de gabros com olivina podendo esta fase variar de cerca de 5% (AII.4) a próximo de 20% (A52) em volume (ver também CANILHO, 1973). A abundância relativa de plagioclase, ou de anfíbola castanha, pode conferir a estes gabros, respectivamente, tendência anortosítica (A26: plg>60% vol.), ou anfibólica (A2: anf >10% vol.).

À escala macroscópica, a fácies mais abundante é uma rocha gabróica melanocrata de granularidade média a grosseira. Nos termos com tendência anortosítica, os cristais prismáticos de plagioclase apresentam-se alinhados, facto que resulta no aspecto orientado de algumas amostras.

A paragénese primária característica, decifrada em observação microscópica, do conjunto de fácies representativas do MAC, pode ser escrita na forma:



A *olivina* apresenta-se em pequenos cristais subidiomórficos, ou em grãos arredondados de maiores dimensões (praticamente xenomórficos) e está por vezes muito fracturada, principalmente nos termos ultrabásicos, ocorrendo serpentinização intensa ao longo destas fracturas. O aumento de volume associado a esta alteração provoca, frequentemente, fracturação radial, em torno da olivina, nos cristais vizinhos o que é muito expressivo quando se trata de feldspato.

A *plagioclase* (de bitownite a labradorite) é em geral hipidiomórfica apresentando maclas polissintéticas principalmente segundo a lei da albite. É a fase dominante nos gabros e pode, como já

³ - Sequência de cristalização e abundância relativa de fases mineralógicas essenciais (+) e acessórias (±).

se disse, atingir proporções volumétricas que configurem pendor anortosítico. É sempre anterior à piroxena encontrando-se, às vezes, incluída nesta fase em cristais prismáticos de contornos bem definidos. A plagioclase encontra-se por vezes parcialmente escapolitizada, provavelmente em resultado de processos de interação química entre os basitos e fluidos tardi a pós-magmáticos (DEER *et al.*, 1992).

A *clinopiroxena* (diópsido) surge em cristais xenomórficos arredondados. As geminações não são raras e as mais nítidas fazem-se segundo planos (100). Apresenta-se normalmente de cor pardacenta, quase sempre muito clara, mas pode ocorrer num tom levemente violáceo sendo, neste caso, ligeiramente pleocróica.

A *anfíbola* primária é castanha (horneblenda e caersutite), fortemente pleocróica e alotriomórfica. Ocorre como fase acessória, por vezes abundante (A2), quase sempre na orla e em fracturas de cristais de piroxena, fase com a qual se relaciona geneticamente. Muitas vezes está também associada a grânulos de óxidos metálicos. Nalgumas amostras (A24) é evidente a transformação desta anfíbola em horneblenda verde, metamórfica. Esta substituição é por vezes extensa mas quase nunca total e, nestas circunstâncias, alguns cristais mais bem desenvolvidos apresentam brusco contraste cromático entre o núcleo castanho e o bordo verde. A intervenção de fluidos hidrotermais é responsável pela ocorrência (rara) de anfíbolas fibrosas da série actinolite-tremolite.

Os *minerais opacos* são representados, na generalidade dos casos, por ilmenite (anédrica) e magnetite (subédrica) como fases acessórias, podendo, em conjunto, chegar a atingir proporções volumétricas próximas dos 10% (e.g. A2). São, contudo, mais frequentes as fácies em que os óxidos metálicos ocorrem como acessórios menores (A51, AII.4), ou mesmo vestigiais, como em certas fácies piroxeníticas (A58). Nos dunitos pode também ocorrer, esporadicamente, cromite (NEIVA, 1946).

Para além das *fases secundárias* já referidas (serpentina, escapolite, anfíbola), assinala-se ainda a ocorrência, sempre em proporções vestigiais, de biotite (por vezes cloritizada), sericite (alteração de plagioclase), epídoto e calcite. Embora não se tenha confirmado neste lote de amostras (escolhidas essencialmente para estudo de paragénese primárias) outros autores assinalam também a presença de fluorite como mineral secundário relacionado com reacções de anfibolitização (GONÇALVES & COELHO, 1970) e de minerais, como a prenite e a esmectíte, associados ao processo hidrotermal que afectou gabros (rodingitização) e dunitos (serpentinização: crisótilo, lizardite), estudado por COSTA *et al.* (1993), bem exposto num afloramento junto à antiga estação ferroviária de Cabeço de Vide, onde se vêm filões rodingíticos a cortar serpentinitos.

III.1.2. Maciço de Elvas

O maciço ígneo que aflora nas imediações da cidade de Elvas (Folha de Elvas: C.G.P., 1:50000 - GONÇALVES & ASSUNÇÃO, 1970), é cortado pela falha da Messejana que representa o limite geológico deste maciço no seu sector SW. Situado no extremo SE do Sector Alter do Chão–Elvas, apresenta-se intrusivo na Formação Carbonatada (Cb-inf.) nela gerando rochas de metamorfismo térmico (corneanas calcoossilicatadas) representadas, de forma mais expressiva, no seu limite norte.

É, sem dúvida, petrograficamente mais heterogéneo do que o MAC acima descrito. De facto, embora se note predominância clara de fácies gabróicas (e.g. E28, E29), estas parecem representar os termos centrais de um espectro composicional que, relativamente ao processo de diferenciação magmática, se inicia em rochas ultrabásicas, nomeadamente piroxenitos (E39a) e termina em termos mais evoluídos que, embora sejam representados essencialmente por gabro-dioritos (E30) e dioritos (E8, E13), podem chegar a fácies próximas dos granodioritos (E1, E3).

Logo à escala macroscópica é possível verificar grande variabilidade na proporção volumétrica dos minerais máficos, assinalando a presença de termos melanocratas, mesocratas e mesoleucocratas, normalmente de grão médio, embora estejam também representadas (com maior incidência nas rochas dioríticas e granodioríticas) as classes granulométricas média-fina e média-grosseira.

Os litotipos mais comuns do Maciço de Elvas podem agrupar-se, esquematicamente, nas seguintes expressões paragenéticas:

- gabros: ($\pm ol \pm ilm/mgt + plg \pm opx + cpx + anf$) ;
- dioritos e granodioritos: ($\pm ilm/mgt + cpx \pm esf + plg + anf + bi \pm fel-K$).

A *olivina* aparece nalgumas amostras de gabro (E20, E22), normalmente em cristais subidiomórficos, cuja fracturação, às vezes generalizada (E31), promove reacções de serpentinização. Do conjunto considerado representativo do ME (e posteriormente utilizado para análises químicas) só foi detectada olivina nas três amostras acima referidas, pelo que pode considerar-se relativamente pouco frequente a ocorrência de fácies olivínicas neste maciço.

Ainda mais escassa parece ser a presença de fácies com *ortopiroxena* no ME. É, no entanto, uma fase particularmente abundante na amostra E4b representando, nesta amostra, a grande maioria dos cristais (hipidiomórficos) de piroxena; já na amostra E20 (onde coexiste com olivina), embora frequente, não se sobrepõe, em proporção volumétrica, à piroxena monoclinica. Note-se que a presença de ortopiroxena em fácies do ME constitui uma das diferenças paragenéticas importantes relativamente ao MAC. Ao invés, a *clinopiroxena*, quase sempre subidiomórfica, tem representação generalizada em quase todos os litotipos presentes no ME, desde os piroxenitos (onde chega a atingir cerca de 60% em volume: e.g. E39a)

até aos dioritos onde pode figurar como fase essencial (E11) ou acessória (E8, E14); está praticamente ausente nos granodioritos. Embora possam ocorrer clinopiroxenas ligeiramente empobrecidas em Ca, tocando o campo das augites (e.g. em E31), a composição dominante é diopsídica com franca variação da razão Mg/Fe; em E13, por exemplo, podem atingir-se composições próximas de hedembergite (ver capítulo seguinte). O seu lugar na sequência de cristalização, em fácies dioríticas, na maior parte dos gabros e piroxenitos, é claramente anterior à plagioclase. Em certas fácies com olivina, nomeadamente nas amostras E20 e E22, esta relação não é, porém, tão evidente, podendo ver-se contactos intergranulares clpx/plg que sugerem precedência da plagioclase. A tonalidade verde-pálida apresentada por alguns cristais de clinopiroxena de gabro-dioritos (E30) e dioritos (E13) resulta de um enriquecimento em molécula hedembergítica (como se comprovou nas análises químicas), mas aquela tonalidade pode surgir mais forte em cristais afectados por alteração uralítica, com a instalação de anfíbola fibrosa (actinolítica) nas descontinuidades intracristalinas da piroxena (E38a). Ainda que se revelem, em termos ópticos, praticamente homogéneas, algumas clinopiroxenas podem apresentar zonamento químico (EIII.1) e, nestes casos, a tendência é para enriquecimento em molécula hedembergítica do centro para o bordo dos cristais (ver capítulo seguinte).

Tal como as piroxenas, os feldspatos têm, no ME, composição mais diversificada do que no Maciço de Alter do Chão. A *plagioclase* (hipidiomórfica) varre um leque mais alargado, indo de composições anortíticas, ou, mais frequentemente, labradoríticas (nos gabros olivínicos), até termos muito mais sódicos (oligoclase) nas fácies granodioríticas. Frequentemente aparecem cristais com zonamento concêntrico a que corresponde, normalmente, empobrecimento em molécula anortítica na periferia dos cristais. Nos gabros, podem ver-se alguns cristais de labradorite parcialmente albitizados. O epidoto ocorre por vezes associado aos cristais de plagioclase, dela resultando por

reacção (saussuritização) com fluidos hidrotermais pós-magmáticos; génese análoga, deverão ter também os esporádicos cristais de calcite que se observam. O *feldspato potássico* (anédrico) acompanha a plagioclase nos granodioritos e certos dioritos (E8), mas sempre em expressão modal nitidamente inferior. Ocorre tardiamente, e, no geral, como microclina embora possam aparecer, também, cristais de ortoclase com macla de Carlsbad. Não são raros cristais pertíticos. O *quartzo*, sempre intersticial, está normalmente presente nos termos intermédios com a expressão volumétrica de acessório menor.

A *anfíbola* primária (horneblenda), em regra hipidiomórfica, é de cor predominantemente castanha podendo, em fácies dioríticas e, principalmente granodioríticas, apresentar tonalides mais esverdeadas. Em certos termos gabróicos, não muito frequentes, atinge proporções volumétricas expressivas (cerca de 30%), a par da piroxena, o que admite classificá-los como gabros anfibólicos (E24). Principalmente nos gabros, mas também em dioritos (E14), alguns cristais de anfíbola surgem suficientemente bem desenvolvidos para incluírem pequenos grãos das fases que a precedem na sequência de cristalização, nomeadamente, olivina (quando presente), piroxena e plagioclase. Mais habitual é, no entanto, ocorrer em cristais de menores dimensões, como mineral acessório característico dos dioritos e granodioritos.

No conjunto dos outros acessórios destaca-se a ocorrência de *biotite*, em palhetas hipidiomórficas, principalmente nas fácies intermédias (gabro-dioritos a granodioritos), podendo apresentar-se associada a anfíbola (E26); às vezes sofre alteração clorítica (E3, E14). Embora com menor representação modal, outro acessório habitual nas fácies máficas de ME é a *esfena*. Denotando cristalização relativamente precoce, esta fase ocorre em cristais subidiomórficos, não raras vezes bem desenvolvidos (chegam a ultrapassar os 2 mm). A esfena é característica dos termos intermédios (esporadicamente pode associar-se a óxidos metálicos, como em E11) mas faz-se representar também, embora com menor expressão, nos outros litotipos, com excepção,

talvez, dos gabros com olivina. Os *óxidos metálicos* (ilm/mgt), ao contrário, são mais abundantes em fácies gabróicas, podendo atingir proporções volumétricas próximas dos 5% (E22, E24); nos termos meso-leucocratas, quando presentes, são vestigiais. Na amostra E22 (gabro olivínico) podem ver-se formas vermiculares (simplectíticas) de ilmenite no interior de cristais de piroxena. Completam o quadro paragenético dos granodioritos, minerais como a apatite (vestigial) e alanite (acidental).

III.1.3. Maciço de Campo Maior

O Maciço de Campo Maior (MCM) surge em contexto geológico bem diverso dos dois maciços ígneos acima tratados (MAC e ME). Apresenta-se a NE da falha de Alter do Chão e, portanto, já noutra sector da Zona de Ossa-Morena: a Faixa Blastomilonítica. Aflora em terrenos proterozóicos (?) do Alentejo, nomeadamente na Formação de Campo Maior (orto/para-gnaisses e migmatitos, em relação aos quais decorre investigação isotópica) e, a sudoeste (a ocidente da falha da Messejana), na Formação de Morenos, essencialmente constituída por gnaisses leptiníticos, e também micaxistos com intercalações de anfibolitos e rochas carbonatadas (GONÇALVES & OLIVEIRA, 1986; GONÇALVES & CARVALHOSA, 1994), pertencentes, respectivamente, a unidades metamórficas de grau elevado e intermédio (MATA & MUNHÁ, 1986; PEREIRA & SILVA, 1997).

Relativamente aos MAC e ME, o Maciço de Campo Maior apresenta desde logo, em termos mineralógicos, duas diferenças a sublinhar: ausência de fácies com olivina e presença generalizada de rochas com hiperstena. Dada a exiguidade e, de uma forma geral, má qualidade dos afloramentos presentes, é muito complexo fazer a cartografia do MCM, tanto no que respeita à definição dos seus contornos, como no que envolve a discriminação interna das diferentes fácies que o compõem, tarefa, porventura, ainda mais difícil. São disso consequência as divergências expressas nas duas propostas

cartográficas existentes. Na primeira GONÇALVES *et al.* (1972) – Folha 33C da C.G.P. 1:50000 – propõem uma configuração alongada (NE-SW) para o sector sudeste do MCM (a SE da falha da Messejana), estendendo-o desde Campo Maior por cerca de 5 km, sempre a sul da referida falha; assinalam neste corpo a presença dos clássicos "charnoquitos" (predominantes) e também de fácies noríticas e dioríticas. Pouco tempo depois, numa segunda proposta, COELHO & GONÇALVES (1972), em trabalho específico sobre o MCM, e por isso mais minucioso, optam por considerar este sector quase inexistente, restringindo a presença de charnoquitos (monzoníticos) a uma pequena área em torno do v.g. Cabeça Gorda (ver mapa) cercada por uma mancha sub-circular (de área muito inferior ao sector da primeira proposta) de migmatitos quartzodioríticos, tentativamente discriminados dos gnaisses e migmatitos da Formação de Campo Maior, mas resultantes, segundo estes autores, de processos anatéticos comuns. A cartografia e caracterização petrográfica do sector noroeste (a NW da falha da Messejana) é mais pacífica: assinala-se uma estrutura de contornos lopolíticos e paragénese que incluem piroxenitos, anortositos, gabros, noritos, hiperitos e dioritos.

Todo este conjunto de rochas hipersténicas identificado no Maciço de Campo Maior foi então interpretado como uma "série de afinidade charnoquítica", provavelmente de origem metamórfica e idade precâmblica, constituindo o núcleo da "flower structure" que caracteriza em termos tectono-estratigráficos este sector da Zona de Ossa-Morena (COELHO & GONÇALVES, 1972).

Tal, no entanto, veio a ser posto em causa pouco depois. Em primeiro lugar, o pressuposto de que as rochas hipersténicas do Alto Alentejo conhecidas, nomeadamente em Campo Maior, Elvas e Veiros / Vale de Maceiras (estas intrusivas no Silúrico inferior) teriam origem genética e cronológica comum, a par da obtenção de idades isotópicas (potássio-argón) em biotites de uma amostra dos "charnoquitos"

monzoníticos, que apontaram para 342 ± 7 Ma, e ainda que este resultado pudesse representar a última recristalização metamórfica, levou COELHO *et al.* (1974) a sugerir o Silúrico inferior como limite inferior da idade destas rochas. Por outro lado, o estudo das ortopiroxenas presentes nas diferentes fácies do MCM – ainda que inicialmente, através da análise dos seus parâmetros de rede, tenha levado a interpretá-las como metamórficas (CANILHO, 1974) –, não sendo conclusivo, aponta, pelo menos, para a possibilidade de se tratar de rochas ígneas (MUNHÁ & CANILHO, 1976).

Das observações que foram feitas no estudo agora apresentado, e independentemente de aspectos interpretativos avançados ao longo do texto, ressalta a concordância genérica com os aspectos petrográficos anteriormente identificados (BARROS, 1955; ASSUNÇÃO, 1956; COELHO & GONÇALVES, 1972), nomeadamente: *i.*) ocorrência de rochas com ortopiroxena, generalizada a todo o maciço; *ii.*) predominância de fácies granulares essencialmente gabróicas (mas também piroxenitos, dioritos e anortositos) nos afloramentos a NW da falha da Messejana e de fácies granulares (a granoblásticas) de composição intermédia (próxima dos monzonitos) a SE deste acidente.

Confirmam-se também as paragénese genéricas indicadas (ver COELHO & GONÇALVES, 1972) para o sector noroeste do MCM, em fácies essencialmente gabróicas (gabros, noritos e hiperitos) – (plg + clpx + opx + anf) –, bem como para o seu sector sudeste, com termos predominantemente intermédios, que, na maioria dos casos, admitem a classificação de monzonitos – (plg + opx + anf + bi + qzo) –. Note-se, entretanto, que estas são expressões esquemáticas, utilizadas no intuito de vincar as diferenças composicionais entre os dois sectores do maciço. De facto, não pode, por exemplo, excluir-se, nalgumas fácies gabróicas do sector NW, a presença de biotite, que chega mesmo a ser abundante (e.g. C1, C20), e de quartzo, sempre muito escasso e intersticial (C5). Analogamente, no sector SE, regista-se a ocorrência

de termos com clinopiroxena, fase que pode mesmo superar as proporções da piroxena ortorrômbica, como acontece, nomeadamente, na amostra C17. Verifica-se também, principalmente no sector SE, a presença de fácies com feldspato potássico, quase sempre intersticial e subordinado à plagioclase (C11), mas podendo representar fracções modais mais importantes, como na amostra C16, exemplar de fácies mais diferenciada, de tipo granodiorítico, com piroxena praticamente ausente. No sector NW, com excepção das (raras) fácies dioríticas, onde é mais abundante (C23), o feldspato potássico é vestigial (C5) ou mesmo inexistente (C51).

Numa visão de conjunto, e resumindo, a rocha mais característica do MCM é um gabro constituído por cerca de 40-45% de plagioclase e aproximadamente a mesma proporção de piroxena (ver também BARROS, 1955), que parece ser a primeira fase a cristalizar. Há em regra equilíbrio modal entre clinopiroxena e ortopiroxena (hiperitos) ou, menos vezes, supremacia do tipo ortorrômbico (noritos). Os acessórios principais são anfíbola (às vezes com tendência porfiroblástica podendo incluir pequenos grãos de piroxena: C39b, C54) e biotite, acompanhados em proporções mais modestas por óxidos metálicos (ilm/mgt). Para além destes gabros, maioritários, ocorre, como acima se referiu, vasto leque composicional que inclui piroxenitos (C32), anortositos (C21), dioritos (C23), monzo-gabros (C17), monzonitos (C15) e, mesmo granodioritos (C16). Destaca-se pelo exotismo de que se reveste, pelo menos em território português, o exíguo afloramento de anortosito (bitownitito) situado junto à estrada Campo Maior–Degolados, cerca de 1 km a SE do Monte das Argamassas. É um gabro hololeucocrata, de grão grosseiro, constituído por mais de 95% de plagioclase modal acompanhada por pequenos aglomerados de óxidos de ferro, esfena e clorite (ver ASSUNÇÃO, 1956).

Dada a minúcia e qualidade, inquestionáveis, dos estudos anteriores, nomeadamente o efectuado por COELHO & GONÇALVES

(1972), assente em amostragem mais vasta do que a recolhida no presente trabalho, é de aceitar, genericamente, e como base, o esboço cartográfico ali proposto para o MCM. Com os dados agora disponíveis, parecem confirmar-se as observações então anotadas para as fácies do sector NW e, em grande parte, para as rochas presentes nos fracos afloramentos a SE da falha da Messejana. Deste lado, aparentemente mais complexo, os fenómenos de migmatização (evidentes a cerca de 1 km para oriente de Campo Maior, junto à Ribeira da Laje), fazem aumentar as dificuldades na discriminação das fácies presentes. No entanto é de admitir, pela colecção aqui estudada, que possam ocorrer, ainda que esporadicamente, termos não migmatíticos, fora da mancha demarcada em torno do v.g. Cabeça Gorda, nomeadamente para sudoeste (e.g. C9), leste (C16) e nordeste (C18) deste marco geodésico. Por outro lado, a amostra C14, colhida no seio da mancha "monzonítica", revela litotipo peculiar, distinguindo-se das restantes pela sua textura, fina e de nítida tendência granoblástica.

Por tudo o que foi dito, e em função dos objectivos traçados para este estudo, a abordagem geoquímica do Maciço de Campo Maior, feita nos capítulos seguintes, não tem a profundidade que um estudo específico exigiria, mas antes o propósito de o comparar com os de Alter do Chão e de Elvas, contribuindo com novos dados, na medida do possível, para o esclarecimento de algumas dúvidas desde há muito suscitadas por este complexo e heterogéneo maciço.

III.2. Rochas Félsicas

Entra-se agora na descrição petrográfica de litotipos globalmente classificados como *rochas hiperalcalinas e alcalinas do Alto Alentejo* (ASSUNÇÃO & GONÇALVES, 1970; COELHO & GONÇALVES, 1971), nomeadamente das fácies que afloram nas manchas representadas na Carta Geológica de Portugal, escala 1:50000 (Folhas

32B-Portalegre, 32D-Sousel, 33A-Assumar, 33C-Campo Maior e 37A-Elvas) a seguir mencionadas.

a.) No Sector Alter de Chão–Elvas:

a.1.) em associação com o Maciço de Alter do Chão: Alter Pedroso–Vaiamonte.

a.2.) em associação com o Maciço de Elvas: Outeirão, Vale de Figueira–Aldeia do Pombal–Varche–Laje, Falcato, Alcamins, Degola e Gebarela.

b.) Na Faixa Blastomilonítica: Figueira de Cima, Cevadais, Assumar, Arronches–(Revelhos) Barragem do Caia.

A selecção das amostras do Sector Alter do Chão–Elvas, teve como critério fundamental a presença de características mineralógicas que indiciassem a possibilidade de correlação petrogenética com a província plutónica (alcalina) centrada nos maciços máficos de Alter do Chão e de Elvas, representantes prováveis do magmatismo de ambiente distensivo que afectou esta zona do Orógeno Hercínico no Ordovício inferior (PRIEM *et al.*, 1970; LANCELOT & ALLEGRET, 1982, LOPES *et al.*, 1993). Ficam assim excluídos (sem prejuízo de referências julgadas pertinentes) os afloramentos de rochas félsicas do alinhamento Cabeço de Vide–S. Romão, hoje consideradas como riólitos do Câmbrico inferior, intercalados nos xistos da Formação de Vila Boim da mesma idade (e.g. TEIXEIRA, 1952; GIL, 1985; OLIVEIRA *et al.*, 1991), bem como os micro-sienitos (Monte do Safueiro) e micro-granitos (Monte de Pero Lobo) de tendência peralcalina (NEIVA, 1955) passíveis, actualmente (ver MATA & MUNHÁ, 1990), de enquadramento espacio-temporal no Complexo Vulcano-Sedimentar de Terrugem, do Câmbrico médio (OLIVEIRA *et al.*, 1991). Igualmente à parte dos objectivos centrais deste trabalho, ficam as rochas hiperalcalinas (COELHO & GONÇALVES, 1970; GONÇALVES & COELHO, 1974) do Complexo Vulcano-Sedimentar de Estremoz (Anticlinal de Estremoz), já noutro sector (Estremoz–

Barrancos) da Z.O.M. (OLIVEIRA *et al.*, 1991), interpretadas como diferenciados félsicos (comenditos subordinados a riocitos) do magmatismo (alcalino) intraplaca que, no Silúrico, se presume ainda associado à geodinâmica de abertura ("off-rift": MATA & MUNHÁ, 1985) do, então designado, *Oceano Proto-Téthys* (RIBEIRO *et al.*, 1983).

Há no conjunto de fácies visadas, como a seguir se descreve, grande diversidade composicional, mas dada a predominância dos termos leucocratas adopta-se aqui, genericamente, a designação de *rochas félsicas*.

III.2.1. Rochas félsicas associadas ao Maciço de Alter do Chão

Este conjunto é limitado a NW pelos granitos hercínicos do Maciço de Nisa, a SE pelo maciço granítico tardi-hercínico de Santa Eulália. Para além da Formação Carbonatada do Câmbrico inferior, este conjunto contacta ainda com conglomerados e arcoses da base do Câmbrico, a leste de Alter Pedroso e a norte de Alter do Chão, numa faixa estreita sub-paralela ao citado cavalgamento, bem como com xistos *flyschóides* da Formação de Vila Boim, no contorno SW da mancha de Vaiamonte; no interior desta massa, cerca de 1 km a sul de Cabeça Gorda (Folha 32D-Sousel da C.G.P.-1:50000), aflora ainda pequeno retalho de rochas atribuíveis à Série Negra, nomeadamente à Formação de Mosteiros (metapelitos e metapsamitos com intercalações de metaliditos e rochas carbonatadas), do Proterozóico superior (OLIVEIRA *et al.*, 1991; GONÇALVES & CARVALHOSA, 1994).

Dada a variedade petrográfica que caracteriza o conjunto de rochas félsicas referidas neste ponto (grupo ACH), bem como nos pontos seguintes (III.2.2.- grupo EH; III.2.3.- grupo CMH), opta-se aqui por fazer descrições das fácies representativas de cada zona de afloramentos, escolhendo para as amostras referências sugestivas dessa

zona⁴, de forma a facilitar a sua identificação sempre que forem mencionadas neste e nos capítulos seguintes (referentes à química mineral e à geoquímica de rocha total).

A descrição inicia-se pelas fácies recolhidas nos afloramentos de *Alter Pedroso* (referências AP#). São rochas sieníticas e constituem os termos mais emblemáticos de toda a província (per)alcalina do NE alentejano. Pela singularidade petrográfica que as caracteriza, evidente logo em observação macroscópica, e pela raridade com que ocorrem este tipo de rochas à escala global, têm merecido, desde o princípio do século, lugar de destaque na literatura geológica nacional e internacional (BRANDÃO, 1902; OSANN, 1907; OSANN & HUMHAUER, 1914; LACROIX, 1916; BURRI, 1928; JAKOB & BRANDENBERGER, 1931; FARIA, 1955; TEIXEIRA & ASSUNÇÃO, 1957; SERRALHEIRO, 1957; PACHECO & GOMES, 1960; ASSUNÇÃO & GONÇALVES, 1970; PRIEM *et al.*, 1970; LANCELOT & ALLEGRET, 1982; LOPES *et al.*, 1997). Trata-se de ortognaisses sieníticos com grande variedade de cor, granularidade e graus de deformação. Estes, quando mais flagrantes, são materializados por bandas de recristalização, microgranulares, quartzo-feldspáticas, emergentes de processos de blastese sofridos pelos cristais originais, evidentes em lâmina delgada e inevitáveis no contexto geológico destas rochas. As fácies mais abundantes são leucocratas (e.g. AP1, AP6, AP7b) mas também ocorrem, com relativa frequência, variedades mesocratas (AP46), a que LACROIX (1916) chamou *lusitanitos*, ou mesmo melanocratas (*pedrositos*: ASSUNÇÃO & GONÇALVES,

⁴ - As amostras de rochas félsicas associadas ao Maciço de Alter do Chão têm, no anexo das fotografias, referências do tipo ACH-#. No entanto, quer no texto, quer nas tabelas anexadas no final, é preferida a sub-divisão do grupo ACH em conjuntos representativos dos diferentes afloramentos, adoptando-se referências sugestivas do local de amostragem. Assim, por exemplo, a amostra ACH-6 (mapas e fotos) aparece, no texto e nas tabelas, referida como AP6 já que pertence ao afloramento de Alter Pedroso. Procede-se de forma análoga para as amostras dos grupos EH-# e CMH-#. Consultar *Lista de abreviaturas* no início do trabalho e na legenda da Fig. I.1.

1970) correspondentes a aglomerados de cristais de anfíbola negra riebequítica de dimensões variáveis. Em oposição, podem individualizar-se, localmente, rochas hololeucocratas quase exclusivamente constituídas por albite (albitos: AP8). Tal como a cor, também a textura é muito inconstante podendo ocorrer, às vezes lado a lado, termos granulares finos (AP6), médios (AP1), mais abundantes, e médio-grosseiros (AP7b). As fácies pegmatíticas apesar de poderem ser consideradas raras, são rochas verdadeiramente espectaculares, com megacristais (centimétricos ou mesmo decimétricos) de riebequite em matriz clara, feldspática (ver foto em anexo). O seu admirável aspecto, levou, ao longo dos tempos, à sua grande procura e repetida recolha (às vezes para fins museológicos) o que justifica as grandes dificuldades hoje sentidas para as encontrar em afloramento. Os minerais característicos das rochas félsicas colhidas no Maciço de Alter Pedroso são sempre feldspatos (albite, pertite, microclina e microclina-pertite) e inossilatos ferri-sódicos, nomeadamente a típica riebequite (s.l.)⁵, que pode surgir como único máfico (AP1), ou apresentar-se dominante sobre a aegirina (AP46). Materializando os processos de recristalização que afectaram a maioria destas rochas, a piroxena sódica pode ocorrer em porfiroblastos euédricos (não deformados) de dimensão centimétrica, envolvendo poecilíticamente pequenos grãos de feldspato (AP6). O quartzo primário é raro ou inexistente. A riebequite pode aparecer intersticial ou envolvendo mesmo cristais de plagioclase sódica (AP7b), o que denuncia cristalização tardia do mineral máfico configurando, assim, texturas do tipo agpáítico (BARD, 1980). A anfíbola apresenta, por vezes, alteração (que pode ser extensa) para biotite e óxidos de ferro (APII.5). Como acessórios menores, ou vestigiais, cita-se a presença de zircão (AP6), alanite (AP1), calcite

⁵ - O termo "riebequite" é utilizado, neste capítulo, como designação geral das anfíbolas sódicas incluindo, portanto, arfvedsonites que também podem ocorrer (embora com menos frequência) no conjunto das rochas félsicas (ver capítulo seguinte).

(APIII.7), esfena (AP44) e fluorite (AP7b). Em fácies pegmatítica filoneana, próximo da Arribana da Serra dos Tojos, PACHECO & GOMES (1960) observou, para além de zircão e alante, espécies minerais raras como "a gadolinite, a thalenite? e a orangite", paragénese que, infelizmente, não foi confirmada; o mesmo autor cita também a presença de torite (fortemente radioactiva) em amostra de solo colhida na mesma zona.

Mais para SE, num pequeno afloramento a cerca de 850 m para NW do *Monte dos Almanhães* (referências AL#), ocorre fácies de gnaiss nefelínico de granularidade fina a média. A par da plagioclase sódica e feldspatos potássicos surgem feldspatóides quase sempre dominados pela nefelina, em grãos com alguma turvação (AL13c), podendo esta, no entanto, ser acompanhada por sodalite intersticial (AL13a). O máfico principal é uma anfíbola azulada (taramite) que coexiste com piroxena verde (aegirina-augite). Enquanto a anfíbola, fortemente pleocróica, tem hábito prismático e desenvolve cristais muitas vezes porfiroblásticos, a piroxena é representada por pequenos grãos xenomórficos, às vezes reunidos em aglomerados cristalinos (AL49), podendo revelar, como na amostra AL13a, zonamento óptico correspondente a alteração metamórfica evidente, do bordo para o centro, para granada (provavelmente andradite); outro mineral secundário frequente nestas fácies é a biotite (resultante, igualmente, da transformação dos inossilicatos) que pode apresentar-se fortemente cloritizada (AL49).

Mais para SE (Folha 32D, C.G.P.), na mancha NW-SE cartografada entre o v.g. Esquerdas e o maciço granítico de Santa Eulália, que aqui designaremos (dada a proximidade da povoação) por maciço de *Vaiamonte* (referências AV#), bem como a SW deste corpo, na faixa mais estreita que se estende com a mesma orientação, passando pelo Monte de Alvarenga e pela Quinta de *Santo António* (referências ASA#), aflora uma grande variedade de gnaisses.

No primeiro grupo (*Vaiamonte*) as rochas estão muito deformadas (AV28b) com blastese intensa dos grãos originais e concomitante silicificação mais (AV35b) ou menos evidente (AV41). É grande a diversidade cromática desde termos leucocratas (AV10c) a francamente mesocratas (AV9a, AV9b). Os minerais máficos originais mais frequentes são piroxenas do tipo aegirina-augite (AV9a, AV23c, AV41) que podem fazer-se acompanhar por anfíbola do tipo riebeckítico (AV25, AV27) ou, em rochas mais deformadas, hastingsítico (AV28b). Como acessórios menores podem surgir zircão (AV10c), biotite, sendo esta, por vezes, nítido produto de transformação dos inossilicatos (AV9a) e, acidentalmente, alanite (AV28b). A mineralogia secundária inclui ainda horneblenda verde, clorite (AV28b), carbonatos (AV10c, AV39) e granada, que pode ser abundante (AV25).

Nos afloramentos próximos da Quinta de *Santo António* as rochas parecem menos deformadas e mais ricas em quartzo primário (ASA31) evidenciando, no conjunto de fácies que se vêm descrevendo, a associação de termos claramente sobressaturadas em sílica, com composição próxima dos granitos. A sua mineralogia está, no entanto, afectada por reacções metassomáticas, resumindo-se à presença de feldspatos (plagioclase sódica e ortoclase/microclina peritíticas), quartzo e restos de inossilicatos quase totalmente alterados para horneblenda verde, anfíbolas da série actinolite-tremolite, clorite e óxidos de ferro (ASA31, ASA33).

No conjunto de felsitos espacialmente associados ao Maciço de Alter do Chão, estão cartografadas como hiperalkalinas (ou *peralkalinas*, designação rigorosamente sinónima) as rochas que afloram na faixa paralela ao cavalgamento de Alter do Chão, entre o Maciço de Nisa e a falha de Castelo de Vide (Folha 32B-Portalegre, C.G.P. 1:50000). Mais tarde, MATA & MUNHÁ (1990), debruçando-se sobre a química de um conjunto de amostras recolhidas no extremo NW desta faixa, classificaram-nas como metavulcanitos félsicos

(riólitos), de carácter subalcalino, associados aos conglomerados e arcoses da base do Câmbrico, tendo, em conformidade, sugerido esboço cartográfico próximo do publicado por SERRALHEIRO (1957), segundo o qual as rochas hiperalcalinas não estariam representadas na referida faixa.

Os resultados do presente trabalho confirmam a existência nessa área de rochas com aspecto petrográfico (macro e microscópico) de metavulcanitos ácidos, mas também foram detectadas amostras de felsitos granulares que, apesar de finos e muito deformados, permitem ainda reconhecer mineralogia susceptível de viabilizar a hipótese de se tratar de gnaisses geneticamente correlacionados com a província alcalina que aqui se estuda, sustentando, assim, por enquanto, a representação cartográfica expressa na Folha 32B da C.G.P. (GONÇALVES & FERNANDES, 1973) aqui adoptada. A exiguidade e má qualidade dos afloramentos de rochas félsicas, provável resultado dos intensos esforços compressivos que operaram posteriormente nesta zona e lhes imprimiram deformação extrema – capaz, segundo LACROIX (1916), de transformar rochas sieníticas em "leptinitos e gnaisses" – justificam, no entanto, as dúvidas cartográficas acima mencionadas.

Os referidos gnaisses foram colhidos próximo do Monte da *Fome* (referências AF#) e do Monte do *Tapadão* (referências AT#). Os do primeiro conjunto são rochas leucocratas (AF20a), ou leuco-mesocratas (AF50, AF51), granulares finas, fortemente deformadas, apresentando típica textura milonítica (AF50), ou mesmo cataclástica (AF20a). A silicificação é evidente e pode expressar-se em microfilonetes de quartzo instalados em fracturas concordantes ou discordantes com a foliação (AF51). A mineralogia primária destas rochas, resume-se à presença de porfiroblastos estirados e arredondados de feldspatos (albite e ortoclase), acompanhados por anfíbola verde-azulada que ocorre, quer em ocelos facilmente identificáveis (hastingsite), quer em

crístais minúsculos disseminados na matriz microgranular essencialmente quartzo-feldspática (AF50, AF51). Como acessórios menores podem aparecer biotite, resultante da anfíbola e, vestigialmente, alanite (AF51); nas amostras mais claras (AF20a) regista-se a presença (escassa) de moscovite, como produto de alteração de feldspatos. As amostras do Monte do *Tapadão* são, comparativamente com as anteriores, mais grosseiras e menos deformadas (AT22); denotam, mesmo assim, nítida textura gnaissica, bem como graus de recristalização e silicificação apreciáveis. Em termos composicionais, repete-se a paragénese anterior (albite + fel-K + hastingsite), como na amostra AT17, embora possam surgir fácies em que o inossilato, praticamente ausente, parece estar substituído por biotite mais ou menos cloritizada (AT22) ou, com menos frequência, por óxidos metálicos.

III.2.2. Rochas félsicas associadas ao Maciço de Elvas

Espacialmente associados ao Maciço de Elvas distinguem-se diferentes corpos de rochas félsicas. Pelo volume que representam, assumem maior importância, os de Outeirão (a leste de Vila Fernando), Vale de Figueira–Aldeia do Pombal–Varche–Laje, Falcato e Alcamins. A norte do ME ocorrem ainda dois pequenos afloramentos de rochas deste conjunto: próximo do v.g. Gebarela e nas imediações do Monte da Degola. O conjunto está instalado quase totalmente na Formação Carbonatada (Câmbrico inferior), com excepção da ligação entre as manchas de Outeirão e de Vale de Figueira–A. do Pombal, onde ocorre pequeno retalho de xistos *flyschóides* (Formação de Vila Boim), e do bordo SW do Maciço de Alcamins que contacta com depósitos arcósicos da base do Câmbrico e com terrenos precâmbricos da Formação de Mosteiros (afloramento da Torre de Cabedal). No extremo NW do maciço de Outeirão está assinalado pequeno afloramento de rochas classificadas como brechas eruptivas

(ASSUNÇÃO & GONÇALVES, 1970), no entanto, as observações feitas no terreno e na amostra aí recolhida revelaram rocha muito alterada, com estiramento extremo, evidenciando mesmo alguma xistosidade, o que não permitiu confirmar tal diagnóstico e conduziu à sua exclusão do conjunto de objectos deste estudo.

As rochas félsicas associadas ao Maciço de Elvas dividem-se em dois grupos principais. No primeiro, dominantes nos afloramentos de *Varche*–Laje (ref.^a EVA#) e *Falcato* (EF#), incluem-se fácies essencialmente saturadas em sílica, com presença generalizada de inossilatos sódico-cálcicos (mais abundantes) e sódicos. Note-se que a semelhança e provável continuidade física entre as rochas de *Varche*–Laje e de *Falcato* é facilmente explicada pelo movimento esquerdo manifestado, nesta zona, pela falha da Messejana, em consequência do qual a mancha de *Falcato* terá sido deslocada para NE. No segundo grupo, embora possam aparecer rochas deste tipo, são mais abundantes termos sobressaturados, com proporções significativas de quartzo modal e escassez de anfíbulas e piroxenas alcalinas; estão representados nos maciços de *Outeirão* (ref.^a EO#), *Alcamins* (EA#), na parte norte da mancha V. de Figueira–A. do *Pombal*–*Varche*–Laje (EPO#). Pela sua muito menor expressão volumétrica e pelas diferenças que apresentam relativamente aos dois conjuntos citados, descrevem-se à parte as fácies dos pequenos afloramentos do Monte da *Degola* (ED#) e do v.g. *Gebarela* (EG#).

O primeiro conjunto (*Varche* e *Falcato*), claramente hiperalkalino, é constituído por rochas granulares finas (e.g. EF5) a médio-grosseiras (EFIV.2b), sobretudo mesocratas, mas também leucomesocratas (EVAIII.3), cujo espectro composicional inclui sienodioritos (EF25t, EFV.2) — *monzonitos*, segundo a classificação *IUGS*, transicionais, em princípio, entre as rochas *máficas* (nomeadamente dioríticas) do maciço de Elvas e as rochas *félsicas* que agora se descrevem — e principalmente sienitos, cuja deformação,

embora moderada, permite atribuir-lhes textura gnaissica. Os fenómenos mecânicos de recristalização pós-magmática são vulgares (EVA1) afectando, de forma mais evidente, os grãos de feldspato (albite, microclina, ortoclase e pertite). O quartzo, embora escasso, parece mais frequente (EF17) do que nas rochas congêneres de Alter Pedroso; ocorre, às vezes abundante, com nítida extinção ondulante, associado a processos de micro-fracturação (EF5). Os minerais máficos característicos dos sienitos (EVA1, EVA9, EVA38) são piroxenas do tipo aegirina-augite, acompanhadas por anfíbulas igualmente sódico-cálcicas (vinchites, catoforites, richterites) ou, com menos frequência, riebequíticas (EF5). O menor grau de evolução magmática dos sienodioritos, fica marcado pela presença de piroxena cálcica, da série diópsido-hedembergite, rica neste último componente, como acontece nas amostras EF25t e EFV.2 (nesta, a piroxena pode apresentar alteração para anfíbola verde, secundária). Como acessórios menores refira-se a presença de esfena (EVA9), zircão (EFV.2) e, mais raramente, de aenigmatite (EF22); nos minerais opacos incluem-se grânulos de magnetite (EVAIII.3), para além de raros sulfuretos.

De aspecto e composição distintos, são as fácies do segundo grupo, que surgem quer no sector norte da mancha V. de Figueira–A. do *Pombal–Varche–Laje* (a N da estrada Elvas–Estremoz), quer nos maciços de *Alcamins* e de *Outeirão*. Comparativamente com as do grupo anterior (*Varche–Falcato*), são rochas normalmente mais claras e menos deformadas (EPO44), com granularidade média-fina (EPO8) a média (EA37, EOV.2) denotando, em regra, incremento significativo da proporção modal de quartzo primário (EA25) acompanhado por acentuado decréscimo da fracção de minerais máficos (EA30). Pode assim reconhecer-se que os litotipos dominantes admitem a classificação de granitos, embora também estejam presentes, subordinadamente, fácies com maior percentagem de mafitos ferri-sódicos e menos quartzo, claramente mais próximas dos sienitos

(EO13). Os feldspatos são representados, como nos outros casos, por albite e feldspato potássico (principalmente ortoclase) muitas vezes pertítico. Nalgumas amostras (EA30) são muito abundantes e vistosos os intercrescimentos micrográficos entre quartzo e feldspato alcalino, por vezes com disposição perpendicular às margens dos cristais, configurando nítida textura granofírica (MACKENZIE *et al.*, 1993). As fácies com piroxenas e/ou anfíbolas primárias são escassas estando, no entanto, representadas, nomeadamente, por amostras como a EA37 (hedembergite) e a EO13 (aegirina-augite + ferro-barroisite). Mais abundantes são as fácies em que, no seu lugar e como prováveis produtos de alteração pós-magmática, surgem anfíbola verde-pálido (EPO44), ou biotite (EA25, EO14, EO40). De origem secundária ocorrem, ainda, aglomerados microgranulares de óxidos metálicos (EOVI.2), em aparente substituição de silicatos máficos, e calcite quase sempre instalada nas fracturas dos cristais de feldspato (EA24); na amostra EA25, igualmente em associação espacial com feldspatos, foi detectada a presença de fluorite. Vestigialmente, podem ocorrer fases como a esfena (EA37), o zircão (EPO8, EPO44), e a alanite (EA30, EA37).

Descrevem-se agora as rochas presentes nos afloramentos do M. da *Degola* e do v. g. *Gebarela*. No primeiro, as rochas apresentam aspecto macroscópico semelhante às de A. do Pombal, com predominância de fácies leucocratas, pouco deformadas. A principal diferença revela-se em exame microscópico, notando-se o desaparecimento total de quartzo. Trata-se de rochas sieníticas quase exclusivamente compostas por feldspatos alcalinos em cristais normalmente pertíticos, com predominância de albite (ED15, ED47), para as quais ASSUNÇÃO e GONÇALVES (1970) sugerem a designação de "pertitositos". Os minerais máficos são escassos e, à excepção do zircão, de origem secundária. São eles moscovite, clorite, óxidos metálicos e carbonatos. Na pequena mancha de *Gebarela* ocorre associação de fácies mesocratas (EG5t) e hololeucocratas (EG6). A sua

composição é também claramente sienítica, já que o único mineral félsico presente é albite. Nos termos hololeucocratas (albititos comparáveis aos descritos no Maciço de Alter Pedroso) ocorrem, sempre em proporções vestigiais, grânulos de óxidos metálicos e cristais euédricos de zircão; a calcite, também presente, quase sempre de forma intersticial, deverá testemunhar processos de assimilação das rochas carbonatadas intruídas. As fácies mais escuras que afloram na periferia da mancha, são sienodioritos, ou simplesmente, sienitos mesocratas. A plagioclase sódica é neles acompanhada por abundantes cristais de biotite, quase sempre em claras pseudomorfozes de anfíbola. Confirma-se, assim, relativamente ao afloramento de Gebarela, a representação cartográfica apresentada no esboço de COELHO & GONÇALVES (1971) e não a que figura na Folha 37A-Elvas da C.G.P.-1:50000 (GONÇALVES & ASSUNÇÃO, 1970), onde as observações de terreno confundiram os sienitos mesocratas com rochas máficas, gabro-dioríticas, do tipo das que ocorrem no Maciço de Elvas.

III.2.3. Rochas félsicas (hiper)alcalinas da Faixa Blastomilonítica

As rochas félsicas deste sector da Z.O.M., classificadas por ASSUNÇÃO & GONÇALVES (1970) como hiperalcalinas e alcalinas (gnaisses hastingsíticos), distribuem-se em bandas alongadas NW-SE, ocorrendo intercaladas em terrenos de grande diversidade composicional e crono-estratigráfica. Assim, na estreita banda de Assumar, os gnaisses afloram em faixa da Formação Carbonatada (Cb-inf.), enquanto que o afloramento de Figueira de Cima ocorre em terrenos proterozóicos da Formação de Campo Maior. Os gnaisses que foram colhidos perto do Monte de Cevadais (*cevadaisito* e *ouguelito*: TEIXEIRA & ASSUNÇÃO, 1957 e 1958)⁶, afloram em mancha

⁶ - A presença, neste local, de gnaisses com fases mineralógicas relativamente invulgares, mereceu tal interesse na petrologia ígnea, que justificou a introdução de novos termos petrográficos, tais como "osanite" (anfíbola sódica), "cevadaisito" (gnaisse com aquela anfíbola, Monte de Cevadais) e "ouguelito" (gnaisse com sodalite

inserida na Formação de Mosteiros (Proterozóico superior), tal como as estreitas lenticulas do Monte de Asseiceirinha (Folha 33A-Assumar, C.G.P.) e a maior parte dos gnaisses do alinhamento Arronches–Barragem do Caia. Estes contactam também, em pequenos troços, quer com o Maciço de Santa Eulália (perto de Revelhos), quer com cálcarios e dolomitos da Formação Carbonatada (Cb-inf.), mais a sudeste.

À semelhança da metodologia adoptada nos conjuntos anteriores, a descrição destas rochas resulta mais clara se forem agrupadas em sub-conjuntos, segundo as afinidades petrográficas que evidenciam. Assim, devem distinguir-se dois grupos. Por um lado, os gnaisses de cariz hiperalcalino (denunciado pela presença de inossilatos ricos em sódio) que reúnem termos com diferentes graus de saturação em sílica, incluindo rochas com feldspatóides. Do outro grupo, fazem parte gnaisses essencialmente saturados, ou levemente sobressaturados em sílica, cujo mafito principal é uma anfíbola cálcica de composição hastingsítica sendo, por isso, considerados rochas de carácter alcalino.

Do conjunto de rochas hiperalcalinas deste sector da Z.O.M., destacam-se, sem dúvida, quer pela maior volumetria que representam, quer, principalmente, pelo relativo exotismo de alguns gnaisses presentes, os que afloram na mancha de *Cevadais* (referências CC#). Trata-se de rochas com evidente variação de cor, textura (granularidade e grau de deformação), mineralogia e grau de saturação em sílica. Assim, o termo mais comum ("cevadaisito") é um gnaisse sienítico róseo cuja acentuada deformação é marcada, logo em amostra de mão, pela orientação de cristais de anfíbola azulada ("osanite") que inclui composições riebeckíticas (CC7), arfvedsoníticas e richteríticas. Na amostra CC5a, a presença conjunta destes dois tipos de anfíbola, evidencia a possibilidade de evolução composicional, em solução sólida, entre termos sódicos e sódico-cálcicos. A anfíbola pode ser o

azul, próximo de Oguela); referência neste contexto para os trabalhos de ROENBUSCH (1901), HLAWATSCH (1906), OSANN (1907), TEIXEIRA & ASSUNÇÃO (1957, 1958), QUADRADO (1958) e PRIEM *et al.* (1970).

único máfico, ou ser acompanhada por piroxena do tipo aegirina-augite. A matriz félsica do cevadaisito é constituída por cristais de feldspato (albite, feldspato potássico, pertite) que evidenciam sinais de blastese, mais ou menos intensa, e conseqüente recristalização. Dos outros afloramentos da Faixa Blastomilonítica que exibem rochas do tipo cevadaisítico (sienitos hiperalcalinos, saturados em sílica), destacamos os gnaisses do afloramento de *Figueira de Cima* (ref.^a CFC#), em geral mesocratas, com o par (richterite + aeg-aug) (CFC4b) e da estreita lentícula a leste de *Asseiceirinha* (CAE#), normalmente mais claros e, neste caso, apenas com anfíbola Na-Ca (CAE16). Como acessórios menores foram registados, neste conjunto, minerais como zircão (CFC4b) e, mais esporadicamente, esfena (CAE16), alanite (CC7) e grãos de óxidos metálicos (CC20a).

Outro termo característico do conjunto hiperalcalino é a fácies conhecida por "ouguelito", cujo afloramento mais expressivo ocorre a cerca de 1.5 km do v.g. Oguela, na parte leste da mancha de Cevadais, junto à Ribeira da Conceição. É um gnaisse de tons acinzentados, leucocrata, cuja granularidade varia desde termos médios (CC1a) a finos (CC8), podendo estes, à escala macroscópica, parecer mesocratas. Na matriz os processos de recristalização dos feldspatos, embora presentes, são menos expressivos do que nos cevadaisitos. Relativamente a estes, a grande diferença composicional expressa-se na ocorrência de nefelina (CC8), frequentemente acompanhada de sodalite, normalmente intersticial, que chega a ser visível, à escala macroscópica, em notáveis veios azuis (CC1a, CC1b). Nos ouguelitos da mancha de Cevadais, o máfico característico é piroxena aegirina-augítica. Incluídos na classe dos ouguelitos, por se tratar igualmente de gnaisses sieníticos nefelínicos, estão as rochas que afloram próximo de *Arronches* (ref.^a CA#) e, cerca de 2,5 km para SE, na mesma faixa, junto do Monte da *Tinoca* (CT#). Nestes corpos podem ocorrer fácies leucomesocratas, normalmente mais grosseiras e com bandado mais vincado (CA12a, CA12c), ou mesocratas, mais finas e com deformação mais

(CA12b) ou menos (CT3a) evidente. Os máficos são agora representados essencialmente por anfíbola taramítica (CA12a) que pode estar acompanhada por aegirina-augite (CT3a). Nesta classe de rochas foi ainda identificado zircão, como acessório menor (CC1a, CA12a), bem como vestígios de esfena (CC8), alanite (CA12b) e, de ocorrência secundária, biotite (mais ou menos cloritizada) e minerais opacos (CC1b).

O critério fundamental utilizado na discriminação petrográfica dos gnaisses alcalinos, relativamente ao grupo de rochas hiperalcalinas, é a natureza dos inossilicatos presentes. Os cevadaisitos e ouguelitos (hiperalcalinos) têm sempre piroxenas do tipo aegirina-augite e/ou anfíbolos sódicas (ou sódico-cálcicas), enquanto que os gnaisses classificados como alcalinos, para além de não apresentarem piroxena, revelam, invariavelmente, anfíbola cálcica de tipo hastingsítico. Encontram-se nesta última classe rochas cujos melhores afloramentos se situam na estreita lenticula junto a *Assumar* (referências CAU#) e, principalmente, na parte SE da banda Arronches–Barragem do Caia (em aparente continuidade física com os gnaisses nefelínicos hiperalcalinos de Arronches e Monte da Tinoca), num troço que passa, de NW para SE, pelos Montes de *Fialha* (ref.^a CF#), Revelhos e *Vidigão* de Cima (CV#). São rochas que, em observação macroscópica, se assemelham na cor e textura aos sienitos róseos do Monte de Cevadais (cevadaisitos) o que, no campo, dificulta a sua cartografia. Ao microscópio, no entanto, o aspecto verde/azul-acastanhado da anfíbola hastingsítica (único inossilicato presente) costuma ser suficiente para desfazer as dúvidas. Esta dispõe-se na matriz feldspática (de composição idêntica à dos outros grupos), em porfiroblastos alongados, estirados e rodados (CF2b), ou finos leitões concordantes com a foliação (CAU14b). Nos termos mais deformados, são mais comuns e expressivos os processos de blastese, cataclase e recristalização, normalmente acompanhados por silicificação em micro-filonetes de quartzo instalados ao longo, ou discordantes, dos planos de anisotropia

do gnaïsse (CAU14b, CV10). Nestas amostras, não é de excluir a presença de algum quartzo (subordinado aos feldspatos) também na matriz microcristalina (CV10, CV11), nomeadamente em zonas de esmagamento mais intenso, mas a granulometria dessas zonas não permite tirar conclusões definitivas, mesmo com fortes ampliações. A intensidade da deformação favorece a génese de minerais secundários, sendo relativamente frequentes as transformações da anfíbola em biotite (CF2b), às vezes cloritizada (CV10), outras, parcialmente substituída por óxidos metálicos (CV9). A reacção metamórfica mais característica deste grupo é, no entanto, a que promove a formação de granada (andradítica), por vezes em porfiroblastos milimétricos (podem mesmo ultrapassar 1 cm na maior dimensão) com tonalidade levemente rosada (CF18b), sempre em associação com a hastingsite e, muitas vezes, também com a biotite. Neste grupo de gnaïsses, a profusão de granada permite mesmo classificá-los como granatíferos, sendo caso paradigmático o da amostra recolhida junto ao Monte da Fialha (CF18b). Acidentalmente, foram ainda observados cristais euédricos de zircão (CF2b).

III.2.4. Agrupamentos possíveis

Em jeito de resumo da descrição que acaba de ser feita e com o intuito de, por um lado, simplificar a caracterização petrográfica da província alcalina do nordeste alentejano, por outro, facilitar a identificação das diferentes amostras, no estudo geoquímico dos próximos capítulos, propõe-se, em seguida, a consideração de agrupamentos mais abrangentes, principalmente baseados em minerais considerados importantes na diagnose química (graus de alcalinidade e de saturação em sílica) dos líquidos envolvidos. Como todas as simplificações, tal exercício perde por se afastar da complexidade e diversidade intrínsecas dos objectos naturais em estudo, mas alcança, certamente, uma visão de conjunto desta província petrográfica, indispensável para a abordagem petrogenética que se assumiu

concretizar neste trabalho. Assim, tendo em conta as composições modais observadas, as fácies (hiper)alcalinas (aqui designadas por rochas *félsicas*) do NE alentejano podem associar-se nos seguintes grupos químico-mineralógicos:

- 1.) Termos SATURADOS** em sílica; matriz: feldspatos alcalinos
- A.) máficos diagnósticos:** (riebequite⁷ ± aegirina);
- litotipo: *lusitanito* (gnaissie sienítico hiperalcalino);
 - afloramento-padrão⁸: Alter Pedroso (grupo-ACH).
- B.) máficos diagnósticos:** (riebequite / richterite⁹ ± aegirina-augite);
- litotipo: *cevadaisito* (gnaissie sienítico hiperalcalino);
 - afloramentos-padrão: Cevadais (CMH), Varche (EH), Falcato¹⁰ (EH).
- C.) máfico diagnóstico:** hastingsite;
- litotipo: gnaissie sienítico alcalino;
 - afloramento-padrão: Fialha (CMH).

- 2.) Termos SOBRE-SATURADOS** em sílica; matriz: (f. alc. ± quartzo)
- máfico diagnóstico: hedembergite;
 - litotipo: gnaissie granítico alcalino;
 - afloramento-padrão: Alcamins (EH).

⁷ - O termo "riebequite" é aqui utilizado no sentido lato, em representação das anfíbulas sódicas.

⁸ - Os "afloramentos-padrão" são locais onde afloram os litotipos mencionados, ou seja, as fácies cuja composição mineralógica melhor se ajusta à descrição simplificada proposta para os diferentes grupos.

⁹ - O termo "richterite" representa aqui, em sentido lato, as anfíbulas sódico-cálcicas dos termos saturados.

¹⁰ - As fácies sienodioríticas do Falcato (EF25t e EFV2) apresentam piroxenas mais cálcicas, da série Di-Hd, mas revelam níveis de saturação em sílica compatíveis com a sua inclusão no Grupo 1B

3.) Termos SUB-SATURADOS em sílica; matriz: (f. alc. \pm feldspatóides)

- máficos diagnósticos: (taramite \pm aegirina-augite);
- litotipo: *ouguelito* (gnaiss sienítico hiperalcalino);
- afloramento-padrão: 1.5 km a SW do v.g. Ouguela (CMH).

Nas 22 zonas de afloramentos estudadas (ACH: 6; EH: 7; CMH: 9) foram recolhidas, para este estudo, mais de 180 amostras de rochas *félsicas*, o que obrigou a criteriosa selecção petrográfica daquelas que, pela sua tipologia e estado de alteração, pudessem representar melhor a variabilidade lito-geoquímica da província alcalina do NE alentejano. Em função dos litotipos atrás mencionados, essas amostras podem ser alinhadas como a seguir se indica, tornando mais fácil a sua identificação, quando a elas se fizer referência nos próximos capítulos:

- **GRUPO 1.A** - ACH: Alter Pedroso (AP#); EH¹¹: Degola (ED#) e Gebarela (EG6).

- **GRUPO 1.B** - ACH: Vaiamonte (AV#); EH: Falcato (EF#), Varche (EVA#), Outeirão (apenas EO13); CMH: *Cevadaisito* (CC5b, CC7, CC20a), Asseiceirinha (CAE#), Figueira de Cima (CFC#);

- **GRUPO 1.C** - ACH: M. da Fome (AF#), Tapadão (AT#); CMH: Fialha (CF#), Assumar (CAU#), Vidigão de Cima (CV#);

- **GRUPO 2** - ACH: Q.^{ta} de S.^{to} António (ASA#); EH: Alcamins (EA#), Aldeia do Pombal (EPO#), Outeirão (EO#, excepto EO13 do grupo 1.B);

- **GRUPO 3** - ACH: M. dos Almanhares (AL#); CMH: *Ouguelito* (mancha do M. de Cevadais, ref.^{as} CC1a, CC1b, CC8), Arronches (CA#), M. da Tinoca (CT#).

¹¹- As rochas leucocratas colhidas próximo do M. da Degola (*pertitositos*) e do v.g. Gebarela (*albititos*), são petrograficamente idênticas aos albititos que afloram no Maciço de Alter Pedroso (e.g. AP8), tendo sido, portanto, incluídas no Grupo 1A.

Em gnaisses desta natureza, que incluem na sua génese a partir de rochas ígneas, óbvios (e, na maior parte dos casos, intensos) processos de transformação textural e mineralógica, inevitavelmente acompanhados por reacções químicas em sistema aberto, com a participação dos componentes de maior mobilidade (e.g. SiO_2 , Na_2O , K_2O , H_2O), torna-se evidente a dificuldade em aferir, com critérios exclusivamente petrográficos, as características químicas (graus de saturação em sílica e de alcalinidade) das rochas originais. Assim, apesar da fragilidade classificativa que encerram, os agrupamentos acima expostos deverão, contudo, ser encarados como ponto de referência para as abordagens químicas que se seguem, já que foram elaborados com base em amostras cujo enquadramento geológico e características petrográficas lhes confere inequívoca representatividade relativamente ao conjunto ígneo que, de há muito, se designa por *Província Alcalina do Nordeste Alentejano*.

IV. QUÍMICA MINERAL

O capítulo que agora se inicia tem por objectivo central a descrição química das principais fases mineralógicas presentes nos litotipos versados neste trabalho e assenta exclusivamente em análises executadas no Laboratório da Microsonda do Centro de Geologia da Universidade de Lisboa, apresentadas em anexo.

São abordados os vários aspectos químicos das fases mineralógicas que caracterizam as rochas máficas (maciços básico-ultrabásicos) e félsicas (gnaisses alcalinos e hiperalcalinos) aqui estudadas, nomeadamente as que, numa base petrográfica, podem ser atribuídas a processos de diferenciação magmática. Assim, procede-se ao tratamento sucessivo de olivinas, piroxenas, anfíbolas, micas, óxidos metálicos, feldspatos, e ainda, de um conjunto de minerais de representação mais restrita, tais como esfenas, aenigmatites e feldspatóides.

Para cada conjunto de parâmetros químicos escolhidos, procede-se à comparação sistemática, por um lado, dos três maciços máficos (Alter do Chão - *MAC*; Elvas - *ME*; Campo Maior - *MCM*), por outro, dos três conjuntos félsicos (gnaisses associados ao *MAC* - grupo *ACH*; gnaisses associados ao *ME* - grupo *EH*; gnaisses da faixa Blastomilonítica - grupo *CMH*); forma que, sem prejudicar a caracterização individual de cada conjunto, permite, simultaneamente, realçar semelhanças ou diferenças existentes entre eles. Sempre que julgado pertinente, nomeadamente nos grupos das piroxenas e das anfíbolas, explora-se também a utilização de parâmetros composicionais susceptíveis de pôr em evidência tendências de evolução química entre as fases minerais das rochas máficas e dos termos félsicos, em ordem a vislumbrar eventuais relações de natureza petrogenética.

No final do capítulo, com base em métodos quantitativos aplicáveis a determinados conjuntos paragenéticos, abordam-se as condições termodinâmicas de instalação destes corpos ígneos, nomeadamente temperatura, pressão, fugacidade de oxigénio e fugacidade de água, tendo em vista a melhor definição possível dos

níveis estruturais e processos petrogenéticos envolvidos na sua diferenciação.

IV.1. Olivinas

Fórmula geral: $(M1, M2)_2(T)O_4$

Fórmula estrutural calculada na base de 4 oxigénios

Esta fase mineralógica só está presente nos maciços básicos-ultrabásicos de Alter do Chão e de Elvas. É sempre o primeiro silicato a cristalizar nas paragénese identificadas.

Numa primeira abordagem química convém destringer as olivinas que ocorrem nos dunitos e peridotitos do MAC, daquelas que fazem parte das rochas gabróicas de Alter do Chão e de Elvas. O parâmetro Mg# para estas rochas (definido aqui pela razão molar $100MgO/(MgO+FeO)$), permite distinguir com clareza as rochas ultrabásicas ($Mg\# \geq 80$) dos gabros ($Mg\# < 80$), reflectindo a nitidez com que se discriminam quimicamente as olivinas dos dois litotipos, desde logo pela análise das composições elementares e, particularmente, através do cálculo dos seus componentes extremos, forsterite (Fo)¹ e faialite (Fa), como é ilustrado, em termos estatísticos sumários, pela **Tabela IV.1**.

| OLIVINAS | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | NiO | FeO | MnO | MgO | CaO | Fo |
|--------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|-------|------|-------|------|-------|
| MAC-P (méd) | 39.47 | 0.02 | 0.02 | 0.19 | 13.63 | 0.12 | 45.79 | 0.13 | 85.58 |
| MAC-P (M) | 41.14 | 0.06 | 0.09 | 0.28 | 16.56 | 0.28 | 48.06 | 0.27 | 88.39 |
| MAC-P (m) | 38.11 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 11.16 | 0.00 | 43.34 | 0.04 | 82.65 |
| MAC-P (n.a.) | 45 | 45 | 45 | 45 | 45 | 45 | 45 | 45 | 45 |
| MAC-G (méd) | 37.71 | 0.03 | 0.00 | 0.05 | 26.97 | 0.40 | 34.14 | 0.04 | 68.96 |
| MAC-G (M) | 38.17 | 0.06 | 0.01 | 0.12 | 28.98 | 0.51 | 35.74 | 0.13 | 71.28 |
| MAC-G (m) | 37.27 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 25.30 | 0.30 | 32.05 | 0.00 | 65.93 |
| MAC-G (n.a.) | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |
| ME-G (méd) | 38.34 | 0.01 | 0.01 | 0.07 | 24.37 | 0.34 | 37.10 | 0.01 | 72.76 |
| ME-G (M) | 39.20 | 0.04 | 0.04 | 0.13 | 28.17 | 0.54 | 39.56 | 0.03 | 75.86 |
| ME-G (m) | 37.36 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 21.56 | 0.17 | 33.76 | 0.00 | 67.85 |
| ME-G (n.a.) | 28 | 28 | 28 | 28 | 28 | 28 | 28 | 28 | 28 |

Tabela IV.1 - Quadro estatístico das composições elementares e classificação das olivinas do MAC e ME. Resultados expressos em valores percentuais. Abreviaturas: P- peridotitos; G- gabros; méd- média; M- máximo; m- mínimo; n.a.- número de análises. As abreviaturas dos parâmetros estatísticos mantêm-se em tabelas análogas.

¹ - Componente forsterítico: $Fo = 100Mg/(Mg+Fe+Mn)$; fórmulas estruturais calculadas na base de 4 oxigénios (ver DEER *et al.*, 1992).

Tal variação pode também visualizar-se na classificação química apresentada na **Figura IV.1**, onde as olivinas dos ultrabásitos, com molécula forsterítica entre 82.7 e 88.4 %, se projectam no campo dos

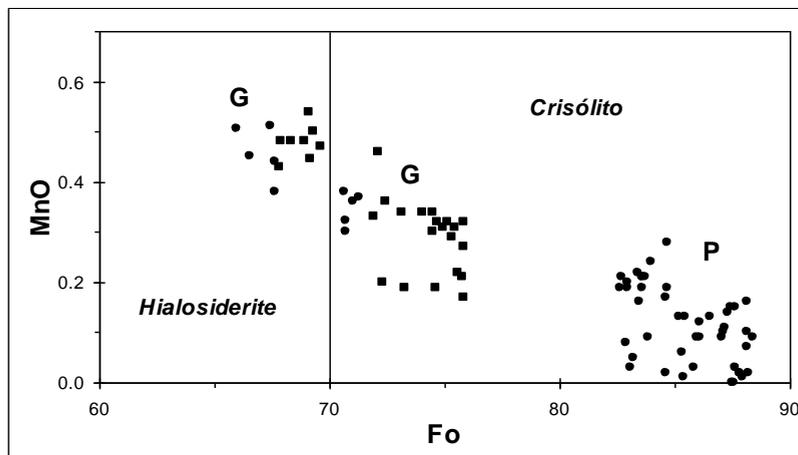


Figura IV.1 - Classificação das olivinas dos maciços de Alter do Chão (círculos) e de Elvas (quadrados). MnO e Fo (molécula forsterítica) expressos em valores percentuais. P - olivinas dos peridotitos do MAC; G - olivinas ocorrentes em gabros do MAC e ME. Salvo indicação expressa, os símbolos (círculos e quadrados negros) mantêm-se nos diagramas seguintes.

crisólitos, enquanto as suas congéneres dos gabros se classificam entre hialosiderites ($Fo_{65.9}$ num gabro de Alter do Chão) e crisólitos ($Fo_{75.9}$ num gabro de Elvas). Quando se comparam apenas as olivinas dos gabros do MAC e do ME constata-se, também, que em Elvas as olivinas são tendencialmente mais ricas em molécula forsterítica, preenchendo parcialmente o hiato composicional, de significativa amplitude existente entre as olivinas dos gabros ($Fo_{Máx}=71.3\%$) e dos peridotitos ($Fo_{mín}=82.7\%$) do MAC. A projecção conjunta de Mg, Mn e Fe^{2+} , em diagrama ternário (**Figura IV.2**, pág. seguinte), confirma, dentro de cada grupo de fácies (peridotitos e gabros), a continuidade da substituição catiónica, em solução sólida, de Mg por (Fe+Mn) e acentua, de forma talvez mais expressiva, quer a lacuna composicional entre os dois conjuntos, quer a posição intercalar das olivinas do ME.

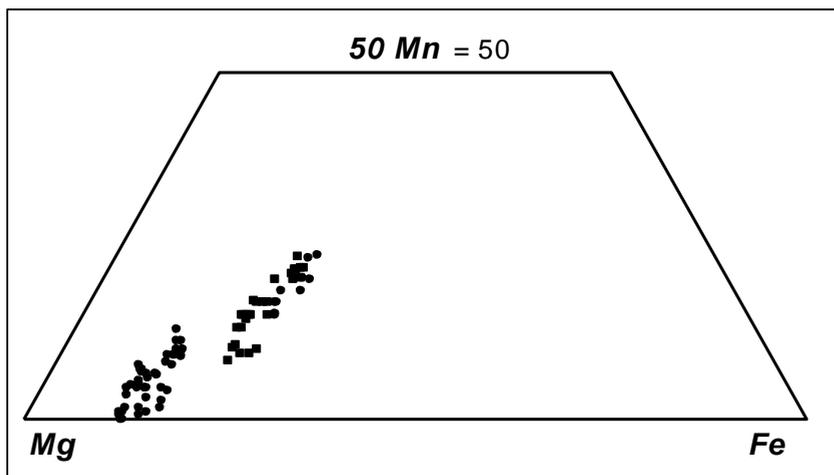


Figura IV.2 - Diagrama ternário Mg-50Mn-Fe para as olivinas do MAC (círculos) e do ME (quadrados). Os valores projectados ($\Sigma=100$) foram calculados a partir das proporções catiónicas expressas em átomos por fórmula unitária (afu).

A afinidade química dos elementos (Mg-Ni) e (Fe^{2+} -Mn), justifica as correlações que são globalmente observadas para o conjunto de dados analíticos projectados, nos diagramas da **Figuras IV.3** e Fig. IV.1. Na primeira destas figuras fica expressa, no entanto, que a grande

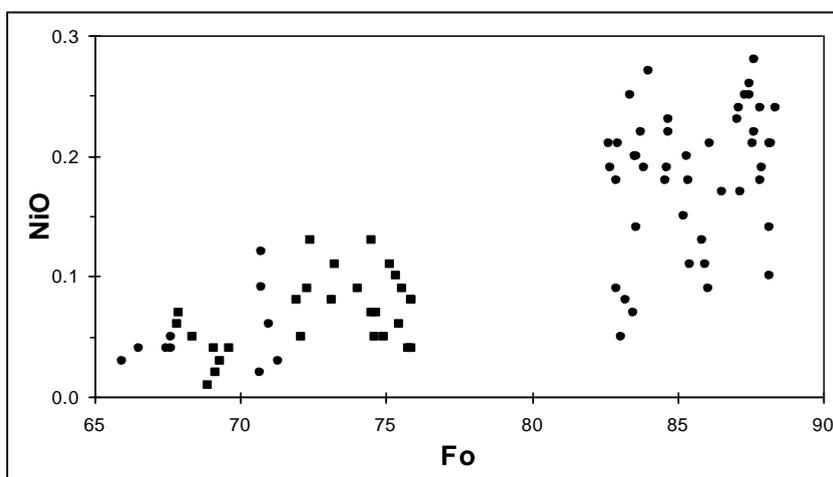


Figura IV.3 - Fo (%) vs. NiO (%) para as olivinas do MAC (círculos) e do ME (quadrados).

dispersão dos teores de NiO verificada, particularmente nas olivinas dos peridotitos do MAC (NiO = 0.05-0.28%), nem sempre se correlaciona directamente com a variação da molécula forsterítica. É o caso, por exemplo, da análise As1.60/1 que, revelando dos mais altos valores de *Fo* de todo o espectro analisado (88.2%), apresenta teores relativamente modestos de NiO (0.10%). Tais variações inversas entre *Fo* e NiO podem encontrar explicação na fraccionação esporádica, ou mesmo accidental, de fases cristalinas ferrosas, como os sulfuretos, em relação às quais o Ni se comporta como elemento altamente compatível (e.g. PEACH *et al.*, 1990), tornando possível que as olivinas registem simultaneamente incremento da razão Mg/Fe e decréscimo de Ni. A ocorrência vestigial de sulfuretos, apesar de não confirmada nas lâminas estudadas, é perfeitamente plausível no contexto paragenético dos ultrabasitas do MAC.

Tendo em conta o que é ilustrado pela **Figura IV.4** a distribuição do CaO nas olivinas merece também algumas considerações. Na rede cristalina das olivinas, o Ca^{2+} tende a ocupar a posição M2 e, uma vez

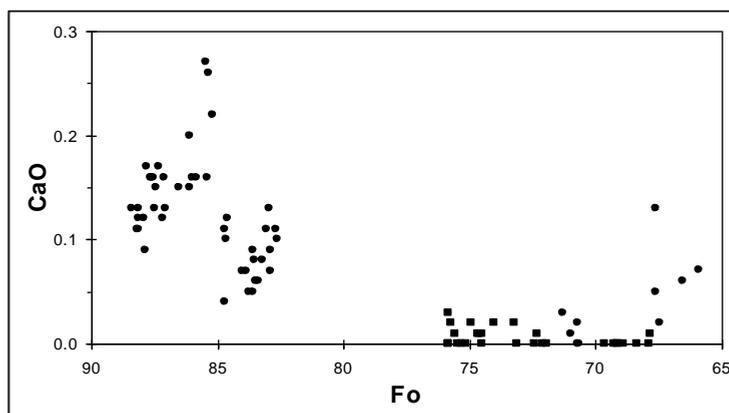


Figura IV.4 - *Fo* (%) vs. CaO (%) para as olivinas do MAC (círculos) e do ME (quadrados).

que apresenta um raio iónico superior ao dos outros catiões bivalentes que com ele disputam o lugar (e.g. Mn^{2+}), a sua incorporação é facilitada pelo decréscimo de pressão (BROWN, 1982; HIRSCHMANN & GHIORSO, 1994). Assim, num processo contínuo de fraccionação de olivina a partir de líquidos magmáticos

progressivamente mais evoluídos, e admitindo interacção química cristal / líquido em condições próximas do equilíbrio, é muitas vezes observada uma correlação positiva entre a razão Fe/Mg (ou o componente faialítico) e o teor em CaO nas olivinas. Tal relação não é óbvia no conjunto de dados projectados na Fig. IV.4 que revelam, nas olivinas dos ultrabásitos, teores em CaO claramente superiores e mais dispersos do que nas olivinas dos gabros.

Esta distribuição, nomeadamente no grupo de olivinas dos ultrabásitos, traduz a intervenção conjunta de mecanismos de incorporação do Ca distintos dos acima citados, pondo em evidência, entre outros, a importância dos processos de acumulação cristalina (distantes das situações de equilíbrio químico) durante a fraccionação de olivina. Atente-se, a este respeito, que num universo de 45 análises de olivinas executadas nos peridotitos do MAC, apenas 4 revelam teores de $\text{CaO} \geq 0.20\%$ (para valores de Fo entre 85.2 e 86.1%), situando-se as restantes num intervalo composicional ($\text{CaO} = 0.04\text{--}0.17\%$; $\text{Fo} = 82.7\text{--}88.4\%$) comparável ao apresentado por olivinas de rochas ultramáficas interpretadas como resultantes de processos de acumulação a partir de magmas alcalinos (MUNHÁ *et al.*, 1990; MATA, 1996), hipótese genética de óbvia plausibilidade em face dos dados petrográficos e do contexto geológico em que ocorrem os ultrabásitos aqui estudados. No entanto, apesar da analogia citada, a amplitude de variação do CaO nestas olivinas e o grau de alteração que evidenciam admite a contribuição de processos químicos não relacionados com a fraccionação desta fase em sistema magmático fechado. A serpentinização, por exemplo, induz a difusão de iões de hidrogénio na estrutura cristalina das olivinas, onde provisoriamente se ligam ao oxigénio, desalojando os catiões estoiquiométricos e promovendo a sua substituição por outros, como o Al^{3+} e o Ca^{2+} (DEER *et al.*, 1992). Tal tipo de substituições, nomeadamente a troca de Fe por Ca, podem explicar os relativamente elevados e muito variáveis teores de CaO patenteados pelos cristais de olivina das rochas ultrabásicas serpentinizadas do MAC, o que aliás seria previsível, neste caso, dada a intervenção de fluidos reconhecidamente enriquecidos em Ca^{2+} no processo de alteração hidrotermal dos dunitos de Cabeço de Vide

(COSTA *et al.*, 1993). A influência deste tipo de substituições parece ter ficado registada, por exemplo, nalguns cristais de rochas duníticas (e.g. As1.30) que revelam zonamento químico traduzido, do centro para os bordos, por decréscimo de FeO e incremento de MnO, MgO e CaO. No entanto, a densa fracturação (com instalação de serpentina) e forte deformação patenteadas, de uma forma geral, pelos cristais de olivina dos dunitos, torna difícil a pesquisa rigorosa dos eventuais zonamentos químicos, pelo que esta informação deve ser tomada com alguma reserva. Por outro lado, conjugando a natureza carbonatada das rochas encaixantes com o alto potencial energético normalmente associado à diferenciação de rochas ultrabásicas, é de admitir a possibilidade de terem ocorrido processos de assimilação/contaminação crustal dos líquidos magmáticos, durante a fraccionação de olivina, com eventual influência no seu enriquecimento em Ca.

Nas rochas básicas, claramente menos afectadas por estas transformações, a mesma figura (Fig. IV.4) ilustra um empobrecimento generalizado do CaO, mais acentuado nas olivinas de Elvas ($\text{CaO} \leq 0.03\%$) do que nas olivinas dos gabros de Alter do Chão ($\text{CaO} \leq 0.13\%$), notando-se ainda, neste último grupo, uma possível tendência de correlação positiva entre os teores de FeO e CaO, cuja validade se torna difícil de confirmar devido aos muito baixos valores de CaO em jogo e à aparente ausência de cristais com zonamentos bem definidos. Em comparação com olivinas ocorrentes em gabros alcalinos (e.g. PARSONS, 1981), ou com os núcleos de cristais zonados em basaltos de igual carácter (MATA, 1996), o conjunto aqui estudado manifesta teores de CaO bastante mais baixos e menos variáveis, que poderão reflectir alguma distinção relativamente à tipologia química do magmatismo envolvido.

Em síntese, a caracterização química deste grupo mineralógico permite assinalar alguma diferenciação entre os grupos considerados. No maciço de Alter do Chão, a confrontação entre as olivinas dos ultrabasitos e dos gabros põe em evidência diferenças composicionais inconciliáveis com uma sequência gradual de fraccionação de olivina num reservatório magmático, indicando antes que a acumulação desta fase ocorreu de forma descontínua, associada à variação dos parâmetros

químicos e termodinâmicos, em períodos distintos do processo de diferenciação deste maciço. Por outro lado, fica também registada a discriminação química entre as olivinas dos gabros de Elvas e as dos gabros de A. do Chão, desde logo assinalada pelos distintos intervalos de variação do componente forsterítico, mas também marcada, particularmente na banda Fo₆₅₋₇₀, por diferenças nos teores de CaO.

IV.2. Piroxenas

Fórmula geral: $(M1, M2)_2 (T)_2 O_6$

Fórmula estrutural calculada na base de 6 oxigénios

Dada a diversidade composicional que as define e a afinidade química que normalmente revelam com os líquidos de que descendem, as piroxenas assumem particular importância na caracterização geoquímica do magmatismo que esteve subjacente à diferenciação dos litotipos aqui estudados.

A exposição inicia-se por uma descrição química geral apoiada nos esquemas classificativos convencionais, à qual se sucede a caracterização das ortopiroxenas (opx) dos maciços de Elvas e de Campo Maior, terminando com o tratamento dos dados referentes às clinopiroxenas (clpx) cujo objectivo principal é o de confrontar o quimismo desta fase, por um lado, nas rochas máficas dos três maciços (Alter do Chão, Elvas e Campo Maior), por outro, nos vários conjuntos de rochas félsicas desta província petrográfica.

Nos casos de Alter do Chão e Elvas, dada a íntima associação espacial entre rochas máficas e félsicas, são também feitas projecções conjuntas das clinopiroxenas dos dois litotipos, utilizando parâmetros químicos susceptíveis de revelar sequências composicionais eventualmente relacionadas com processos de evolução magmática.

IV.2.1. Piroxenas das rochas máficas: classificação química

No que diz respeito às rochas máficas, as análises químicas de piroxena foram executadas preferencialmente nos termos gabróicos dos três maciços – Alter do Chão (MAC), Elvas (ME) e Campo Maior

(MCM) –, procurando comparar as características composicionais deste inossilicato entre fácies com graus de evolução semelhantes.

Assim, o primeiro aspecto a salientar é a ausência de ortopiroxena no MAC e a presença do par (ortopiroxena + clinopiroxena) no conjunto de rochas máficas dos outros dois maciços (ME e MCM). De referir também como distinção importante que, enquanto no ME a presença de piroxena ortorrômbica se restringe a um número reduzido de amostras, no MCM a ocorrência desta fase generaliza-se a praticamente a todas as fácies representativas.

Utilizando o esquema classificativo da *International Mineralogical Association* (MORIMOTO, 1988), convencionalmente aceite no estudo das piroxenas, ressaltam, desde logo, algumas diferenças dignas de nota.

Assim, o diagrama (J vs. Q)², apresentado na **Figura IV.5** (pág.seguinte), ao registar o carácter QUAD ("quadrilateral") de todas as piroxenas analisadas nas rochas máficas, assinala também a menor dispersão do componente J nas clinopiroxenas do MAC (0.04-0.08) relativamente ao que se passa nos outros dois maciços (ME: 0.03-0.14; MCM: 0.02-0.13).

É, no entanto, a clássica classificação quadrilateral (Diópsido-Hedembergite-Enstatite-Ferrossilite), determinada pelas proporções relativas dos três componentes fundamentais Wo (Ca₂Si₂O₆)–En (Mg₂Si₂O₆)–Fs (Fe₂Si₂O₆), que melhor distingue as piroxenas dos maciços básicos (**Figura IV.6**, pág. 75). Assim, como introdução à descrição que se apresenta nos pontos seguintes, pode afirmar-se que as clinopiroxenas do MAC, tal como as do ME, se projectam quase exclusivamente no campo dos diópsidos, registando-se neste maciço uma maior variabilidade química que inclui termos relativamente enriquecidos em componente hedembergítico. No MCM as diferenças texturais referidas no Capítulo III (Petrografia) – que assinalam a predominância de fácies gabróicas no sector NW do maciço (grupo MCM-NW) e de termos mais próximos dos monzonitos, alguns

² - Parâmetros classificativos: J=2Na; Q=(Ca + Mg + Fe²⁺); fórmulas estruturais calculadas na base de 6 oxigénios. Segundo MORIMOTO *et al.* (1988).

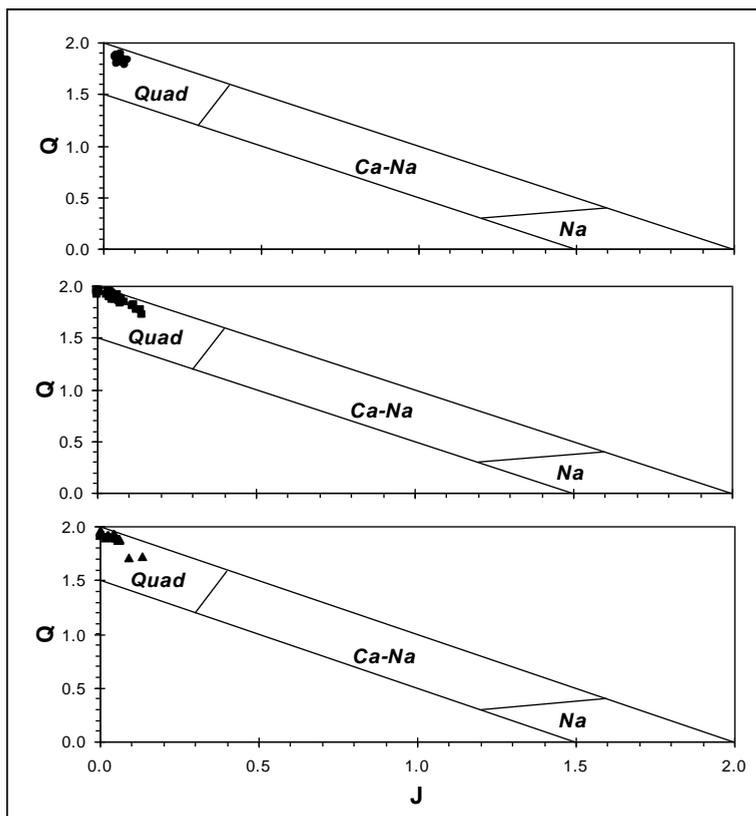


Figura IV.5 - Classificação J vs. Q para piroxenas representativas das rochas máficas dos maciços de Alter de Chão (círculos), Elvas (quadrados) e Campo Maior (triângulos). Os parâmetros J e Q são definidos a partir das proporções catiónicas (afu) das fórmulas estruturais (calculadas na base de 6 oxigénios); $J=2Na$ e $Q=(Ca+Mg+Fe^{2+})$, segundo MORIMOTO *et. al.* (1988).

com tendência granoblástica, no sector SE (grupo MCM-SE) – parecem ter correspondência no tipo de clinopiroxenas presentes, classificando-se as do primeiro grupo como diópsidos (de razão Mg/Fe quase constante) e as do segundo, predominantemente como augites com variação acentuada do componente Wo e também, embora com menor expressão, da razão Mg/Fe.

Quanto às ortopiroxenas presentes nalgumas (escassas) fácies do maciço de Elvas e na generalidade dos mafitos de Campo Maior, o esquema classificativo aqui adoptado (MORIMOTO, 1988) coloca os cristais analisados quase exclusivamente no campo das enstatites. No

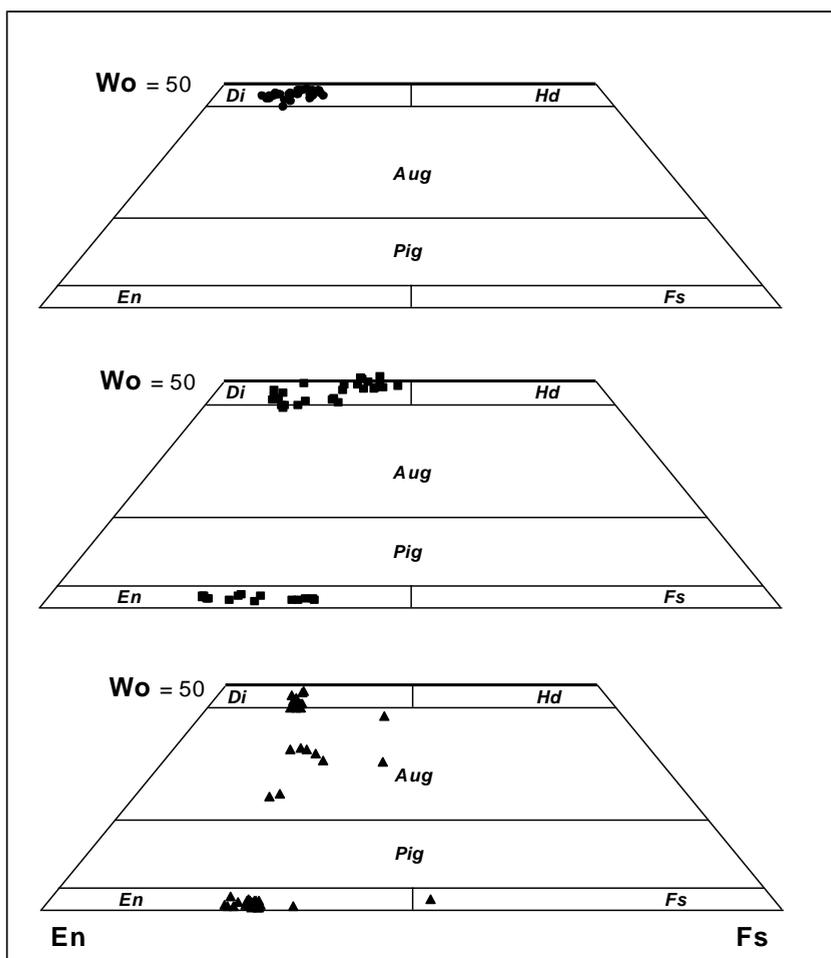


Figura IV.6 - Diagrama quadrilateral de classificação das piroxenas do MAC (círculos), ME (quadrados) e MCM (triângulos). Proporções relativas ($\Sigma=100$) dos componentes extremos Enstatite ($\mathbf{En}=\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), Volastonite ($\mathbf{Wo}=\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) e Ferrossilite ($\mathbf{Fs}=\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$), definidos a partir das fórmulas estruturais (calculadas na base de 6 oxigénios), segundo MORIMOTO (1988).

ME, nota-se uma maior dispersão do componente *En* relativamente aos gabros do grupo MCM-NW, enquanto que nas fácies monzoníticas deste maciço (grupo MCM-SE), e apesar do reduzido número de análises, a variação parece ser máxima, tendo sido detectadas composições que chegam a projectar-se no campo das ferrossilites.

IV.2.2. Ortopiroxenas de Elvas e de Campo Maior

Como já foi dito, é bem distinto o modo de ocorrência da ortopiroxena no Maciço de Elvas e no Maciço de Campo Maior. Enquanto no ME, em cerca de sessenta amostras recolhidas, só foi possível identificá-la em duas delas – num gabro olivínico (E20) e num diorito (E4b) –, a ortopiroxena pode considerar-se uma fase característica do conjunto de fácies representativas do MCM. Relativamente à sua distribuição neste maciço nota-se, entretanto, que nas fácies gabróicas do grupo MCM-NW a ortopiroxena é mais abundante do que nas rochas monzoníticas (s.l.) de tendência granoblástica do grupo MCM-SE – aqui representado, de forma paradigmática, pela amostra C14, mas também pela fácies C17 –, onde se regista, concomitantemente, um incremento modal de piroxenas monoclinicas.

Essa distinção fica registada, desde logo, pela variação dos componentes fundamentais nos diferentes grupos de ortopiroxenas:

ME: $W_{0.1}En_{76.9}Fs_{21.0}$ — $W_{0.6}En_{62.0}Fs_{36.4}$; En (méd.) = 70.7%

MCM-NW: $W_{0.3}En_{74.6}Fs_{24.1}$ — $W_{0.1}En_{69.6}Fs_{28.3}$; En (méd.) = 71.3%

MCM-SE: $W_{0.1}En_{65.5}Fs_{33.5}$ — $W_{0.5}En_{46.3}Fs_{51.3}$; En (méd.) = 55.9%

De anotar é também a grande variação do componente En na amostra diorítica de Elvas (61.97-73.54), em nítido contraste com os valores praticamente constantes encontrados no gabro olivínico (76.08-76.88), bem como a aparente correspondência entre a dispersão petrográfica que caracteriza o grupo MCM-SE e a diferença composicional das suas ortopiroxenas.

O conjunto dos dados analíticos sugere ainda que, nos grupos mais representativos dos dois maciços (ME e MCM-NW), o enriquecimento em FeO das ortopiroxenas se correlaciona positivamente com o grau de evolução das rochas hospedeiras:

E20 (Mg#=77.2 %): $13.1 < (FeO)^{OPX} < 14.1$ %

E4b (Mg#=69.3 %): $15.9 < (FeO)^{OPX} < 22.2$ %

C32 (Mg#=77.0 %): $13.9 < (FeO)^{OPX} < 14.5$ %

C54 (Mg#=70.7 %): $15.1 < (\text{FeO})^{\text{OPX}} < 17.1 \%$

A discriminação química entre os grupos de ortopiroxenas é também conseguida através de outros componentes, como se regista no quadro estatístico da **Tabela IV.2** e é ilustrado pelos diagramas da **Figura IV.7** (pág. seguinte). Para além da evidente maior dispersão do componente enstatítico nos gabros do conjunto ME, nota-se também que as ortopiroxenas deste grupo são, relativamente ao grupo MCM-NW, ligeiramente mais ricas em TiO_2 , acusando empobrecimentos em Al_2O_3 e, principalmente, em Cr_2O_3 e Fe_2O_3 .

| ORTOPIROXENAS | SiO_2 | TiO_2 | Al_2O_3 | Cr_2O_3 | Fe_2O_3^* | <i>En</i> |
|---------------|----------------|----------------|-------------------------|-------------------------|---------------------------|-----------|
| ME (méd) | 54.19 | 0.20 | 1.18 | 0.06 | 0.02 | 70.73 |
| ME (M) | 55.63 | 0.40 | 1.61 | 0.12 | 0.21 | 76.88 |
| ME (m) | 52.69 | 0.03 | 0.77 | 0.00 | 0.00 | 61.97 |
| ME (n.a.) | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 | 16 |
| MCM-NW (méd) | 53.48 | 0.19 | 1.43 | 0.24 | 0.79 | 71.34 |
| MCM-NW (M) | 54.54 | 0.30 | 2.04 | 0.79 | 2.03 | 74.61 |
| MCM-NW (m) | 52.65 | 0.10 | 0.84 | 0.06 | 0.00 | 69.62 |
| MCM-NW (n.a.) | 22 | 22 | 22 | 22 | 22 | 22 |

Tabela IV.2 - Quadro estatístico de composições elementares (%) e componente enstatítico (% *En*) para as ortopiroxenas do maciço de Elvas (ME) e do sector NW do maciço de Campo de Maior (MCM-NW). $En=100Mg/(Mg+\Sigma Fe+Ca)$, com $\Sigma Fe=(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)$; proporções catiónicas (afu) da fórmula estrutural, calculada na base de 6 oxigénios (segundo MORIMOTO, 1988). Fe_2O_3^* estimado a partir da fórmula estrutural.

A dispersão litológica do grupo MCM-SE e o escasso número de análises obtidas nas correspondentes ortopiroxenas (amostras C17 e C14), levaram à sua exclusão da tabela e figura supracitadas, mas os dados que existem deixam antever, a título preliminar, alguma proximidade composicional entre as ortopiroxenas da amostra C17 e as do grupo MCM-NW, enquanto que na amostra C14 (de acentuado cariz granoblástico) a ortopiroxena (ferrossilite) regista descidas acentuadas nos teores de Al_2O_3 e de Cr_2O_3 , acompanhadas por incremento de MnO .

Está ainda por esclarecer a origem das ortopiroxenas da "série charnoquítica" de Campo Maior. A relação entre a composição química e os parâmetros reticulares, levou CANILHO (1974) a considerá-las, numa primeira análise, mais próximas das ortopiroxenas metamórficas

estudadas por HOWIE (1963) do que das ortopiroxenas de rochas ígneas investigadas por HESS (1952) e KUNO (1954). No entanto, em trabalho subsequente (MUNHÁ & CANILHO, 1976), tais conclusões foram postas em causa, por um lado pela insuficiente capacidade diagnóstica oferecida, em termos petrogenéticos, pelos parâmetros

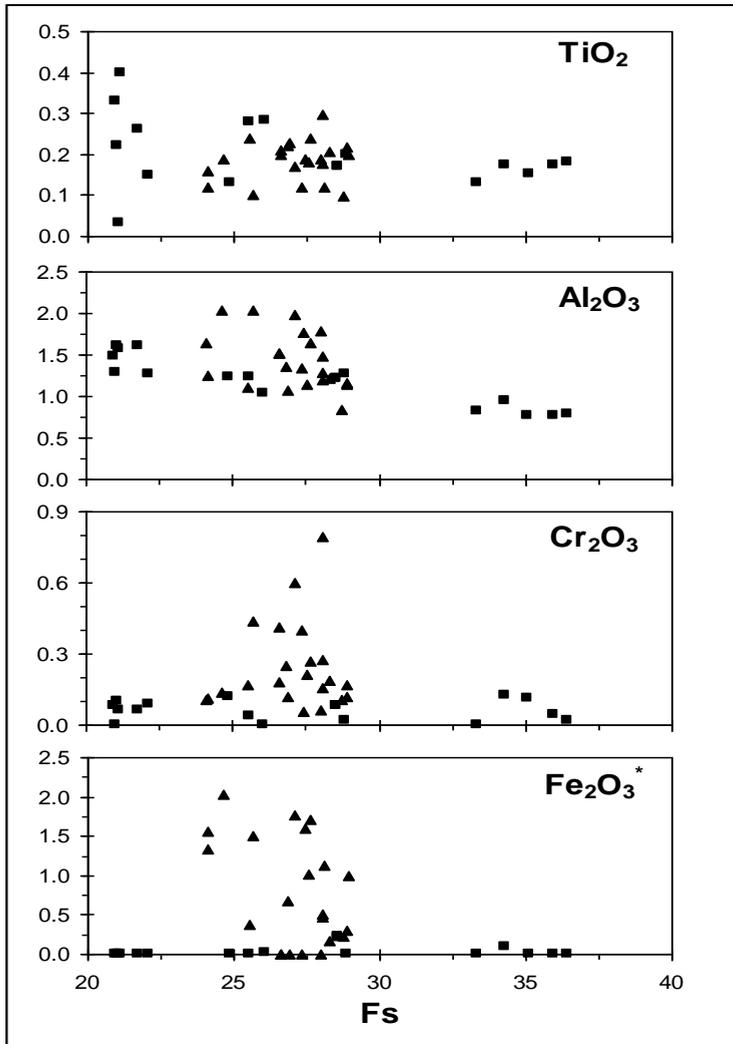


Figura IV.7 - Fs (ferrossilite) vs. TiO₂, Al₂O₃, Cr₂O₃ e Fe₂O₃^{*} (calculado); valores percentuais. Ortopiroxenas do maciço de Elvas (quadrados) e do sector NW do maciço de Campo Maior (triângulos). $Fs = 100 \Sigma Fe / (\Sigma Fe + Ca + Mg)$, com $\Sigma Fe = (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$; proporções catiónicas (afu) da fórmula estrutural, calculada na base de 6 oxigénios (segundo MORIMOTO, 1988).

parâmetros reticulares – a incorporação de quantidades significativas de Al^{vi} e consequente contracção reticular das ortopiroxenas, não é exclusiva de ambientes metamórficos (e.g. BROWN, 1967) –, por outro, pela relativa discordância entre os dados químicos (nomeadamente de Al^{vi} e de Ca) e os valores paramétricos determinados nas ortopiroxenas de Campo Maior. Nestas circunstâncias, os autores desse trabalho (MUNHÁ & CANILHO, 1976), projectaram os resultados analíticos (expressos em óxidos) das 18 amostras (então disponíveis) de ortopiroxena de Campo Maior em diagramas de discriminação genética propostos, numa base estatística, por BHATTACHARYYA (1971), verificando que a dispersão de pontos obtida reforçava a incerteza quanto à origem das rochas hipersténicas de Campo Maior.

A repetição deste exercício com os novos dados analíticos referentes às ortopiroxenas dos maciços de Campo Maior e de Elvas (**Figura IV.8** e **Figura IV.9**, ambas na página seguinte), permitindo uma razoável discriminação dos dois conjuntos, confirma a posição ambígua das ortopiroxenas do MCM e assinala, para o grupo-ME, composições mais próximas das apresentadas pelas ortopiroxenas geradas em ambientes ígneos (**Tabela IV.3**, pág. 81). A natureza eminentemente estatística destes diagramas e o tipo de parâmetros utilizados (a composição química global não é função exclusiva das condições P-T) justifica a sua relativa ineficácia na discriminação genética de populações de ortopiroxenas com elevada dispersão composicional, como é o caso do MCM. Os resultados analíticos da amostra C14 (*granoblástica*, s.l.), por exemplo, indicam teores de Al_2O_3 compatíveis com origem metamórfica (Fig. IV.8), mas razões Al_2O_3/CaO mais comuns nas ortopiroxenas ígneas (Fig. IV.9). Apesar das insuficiências apontadas, a aplicação deste método ao conjunto de ortopiroxenas analisado revela, mesmo em Campo Maior, uma preponderância de composições elementares globalmente próximas das que caracterizam esta fase nas rochas magmáticas. Em reforço desta tendência podem também ser mencionados os valores de Al das fórmulas estruturais, claramente inferiores aos observados, por exemplo, em rochas metamórficas da fácies granulítica (DEER *et al.*, 1992).

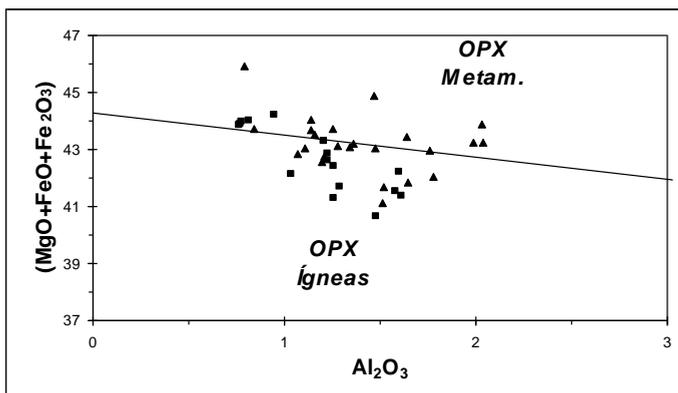


Figura IV.8 - Diagrama Al_2O_3 vs. $(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$; óxidos em valores percentuais. Proposta para discriminar ortopiroxenas geradas em ambiente ígneo e metamórfico (BHATTACHARYYA, 1971). Ortopiroxenas do ME (quadrados) e do MCM (triângulos).

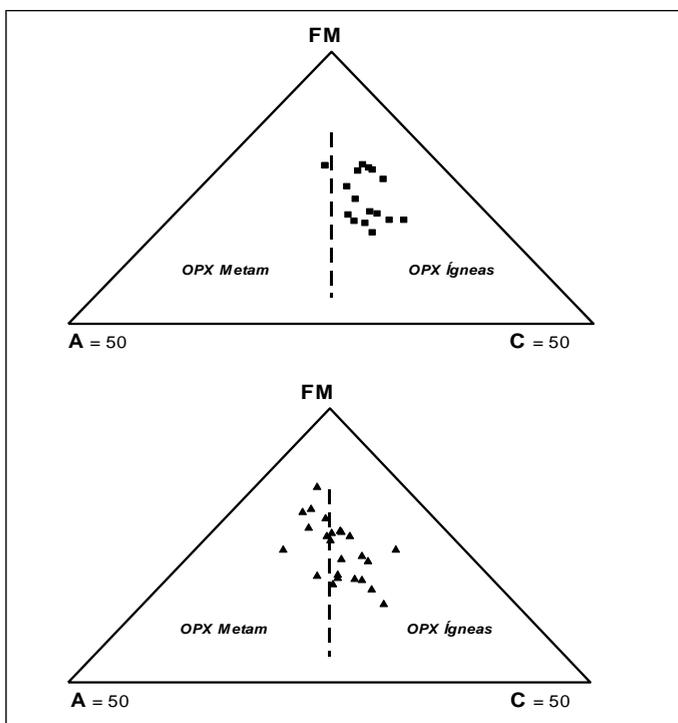
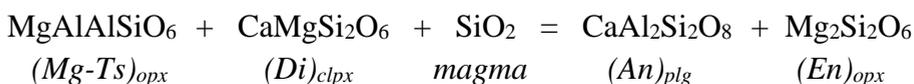


Figura IV.9 - Diagrama ternário A ($5x\text{Al}_2\text{O}_3$) – FM ($\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$) – C ($10x\text{CaO}$); óxidos em percentagem ponderal; ($A+\text{FM}+\text{C}=100$). Representação esquemática (linha a tracejado) da fronteira entre ortopiroxenas ígneas e metamórficas (ver MUNHÁ & CANILHO, 1976). Ortopiroxenas do ME (quadrados) e do MCM (triângulos).

| ORTOPIROXENAS | Figura IV.8 | Figura IV.9 |
|-------------------------------|-------------|-------------|
| ME - <i>ígneas</i> (%) | 69 | 94 |
| ME - <i>metamórficas</i> (%) | 31 | 6 |
| MCM - <i>ígneas</i> (%) | 54 | 67 |
| MCM - <i>metamórficas</i> (%) | 46 | 33 |

Tabela IV.3 - Avaliação estatística da distribuição das ortopiroxenas de Elvas (ME) e de Campo Maior (MCM) pelos campos de projecção (ígneo / metamórfico) definidos nas Figuras IV.8 e IV.9.

Acrescente-se ainda que, a partir da reacção



e da sua constante de equilíbrio (k_D), pode escrever-se a expressão

$$a_{Mg-Ts}^{opx} = \frac{a_{An}^{plg} \cdot a_{En}^{opx}}{k_D \cdot a_{Di}^{clpx} \cdot a_{SiO_2}^{magma}}$$

que traduz, em termos de variação composicional das ortopiroxenas, uma correlação positiva entre o teor de Al (Mg-tschermak) e a proporção de molécula enstatítica, como transparece da leitura da Fig. IV.7 (diagrama correspondente aos teores de Al_2O_3).

IV.2.3. Clinopiroxenas das rochas máficas

A relação composicional entre o grupo das clinopiroxenas e os líquidos de que descendem tem, desde há muito, despertado interesse particular em petrologia ígnea (WILKINSON, 1956; KUSHIRO, 1960; LE BAS, 1962; BARBERI *et al.*, 1971; SCOTT, 1976; NISBET & PEARCE, 1977; WASS, 1979; LETERRIER *et al.*, 1982; MUNHÁ, 1985; COSTA *et al.*, 1991). Em contextos paragenéticos manifestamente dominados por processos de acumulação, como é o caso dos maciços plutónicos básicos aqui estudados, os líquidos magmáticos originais não estão acessíveis, pelo que a composição das

clinopiroxenas assume ainda maior importância na caracterização geoquímica das províncias petrogenéticas.

No tratamento e interpretação dos dados analíticos que agora se inicia, foram constituídos três grupos principais de clinopiroxenas, correspondentes aos conjuntos de fácies mais características dos maciços de Alter do Chão (MAC), Elvas (ME) e Campo Maior (MCM). Relativamente ao grupo MCM, tal como se procedeu para as ortopiroxenas, faz-se a distinção, ao longo do texto, entre o conjunto MCM-NW, considerado mais representativo – clinopiroxenas analisadas em fácies gabróicas, com texturas médio-grosseiras relativamente semelhantes, abundantes no sector NW do MCM –, e as clinopiroxenas de um grupo de fácies muito heterogéneo, presentes no sector SE, constituído pela ocorrência esporádica de termos gabróicos com tendência intergranular (C18) e de rochas mais diferenciadas com acentuado pendor granoblástico (C14), inseridos num conjunto (maioritário) de fácies com diferentes texturas (granulares a levemente granoblásticas) e graus de evolução (C15, C17) que podem considerar-se, numa apreciação global, termos de um espectro composicional centrado em fácies intermédias de tipo monzonítico. A diversidade petrográfica do "grupo" MCM-SE exige, assim, que os dados analíticos correspondentes sejam comentados caso a caso.

Ainda que a projecção das clinopiroxenas se situe, na larga maioria dos casos, no campo dos diópsidos, os intervalos de variação e respectivas médias dos componentes fundamentais, abaixo indicados, marcam diferenças entre os grupos MAC, ME e MCM-NW (neste grupo, algumas análises foram excluídas desta apreciação, por corresponderem a lamelas de exsolução em ortopiroxenas). As substituições mais importantes verificam-se na banda da solução sólida Di-Hd, dominadas pela troca iónica de Mg por Fe^{2+} , cuja amplitude é máxima no ME (onde, em fácies dioríticas, chegam a atingir-se composições próximas da hedembergite) e mínima no grupo das clinopiroxenas do sector MCM-NW.

MAC: $Wo_{47.0}En_{46.4}Fs_{6.6}$ — $Wo_{48.4}En_{37.9}Fs_{13.7}$; En (méd.) = 42.1 %

ME: $Wo_{45.8}En_{45.5}Fs_{8.7}$ — $Wo_{48.7}En_{27.2}Fs_{24.2}$; En (méd.) = 36.9 %

MCM-NW: $Wo_{45.1}En_{43.9}Fs_{11.1}$ — $Wo_{48.7}En_{40.3}Fs_{11.0}$; En (méd.) = 42.4 %

Em clara discordância com os grupos anteriores, as clinopiroxenas analisadas nas fácies do sector MCM-SE, revelam composições maioritariamente augíticas, de acordo com os seus mais baixos teores de CaO. No entanto, tal como seria de esperar face à heterogeneidade atrás mencionada, são de assinalar fortes divergências composicionais entre os cristais das diferentes amostras. Assim, enquanto as clinopiroxenas das amostras C14 e C17, com $43 < Wo < 46$ %, se aproximam das composições diopsídicas do sector NW, já as clinopiroxenas das amostras C18 ($32.9 < Wo < 36.1$) e C15 ($25.3 < Wo < 26.0$) se revelam muito distantes do grupo composicional mais representativo do maciço de Campo Maior.

A análise estatística das composições elementares, bem como do parâmetro Mg# e do componente volastonítico (*Wo*), feita na **Tabela IV.4**, é também esclarecedora das diferenças entre os grupos mais representativos dos três maciços. Numa visão de conjunto destas clinopiroxenas, registam-se enriquecimentos em TiO_2 e Al_2O_3 no grupo MAC, em Na_2O no grupo ME e em SiO_2 e Cr_2O_3 no grupo MCM-NW.

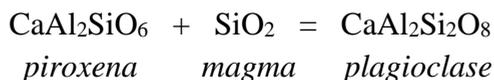
| CLINOPIROXENAS | SiO_2 | TiO_2 | Al_2O_3 | Cr_2O_3 | Na_2O | Mg# | <i>Wo</i> |
|----------------|---------|---------|-----------|-----------|---------|-------|-----------|
| MAC (méd) | 49.95 | 1.29 | 4.48 | 0.18 | 0.37 | 83.27 | 47.27 |
| MAC (M) | 51.67 | 2.02 | 5.75 | 1.01 | 0.52 | 90.03 | 48.65 |
| MAC (m) | 47.86 | 0.60 | 2.62 | 0.00 | 0.26 | 75.79 | 44.65 |
| MAC (n.a.) | 30 | 30 | 30 | 30 | 30 | 30 | 30 |
| ME (méd) | 51.38 | 0.49 | 2.42 | 0.11 | 0.48 | 72.98 | 47.46 |
| ME (M) | 52.99 | 1.00 | 4.56 | 0.54 | 0.97 | 88.08 | 50.81 |
| ME (m) | 48.84 | 0.00 | 0.43 | 0.00 | 0.22 | 54.93 | 44.08 |
| ME (n.a.) | 27 | 27 | 27 | 27 | 27 | 27 | 27 |
| MCM-NW (méd) | 52.47 | 0.47 | 2.10 | 0.26 | 0.35 | 80.67 | 46.52 |
| MCM-NW (M) | 53.33 | 0.61 | 2.81 | 0.42 | 0.41 | 82.50 | 48.66 |
| MCM-NW (m) | 51.56 | 0.24 | 1.40 | 0.13 | 0.28 | 79.55 | 44.90 |
| MCM-NW (n.a.) | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |

Tabela IV.4 - Quadro resumo de alguns componentes elementares (%), do parâmetro Mg# e do componente volastonítico (% *Wo*) dos grupos de clinopiroxenas analisadas nas rochas máficas mais representativas dos maciços de Alter do Chão (MAC), Elvas (ME) e Campo Maior (MCM-NW). $Mg\# = 100Mg/(Mg+Fe^{2+})$; proporções catiónicas (afu) das fórmulas estruturais, calculadas na base de 6 oxigénios.

No que diz respeito ao sector SE do MCM, a dispersão já mencionada em relação à classificação quadrilateral, verifica-se também para outros componentes. Os teores em Cr_2O_3 das clinopiroxenas analisadas na amostra C17 (0.13-0.21%), por exemplo, voltam a aproximar esta fácies (tal como se anotou para as ortopiroxenas) das composições registadas no grupo MCM-NW, sendo significativamente diferentes (em regra, superiores) aos encontrados nas restantes amostras do sector SE. A reforçar a singularidade deste sector, assinalam-se também os teores de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O das clinopiroxenas em C15, muito superiores aos determinados em qualquer das outras amostras.

Ainda que, em sistemas magmáticos, a sequência de cristalização e a velocidade de arrefecimento, dependentes de variáveis intensivas, possam influenciar a composição das clinopiroxenas (e.g. BARBERI *et al.*, 1971; WOOD, 1976; COISH & TAYLOR, 1979; GAMBLE & TAYLOR, 1980), esta depende, em primeira aproximação, das características químicas dos líquidos em que ocorreu o processo de fraccionação, o que tem permitido atribuir a este grupo mineralógico lugar de destaque na avaliação dos ambientes geoquímicos em que se inserem (KUSHIRO, 1960; LE BAS, 1962; VERHOOGEN, 1962).

Constituindo um dos mais significativos parâmetros de contraste entre as principais séries ígneas (CARMICHAEL *et al.*, 1974), a actividade da sílica dos magmas desempenha papel fundamental como factor condicionante da composição das clinopiroxenas, nomeadamente nos estádios iniciais do processo de cristalização. Uma vez que a posição tetraédrica da rede é partilhada entre o Si e o Al, é previsível que as clinopiroxenas das séries toleíticas (sobre-saturadas) registem, como sugerido inicialmente por KUSHIRO (1960), mais elevadas razões ($\text{Si}/\text{Al}^{\text{iv}}$) do que as que cristalizam, em condições físicas semelhantes, a partir de magmas alcalinos sub-saturados. Esta relação de interdependência é também posta em evidência pelas condições de equilíbrio químico entre a molécula *Ca-tschermak* da piroxena e o componente anortítico da plagioclase, como se depreende da seguinte reacção (CARMICHAEL *et al.*, 1970):



Neste equilíbrio, um decréscimo da actividade da sílica no líquido, é compensado por um incremento na estabilidade da molécula *Ca-tschermak*, ou seja, por baixas razões (Si/Al) na piroxena.

Tendo em conta os constrangimentos impostos pela alteração das condições físico-químicas num processo de diferenciação magmática, a análise da relação composicional entre as piroxenas e os magmas parentais é normalmente elaborada numa base estatística, promovendo o estudo comparativo de parâmetros químicos susceptíveis de discriminar clinopiroxenas de séries magmáticas geneticamente associadas a ambientes geoquímicos e tectónicos bem conhecidos. Nestas circunstâncias, como é claramente demonstrado em trabalhos de referência (e.g. LE BAS, 1962; NISBET & PEARCE, 1977; SCHWEITZER *et al.*, 1979; LETERRIER *et al.*, 1982), a aplicação dos parâmetros considerados diagnósticos não permite a definição de campos de projecção herméticos, sendo antes expectável que definam tendências composicionais de valor semi-quantitativo ou mesmo qualitativo.

É nesta perspectiva que devem ser interpretados os diagramas discriminativos aplicados às clinopiroxenas julgadas representativas das rochas máficas dos maciços de Alter do Chão, Elvas e Campo Maior.

Reflectindo, desde logo, a proporcionalidade inversa entre sílica e alumina no grupo das clinopiroxenas ígneas, a **Figura IV.10** (pág. seguinte) aponta também inequívocas diferenças na razão (SiO₂/Al₂O₃) que caracteriza os diferentes grupos considerados. Assim, parece significativo que todas as clinopiroxenas das rochas básicas e intermédias do MCM³ se projectem claramente no campo sugerido por LE BAS (1962) como característico de composições magmáticas não-alcalinas (toleííticas ou calco-alcalinas), em contraste com o que se

³ - A amostra C15, monzonítica, foi excluída deste gráfico (diagrama de LE BAS, 1962) por apresentar grau de evolução superior ao das outras amostras, ultrapassando a gama composicional sugerida para este tipo de discriminação.

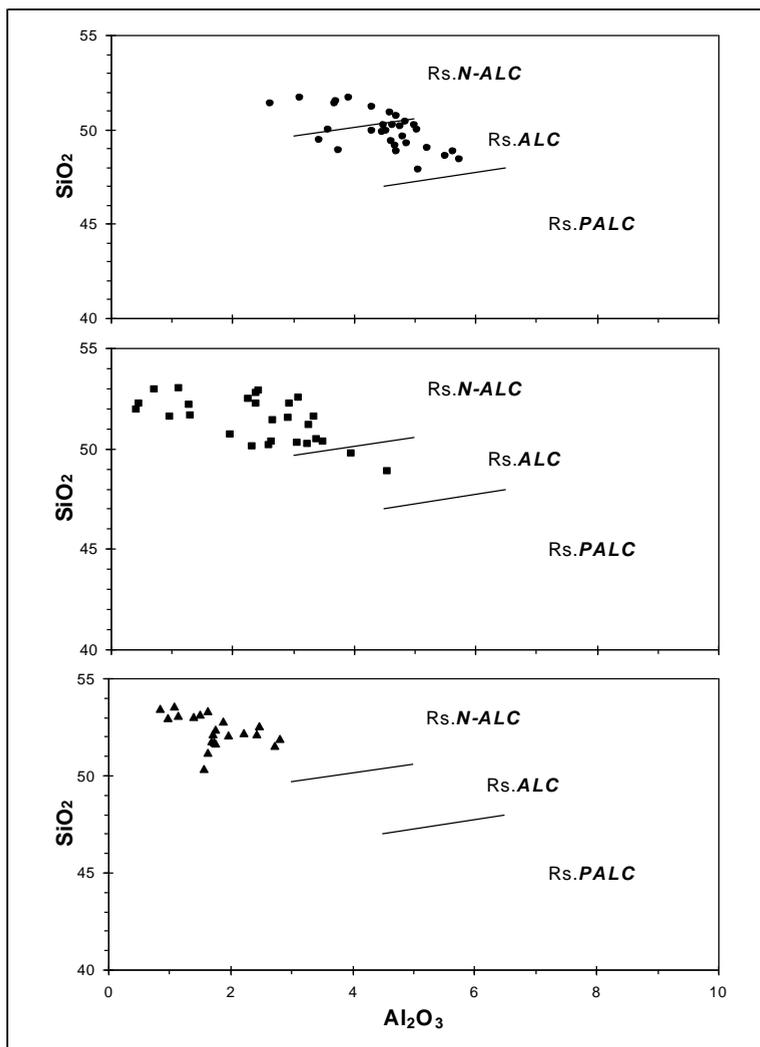


Figura IV.10 - Al_2O_3 (%) vs. SiO_2 (%) para clinopiroxenas representativas das rochas máficas dos maciços de Alter do Chão (círculos), Elvas (quadrados) e Campo Maior (triângulos). Diagrama proposto por LE BAS (1962) para discriminação de clinopiroxenas ocorrentes em rochas peralcalinas (PALC); alcalinas (ALC) e não-alcalinas (N-ALC).

passa para as clinopiroxenas do MAC e do ME, cuja maior dispersão na razão ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) abrange, em proporções diversas, os campos não-alcalino e alcalino. Mais de 70 % do grupo de clinopiroxenas do MAC se projecta no campo alcalino, enquanto que o grupo-ME, embora manifeste clara tendência para o campo não-alcalino, se distingue por uma significativa dispersão composicional relativamente ao parâmetro

em causa, parecendo reflectir a variabilidade petrográfica que caracteriza o maciço de Elvas. A sensível variação da razão ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) nas clinopiroxenas deste grupo verifica-se, por vezes, entre cristais da mesma amostra (e.g. E13 e E30), o que vem confirmar a validade eminentemente estatística do diagrama discriminativo em causa (MUNHÁ, 1985; MATA, 1996), justificando a utilização de outros critérios diagnósticos, particularmente para conjuntos algo heterogéneos, como é o caso do maciço de Elvas.

Considerando também que a constituição elementar das piroxenas ígneas reflecte a natureza química dos líquidos envolvidos, diversos estudos (e.g. COOMBS, 1963; THY & LOFGREN, 1992) sugerem que a composição normativa destes minerais pode igualmente ser utilizada como critério de avaliação das afinidades geoquímicas dos magmas originais; a presença de nefelina na norma da clinopiroxena, indicaria a sua fraccionação a partir de líquidos insaturados, considerados característicos do magmatismo alcalino. A aplicação deste princípio aos conjuntos aqui estudados confirma, em parte, as tendências apontadas pelo exercício anterior. Assim, atestando nítidas afinidades alcalinas, mais de 90% das clinopiroxenas do MAC apresentam nefelina na sua composição normativa⁴, em contraste com o grupo MCM, onde este componente surge em menos de 10% dos casos analisados, concordantemente com a tendência "não-alcalina" verificada no diagrama da Figura IV.10. Já os resultados referentes às clinopiroxenas do grupo-ME não permitem interpretação coincidente com a do exercício anterior, revelando agora um mais forte pendor alcalino sinalizado pela presença de nefelina normativa em cerca de dois terços das análises e pelo facto de, em apenas uma amostra (E31), não terem sido encontradas clinopiroxenas deste tipo.

Note-se que, segundo GAMBLE & TAYLOR (1980), uma velocidade de cristalização relativamente baixa (como será o caso nas rochas plutónicas aqui estudadas) pode favorecer a incorporação de Si nas clinopiroxenas, em detrimento de Al (e de Ti) justificando, no

⁴ - No cálculo da norma-CIPW das clinopiroxenas foram utilizadas razões $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ concordantes com os valores de Fe^{2+} e de Fe^{3+} determinados nas fórmulas estruturais a partir de FeO^t (analisado).

diagrama de LE BAS (1962) — concebido com clinopiroxenas da matriz de rochas vulcânicas —, a deslocação dos pontos para o campo "não-alcálico". Nestas circunstâncias, entendem-se as disparidades observadas nos dois exercícios, tendo de admitir-se que, para o caso em estudo, a composição normativa das clinopiroxenas exprime com mais clareza a tendência geoquímica dos ambientes magmáticos originais.

Esta conclusão é aliás reforçada, em grande medida por outros dois diagramas discriminativos. No primeiro deles, NISBET & PEARCE (1977), propõem que as proporções relativas de TiO_2 , MnO e Na_2O das clinopiroxenas podem ajudar a definir as afinidades químico-tectónicas dos magmas parentais, no entanto, como salientam LETERRIER *et al.* (1982), este método de avaliação apresenta algumas limitações que decorrem essencialmente de dois factores:

(i) os teores dos elementos considerados podem aproximar-se, nalguns grupos de clinopiroxenas, dos limites de detecção em processos analíticos de rotina (e.g. micro-sonda), potenciando a dispersão dos pontos projectados num diagrama ternário deste tipo;

(ii) as clinopiroxenas da matriz de rochas basálticas, utilizadas pelos autores, fornecem informação menos precisa acerca da composição dos líquidos originais do que os fenocristais previamente fraccionados — de facto, nos procedimentos experimentais que visam a obtenção dos coeficientes de distribuição ($D_i^{cpx/liq}$) são preferidas, em regra, as fases fenocristalinas (e.g. GREEN & PEARSON, 1985).

Não obstante terem sido observados estes constrangimentos, a aplicação do diagrama de NISBET & PEARCE (1977) às clinopiroxenas dos três maciços aqui estudados (**Figura IV.11**, pág. seguinte), revela que os grupos MAC (com maior nitidez) e ME se projectam preferencialmente nos campos considerados correspondentes a basaltos alcalinos intraplaca, o que resulta de relativos enriquecimentos em TiO_2 e em Na_2O , respectivamente. No grupo MCM a dispersão dos pontos pelos domínios de mais fraco poder discriminativo (*op. cit.*) impede, neste gráfico, a definição de qualquer tendência assinalando, provavelmente, a natureza híbrida deste maciço.

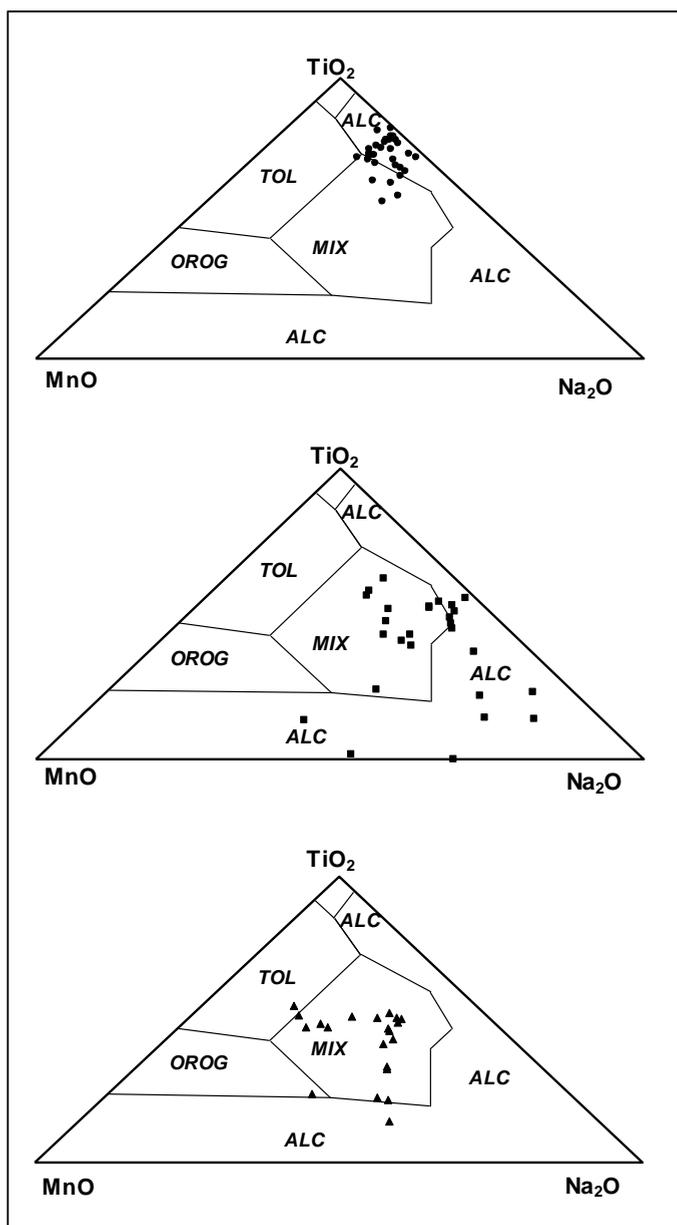


Figura IV.11 - Diagrama ternário MnO - TiO_2 - Na_2O (a partir de valores percentuais) para as clinopiroxenas do MAC (círculos), ME (quadrados) e MCM (triângulos). Divisões esquemáticas dos campos de projecção de clinopiroxenas de basaltos alcalinos intraplaca (*ALC*), de basaltos toleíticos de fundos oceânicos (*TOL*), de basaltos orogénicos (*OROG*) e área onde podem projectar-se clinopiroxenas dos diferentes tipos mencionados (*MIX*); segundo NISBET & PEARCE (1977).

Tentando contornar as limitações acima mencionadas, LETERRIER *et al.* (1982) sugerem, como ilustrado na **Figura IV.12**, que a discriminação das clinopiroxenas dos diferentes ambientes ígneos

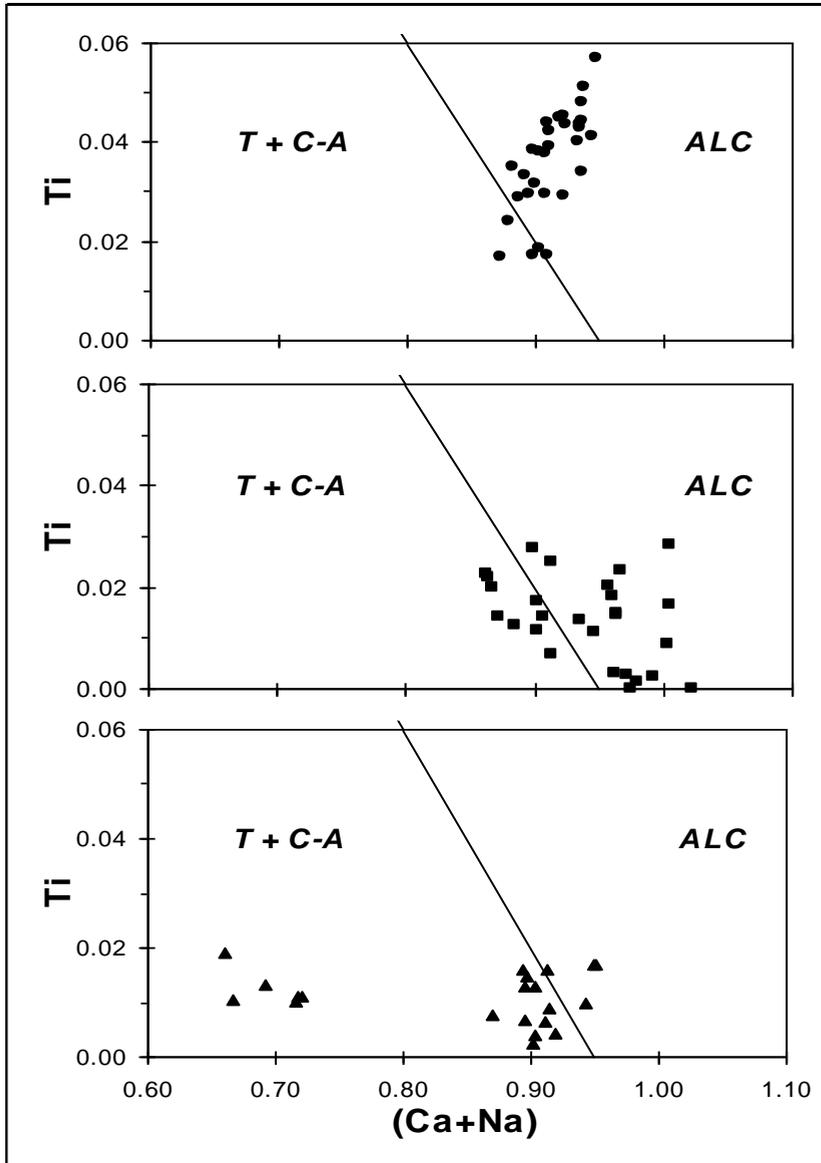


Figura IV.12 - (Ca+Na) vs. Ti; proporções catiónicas (afu). Aplicação às clinopiroxenas do MAC (círculos), do ME (quadrados) e do MCM (triângulos) do diagrama de LETERRIER *et al.* (1982) para discriminação entre clinopiroxenas de basaltos alcalinos (ALC) e de basaltos não-alcalinos (T + C-A).

se faça, com base num tratamento estatístico, através das proporções catiónicas de Ti, Cr, Al, Na e Ca expressas nas fórmulas estruturais (calculadas na base de 6 oxigénios). Assim, se for aqui utilizado o diagrama $(Ca+Na)/Ti$ confirmam-se as tendências já registadas nos exercícios anteriores e, de forma particularmente coincidente, as afinidades geoquímicas evidenciadas pelas composições normativas das clinopiroxenas. De facto, também neste exercício, cerca de 90 % do grupo-MAC e de 67 % do grupo-ME se projectam no campo definido neste diagrama como correspondente às clinopiroxenas dos basaltos alcalinos, enquanto a grande maioria (cerca de 85 %) do grupo-MCM se posiciona no outro campo ("basaltos não alcalinos").

Atendendo à tendência composicional consistentemente evidenciada pelo grupo de clinopiroxenas do maciço de Campo Maior, de certo modo esperada em face de certas características petrográficas das fácies nele representadas (e.g. generalização de termos com ortopiroxena e quartzo) e até do seu enquadramento geológico, foi julgado oportuno aplicar a este grupo os diagramas de LETERRIER *et al.* (1982) que, embora com menores níveis de confiança, se destinam a discriminar conjuntos de tendência "não-alcalina". Assim, numa análise integrada dos gráficos apresentados na **Figura IV.13** e **Figura IV.14** (pág. seguinte) parece não se poder excluir a hipótese de que as clinopiroxenas do grupo MCM se encontrem associadas a magmas gerados em ambientes orogénicos que, num provável contexto compressivo, tenham adquirido moderado carácter calco-alcalino.

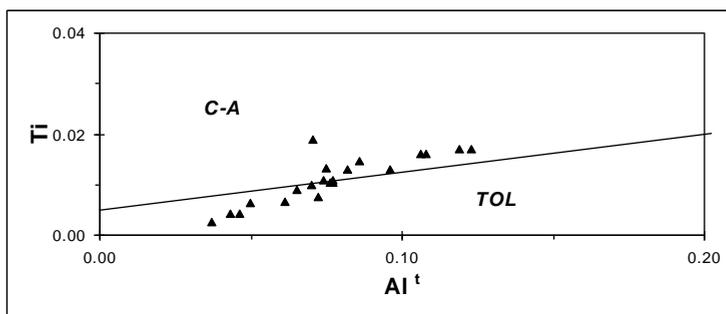


Figura IV.13 - Al^t vs. Ti; proporções catiónicas (afu). Aplicação às clinopiroxenas do MCM (triângulos) do diagrama de LETERRIER *et al.* (1982) para discriminar clinopiroxenas de basaltos não-alcalinos: calco-alcalinos (C-A); toleíticos (TOL).

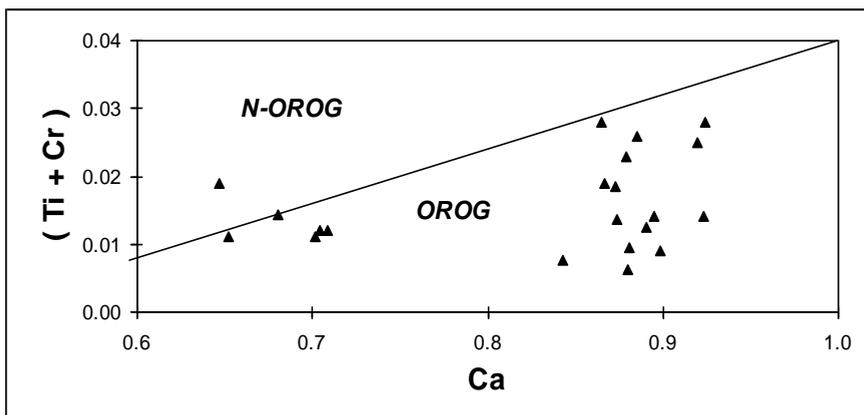
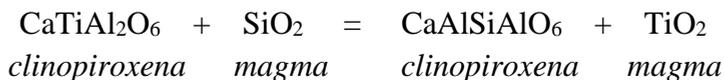


Figura IV.14 - Ca vs. (Ti+Cr); proporções catiónicas (afu). Aplicação às clinopiroxenas do MCM (triângulos) do diagrama de LETERRIER *et al.* (1982) para discriminar clinopiroxenas de basaltos não-alcalinos: orogénicos (*OROG*); não-orogénicos (*N-OROG*).

Como se depreende da reacção a seguir indicada (ver LOUCKS, 1990), a razão Al/Ti das clinopiroxenas é função, para determinadas condições P-T, da composição dos magmas parentais, nomeadamente da razão SiO₂/TiO₂:



ou seja,

$$(Al / Ti)^{CLPX} = f(a_{SiO_2} / a_{TiO_2})^{MAGMA}$$

Nestas circunstâncias, sabendo que os magmas alcalinos registam razões (SiO₂/TiO₂) normalmente mais baixas do que os toleíticos e calco-alcalinos (e.g. HYNDMAN, 1972), será de esperar que a razão (Al/Ti) das clinopiroxenas possa reflectir essas diferenças, quanto mais não seja numa base qualitativa, dada a incerteza quanto ao valor numérico do factor de proporcionalidade, *f*, indicado na expressão anterior (ver MUNHÁ, 1985). Tomando para referência composições correspondentes aos estádios iniciais da fraccionação (Mg#>75) nota-se, de facto, que as clinopiroxenas do MAC são as de mais baixa razão

Al/Ti (3.5-9.9; méd.=5.9) comparativamente com as do ME (7.4-22.1; méd.=9.2) e do MCM (5.8-15.4; méd.=8.4), o que, sendo mais um elemento distintivo, constitui argumento adicional na confirmação do carácter alcalino dos magmas de Alter do Chão.

As diferenças que têm vindo a ser registadas, tanto ao nível das composições elementares, como das proporções de alguns cátions considerados susceptíveis de melhor discriminar os vários grupos de clinopiroxenas aqui definidos, confirmam-se também através da avaliação do tipo de substituições não quadrilaterais intervenientes em cada conjunto, ou seja, da importância relativa de componentes moleculares normalmente associados a este grupo mineralógico.

A variação da razão ($\text{Si}/\text{Al}^{\text{IV}}$) discrimina com clareza os três grupos de clinopiroxenas (**Figura IV.15**), registando-se gamas de

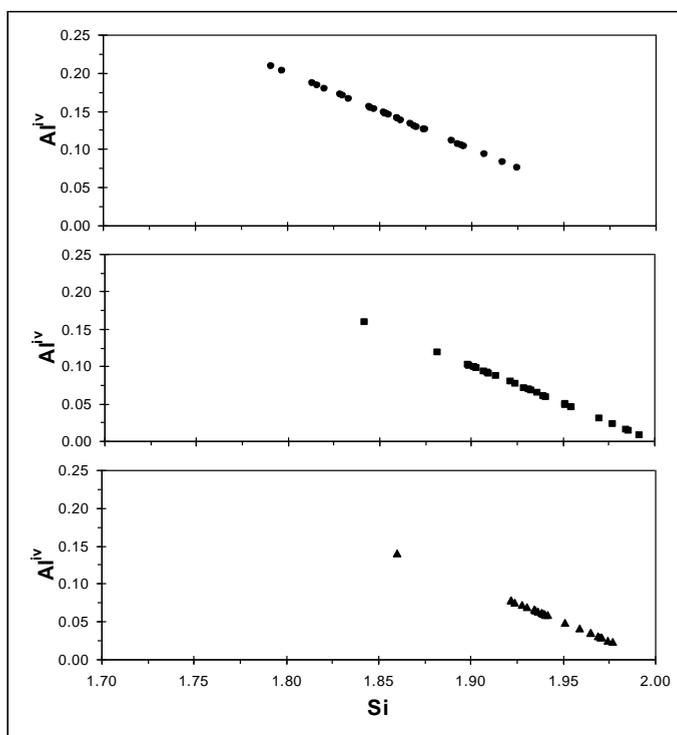


Figura IV.15 - Si vs. Al^{IV}; proporções catiónicas (afu). Clinopiroxenas das rochas máficas do MAC (círculos), do ME (quadrados) e do MCM (triângulos).

mais alargadas nos grupos MAC e ME do que no grupo MCM e assinalando que a substituição de Si por Al na posição tetraédrica é mais importante no primeiro conjunto (MAC) do que nos restantes.

A deficiência de carga decorrente da substituição ($\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$) na posição tetraédrica, deverá ser compensada pela entrada, em coordenação octaédrica, de catiões com carga superior à dos catiões bivalentes (Mg^{2+} e Fe^{2+}) que dominam a estequiometria das clinopiroxenas na posição M1, estando normalmente representados por quantidades variáveis de Al^{3+} , Ti^{4+} , Cr^{3+} e Fe^{3+} . Em face das baixas razões $\text{Si}/\text{Al}^{\text{iv}}$ normalmente registadas em clinopiroxenas de magmas alcalinos, é de esperar, por exigências relacionadas com o balanço de cargas, que tais catiões, no seu conjunto, sejam mais abundantes nas clinopiroxenas deste tipo. De acordo com as conclusões avançadas em abordagens anteriores, também este critério reitera as afinidades alcalinas do grupo MAC (o somatório dos catiões não quadrilaterais é máximo), contrastando-o, principalmente, com o grupo MCM, onde aquele somatório, atingindo valores mínimos, reforça a hipótese de colocar este maciço fora do contexto magmático dos outros dois aqui estudados.

Dos três grupos em estudo, parece haver maior proporcionalidade entre Al^{iv} e Al^{vi} nas clinopiroxenas de Elvas (**Figura IV.16**, pág. seguinte). No grupo MAC essa relação é mais nítida para valores de Al^{iv} inferiores a 0.14, enquanto que para o grupo MCM, os muito baixos valores de Al^{iv} (<0.10) não permitem vislumbrar mais do que uma ligeira tendência de correlação positiva entre a ocupação do Al nas duas posições consideradas. Ainda que alguns autores advoguem a utilidade da razão ($\text{Al}^{\text{vi}}/\text{Al}^{\text{iv}}$) das clinopiroxenas na determinação das condições de pressão a que se registou a cristalização deste silicato (AOKI & SHIBA, 1973; WASS, 1979; DUDA & SCHMINCKE, 1985; MARTINS, 1991; DOBOSI & FODOR, 1992; MATA, 1996) e que os dados projectados na Fig. IV.16 permitam verificar que as clinopiroxenas (plutónicas) dos três grupos se situam tendencialmente acima da linha ($\text{Al}^{\text{vi}}/\text{Al}^{\text{iv}}=0.25$), deve aqui apelar-se para uma apreciação qualitativa dos resultados, nomeadamente no que se refere ao seu valor geobarométrico, já que não se pode excluir a hipótese de

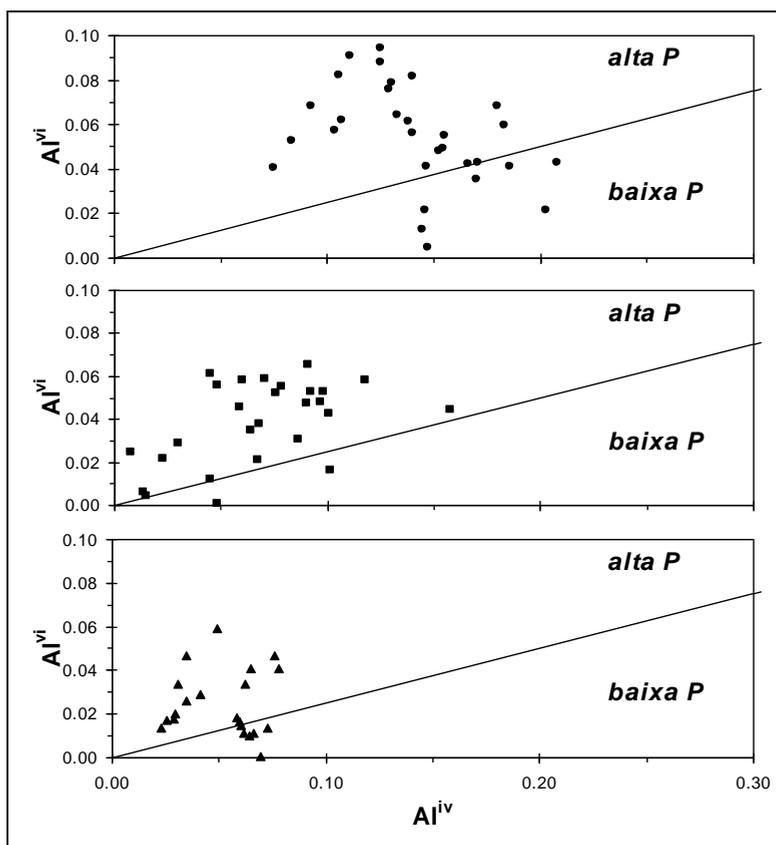


Figura IV.16 - Al^{iv} vs. Al^{vi} ; proporções catiónicas (afu). Clinopiroxenas das rochas máficas do MAC (círculos), do ME (quadrados) e do MCM (triângulos). Linha ($Al^{vi}/Al^{iv}=0.25$) proposta por WASS (1979) para discriminar clinopiroxenas geradas em ambientes magmáticos de alta e baixa pressão (P).

que os relativamente baixos valores de Al^{iv} possam correlacionar-se com erros na determinação da sílica.

É com este espírito que se apresentam os valores a seguir mencionados:

$$(Al^{vi}/Al^{iv})^{Cpx-MAC} : > 0.25 (>70\%); \text{ méd.} = 0.42$$

$$(Al^{vi}/Al^{iv})^{Cpx-ME} : > 0.25 (>90\%); \text{ méd.} = 0.69$$

$$(Al^{vi}/Al^{iv})^{Cpx-MCM} : > 0.25 (>70\%); \text{ méd.} = 0.55$$

Mais evidente parece ser a correlação positiva entre as proporções de alumínio tetraédrico e as de titânio octaédrico. Da observação

conjunta dos diagramas da **Figura IV.17** verifica-se que, apesar da dispersão de pontos revelada, os mais elevados teores de Ti do grupo-MAC correspondem também a mais altas razões Ti/Al^{iv} o que sinaliza, neste grupo, maior contribuição de Ti^{4+} na ocupação das posições octaédricas destas clinopiroxenas, em confronto com o que se passa nos outros grupos. Entretanto, pode afirmar-se que os relativamente elevados valores de Ti patenteados pelo grupo-MAC (0.017-0.057, méd.=0.036), são comparáveis aos assinalados em rochas semelhantes de outros complexos intrusivos alcalinos (e.g. CURRIE *et al.*, 1986; BÉDARD *et al.*, 1987), mas ficam aquém, em termos médios, dos que muitas vezes são patenteados pelas clinopiroxenas de conjuntos vulcânicos com idênticas afinidades geoquímicas (ver sínteses, por exemplo, em SCHWEITZER *et al.*, 1979, ou LETERRIER *et al.*, 1982). Como atrás se referiu, estas diferenças composicionais deverão reflectir a influência que a velocidade de cristalização exerce na química das clinopiroxenas (GAMBLE & TAYLOR, 1980).

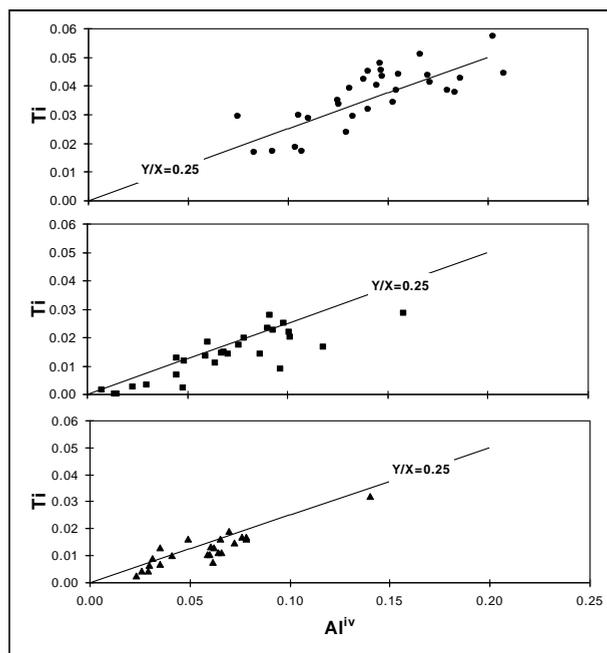


Figura IV.17 - Al^{iv} vs. Ti; proporções catiónicas (afu). Clinopiroxenas das rochas máficas do MAC (círculos), do ME (quadrados) e do MCM (triângulos). Linha ($Y/X=0.25$) mostrando que o grupo de clinopiroxenas do MAC regista, comparativamente, maiores razões Ti/Al^{iv} .

A **Figura IV.18** para além de retratar, de novo, a maior quantidade de Ti no grupo-MAC assinala, relativamente à incorporação deste elemento, diferentes tendências de evolução composicionais ("trends") em função do índice de diferenciação escolhido, a razão $Fe^t/(Fe^t+Mg)$. Tendo em conta as diferenças registadas nos três conjuntos para os estádios iniciais da diferenciação, por exemplo no intervalo $(0.1 < Fe^t/(Fe^t+Mg) < 0.3)$, e sabendo que, nesta gama composicional, o coeficiente de distribuição $(D_{Ti})^{clpx/liq}$ não deverá sofrer variação apreciável (e.g. PEARCE & NORRY, 1979), sai reforçada a ideia de fazer corresponder a cada grupo de clinopiroxenas, magmas quimicamente distintos, inviabilizando a hipótese de poderem correlacionar-se, num mecanismo de diferenciação magmática, por processos de cristalização fraccionada.

Dado o rápido decréscimo do Cr com o incremento da razão Fe/Mg das

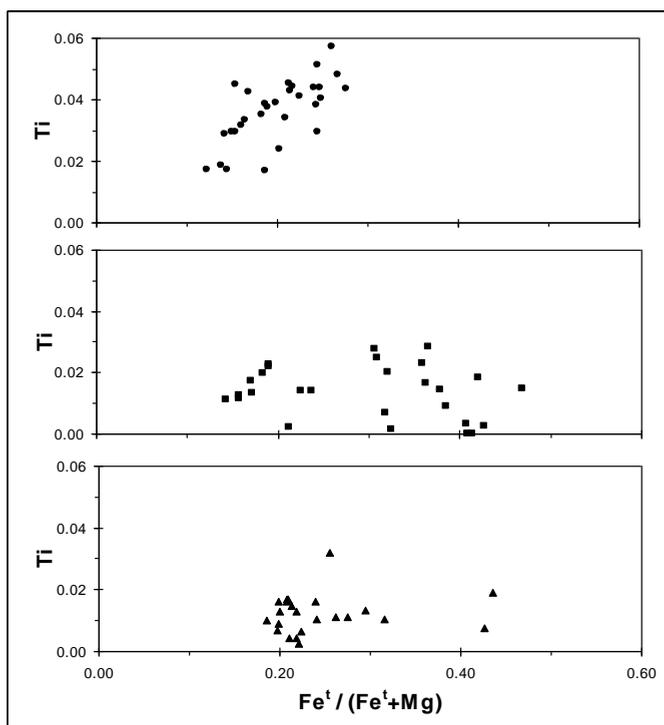


Figura IV.18 - $Fe^t/(Fe^t+Mg)$ vs. Ti; proporções catiónicas (afu); Fe^t calculado na forma Fe^{2+} . Clinopiroxenas do MAC (círculos), do ME (quadrados) e do MCM (triângulos).

clinopiroxenas, a sua contribuição na posição M1 adquire algum relevo apenas nos cristais de fraccionação precoce ($Mg\#_{clpx} > 84$), em fácies magmaticamente pouco evoluídas ($Mg\#_{RT} > 75$), nomeadamente nos grupos MAC e ME. Como mostra a **Figura IV.19** só num escasso número de casos as suas proporções ultrapassam 0.010 átomos por unidade formular, atingindo o seu valor máximo (0.030 afu) nas clinopiroxenas da amostra A90 ($Mg\#_{RT} = 78.3$) de Alter do Chão. No entanto, constituindo mais um factor de distinção, verifica-se uma maior contribuição do Cr, em termos médios, no grupo MCM onde, para clinopiroxenas relativamente menos evoluídas ($Mg\#$: 79.6-80.1) os valores de Cr se situam entre 0.010 e 0.012 afu.

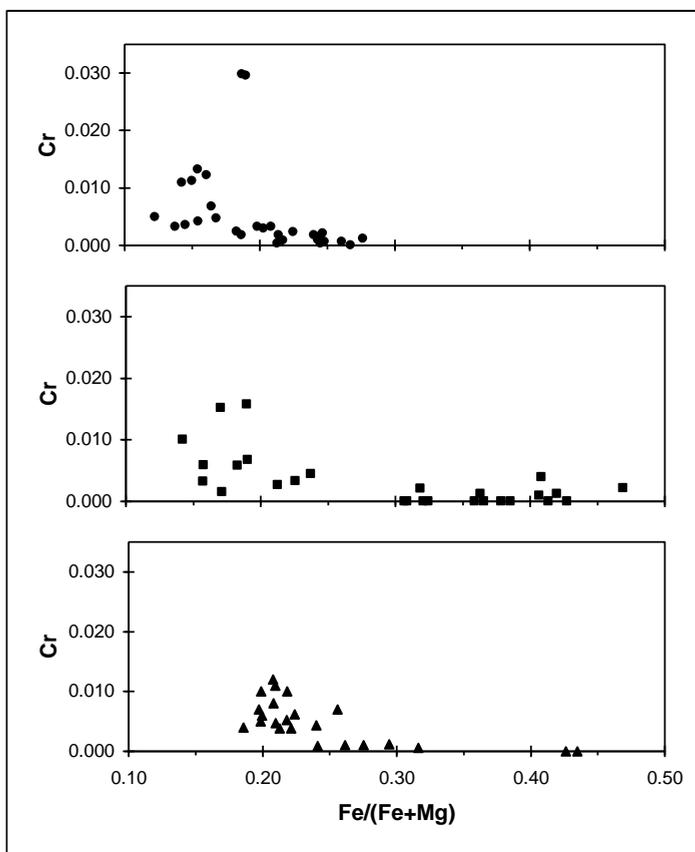


Figura IV.19 - $Fe/(Fe+Mg)$ vs. Cr; proporções catiónicas (afu). Clinopiroxenas do MAC (círculos), do ME (quadrados) e do MCM (triângulos).

Para além dos cátions já mencionados, e para graus de evolução mais avançados, é de admitir que a deficiência de carga gerada pelo Al^T seja compensada também pela entrada de Fe^{3+} (calculado) em coordenação octaédrica (**Figura IV.20**). Tal relação resulta mais nítida nas tendências composicionais reveladas pelos grupos de Alter do Chão e de Elvas do que no conjunto de clinopiroxenas correspondente ao MCM, onde os reduzidos valores de Al^{iv} que o caracterizam, bem como

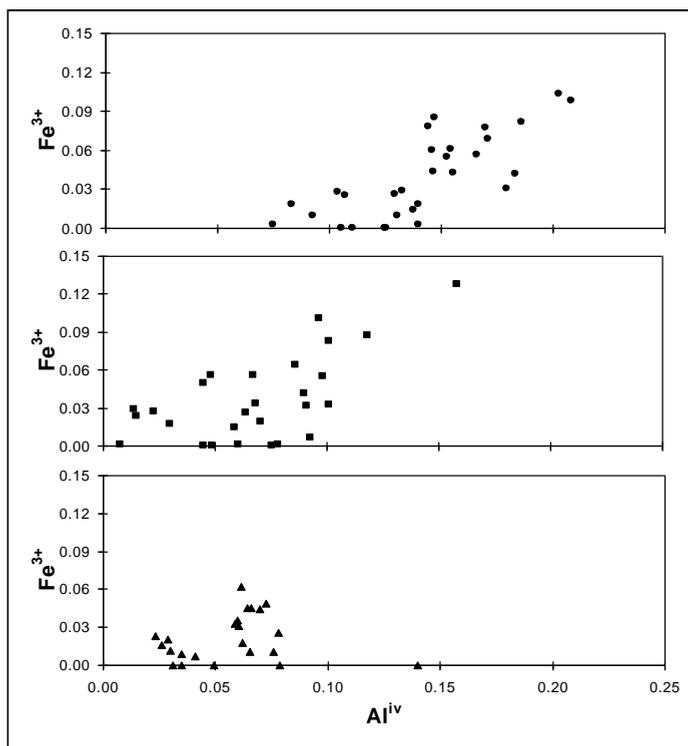


Figura IV.20 - Al^{iv} vs. Fe^{3+} ; proporções catiónicas (afu); Fe^{3+} calculado. Clinopiroxenas do MAC (círculos), do ME (quadrados) e do MCM (triângulos).

os relativamente elevados valores médios de Cr, impedem a expressão do referido "trend".

A importância desempenhada pelo ferro férrico no balanço de cargas, é posta em evidência, de forma talvez mais clara, pela aplicação das composições catiónicas ao diagrama proposto por SCHWEITZER

et al. (1979), na **Figura IV.21**. Partindo da fórmula geral das clinopiroxenas $QUAD - (Ca)^{M2} (Mg, Fe^{2+})^{M1} (Si)_2^T O_6 -$, a equação

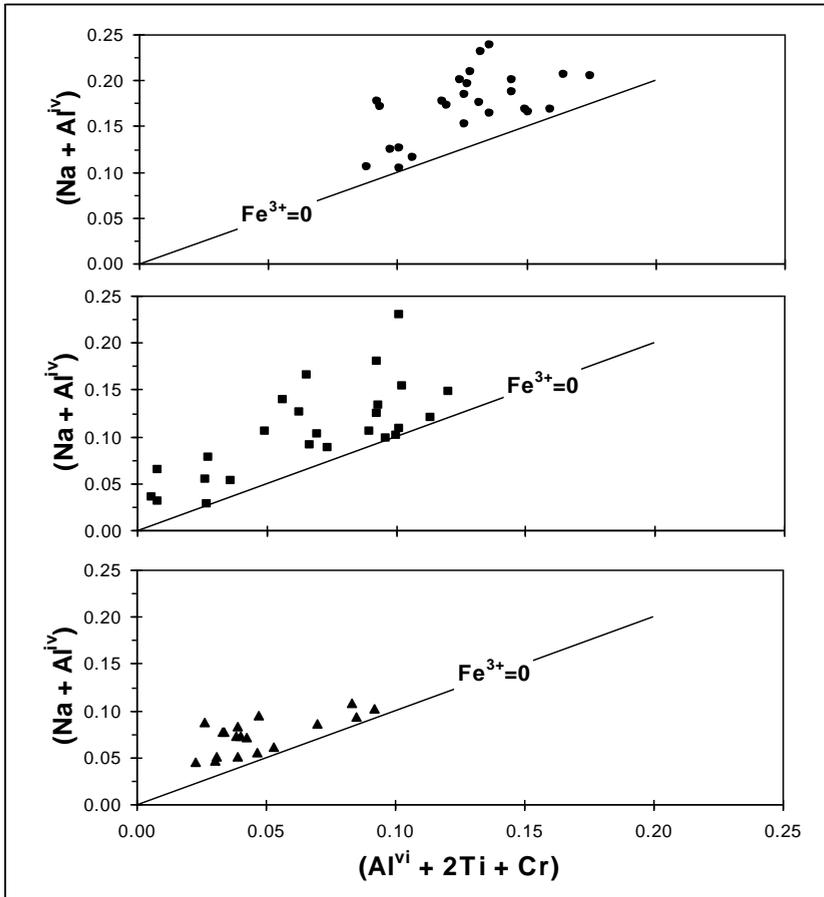
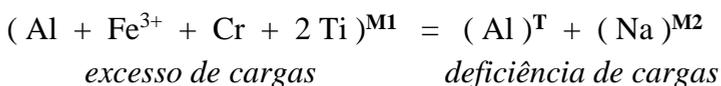


Figura IV.21 - $(Al^{vi}+2Ti+Cr)$ vs. $(Na+Al^{iv})$; proporções catiónicas (afu). Diagrama de SCHWEITZER *et al.* (1979) aplicado às clinopiroxenas do MAC (círculos), do ME (quadrados) e do MCM (triângulos). Contribuição de Fe^{3+} octaédrico no balanço de cargas das clinopiroxenas. Linha ($Fe^{3+}=0$) é traçada para $X/Y=1$.

que justifica aquele diagrama, pode escrever-se na forma:



Nesta figura, o desvio dos pontos em relação à linha ($Fe^{3+}=0$) é mais significativo para os grupos MAC e ME e menos acentuado para o grupo MCM, confirmando o maior peso do $(Fe^{3+})^{M1}$ na composição das clinopiroxenas daqueles dois conjuntos.

É de notar que nalguns casos do grupo MAC e, mais frequentemente, no conjunto ME, elevados valores de Fe^{3+} correspondem a clinopiroxenas relativamente enriquecidas em Na^+ na posição (M2), como indicam as fórmulas estruturais e se reflecte num aumento da componente aegirínica⁵ (**Tabela IV.5**).

| CLPX | $(Fe^{3+})^{M1}$ | $(Na)^{M2}$ | % Ae |
|----------|------------------|-------------|------|
| A26/1 | 0.044 | 0.029 | 1.56 |
| A26/2 | 0.042 | 0.032 | 1.46 |
| A26/3 | 0.057 | 0.034 | 2.08 |
| AII4/1c | 0.103 | 0.035 | 3.14 |
| AII4/1m | 0.077 | 0.030 | 2.23 |
| AII4/1b | 0.061 | 0.030 | 1.76 |
| AII4/2c | 0.085 | 0.030 | 2.99 |
| AII4/2m | 0.060 | 0.031 | 2.39 |
| AII4/2b | 0.078 | 0.027 | 2.43 |
| E13/1c | 0.055 | 0.056 | 2.96 |
| E13/1m | 0.031 | 0.057 | 1.91 |
| E13/1b | 0.041 | 0.043 | 2.10 |
| E13/6c | 0.055 | 0.038 | 2.81 |
| E13/6m | 0.001 | 0.037 | 0.07 |
| E13/6b | 0.033 | 0.034 | 1.65 |
| E30/1 | 0.128 | 0.071 | 5.64 |
| E30/3 | 0.087 | 0.062 | 3.90 |
| E30/4 | 0.100 | 0.069 | 4.90 |
| EIII1/1c | 0.019 | 0.034 | 0.87 |
| EIII1/1m | 0.014 | 0.029 | 0.69 |
| EIII1/1b | 0.082 | 0.037 | 3.27 |
| EIII1/2c | 0.056 | 0.016 | 1.59 |
| EIII1/2m | 0.064 | 0.039 | 2.75 |
| EIII1/2b | 0.050 | 0.032 | 2.64 |

Tabela IV.5 - Relação entre Fe^{3+} (afu) em M1, Na^+ (afu) em M2 e componente aegirínico (% Ae) para alguns cristais de clinopiroxenas dos maciços de Alter do Chão (A#) e de Elvas (E#). Nas referências das análises as letras c, m e b correspondem a análises efectuadas, respectivamente, em zonas centrais, intermédias e de bordadura dos cristais. Ver texto.

⁵ - % Ae = % J [$Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)$]^M; com % J = 100 [(2Na) / (2Na + Fe^{2+} + Mg + Ca)]^M; catiões expressos em afu a partir de fórmulas estruturais calculadas na base de 6 oxigénios (MORIMOTO *et al.*, 1988) .

Confrontando os dados da Tabela IV.5 com os valores de $Mg\#^{RT}$ e de $Mg\#^{CLPX}$ correspondentes às análises ali expressas, notam-se diferenças importantes entre os grupos MAC e ME. Em primeiro lugar, assinala-se o menor grau de evolução destas amostras MAC ($Mg\#^{RT}$: 66-65) comparativamente com as que, nesta selecção, representam o conjunto ME ($Mg\#^{RT}$: 62-51). Registam-se também menores e menos variados valores de $Mg\#^{CLPX}$ no grupo MAC (83-78) do que no grupo ME (84-55). Relativamente à relação destes valores com a variação do componente acmítico, torna-se evidente uma muito maior variabilidade no grupo ME, com os valores mínimos de Ae (0.07) a serem atingidos na amostra E13 ($Mg\#=51$), análise E13/6m ($Mg\#=58$) e os máximos ($Ae=5.64$) na amostra E30 ($Mg\#=61$), análise E30/1 ($Mg\#=74$). No grupo MAC o intervalo de valores de Ae (1.56-3.14) corresponde a uma gama de valores $Mg\#$ bastante mais restrita marcada, respectivamente, pela amostra A26 ($Mg\#=65$), análise A26/1 ($Mg\#=82$) e pela amostra AII4 ($Mg\#=66$), análise AII4/1c ($Mg\#=83$).

Para além disso, em cristais (opticamente homogéneos) que revelaram variação concêntrica relativamente aos parâmetros indicados na Tab. IV.5, verificam-se algumas diferenças nos padrões de zonamento de um e de outro grupo. Assim, enquanto nos cristais do grupo MAC parece assistir-se a um decréscimo centrífugo de Ae (e.g. AII4/1), na selecção de cristais do grupo ME o zonamento é do tipo oscilatório com diferentes padrões em cada uma das amostras. Em EIII1 a variação é mais irregular, mas as zonas de bordadura são mais ricas em Ae do que os núcleos, ao contrário do que se passa nos cristais de E13 onde os teores de Ae são máximos nas zonas centrais e mínimos nas bandas intermédias.

Numa apreciação geral pode afirmar-se, no entanto, que só em 5 análises (4 de ME e 1 de MAC) da Tabela IV.5, o valor de Ae excede 3%, tendo, portanto, que considerar-se globalmente pouco significativa a importância do componente acmítico. Ainda assim, parece não haver dúvidas de que a sua incorporação, seguindo padrões distintos nos dois grupos considerados, pode atingir algum relevo no grupo ME, nomeadamente em clinopiroxenas de rochas gabro-dioríticas, aqui representadas pelas amostras E30 e EIII1. Neste grupo, o conjunto de

análises referidas permite, de acordo com os parâmetros $Mg\#^{RT}$ e $Mg\#^{CLPX}$, estabelecer uma sequência de cristalização do tipo (EIII1 → E30 → E13) que aponta para uma certa continuidade em torno do máximo de acmite materializado nas clinopiroxenas de E30 (Ae : 3.90-5.64), expressa pelos altos teores deste componente atingidos *na vizinhança* daquele máximo, ou seja, nos bordos dos cristais de EIII1 (3.27, 2.64) e nos núcleos dos cristais de E13 (2.96, 2.81).

Uma correlação entre as razões Na/Ca e Fe^{3+}/Fe^{2+} nestas clinopiroxenas, pode ser justificada por variações da fugacidade do oxigénio (f_{O_2}) tendentes a fazer oscilar a razão (Fe^{3+}/Fe^{2+}) nos líquidos magmáticos, ao longo do processo de fraccionação destas piroxenas. No entanto, em vez de um processo de cristalização em que o incremento de f_{O_2} favoreça a solução sólida de acmite (e.g. AOKI, 1964), o conjunto de dados disponíveis, nomeadamente o registo (mais evidente no grupo ME) de um aumento concomitante dos componentes hedembergítico e acmítico ao longo do processo de diferenciação, indica que estas tendências podem ter sido desenvolvidas num regime de decréscimo da f_{O_2} com a temperatura (NASH & WILKINSON, 1970; GIBB, 1973). Assumindo que a f_{O_2} decresce com taxa (ou velocidade) inferior à requerida para manter constante a razão (Fe^{2+}/Fe^{3+}), os componentes acmítico (maior actividade de Fe^{3+}) e hedembergítico ($< a_{Fe^{3+}}$) serão favorecidos, respectivamente, para valores mínimos e máximos daquela taxa.

Numa primeira aproximação qualitativa, o confronto da séries desenhadas pelos grupos de clinopiroxenas do MAC e do ME, permite anotar, com as reservas que o carácter acumulado destes cristais impõe, que o decréscimo da f_{O_2} terá sido provavelmente mais lento no grupo ME onde, para além de serem atingidos valores mais elevados de acmite, a presença no maciço de Elvas de fácies granodioríticas com anfíbola e biotite (e.g. E1, E3), faz supor um aumento dos teores de H_2O no magma capaz de amortecer a queda da f_{O_2} com a temperatura. Na diferenciação do ME, a influência de relativamente elevados valores de f_{O_2} é, aliás, denunciada pela presença de esfena primária em gabros (E29) e rochas intermédias (E1, E42), cuja cristalização se terá

processado acima do tampão QFM⁶ (PLATT & WOOLLEY, 1986). No grupo MAC, a presença de cristais com zonamento inverso (núcleos mais ricos em Na e Fe e mais pobres em Mg: e.g. AII4/2) e a ocorrência de caersutite nalgumas amostras são indicadores de condições relativamente mais redutoras, ou seja, de um decréscimo mais rápido da f_{O_2} , do que no caso anterior (e.g. SCOTT, 1976).

Serve como ilustração deste tipo de considerações a **Figura IV.22**, onde se projectam o grupo de clinopiroxenas do ME pertencentes às fácies *máficas* mais evoluídas (Mg#<62), conjuntamente com clinopiroxenas representativas do grupo *EH*

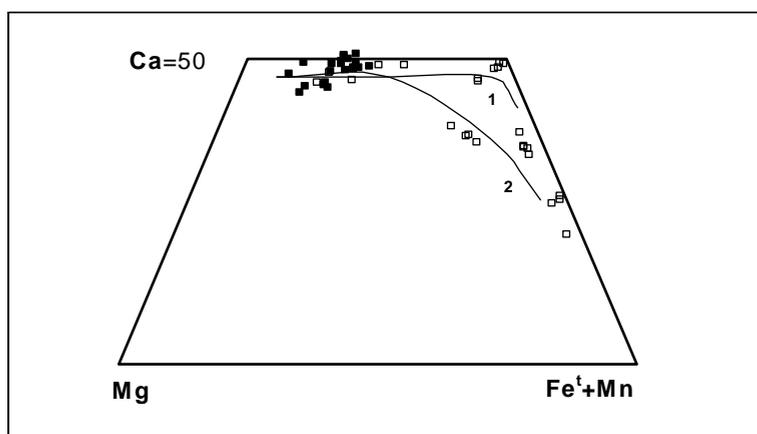


Figura IV.22 - Mg–Ca–(Fe^t+Mg); proporções cationicas (afu); Fe^t=Fe²⁺+Fe³⁺. Valores projectados ($\Sigma=100$) para clinopiroxenas de rochas moderadamente evoluídas (Mg#<62) do ME (quadrados fechados) e do grupo de rochas félsicas associadas (quadrados abertos). As linhas indicam tendências de evolução composicional: **1.** Di→Hd(→Ac); **2.** (Di→)Hd→Ac. Ver texto.

– fácies *félsicas* associadas espacialmente ao ME, incluindo os sienodioritos de transição para a mancha de Falcato (e.g. EFV2: Mg#=37) –. A distribuição dos pontos no quadrilátero [Mg–Ca₅₀–(Fe^t+Mn)] faz admitir alguma variabilidade nas condições que determinam as tendências evolutivas das piroxenas ao longo do processo de diferenciação. Assim, a variação da f_{O_2} , que em parte

⁶ - QFM: Quartzo–Faialite–Magnetite.

condiciona os níveis de alcalinidade dos líquidos residuais (e.g. PLATT & WOOLLEY, 1986), pode ter determinado os tipos de sequências composicionais registadas. Para intervalos de temperatura semelhantes, valores mais baixos de f_{O_2} promovem nas piroxenas "trends" do tipo (1), marcado na referida figura, com predominância de soluções sólidas (Di→Hd), sem excluir, em estádios terminais da diferenciação (com fracções líquidas muito enriquecidas em alcalis), a possibilidade de incorporação de molécula acmítica. Diversamente, em condições mais oxidantes, é mais facilmente admitido o componente acmítico nas piroxenas ($NaFe^{3+}Si_2O_6$), situação que, na Fig. IV.22, é esquematizada pela linha evolutiva (2); uma vez atingidos níveis intermédios de componente Hd, desenvolvem-se preferencialmente soluções sólidas do tipo (Hd→Ac), tendência que, com o presente conjunto de dados, parece mais bem representada no conjunto EH. Este assunto será de novo tratado no próximo ponto (IV.2.4. Clinopiroxenas das rochas félsicas).

As tendências evolutivas expressas na Fig. IV.22 – só no conjunto E-EH, é possível identificar alguma continuidade composicional – revelam notável semelhança com séries de clinopiroxenas desenvolvidas a partir de magmas alcalinos (e.g. SCOTT, 1976), afinidade química também indiciada pela ocorrência de clinopiroxenas (e.g. E30/1, E30/3) que se projectam acima da linha (Ca=50) devido a elevadas contribuições de catiões *não-QUAD* (e.g. BÉDARD *et al.*, 1988; MUNHÁ, 1985; MARTINS, 1991; THY & LOFGREN, 1992; MATA, 1996). Apesar de acentuarem a *face alcalina* das rochas máficas do ME, estes factos devem ser conjugados com outras características do maciço, como a presença (escassa) de fácies com ortopiroxena, ou a ocorrência de granodioritos sobressaturados. Devem assim ser reconhecidos como elementos da heterogeneidade composicional que caracteriza o ME e o situa, provavelmente, no campo (lato e ambíguo) dos maciços intrusivos gerados a partir de magmas básicos *transicionais* (e.g. COOMBS, 1963), cuja diferenciação deverá ter evoluído por processos de cristalização fraccionada (com fases de acumulação cristalina) associados, de forma variável, a episódios de contaminação crustal. A actividade da sílica,

por exemplo, parece evoluir de forma irregular e, ainda que possa atingir níveis superiores aos que caracterizam os magmas alcalinos (e.g. E1), fica globalmente aquém dos valores normais em magmas toleíticos, como é indicado pelos altos valores de Ca mantidos pelas clinopiroxenas, bem como pelo carácter quase accidental de fácies com ortopiroxena (e.g. BROWN & VINCENT, 1963; MUNHÁ, 1985).

Podendo embora invocar-se a participação de molécula acmítica ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$) na composição de algumas clinopiroxenas dos maciços máficos de Alter do Chão e, principalmente, de Elvas, parece claro, numa apreciação conjunta dos referidos grupos que a incorporação de Na é também concretizada através de outros componentes.

De facto, como mostra a **Figura IV.23** algumas análises de clinopiroxenas do grupo ME (e.g. E13/6m; E20/1) revelam teores de Na relativamente elevados (0.037; 0.033 afu) para quase nulos teores de Fe^{3+} (0.001; 0.000 afu) e altas proporções de Al^{vi} (0.058; 0.052 afu),

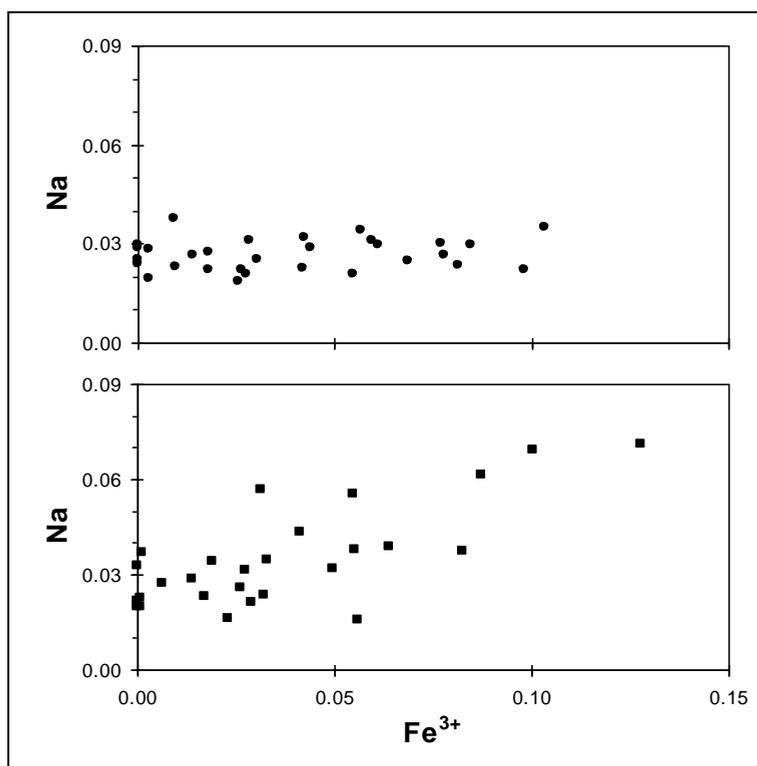


Figura IV.23 - Fe^{3+} (calculado) vs. Na; proporções catiónicas (afu). Clinopiroxenas do MAC (círculos) e do ME (quadrados).

sugerindo a formação de molécula jadeítica ($\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$). No grupo MAC a presença de acmite é ainda mais escassa, com altos valores de Na (0.025-0.038 afu) a serem atingidos em clinopiroxenas (e.g. A58/4, A58/6, A63/1, A63/2) com muito baixas quantidades de Fe^{3+} (0.000-0.009 afu) e relativamente elevados teores de Al (Al^{vi} : 0.078-0.091; Al^{iv} : 0.105-0.131 afu) e de Ti (0.029-0.039 afu), parecendo assim que, em casos como estes, o Na é incorporado, com a participação conjunta dos componentes jadeítico e *NATAL* (NaTiAlSiO_6).

No que diz respeito ao maciço de Campo Maior, o conjunto de clinopiroxenas com $\text{Wo}>43\%$ (grupo MCM-NW e as amostras C14 e C17 do sector SE) apresenta, como se disse, mais elevadas razões $\text{Si}/\text{Al}^{\text{iv}}$ (Fig. IV.16, pág 82) revelando, tendencialmente, menores envolvimentos de Fe^{3+} e de Na do que os grupos MAC e ME, bem como contribuições de Ti e de Al^{vi} comparáveis às apresentadas pelo grupo ME. Tal como neste último, pode afirmar-se que, também no grupo MCM referido ($\text{Wo}>43\%$), o Na é preferencialmente incorporado na forma jadeítica, existindo embora casos (e.g. C14/2 e C39a/1) onde o incremento de Fe^{3+} permite invocar a contribuição de componente acmítico.

Se considerarmos o conjunto de todas as clinopiroxenas analisadas no MCM, reconhece-se, uma vez mais, à luz dos parâmetros agora considerados, o hibridismo composicional que as caracteriza vincado, principalmente, pelo quimismo peculiar das augites (pobres em Ca; $\text{Wo}<36.1\%$) presentes nas amostras C15 e C18. As primeiras destacam-se por valores máximos de Na, elevadas quantidades de K (>0.010 afu) — nas piroxenas deste monzonito biotítico, C15, encontram-se por vezes sinais de anfibolitização das clinopiroxenas que, embora opticamente imperceptíveis nos exemplares analisados, podem explicar o incremento de K_2O verificado — e de Al^{vi} (>0.150 afu), bem como por nulos valores (calculados) de Fe^{3+} . Em C18 encontram-se os valores de Na mais baixos do MCM (0.012–0.014 afu) e relativamente elevadas contribuições de Fe^{3+} (0.031–0.045).

A utilização do diagrama de PAPIKE *et al.* (1974), que avalia as quantidades relativas dos catiões *Não-QUAD* ("*OTHERS*") Na^{M2} , Ti^{M1} e Al^{T} , para além de permitir também uma boa distinção entre as

clinopiroxenas dos vários grupos, ajuda a descortinar os componentes moleculares mais influentes em cada um deles, como se deduz da **Figura IV.24**.

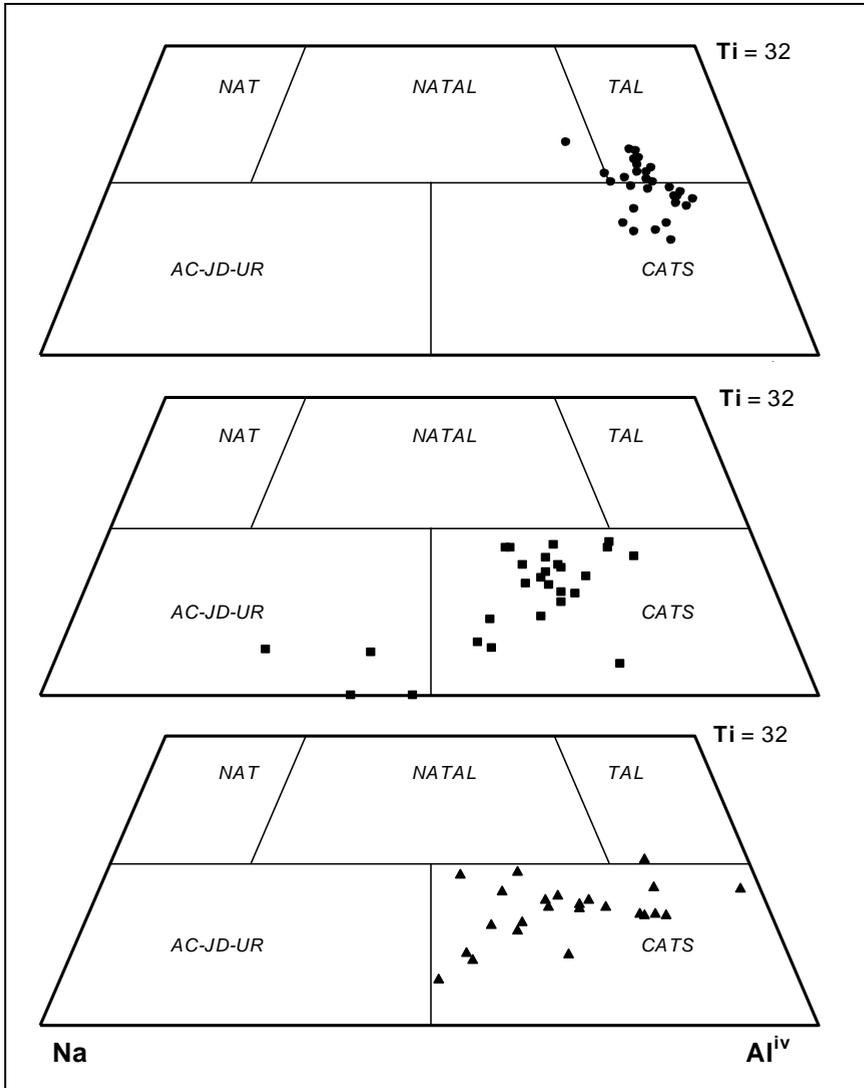


Figura IV.24 - Na-Ti-Al^{iv}; proporções catiónicas (afu). Valores projectados ($\Sigma=100$) para as clinopiroxenas do MAC (círculos), do ME (quadrados) e do MCM (triângulos). As áreas de projecção (NAT, NATAL, TAL, AC-JD-UR e CATS) indicam, segundo PAPIKE *et al.* (1974), a importância relativa dos componentes *Não-QUAD* na composição das clinopiroxenas. Ver texto.

No grupo MAC, a projecção atinge pontualmente o domínio *NATAL* (e.g. A2/1) mas faz-se, para a larga maioria dos casos, entre os campos *TAL* e *CATS* definidos pelos autores (ver também HOLLISTER & GANCARZ, 1971; NIELSEN, 1979), com o conjunto a dispor-se de forma sub-paralela ao lado Ti-Al^{iv}. No grupo ME a mancha de pontos apresenta configuração distinta, partindo do campo *TAL*, concentrando-se no domínio *CATS* e ocupando também, ainda que escassamente, o campo *AC-JD-UR*; a importância relativa do Ti decresce com a crescente incorporação de Na em M2. No que diz respeito ao conjunto do MCM, embora a projecção se faça quase exclusivamente no campo *CATS*, a dispersão dos pontos verificada não permite assinalar tendências de variação relativamente aos parâmetros utilizados neste diagrama ternário.

Aceitando a proposta de PAPIKE *et al.* (1974), os referidos campos de projecção correspondem às seguintes fórmulas gerais:

NATAL: (Na) (Ti) (Si Al) O₆ ;

TAL: (R²⁺ Ti^{4+0.5} R^{2+0.5}) (Si Al) O₆ ;

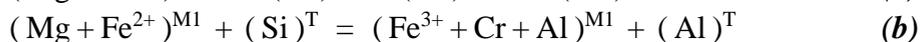
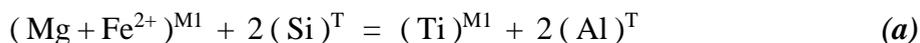
CATS: (R²⁺ R³⁺) (Si Al) O₆ ;

AC-JD-UR: (Na R³⁺) Si₂O₆ ;

em que:

R²⁺=(Ca , Mg , Fe²⁺) , R^{2+0.5} = (Mg , Fe²⁺) e R³⁺ = (Al , Fe³⁺ , Cr) .

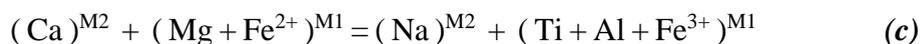
Em conjunto com as informações anteriores, este diagrama permite confirmar que os dois tipos de substituição mais importantes nas clinopiroxenas estudadas, se podem resumir nas equações a seguir mencionadas:



sendo que a equação (a) assume máxima importância no grupo MAC e mínima no grupo MCM. Na equação (b) o Cr atinge maior peso no

conjunto MCM-NW, mas o par $(Al + Fe^{3+})^{M1}$ é mais representativo daquele tipo de substituições nos três grupos considerados.

Em clinopiroxenas relativamente enriquecidas em Na, de fácies moderadamente evoluídas dos grupos MAC e ME, faz sentido invocar, ainda que de forma subordinada, a expressão:



com o par $(Ti + Al)^{M1}$ mais influente no grupo MAC e $(Al + Fe^{3+})^{M1}$ a alcançar máxima importância no conjunto ME. No grupo mais representativo do MCM (sector NW), o Al é o catião mais importante no balanço de cargas expresso na equação (c), podendo ser ultrapassado, pontualmente, pelo Fe^{3+} (e.g. C39a/1).

IV.2.4. Clinopiroxenas das rochas félsicas

A descrição e interpretação dos dados químicos referentes às rochas *félsicas*, que agora se inicia, terá em conta os diferentes grupos elaborados no capítulo anterior (III. Petrografia). Assim, apesar de a escolha dos símbolos utilizados nas ilustrações gráficas, privilegiar a discriminação das rochas félsicas em função do seu enquadramento geológico – *ACH*: associadas ao maciço de Alter de Chão; *EH*: associadas ao Maciço de Elvas; *CMH*: afloramentos da Faixa Blastomilonítica, com os principais litotipos na Folha de Campo Maior da C.G.P. 1/50000 –, os comentários avançados ao longo do texto farão referência, em termos complementares, aos três agrupamentos petroquímicos (grau de saturação em sílica) definidos no ponto III.2.4 (*Agrupamentos possíveis*) daquele capítulo. Para simplificar a exposição, serão utilizadas abreviaturas correspondentes a cada um destes tipos: rochas saturadas (S); rochas sobre-saturadas (OS); rochas sub-saturadas (US).

Aplicando a classificação de MORIMOTO (1988) ao conjunto de piroxenas ocorrentes nas rochas *félsicas*, como é ilustrado nas **Figuras IV.25 e IV.26** (ambas na página seguinte), verifica-se que este varre todo o espectro composicional, desde o extremo cálcico ao sódico,

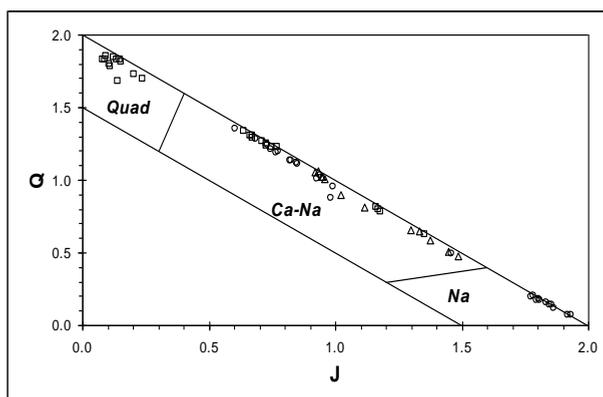


Figura IV.25 - Classificação J vs. Q para as piroxenas das rochas félsicas dos grupos ACH (círculos), EH (quadrados) e CMH (triângulos); ver texto. Os parâmetros J e Q são definidos a partir das proporções catiónicas (afu) das fórmulas estruturais (calculadas na base de 6 oxigénios); $J=2Na$ e $Q=(Ca+Mg+Fe^{2+})$, segundo MORIMITO *et al.* (1988).

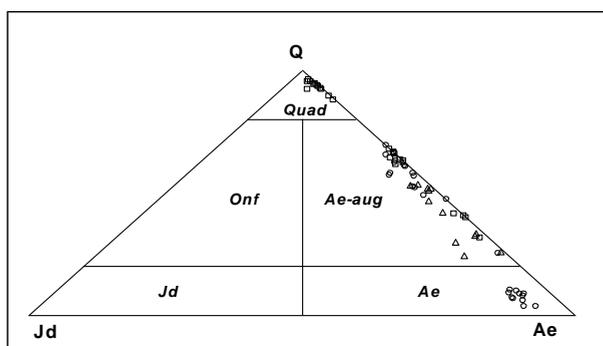


Figura IV.26 - Diagrama ternário Jd–Q–Ae para as piroxenas das rochas félsicas dos grupos ACH (círculos), EH (quadrados) e CMH (triângulos). Campos de projecção das clinopiroxenas *Quad*, onfacites (*Onf*), aegirina-augites (*Ae-aug*), jadeítas (*Jd*) e aegirinas (*Ae*), em função dos componentes Q, Jd e Ae ($\Sigma=100$): $Q=[(Ca,Mg,Fe^{2+})_2Si_2O_6]$, $Jd=NaAlSi_2O_6$ e $Ae=NaFe^{3+}Si_2O_6$. Segundo MORIMOTO (1988).

com clara predominância das piroxenas calco-sódicas. Estando presentes para todos os graus de saturação em sílica, as aegirina-augites parecem ser as únicas piroxenas das rochas sieníticas com feldspatóides (tipo US), enquanto que as aegirinas (s.s.) só foram encontradas nos sienitos (S) leuco-mesocratas de Alter Pedroso. Como anteriormente referido (Fig. IV.22), a piroxena só atinge composições cálcicas (diópsido-hedembergite) nos sienodioritos (saturados), supostamente

transicionais entre as rochas máficas e félsicas de Elvas, ou nalgumas rochas sobressaturadas (OS), como é o caso dos granitos da região de Alcamins.

Dada a diversidade de afloramentos contemplados no estudo das piroxenas das rochas félsicas e tendo sido seleccionadas mais de 60 análises em representação da variabilidade química deste inossilicato, será conveniente proceder à identificação explícita dos diferentes grupos de fácies visados neste ponto. Assim, subdividindo a amostragem nos agrupamentos mencionados, a variação composicional das piroxenas nas fácies (hiper)alcalinas pode expressar-se em função dos componentes *Quad* (Q), *jadeítico* (Jd) e *aegirínico* (Ae), projectados na Fig. IV.26.

Grupo **ACH**:

Sienitos⁷ (S)

- Alter Pedroso / Ae: Q_{10.1} - Jd_{6.7} - Ae_{83.2} — Q_{3.7} - Jd_{5.3} - Ae_{91.0}

- Vaiamonte / Aeg-aug: Q_{69.1} - Jd_{0.0} - Ae_{30.9} — Q_{52.3} - Jd_{3.4} - Ae_{44.2}

Sienitos (US)

- Almanhares / Aeg-aug: Q_{58.0} - Jd_{4.8} - Ae_{37.2} — Q_{25.2} - Jd_{1.5} - Ae_{73.3}

Grupo **EH**:

Sieno-dioritos (*monzonitos*) (S)

- Falcato / Di-Hd: Q_{95.8} - Jd_{0.9} - Ae_{3.3} — Q_{87.7} - Jd_{0.3} - Ae_{12.0}

Sienitos (S)

- Falcato / Aeg-aug: Q_{39.8} - Jd_{0.1} - Ae_{60.1} — Q_{31.5} - Jd_{1.6} - Ae_{66.9}

- Varche / Aeg-aug: Q_{67.7} - Jd_{0.1} - Ae_{32.2} — Q_{40.5} - Jd_{0.0} - Ae_{59.5}

- Outeirão (EO13) / Aeg-aug: Q_{66.3} - Jd_{0.0} - Ae_{33.7} -- Q_{62.0} - Jd_{0.4} - Ae_{37.6}

Granitos (OS)

- Alcamins / Hed: Q_{93.8} - Jd_{0.3} - Ae_{5.9} — Q_{92.2} - Jd_{0.2} - Ae_{7.6}

⁷ - A terminologia usada neste resumo para designar os diferentes tipos de fácies prescinde, por simplificação, da expressão textural "gnaisses" que se aplica, no entanto, a todos os litotipos aqui referidos.

Grupo CMH:

Sienitos (S)

- *Cevadaisito*⁸ / Aeg-aug: Q_{53.2} - Jd_{3.7} - Ae_{43.1} — Q_{32.7} - Jd_{2.0} - Ae_{65.3}

Sienitos (US)

- *Ouguelito*⁹ / Aeg-aug: Q_{46.9} - Jd_{3.4} - Ae_{49.7} — Q_{26.0} - Jd_{0.6} - Ae_{73.3}

Apesar dos hiatos composicionais traduzidos na Figura IV.26 e agora apresentados em termos numéricos, é de admitir que possam ter ocorrido, nas piroxenas das rochas félsicas, processos de evolução química em solução sólida. Numa visão global, parece claro que as aegirina-augites se colocam, nesses processos, numa posição de charneira, análoga à que é desempenhada (em termos litológicos) pelos sieno-dioritos com níveis intermédios de saturação em sílica (S), colhidos a norte do v.g. Falcato (EF25t e EFV2) que representam, no conjunto EH, fácies menos evoluídas, precedentes dos termos félsicos (sienitos de Falcato e Varche).

Assim, dependendo da variação registada nos líquidos residuais de parâmetros como as razões (Na+K)/Al (i.e. alcalinidade), Na/(Na+Ca), Mg/Fe^t ou Fe³⁺/Fe^t (i.e. condições de oxidação), o processo de evolução química das piroxenas poderia ser esquematizado, em cada grupo, segundo as expressões:

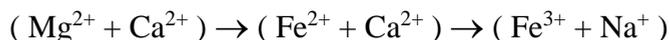
- grupo ACH (S): aegirina-augite → aegirina
- grupo ACH (US): aegirina-augite
- grupo EH (S): diópsido → hedembergite → aegirina-augite
- grupo EH (OS): hedembergite
- grupo CMH (S): aegirina-augite
- grupo CMH (US): aegirina-augite

Na sequência referente ao conjunto EH-S, estão incluídas as piroxenas das fácies sienodioríticas (EFV2 e EF25t) e, de acordo com o que se

⁸ - O termo "cevadaisito" representa sienitos (S) colhidos junto dos Montes de Cevadais e de Figueira de Cima.

⁹ - O termo "ouguelito" representa sienitos (US) colhidos a 1.5 km a SW do v.g. Oguela (na mancha que inclui o M. de Cevadais) e no Monte da Tinoca, a SE de Arronches.

referiu no ponto anterior (ver Figura IV.22 e respectivo texto), em condições de decréscimo lento da f_{O_2} com a temperatura (GIBB, 1973; SCOTT, 1976), é possível admitir, para as piroxenas, sequências composicionais como as indicadas (Di \rightarrow Hd \rightarrow Ae) que correspondem, ao longo da evolução físico-química dos líquidos, a substituições catiónicas do tipo:



É possível que a fraccionação de fases cristalinas como as anfíbolas cálcicas (sub-saturadas em sílica) e biotites (peraluminosas), durante a génese das rochas máficas de Elvas, tenham influenciado o quimismo de algumas fracções dos líquidos residuais, promovendo a diferenciação de rochas alcalinas sobre-saturadas (GIRET, 1979; GIRET *et al.*, 1980) como as que estão representadas pelos granitos do Maciço de Alcamins (EA#). Neles, a presença de hedembergite como única piroxena, poderá resultar de evolução composicional processada em condições mais redutoras do que as que proporcionaram a sequência anterior.

A **Figura IV.27** e a **Figura IV.28** (pág. seguinte) dão expressão gráfica aos comentários anteriores.

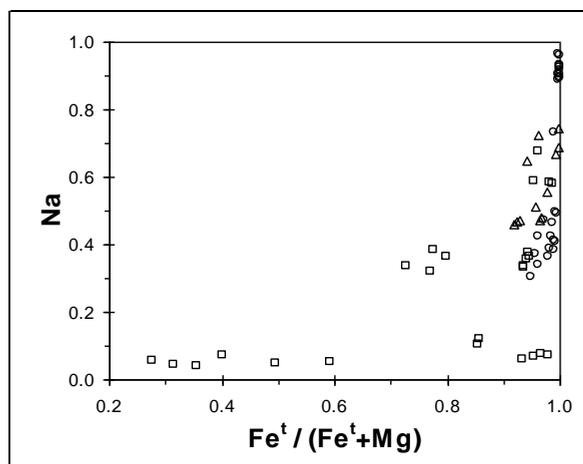


Figura IV.27 - $Fe^t/(Fe^t+Mg)$ vs. Na; proporções catiónicas (afu); $Fe^t=(Fe^{2+}+Fe^{3+})$; Fe^{3+} calculado. Piroxenas das rochas félsicas dos grupos ACH (círculos), EH (quadrados) e CMH (triângulos).

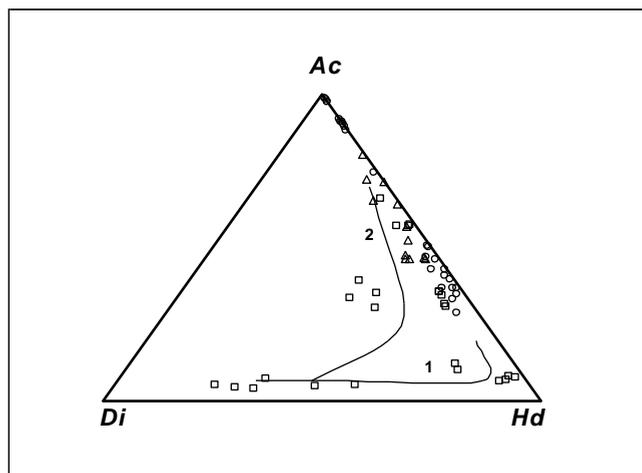


Figura IV.28 - Diagrama Di–Ac–Hd aplicado às piroxenas das rochas félsicas dos grupos ACH (círculos), EH (quadrados) e CMH (triângulos). Parâmetros ($\Sigma=100$): $Di=Mg$; $Ac=Na+K$; $Hd=Fe^{+}+Mn-(Na+K)$; proporções catiónicas (afu). Nos felsitos de Elvas a composição das piroxenas faz admitir terem ocorrido soluções sólidas dos tipos 1 [$Di \rightarrow Hd$ ($\rightarrow Ac$)], ou 2 [$(Di \rightarrow) Hd \rightarrow Ac$]. Ver texto.

Só no caso de Elvas, com a projecção das piroxenas dos sienodioritos (Falcato), é possível descortinar alguma gradação composicional entre estes termos mesocratas e as rochas félsicas (EH). No Complexo Plutónico de Alter do Chão o hiato composicional entre piroxenas-MAC e piroxenas-ACH é mais nítido, como seria de esperar dada a ausência de fácies que possam ser consideradas transicionais entre gabros e sienitos.

A Figura IV.28 é proposta por BONIN & GIRET (1984) como meio de avaliar os graus de alcalinidade e de saturação em sílica das "séries plutónicas alcalinas", em função das proporções relativas dos componentes Di, Ac e Hd nas piroxenas de rochas com índice agpaítico [$I.A. = (Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$] – óxidos expressos em proporções molares – superior a 0.9.

Se, para estes propósitos, forem excluídos os pontos referentes às clinopiroxenas da amostra EFV2 (sienodiorito: $I.A.<0.9$), claramente mais próximos do vértice Di, verifica-se que a mancha de pontos se projecta ao longo do lado Hd-Ac do triângulo podendo pertencer, com base neste critério, às seguintes sub-séries:

- i.) metaluminosa / sub-saturada ("miaskítica": SHAND, 1922);
- ii.) peralcalina / sobre-saturada;
- iii.) metaluminosa / sobre-saturada;

sendo que a área de projecção da sub-série (i) se sobrepõe às outras duas. Este facto, reduzindo embora o poder discriminativo deste diagrama, traduz a possibilidade de coexistência, num mesmo complexo plutónico alcalino, de diferentes sub-séries com distintos graus de saturação em sílica e de alcalinidade. Segundo BONIN & GIRET (1984), num processo de diferenciação a partir de magmas intermédios (monzoníticos), a eficácia da fraccionação (e possível acumulação) de fases mineralógicas como a plagioclase cálcica e anfíbolos cálcicos, entre outras, produziria os seus efeitos nas características químicas (alcalinidade e saturação em sílica, respectivamente) dos líquidos residuais e seria controlada, por sua vez, não só por variáveis intensivas do sistema magmático, mas também pela natureza físico-química da litosfera envolvente.

O controle químico dos líquidos residuais através da prévia fraccionação mineral, e a multiplicidade de factores a que esta se sujeita ao longo de um processo de diferenciação magmática, pode constituir explicação plausível para a heterogeneidade petro-química observada conjuntos ACH, EH e CMH da província alcalina do NE alentejano, a que foi feita referência ao longo da abordagem petrográfica. No entanto, a projecção das piroxenas no diagrama Di-Ac-Hd, parece não permitir, para o conjunto de análises efectuadas, a definição simultânea da alcalinidade e saturação em sílica das (sub)séries alcalinas presentes nesta província. A prová-lo está o facto de as aegirina-augites dos gnaisses sieníticos com nefelina da mancha de Cevadais (*ouquelito*: CC1a,1b) e do M.^{le} da Tinoca (CT#), ambos do grupo CMH, se projectarem claramente junto ao lado Hd-Ac, longe da posição atribuída às piroxenas da sub-série "agpaítica / sub-saturada" que, segundo os autores (*op. cit.*, 1984), deveriam definir linhas evolutivas (arcos com convexidade virada para o vértice Hd) bastante mais próximas do lado Di-Ac (Fig. IV.28). De facto, é mais difícil negar o carácter peralcalino ("agpaítico") e sub-saturado destas amostras, do que admitir, em certos casos, a falibilidade desta classificação.

Tem sido, aliás, amplamente demonstrado que os "trends" evolutivos das piroxenas de complexos alcalinos (nomeadamente para os termos mais diferenciados: sienitos e granitos), marcados no diagrama ternário Di-Ac-Hd (Fig. IV.28), são essencialmente dependentes de factores como a f_{O_2} ou a (per)alcalinidade dos líquidos envolvidos (e.g. NASH & WILKINSON, 1970; LARSEN, 1976; MITCHELL & PLATT, 1982; PLATT & WOOLLEY, 1982; STEPHENSON & UPTON, 1982). Admite-se, assim, que condições de mais alta f_{O_2} favorecem o incremento mais rápido de molécula acmítica nas piroxenas e, portanto, o desenvolvimento de tendências evolutivas menos enriquecidas em molécula hedembergítica.

Com base nestes pressupostos, e apesar de os dados dos grupos ACH e CMH não permitirem delinear com segurança tendências evolutivas, o conjunto projectado na Fig. IV.28 admite assinalar algumas diferenças. Na verdade, as piroxenas dos sienitos de Alter Pedroso (ACH-S), Almanhares (ACH-US), Varche-Falcato (EH-S), bem como as que foram analisadas nos *ouguelitos* (US) e *cevadaisitos* (S) do conjunto CMH, parecem corresponder, pela sua posição no referido diagrama – atente-se no relativo enriquecimento no componente Di, para valores intermédios de Ac, das piroxenas da amostra EVA9, de Varche –, a um "trend" (2) do tipo [(Di)→Hd→Ac] e, portanto, a líquidos em que a f_{O_2} terá atingido valores comparativamente mais elevados do que os alcançados durante a diferenciação das amostras colhidas em Vaiamonte (AH-S), Outeirão (EO13: EH-S), Alcamins (EH-OS), ou da amostra sienodiorítica do Falcato (EF25t: EH-S), cujos relativamente elevados teores de Hd das piroxenas sugerem antes o seu enquadramento numa tendência evolutiva do tipo (1) [Di→Hd (→Ac)]. Note-se que os muito elevados teores de acmite (Ae>80%) das piroxenas de Alter Pedroso, deixam dúvidas nesta apreciação, já que os "trends" evolutivos são, em qualquer caso, convergentes para o vértice Ac (ver PLATT & WOOLLEY, 1986).

A confirmar-se esta leitura dos dados, poderia dizer-se que, relativamente ao parâmetro f_{O_2} , o regime de cristalização das piroxenas é mais variável no grupo EH do que nos restantes, o que parece ajustar-

-se ao facto de, neste conjunto, ocorrer também uma maior variabilidade (ou irregularidade) no que diz respeito à distribuição espacial dos diferentes graus de alcalinidade representados, de que são exemplos mais flagrantes os alinhamentos Aldeia do Pombal (I.A.<0.9) –Varche (I.A.>1.0), ou a mancha de Outeirão (EO#). Tal oscilação nos valores de f_{O_2} fica também marcada no grupo EH pela presença de fácies com esfena (EFV2, EVA1, EVA38), especialmente próximas de termos com aenigmatite (EF22), fases mineralógicas cuja cristalização se admite corresponderem a condições de oxidação (respectivamente acima e abaixo do tampão QFM) incompatíveis num mesmo estágio de diferenciação magmática (e.g. PLATT & WOOLLEY, 1986).

Voltando à descrição dos dados analíticos correspondentes às piroxenas em estudo poderá acrescentar-se que a sub-divisão (petrográfica) das amostras segundo o seu grau de saturação em sílica ("original", i.e., descontando os mais evidentes processos de silicificação associados a processos de deformação/micro-fracturação), encontra algum paralelismo ao nível das composições catiónicas (fórmulas estruturais calculadas na base de 6 oxigénios) das respectivas piroxenas. Assim, verifica-se que, apesar da heterogeneidade que o caracteriza, o grupo de rochas consideradas com níveis intermédios de sílica disponível (grupo-S), e excluindo as fácies menos diferenciadas (sienodioríticas), é hospedeiro de piroxenas com valores de Si igualmente intercalares (méd.=1.989 afu) entre as do grupo-OS (méd.=1.998) e as do grupo-US (méd.=1.975). Como seria de esperar em função do equilíbrio de cargas, tal relação reflecte-se também na distribuição do Al^I que é máximo no grupo-US (méd.=0.054), intermédio no grupo-S (méd.=0.038) e mínimo no grupo-OS (méd.=0.005). A oxidação do Fe²⁺ para Fe³⁺ conjuga-se com a entrada do Na⁺ na posição M2, estando representados níveis máximos de oxidação e alcalinidade nos termos US (Fe³⁺_{méd}=0.578; Na_{méd}=0.588), intermédios no grupo-S (Fe³⁺_{méd}=0.538; Na_{méd}=0.565) e mínimos nas fácies-OS (Fe³⁺_{méd}=0.065; Na_{méd}=0.070).

Sabendo que os cristais de piroxena analisados (tal como as outras fases) foram seleccionados entre aqueles que, de um ponto de vista petrográfico (textura e estado de alteração), mais garantias

apresentavam de poderem representar fases magmáticas, as composições catiónicas assim sintetizadas, ajudam a sustentar a validade dos agrupamentos químico-mineralógicos (graus de alcalinidade e de saturação em sílica) gizados no final do capítulo anterior. A pertinência desta observação prende-se com o facto de a caracterização geoquímica da maior parte dos gnaisses estudados, ser mais fiável através da análise e interpretação das fases primárias presentes do que por meio dos dados químicos de rocha-total. Estes, na generalidade dos casos, não correspondem já aos líquidos originais cujo quimismo foi, inevitavelmente, mascarado pela abertura do sistema em fase magmática (contaminação crustal) ou pós-magmática (hidrotermal).

IV.3. Anfíbolas

Fórmula geral: $(A)_{0-1} (B)_2 (C)_5 (T)_8 O_{23} (OH,F,Cl)$

Fórm. estr. calc. na base de 23 oxigs. e 13 catiões, excepto Ca, Na e K

IV.3.1. Anfíbolas das rochas máficas

Por analogia com a ordem expositiva adoptada para as outras classes mineralógicas, também a descrição que se segue será efectuada tendo em vista, essencialmente, a comparação das anfíbolas ocorrentes nas rochas máficas dos três maciços aqui estudados: Alter do Chão (MAC), Elvas (ME) e Campo Maior (MCM).

Numa apreciação introdutória, e meramente em face da selecção dos dados analíticos (cerca de 100 análises) – que, no entanto, deve ser considerada representativa –, podem anotar-se desde já algumas diferenças quanto à tipologia das anfíbolas presentes nos vários conjuntos. Assim, constata-se um predomínio de caersutite no MAC, de todo ausente no ME e no MCM, onde prevalecem, respectivamente, magnesio-horneblenda e magnesio-hastingsite. Excluindo as (esporádicas) anfíbolas actinolíticas de nítido carácter metamórfico (e.g A42, E26), a tipologia química deste grupo mineralógico – segundo a classificação da *International Mineralogical Association* (I.M.A.), proposta por LEAKE (1997) –, representada em cada um dos maciços,

poderia expressar-se, por ordem decrescente de casos analisados, da seguinte forma (ver **Figura IV.29**):

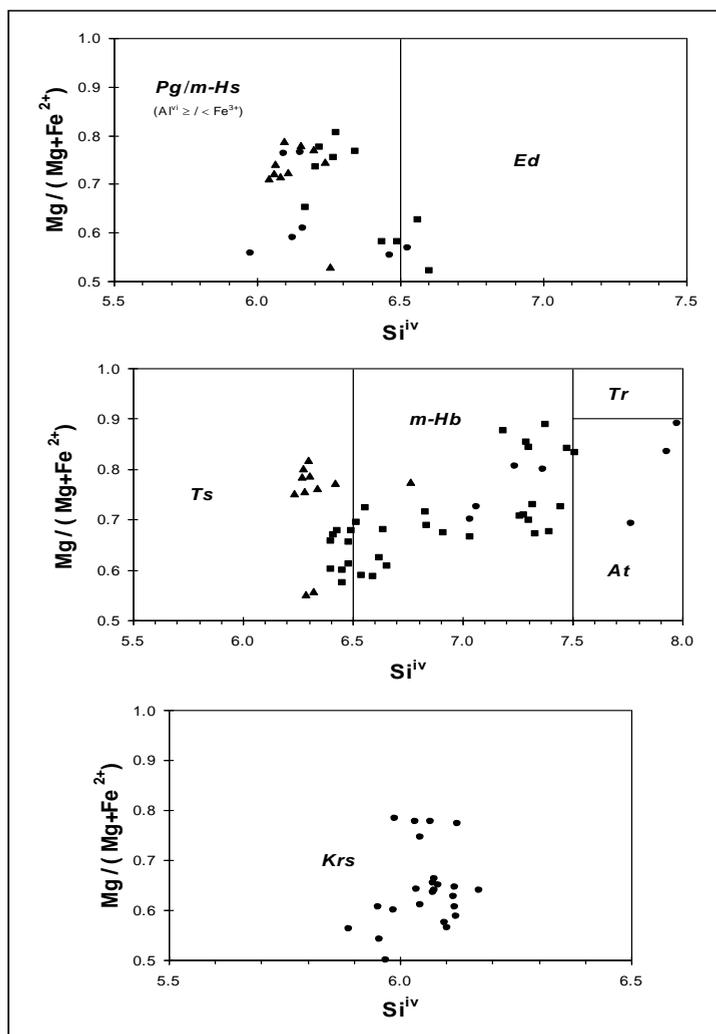


Figura IV.29 - Projecção das anfíbolas das rochas máficas, nos quadros classificativos de LEAKE (1997). Anfíbolas dos maciços de Alter do Chão (círculos), de Elvas (quadrados) e de Campo Maior (triângulos). Abreviaturas: Pg (pargasite: $Al^{vi} \geq Fe^{3+}$); m-Hs (magnésio-hastingsite: $Al^{vi} < Fe^{3+}$); Ed (edenite); Ts (tschermaquite); m-Hb (magnésio-horneblenda); Tr (tremolite); At (actinolite); Krs (caersutite).

- MAC: caersutite, pargasite, magnésio-horneblenda, edenite, magnésio-hastingsite;

- ME: magnésio-horneblenda, tschermaquite, pargasite, edenite;
- MCM: magnésio-hastingsite, tschermaquite, magnésio-horneblenda.

Em todo este conjunto, merece destaque particular, pelo seu significado petrogenético, a ocorrência de caersutite nos gabros de Alter do Chão. Traduz, como tem sido amplamente demonstrado (e.g. ROCK, 1982; CURRIE *et al.*, 1986), o carácter alcalino dos magmas envolvidos e constitui mais uma marca de contraste entre o quimismo associado ao plutonismo do MAC e o que esteve subjacente à edificação dos outros dois maciços. A caersutite pode surgir em coroas de substituição em torno de clinopiroxena ou, menos vezes, de olivina; nalguns casos esta anfíbola é, por sua vez, orlada por magnetite.

Outro aspecto petrográfico que caracteriza alguns cristais de anfíbola (horneblenda s.l.) em gabros do MAC – nomeadamente nas amostras colhidas mais próximo da bordadura do maciço (e por isso mais deformadas) –, é o seu nítido e vistoso zonamento óptico: a parte central é castanha-avermelhada (mais rica em molécula pargasítica) e passa, bruscamente, a bordos verde-escuros (mais edeníticos).

A comparação entre as composições elementares das anfíbolas mais representativas dos três maciços, expressa, de forma resumida, no quadro da **Tabela IV.6**, põe em evidência distinções químicas que, para

| ANFÍBOLAS-Ca | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Cr ₂ O ₃ | K/(K+Na) | Mg# |
|---------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------------|-------------|
| CRS: MAC | 39.3 - 41.8 | 4.5 - 6.6 | 11.5 - 13.8 | 0.0 - 1.4 | 0.15 - 0.32 | 78.4 - 50.1 |
| m-HBL: MAC | 48.2 - 51.9 | 0.3 - 1.1 | 5.3 - 7.0 | 0.0 - 0.1 | 0.06 - 0.15 | 80.6 - 70.1 |
| m-HBL: ME | 43.9 - 52.7 | 0.5 - 2.9 | 4.2 - 10.4 | 0.0 - 0.1 | 0.05 - 0.37 | 88.8 - 58.6 |
| PRG: MAC | 40.1 - 43.4 | 0.2 - 4.4 | 11.3 - 16.7 | 0.0 - 0.1 | 0.10 - 0.40 | 76.5 - 55.4 |
| PRG: ME | 40.9 - 43.7 | 2.8 - 3.9 | 10.2 - 12.6 | 0.0 - 0.8 | 0.15 - 0.30 | 80.5 - 58.0 |
| m-HST: MCM-NW | 41.0 - 42.4 | 2.3 - 4.1 | 11.0 - 12.4 | 0.0 - 0.8 | 0.19 - 0.29 | 78.9 - 71.1 |
| TSC: ME | 42.4 - 44.3 | 2.9 - 3.5 | 9.9 - 11.2 | 0.0 - 1.1 | 0.15 - 0.37 | 67.8 - 57.5 |
| TSC: MCM-NW | 42.1 - 43.6 | 2.7 - 3.8 | 10.5 - 11.6 | 0.4 - 0.8 | 0.24 - 0.35 | 81.9 - 75.1 |

Tabela IV.6 - Intervalos de variação de componentes elementares e razões K/(K+Na) (proporções catiónicas formulares) e Mg# (=100Mg/(Mg+Fe²⁺), proporções catiónicas formulares) para as anfíbolas cálcicas dos maciços de Alter do Chão (MAC), de Elvas (ME) e do sector NW do maciço de Campo Maior (MCM-NW). Abreviaturas: CRS (caersutite); m-HBL (magnésio-horneblenda); PRG (pargasite); m-HST (magnésio-hastingsite); TSC (tschermaquite).

alguns dos parâmetros em causa e mesmo numa apreciação global deste tipo, já tinham sido notadas, particularmente entre os grupos MAC e ME, aquando da (análoga) abordagem à química das clinopiroxenas (Tab. IV.4). Assim, excluindo desta leitura as anfíbolas de nítido carácter secundário (actinolites) e tentando fazer comparações entre os vários tipos de anfíbolas presentes no conjunto de rochas estudadas, são de realçar os seguintes aspectos.

Em primeiro lugar o grupo de anfíbolas do ME revela no seu conjunto, e de acordo com a variabilidade litológica que distingue este maciço, maior dispersão relativamente ao parâmetro Mg# (entre 57.5, numa tschermakite, e 88.8% numa magnesio-horneblenda), sendo o intervalo mais restrito deste índice, por sua vez, assinalado nas anfíbolas das rochas gabróicas do grupo MCM-NW (entre 71.1, numa magnesio-hastingsite, e 81.9 numa tschermakite). Ainda que possa ser considerado, nalguns casos, como primeira aproximação ao índice de evolução magmática deste grupo mineralógico, o parâmetro em causa ($Mg\#^{ANF}$) é fortemente dependente de factores como, por exemplo, a intervenção de fluidos siliciosos (metassomáticos) durante a cristalização de anfíbola (e.g. CZAMANSKE & WONES, 1973). Assim, os valores atrás indicados para o referido parâmetro servem, antes de mais, como indicador químico cuja variabilidade ajuda a caracterizar os grupos de anfíbolas versadas nesta primeira abordagem geral (voltaremos ao assunto mais adiante).

No que diz respeito aos teores relativos de K_2O e Na_2O , aqui traduzidos no parâmetro $K/(K+Na)$ – elementos expressos em *afu* –, pode dizer-se que os valores médios se situam, para a generalidade das anfíbolas analisadas, entre 0.22 (nas pargasites-ME e nas magnesio-hastingsites do grupo MCM-NW) e 0.29 (tschermakites-MCM-NW); a excepção é protagonizada pelas magnesio-horneblendas (em regra com mais elevadas razões Na/K) do MAC (0.06-0.15; méd.=0.09).

Quanto aos restantes elementos da Tabela IV.6, os intervalos de variação nela indicados e os valores médios calculados para cada conjunto, permitem verificar:

i.) ligeiro enriquecimento em SiO_2 de pargasites (méd.=42.7%) e tschermaquites (43.4) do grupo-ME relativamente às suas congéneres do MAC (41.5) e do MCM-NW (42.9); leve empobrecimento neste componente das magnésio-horneblendas do ME (48.3) relativamente às do MAC (50.0); valores inferiores de SiO_2 (<42.4) nas caersutites-MAC e nas magnésio-hastingsites do grupo MCM-NW;

ii.) valores (obviamente) mais elevados de TiO_2 nas caersutites-MAC (méd.=5.2%) e mais baixos nas magnésio-horneblendas do MAC (0.6) e do ME (1.6); valores intermédios deste componente para as restantes anfíbulas, situados entre 2.2 nas pargasites-MAC e 3.6 nas magnésio-hastingsites dos gabros MCM-NW.

iii.) baixos teores de Al_2O_3 (méd.<7.0%) nas magnésio-horneblendas do MAC e do ME; claramente mais elevados para as restantes anfíbulas, com teores médios de 10.5 nas tschermaquites-ME e de 13.2 nas pargasites-MAC;

iv.) valores mais elevados de Cr_2O_3 nas tschermaquites de MCM-NW (méd.=0.6%), intermédios (méd.: 0.2-0.3) nas pargasites-ME, caersutites-MAC e magnésio-hastingsites de MCM-NW; teores médios mais baixos (≤ 0.05) nas restantes anfíbulas analisadas.

Ainda que de ocorrência esporádica (e por isso excluídas da Tabela IV.6), foram também detectadas magnésio-hastingsites no grupo MAC, magnésio-horneblendas no conjunto MCM-NW, bem como edenites nos conjuntos MAC e ME. Comparativamente com as suas congéneres do MCM, e apesar dos escassos dados recolhidos, as primeiras (magnésio-hastingsites: MAC) parecem revelar menores valores de TiO_2 (2.6%), Cr_2O_3 (0.03) e $\text{K}/(\text{K}+\text{Na})$ (0.09) e maiores teores de Al_2O_3 (13.4). Por sua vez, os dados analíticos das magnésio-horneblendas do grupo MCM-NW, confrontados com os que se observam nos grupos MAC e ME, revelam decréscimo de SiO_2 (46.1%) e incremento de TiO_2 (2.4), Al_2O_3 (8.5), Cr_2O_3 (0.20), bem como do parâmetro $\text{K}/(\text{K}+\text{Na})$ (0.34). No que diz respeito às edenites analisadas no ME, os dados indicam valores mais elevados de TiO_2 (méd.=2.6%), Cr_2O_3 (0.07) e $\text{K}/(\text{K}+\text{Na})$ (0.271), bem como mais baixos teores de Al_2O_3 (9.7) do que as anfíbulas edeníticas detectadas no MAC.

Referência ainda para as anfíbolas analisadas na amostra C14, representante de fácies *granoblástica* do sector SE do MCM. Relativamente às que ocorrem no sector NW (atrás descritas e consideradas mais representativas do MCM), e apesar de se tratar igualmente de tschermaquites e magnésio-hastingsites, distinguem-se delas por apresentarem valores significativamente mais baixos da razão Mg/Fe^{2+} ($53.0 < Mg\# < 55.7\%$) e mais altos do parâmetro $K/(K+Na)$, em torno de 0.40 (resultantes de acentuado enriquecimento em K_2O , com semelhantes teores de Na_2O), denotando ainda certo empobrecimento em Al_2O_3 ($< 10.3\%$) e quase nulos teores de Cr_2O_3 .

A leitura dos resultados analíticos apresentada nos parágrafos anteriores, tendo sido elaborada com base na Figura IV.29 e na Tabela IV.6 constitui, propositadamente, uma abordagem geral à química das anfíbolas ocorrentes nas rochas básicas dos três maciços. É, no entanto, imprescindível fazer notar nesta altura que, do conjunto apreciado, fazem parte anfíbolas cujos aspectos composicionais dificilmente se inserem num ambiente de cristalização condicionado apenas pelas condições físico-químicas dos líquidos magmáticos originais. Assim, para além das actinolites (metamórficas), previamente excluídas desta análise, uma parte importante das magnésio-hornblendas deve ser considerada de segunda geração, isto é, resultante de transformações químicas sofridas por anfíbolas primárias. Mais do que os aspectos petrográficos (só nalguns exemplares, como nas anfíbolas da amostra E26, se reconhecem indícios de alteração tardi a pós-magmática) esta interpretação é, na generalidade dos casos, suportada pela confrontação dos dados analíticos referentes a anfíbolas presentes em fácies com índices de evolução semelhantes. Exemplo paradigmático é protagonizado pelas anfíbolas presentes nas fácies gabróicas das amostras E31 ($Mg\#^{RT}=76$) e E26 ($Mg\#^{RT}=75$), ambas do grupo ME no qual são, aliás, mais frequentes anfíbolas secundárias. As primeiras (E31) são pargasites com parâmetros químicos compatíveis com uma génese primária no contexto petrográfico em que se inserem, o que se deduz das suas relações composicionais quer com a rocha-total (e.g. $Mg\#^{ANF}$: 74-78), quer com as clinopiroxenas coexistentes. De facto, nesta amostra verifica-se que a razão (X^{HBL} / X^{CLPX}), sendo X o

parâmetro químico em apreciação: *i.*) é superior à unidade para TiO_2 , Al_2O_3 e Na_2O ; *ii.*) é inferior a 1 para $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{\text{I}})$, SiO_2 e CaO ; *iii.*) situa-se nos intervalos (1.3-8.6) para Ti e (1.4-8.2) para Na (elementos expressos em percentagem catiónica). Estas relações composicionais entre anfíbolos cálcicos (horneblendas, s.l.) e clinopiroxenas são, na verdade, típicas de fases primárias coexistentes em rochas ígneas, como é sugerido, entre outros, pelos estudos de GREEN & RINGWOOD (1968), HOLLOWAY & BURNHAM (1972), GREEN (1973), ALLEN *et al.* (1975), MYSEN & BOETTCHER (1976) e ALLEN & BOETTCHER (1978) (ver síntese em HELZ, 1982 *in*: VEBLEN & RIBBE, 1982).

Ao contrário das paragasites de E31, as magnésio-horneblendas de E26, de aparência algo descorada (verde pálido) em lâmina delgada, deverão representar os melhores exemplares da segunda geração (metassomática) de anfíbolos, provavelmente gerada pela intervenção (tardia ou pós-magmática) de fluidos hidrotermais siliciosos, tendentes a promover o enriquecimento em componente tremolítico de anfíbolos primárias paragasíticas (ou edeníticas), de acordo com reacções de transformação química estudadas, por exemplo, nos trabalhos de BOYD (1959) e GREENWOOD (1979). Note-se que em anfíbolos que tenham sofrido tal tipo de transformação química, o valor do parâmetro $\text{Mg}\#$ deixa de poder relacionar-se com o grau de evolução magmático, passando antes a ser proporcional à extensão da reacção hidrotermal que promove a estabilidade do Si e do Mg na rede da anfíbola (rica em molécula tremolítica) assim gerada. Na amostra E26 ($\text{Mg}\#^{\text{RT}}=75\%$) a verosimilhança destes processos é confirmada por magnésio-horneblendas simultaneamente enriquecidas em Si ($\text{SiO}_2 \geq 50.71\%$; $\text{Si} \geq 7.186$ afu) e Mg ($\text{Mg} \geq 3.433$ afu; $\text{Mg}\#^{\text{ANF}} \geq 84\%$), critérios químicos que indiciam análogo vínculo hidrotermal para as magnésio-horneblendas presentes nas amostras E8 e E11, bem como para as que ocorrem, mais esporadicamente, nos grupos MAC (análises A24/1 e A92/2) e MCM (C51/1). Em função dos objectivos traçados para este trabalho, que visa primordialmente a identificação de aspectos químicos susceptíveis de marcar diferenças, ao nível dos magmas originais, entre os três maciços em estudo, propõe-se, a partir de agora, uma abordagem centrada nas

anfíbolas que mais de perto possam relacionar-se com os processos ígneos de diferenciação.

Assim, excluindo as análises acabadas de citar, a nova base de dados fica reduzida às anfíbolas cuja composição química melhor pode reflectir os líquidos de que descenderam, em fase magmática subsequente à que permitiu a fraccionação de clinopiroxena.

Prosseguindo a reflexão ainda sobre as composições elementares (óxidos) desta fase mineralógica, pode constatar-se, na **Figura IV.30**, que as manchas de pontos referentes às anfíbolas dos grupos MAC, ME

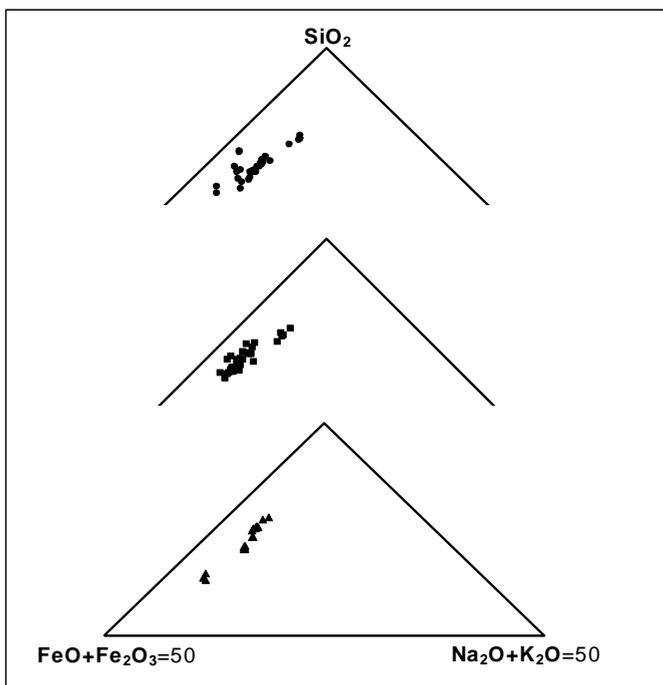


Figura IV.30 - Diagrama ($\Sigma=100$): $(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)=50-\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})=50$, para as anfíbolas dos maciços de Alter do Chão (círculos), de Elvas (quadrados) e de Campo Maior (triângulos).

e MCM se situam na zona do diagrama normalmente ocupada por anfíbolas de rochas ígneas básicas (LEAKE, 1968; GILBERT, 1982). No entanto, é de reconhecer que nos grupos MAC e ME as anfíbolas com mais altas razões $\text{SiO}_2/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ são também relativamente mais enriquecidas em alcalis do que as que apresentam aquela razão mais baixa. No grupo MCM-NW a mancha parece dispor-se numa

banda mais estreita quer em relação à razão citada, quer à variabilidade no teor relativo de alcalis; os pontos representativos das anfíbulas da amostra C14 (fácies *granoblástica* do sector SE) destacam-se dos restantes conjuntos por nítido enriquecimento relativo em ferro.

O uso das composições normativas (norma CIPW) das anfíbulas e das rochas onde ocorrem, nomeadamente das proporções relativas dos componentes Diópsido (Cpx), Nefelina (Ne), Plagioclase (Plg) e Quartzo (Q), permite igualmente acrescentar informação acerca dos maciços em estudo, como se pode deprender da **Figura IV.31**.

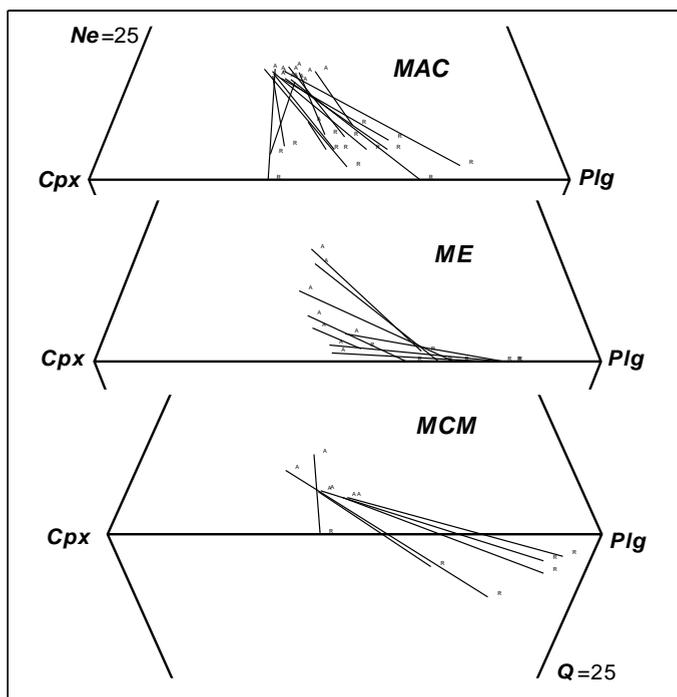


Figura IV.31 - Diagrama losangular de CAWTHORN (1976). Composições normativas (norma CIPW) médias das anfíbulas cálcicas (A) e das respectivas rochas máficas hospedeiras (R), em termos dos componentes clinopiroxena (Cpx), nefelina (Ne), plagioclase (Plg) e quartzo (Q); $(Cpx+Ne+Plg)=100$; $(Cpx+Q+Plg)=100$. MAC: maciço de Alter do Chão; ME: maciço de Elvas; MCM: maciço de Campo Maior.

Dada a natureza plutónica e cumulada das fácies representativas aqui estudadas, os pontos do diagrama losangular a elas correspondentes, estão algo longe de representar líquidos magmáticos

(em equilíbrio com as respectivas anfíbulas), no entanto, mesmo assim, é possível uma abordagem comparativa entre os três conjuntos. A utilização do referido diagrama resulta numa aproximação qualitativa à natureza dos magmas envolvidos, à semelhança do que é sugerido, com métodos gráficos análogos (e.g. "tetraedro normativo dos basaltos", ou "diagramas de Von Wolff") noutros complexos ígneos (e.g. CAWTHORN, 1976; GIRET *et al.*, 1980). Desta forma, as projecções apresentadas na Figura IV.31, corroboram em larga medida a interpretação que atrás se avançou a propósito da composição normativa dos três grupos de clinopiroxenas, ou seja, que os magmas envolvidos na diferenciação do MAC são claramente empobrecidos em sílica quando comparados com os líquidos (sobressaturados) relacionados com o MCM. Também aqui se nota que as rochas representativas do ME se posicionam, relativamente a este parâmetro, numa posição de charneira, embora a ausência (nesta selecção de dados) de termos com quartzo normativo em conjunto com a ocorrência de anfíbulas pargasíticas (de rochas pouco evoluídas: $Mg\# > 75$) com graus de sub-saturação relativamente elevados ($Ne > 10\%$: anfíbulas de E20 e E31), pareça indicar certo pendor inicial para líquidos relativamente insaturados (mais próximos dos do grupo MAC) que se foram enriquecendo em sílica ao longo do processo de diferenciação.

Aplicando ainda, aos conjuntos aqui versados, os pressupostos do estudo de CAWTHORN (1976), nomeadamente a possibilidade de marcar, no tetraedro normativo dos basaltos, uma divisória correspondente a $Ne^{RT} = 11\%$ que permitiria distinguir líquidos ($Ne > 11\%$) capazes de gerar diferenciados insaturados ou, opostamente ($Ne < 11\%$), "trends" evolutivos em direcção a termos sobre-saturados, terá de concluir-se que a segunda tendência mencionada (diferenciados sobre-saturados) é claramente favorecida nos complexos ígneos em estudo. De facto, tendo em conta que as composições normativas das rochas (com anfíbola) projectadas no diagrama Cpx-Ne-Plg-Q indicam valores de Ne mais elevados do que os esperados para líquidos analisados após a fraccionação deste inossilicato – as anfíbulas são tipicamente mais pobres em sílica do que os magmas que as geram (e.g. HELZ, 1976; GILBERT *et al.*, 1982) – e, mesmo assim, sempre abaixo

do patamar $Ne=11\%$, parece inquestionável a existência de condições químicas favoráveis à geração de diferenciados sobre-saturados, o que é largamente confirmado pela natureza das rochas félsicas (maioritariamente saturadas em sílica) presentes na província alcalina alentejana.

Algumas das diferenças assinaladas são confirmadas numa abordagem complementar às fórmulas estruturais desta selecção de anfíbolas. Para além das proporções catiónicas (Si e Mg#) já utilizadas nos quadros classificativos da Figura IV.29 (LEAKE, 1997), são também diagnósticos alguns diagramas ilustrativos do tipo de partilha elementar operada nas diferentes posições da rede cristalina. É o caso da relação entre Si e Al^{iv} , na posição tetraédrica das anfíbolas, apresentada na **Figura IV.32** (pág. seguinte). Se comparado com o diagrama análogo elaborado para as clinopiroxenas (Figura IV.15), observa-se razoável correspondência composicional, principalmente na distinção entre os grupos MAC e ME. Em termos globais, também as anfíbolas do grupo ME denotam maior dispersão composicional e relativo enriquecimento em Si quando comparadas com o grupo analisado nos gabros do MAC, concordantemente com a tendência, repetidamente anotada, que assinala níveis de sub-saturação em sílica bastante mais acentuados nos magmas do MAC.

Por outro lado, o grupo de anfíbolas mais representativas do MCM (sector NW) apresenta, ao contrário das clinopiroxenas que as acompanham, relativamente elevadas razões Al^{iv}/Si , facto que assinala mais uma divergência em relação aos outros dois maciços. Sem esquecer que esta razão é também influenciada por outros factores (e.g. T e P), esta característica composicional das anfíbolas-MCM deverá também relacionar-se com a fraccionação prévia e intensa de ortopiroxena a partir dos magmas iniciais, capaz de fazer incrementar aquela razão no inossilicato (anfíbola) que lhes sucede na sequência de cristalização. Em apoio desta justificação é de notar que, nas (poucas) fácies com ortopiroxena do ME (e.g. E20), as anfíbolas pargasíticas presentes registam igualmente um incremento relativo do citado cociente catiónico.

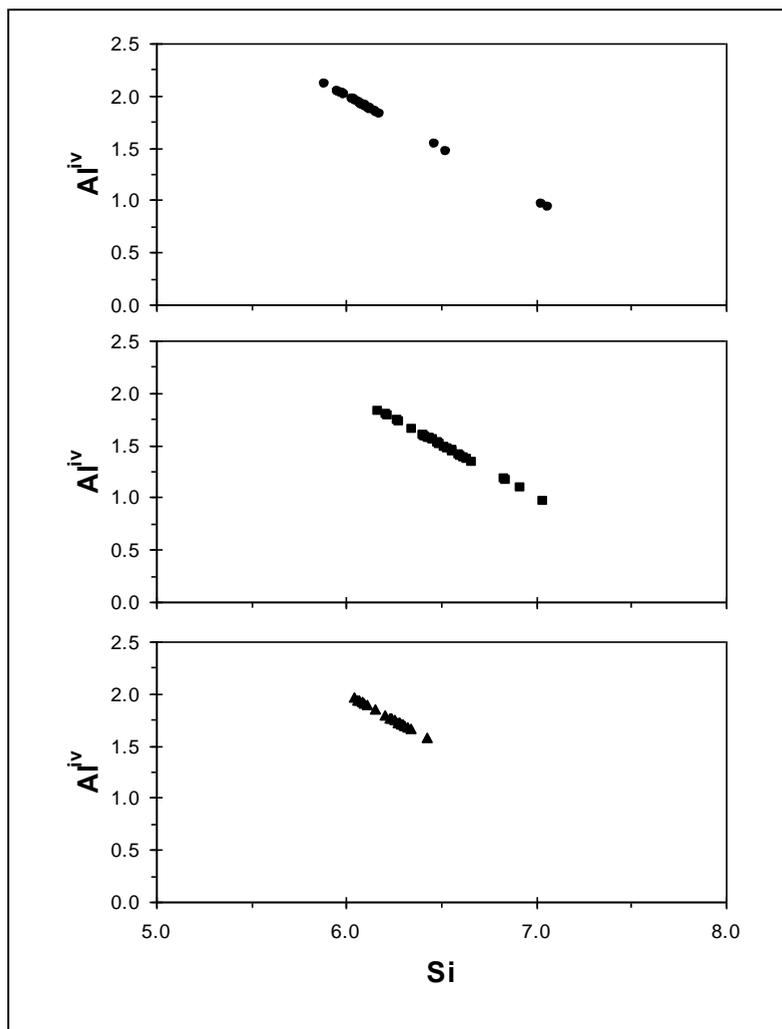


Figura IV.32 - Diagrama Si vs. Al^{iv} para as anfíbolos do MAC (círculos), do ME (quadrados) e do MCM (triângulos).

Mais abrangente do ponto de vista das substituições catiónicas operadas na rede das anfíbolos e também com maior potencial diagnóstico relativamente ao quimismo das séries em estudo, é o diagrama proposto por GIRET *et al.* (1980), elaborado para anfíbolos pertencentes a séries plutónicas alcalinas de ambientes anorogénicos. A correspondente **Figura IV.33** (pág. seguinte) mostra mais uma forma

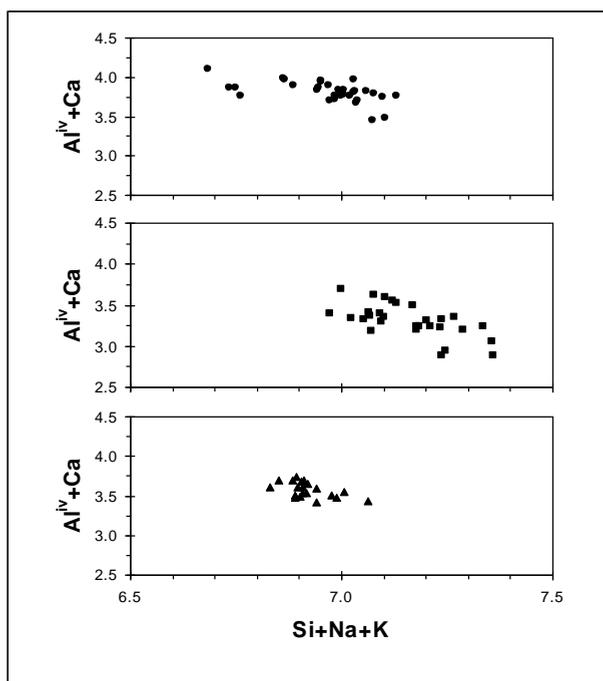


Figura IV.33 - Diagrama (Si+Na+K) vs. (Al^{iv}+Ca) para as anfíbulas das rochas máficas do MAC (círculos), do ME (quadrados) e do MCM (triângulos).

de discriminar os três grupos de anfíbulas das rochas máficas. As anfíbulas dos grupos MAC e ME, definem na citada figura tendências de variação que parecem corresponder a séries dominadas por relativamente baixos valores iniciais da actividade da sílica, condições que terão promovido, ao longo da diferenciação e a par de um decréscimo de Ti, substituições catiónicas do tipo (Ca+Al^{iv} ↔ Na+Si), similares às que ocorrem, segundo aquele autor, em séries plutónicas alcalinas de pendor insaturado. De forma bem distinta, o grupo de anfíbulas do MCM pertencente, como se tem vindo a mostrar, a fácies claramente sobre-saturadas, revela neste diagrama (e como seria de esperar) tendências de variação incompatíveis – $\Delta(\text{Ca}+\text{Al}^{\text{iv}})$ muito inferior: 3.4-3.8 – com as que aqueles autores consideram normais (2.5-4.0) em rochas alcalinas sobre-saturadas geradas em ambientes anorogénicos, facto que constitui mais um argumento geoquímico (ver

também ponto IV.2.3. Clinopiroxenas das rochas máficas) para afastar o MCM da província alcalina do NE alentejano.

Também a análise, para as mesmas anfíbolas, da correlação entre as proporções de Si e da razão $Fe/(Fe+Mg)$, ilustrada na **Figura IV.34**, mostra tendências de evolução que confirmam, para o grupo MCM, um contexto químico de cristalização bem distinto do que é sugerido nos outros dois grupos.

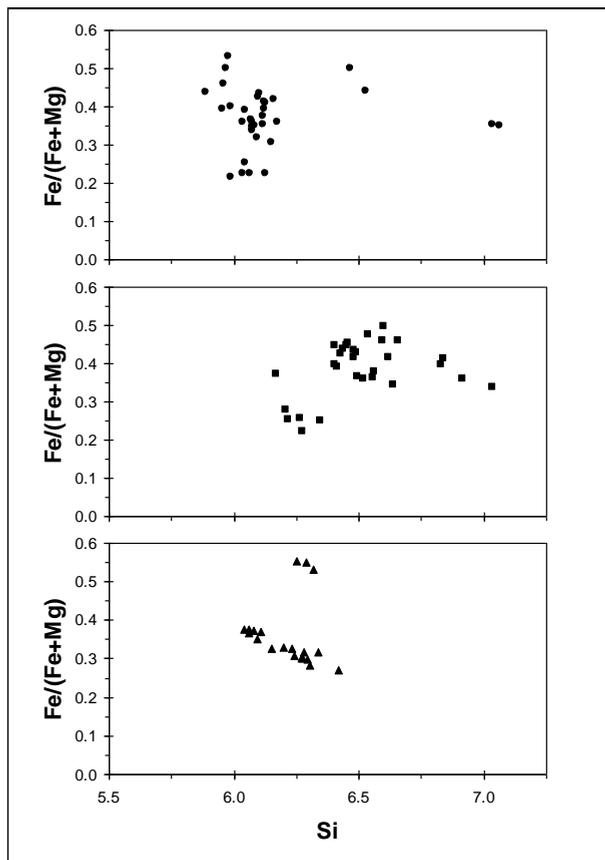
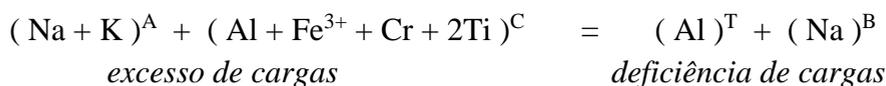


Figura IV.34 - Diagrama Si vs. $Fe/(Fe+Mg)$ para as anfíbolas representativas das rochas máficas do MAC (círculos), do ME (quadrados) e do MCM (triângulos).

Na verdade, se numa primeira leitura forem considerados apenas valores de Si no intervalo 5.8-6.8 afu (onde se projectam apenas anfíbolas de fácies menos diferenciadas, gabróicas, dos três maciços) é fácil reconhecer que o "trend" delineado pelo grupo MCM-NW — o

sector SE está fora desta tendência, sendo representado na figura por três anfíbolos, mais ricos em Fe, da amostra C14 — define, ao contrário dos outros dois, uma relação de proporcionalidade inversa entre os parâmetros utilizados. Com um pequeno avanço no processo de diferenciação, as magnésio-hastingsites do grupo MCM, mais ricas em Fe e mais pobres em Si — a preferência do Al pelo Mg na substituição Tschermak, promove a correlação entre estes catiões —, evoluem para composições (tschermaquíticas) enriquecidas em Si e Mg, facto aliás confirmado pela ocorrência de magnésio-hastingsites com zonamento químico que indica enriquecimento centrífugo nestes dois catiões (e.g. C41/2). Tal processo é plausível em ambientes geoquímicos calco-alcalinos, originalmente sobressaturados em sílica, em que a actividade deste componente potencia o incremento de molécula tremolítica nas anfíbolos, em fases relativamente precoces da diferenciação (e.g. MASON, 1978). De notar que, nos outros dois grupos, só para valores de Si superiores a 6.8 (correspondentes a anfíbolos de fácies mais diferenciadas: $Mg^{\#RT} < 58$) pode invocar-se, para esta fase mineralógica, processo análogo de evolução química. À semelhança do que acontece noutros complexos plutónicos de acentuado cariz bimodal (e.g. BEST & MERCY, 1967), as restantes anfíbolos dos gabros MAC e ME, seguramente mais próximas dos líquidos originais, evoluem no sentido de um enriquecimento proporcional de Fe e Si, fazendo admitir que durante os estádios iniciais da cristalização de anfíbola, a actividade da sílica não terá atingido, de uma forma geral, níveis tão elevados como no grupo MCM, ideia que reforça as distinções geoquímicas já expressas em parágrafos anteriores.

O balanço de cargas proposto por PAPIKE *et al.* (1974) para as anfíbolos, relativamente aos componentes *QUAD* (Si, Ca, Mg e Fe^{2+}) e tendo em conta a presença de Cr na posição octaédrica, pode escrever-se da seguinte forma:



A projecção conjunta, em diagrama ternário, de três destes quatro conjuntos catiónicos (A, C, T e B) pode igualmente facilitar a identificação das principais substituições *não QUAD* no estudo das anfíbolos. A correspondente **Figura IV.35** permite visualizar diferenças no tipo de substituições operadas em cada um dos grupos estudados.

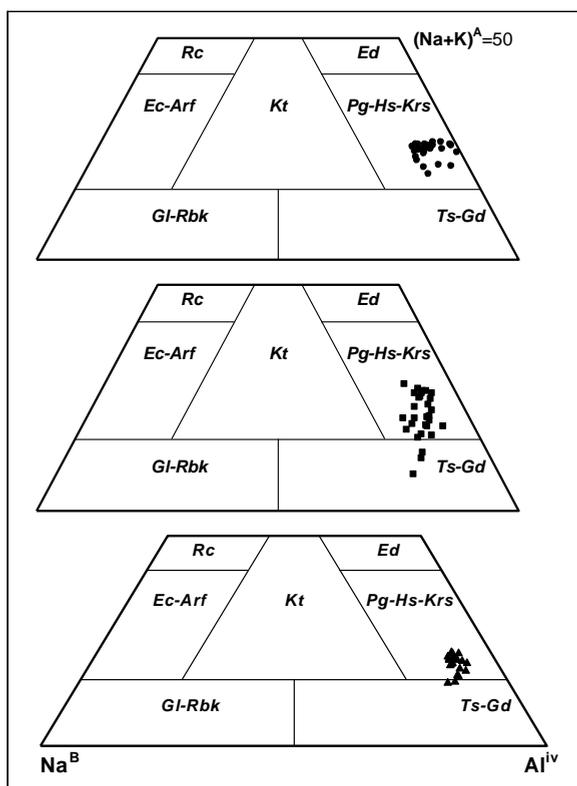


Figura IV.35 - Diagrama quadrilateral $Na^B-(Na^A+K^A=50)-Al^{IV}$ de PAPIKE *et al.* (1974) aplicado às anfíbolos das rochas máficas do MAC (círculos), do ME (quadrados) e do MCM (triângulos). Note-se que a inscrição nesta figura dos diversos campos correspondentes aos componentes extremos das anfíbolos, foram definidos por aquele autor, servindo aqui apenas como áreas de referência (ver texto), uma vez que a classificação adoptada neste trabalho é a de LEAKE (1997). Abreviaturas: Ed (edenite); Pg (pargasite); Hs (hastingsite); Krs (caersutite); Ts (tschermaquite); Gd (gedrite); Kt (catoforite); Rc (richterite); Ec (eckermanite); Arf (arfvedsonite); Gl (glaucófano); Rbk (riebequite).

Assim, relativamente aos três parâmetros projectados e numa visão global, pode afirmar-se que o grupo MCM é, mais uma vez, o que se projecta em área mais restrita, apresentando para cada um dos parâmetros em causa, menores intervalos de variação, particularmente no que diz respeito ao Na^{B} (0.132-0.284 afu). De notar que, em relação a cada um dos outros conjuntos catiónicos projectados, as quantidades formulares mais elevadas do grupo-MCM se encontram em magnésio-hastingsites.

No grupo MAC, o predomínio de caersutites com relativamente elevados valores de Al^{iv} (e.g. 2.111 afu na análise A14/2) e de $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$ (0.802 em A42/3), mas com alguma variabilidade no Na^{B} (Máx.=0.298, méd.=209; valores tendencialmente mais elevados em fácies menos evoluídas), é responsável pela disposição da mancha correspondente a este grupo, grosseiramente paralela ao lado $\text{Na}^{\text{B}}-\text{Al}^{\text{iv}}$ do diagrama em análise.

Em comparação com o grupo anterior, a maior dispersão química revelada pelo conjunto de anfíbulas do ME, fica a dever-se ao facto de este grupo se encontrar representado numa gama litológica muito mais variada (de gabros a granodioritos), sendo assim evidente, também neste gráfico (Fig. IV.35), o controlo químico exercido pelo grau de evolução dos magmas sobre as anfíbulas com eles relacionadas. Os valores máximos de Al^{iv} (1.829 afu) e de $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$ (0.700) registam-se em pargasites de fácies gabróicas ($\text{Mg}\#^{\text{RT}} > 75$), com os mínimos (0.966 e 0.128, respectivamente) a serem atingidos em magnésio-horneblendas de rochas mais evoluídas (dioritos e granodioritos: $\text{Mg}\#^{\text{RT}} < 60$). Repare-se, no entanto, que a projecção do grupo ME neste diagrama ternário apresenta, como principal característica distintiva, uma significativa dispersão relativamente ao vértice $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$, isto é, a maior ou menor ocupação da posição. A da rede cristalina, relativamente ao conjunto $(\text{Na}^{\text{B}}+\text{Al}^{\text{iv}})$, determina o alongamento, grosseiramente vertical (neste caso), da mancha de pontos. Tal fica-se a dever, para além das razões já apontadas, também a variações importantes dentro do sub-grupo mais restrito das magnésio-horneblendas (mg-Hbl) das fácies (grano)dioríticas ($\text{Mg}\#^{\text{RT}} < 60$) revelando que, no decorrer desta fase (avançada) da diferenciação,

poderá ter-se assistido a modificações marcantes nas condições de cristalização das anfíbolas. Assim o demonstram as composições das mg-Hbl que, no quadrilátero da Fig. IV.35, se situam mais próximo (E14/4) e mais longe (E27/3) do pólo $(\text{Na}+\text{K})^A$. De facto, a fórmula estrutural da análise E14/4 assinala, comparativamente com a de E27/3, bastante mais baixos valores de Al^{iv} (0.966 vs. 1.171, respectivamente) e de Na^B (0.152 vs. 0.281) e mais elevadas quantidades de catiões alcalinos na posição *A* (0.438 vs. 0.128), sendo também de registar, tendo em conta a equação de balanço de cargas atrás apresentada, diferenças apreciáveis ao nível do Al^{vi} (0.262 vs. 0.208) e principalmente da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (0.015; $\text{Fe}^{3+}=0.022$ vs. 0.647; $\text{Fe}^{3+}=0.711$). Tais composições catiónicas indicam claramente que a deficiência de cargas gerada pela incorporação de Al na posição tetraédrica e de Na na posição *B* é, no caso da mg-Hbl E14/4, compensada por $(\text{Na}+\text{K})$ em *A* e Al octaédrico, enquanto que na anfíbola E27/3 é incontornável postular uma forte contribuição de Fe^{3+} para manter a neutralidade eléctrica da rede cristalina. Dada a diversidade de factores que podem influenciar as condições de oxidação durante os processos ígneos, ou após a consolidação dos magmas (ver síntese em WONES & GILBERT, 1982), é difícil encontrar a causa específica de tal discrepância, no entanto, uma vez que as magnesio-hornblendas ocorrem em fácies relativamente evoluídas, com potencial energético de certa forma já enfraquecido, é de crer que processos de assimilação diferencial de material crustal (provavelmente influentes em estádios mais primitivos da diferenciação deste maciço) tenham sido, nesta fase, menos condicionantes na variação da f_{O_2} do que eventuais mecanismos de desvolatilização com perda de H_2 , pontualmente capazes de fazer incrementar aquele parâmetro nos líquidos magmáticos (e.g. CZAMANSKE & WONES, 1973).

Uma última aproximação é sintetizada na **Tabela IV.7** (pág. seguinte). Aí se apresentam alguns componentes diagnósticos correspondentes à análise de cristais de anfíbola que textural, modal e quimicamente, podem ser considerados, para cada um dos maciços, representantes de fases precoces de cristalização, em ambiente magmático, deste grupo mineralógico. Pertencentes a fácies gabróicas

| ANF-Ca: análise | Mg ^{#RT} | Mg ^{#ANF} | Si | Al ^t | Ti | Ca | Na ^t +K |
|------------------------|-------------------|--------------------|-------|-----------------|-------|-------|--------------------|
| A90/1: Caersutite | 78 | 75 | 6.045 | 2.208 | 0.574 | 1.934 | 0.926 |
| E31/1: Pargasite | 76 | 76 | 6.267 | 2.163 | 0.354 | 1.815 | 0.855 |
| C39b/1: Mg-Hastingsite | 74 | 77 | 6.199 | 1.931 | 0.362 | 1.795 | 0.743 |

Tabela IV.7 - Proporções catiónicas formulares para cristais de anfíbola cálcica gerados em fases supostamente análogas (preoces) do processo magmático de diferenciação dos três maciços em estudo; note-se a proximidade do parâmetro Mg# (%) calculado na amostra (RT) e no cristal de anfíbola (ANF). A90/1 (caersutite-MAC); E31/1 (pargasite-ME); C39b/1 (magnésio-hastingsite do MCM-NW).

com semelhante grau de evolução ($74 < \text{Mg}^{\#RT} < 78$), os cristais seleccionados cumprem, na confrontação química com a clinopiroxena coexistente, os critérios (ígneos) composicionais a que atrás se aludiu (e.g. HELZ, 1982), para além de se situarem, em relação ao índice $\text{Mg}^{\#ANF}$ (aqui efectivo), num intervalo cuja reduzida amplitude (75-77) permite razoável consistência na abordagem pretendida. Nestas circunstâncias verifica-se, como esperado em ambientes magmáticos de mais acentuado pendor alcalino, como os que se relacionam com os gabros de Alter do Chão, que a caersutite-MAC apresenta (para além dos tipicamente elevados valores de Ti) mais baixa razão Si/Al^t (2.738), do que a pargasite-ME (2.897) ou a magnésio-hastingsite do MCM (3.210). Para além disso, também as razões (Na^t+K)/Al^t, ou (Na^t+K)/Ca^t são máximas na caersutite-MAC (0.419 e 0.479, respectivamente) e mínimas na magnésio-hastingsite do MCM (0.385; 0.414), colocando-se a pargasite-ME em posição intercalar (0.395; 0.471) mas, em relação à razão (alcalis/cálcio), como se indica, bastante mais próxima dos valores da caersutite-MAC. Por outro lado, e aliás de forma concordante com os valores registados para as clinopiroxenas coexistentes (ver ponto IV.2.3), a razão Al^t/Ti é mínima na caersutite-MAC (3.847), intermédia na mg-hastingsite do MCM (5.334) e máxima na pargasite-ME (6.110); no caso da anfíbola do ME deverá ter-se em conta a presença de esfena (prévia à anfíbola) em fácies semelhantes, facto que contribui para o incremento da razão em causa.

Tais resultados, assim apresentados, fazem admitir as anfíbolas primárias destes maciços como razoáveis indicadores do quimismo dos magmas com elas relacionados. O seu peso diagnóstico é inferior ao das

clinopiroxenas, mas, em conjunto com esta fase, as anfíbolas podem ajudar a clarificar algumas características químicas dos magmas envolvidos. No caso em estudo, poderá afirmar-se que os quocientes catiónicos acima mencionados permitem confirmar o carácter alcalino do MAC e alcalino-transicional de ME, destacando deste ambiente geoquímico (e da respectiva província petrogenética), com razoável nitidez, o Maciço de Campo Maior que parece ajustar-se melhor a um contexto químico de afinidade calco-alcalina, provavelmente gerado em quadro geodinâmico bem distinto.

IV.3.2. Anfíbolas das rochas félsicas

A avaliação das principais características químicas das anfíbolas presentes nas rochas félsicas será apresentada tendo em conta (tal como se procedeu nas piroxenas deste tipo de fácies), por um lado a localização das amostras seleccionadas (grupos ACH, EH e CMH), por outro os agrupamentos químico-petrográficos apresentados no final do Capítulo III (*Petrografia*) que sub-dividem as rochas félsicas em cinco conjuntos: 1.A - hiperalcalinas saturadas (S) com piroxena e/ou anfíbola sódicas; 1.B - hiperalcalinas saturadas (S) com piroxena e/ou anfíbola sódico-cálcicas; 1.C - alcalinas saturadas (S) com anfíbola cálcica (hastingsítica); 2. - alcalinas sobre-saturadas (OS) com piroxena e/ou anfíbola cálcicas; 3. - hiperalcalinas sub-saturadas (US) com piroxena e/ou anfíbola (taramítica) sódico-cálcicas.

A descrição inicia-se pelo uso dos quadros classificativos de LEAKE (1997) apresentados na **Figura IV.36** e na **Figura IV.37** (ambas na página seguinte) que, desde logo, assinalam algumas diferenças composicionais dignas de nota.

Na primeira destas figuras, projectam-se as anfíbolas cálcicas. Para além de três análises (duas de ferro-tschermaquite e uma de ferro-horneblenda) correspondentes à fácies AV28b (Vaiafonte; ACH), muito deformada – as anfíbolas citadas são aqui incluídas apenas como expressão analítica dos processos de alteração hidrotermal que afectaram as paragénese primárias –, e de uma ferro-pargasite ($Al^{vi} > Fe^{3+}$; $Si=5.704$ afu) pertencente a fácies intermédia colhida junto

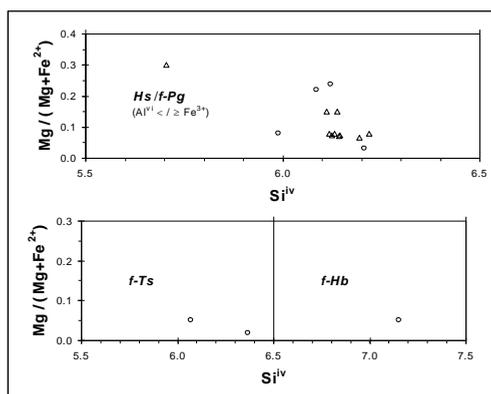


Figura IV.36 - Projecção das anfíbulas cálcicas das rochas félsicas, nos quadros classificativos de LEAKE (1997). Anfíbulas dos grupos ACH (círculos) e CMH (triângulos). Abreviaturas: Hs (hastingsite: $Al^{VI} < Fe^{3+}$); f-Pg (ferro-pargasite: $Al^{VI} \geq Fe^{3+}$); f-Ts (ferro-tschermaquite); f-Hb (ferro-horneblenda).

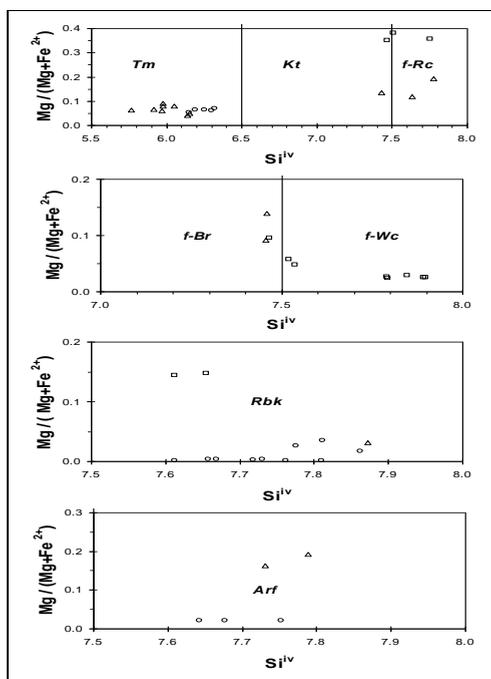


Figura IV.37 - Projecção das anfíbulas sódico-cálcicas e sódicas das rochas félsicas, nos quadros classificativos de LEAKE (1997). Anfíbulas dos grupos ACH (círculos), EH (quadrados) e CMH (triângulos). Abreviaturas: Tm (taramite); Kt (catoforite); f-Rc (ferro-richterite); f-Br (ferro-barroisite); f-Wc (ferro-vinchite); Rbk (riebequite); Arf (arfvedsonite).

ao Monte da Tinoca (CT3c, grupo-CMH) espacialmente associada aos sienitos nefelínicos (com aegirina-augite e taramite) que dominam, em termos volumétricos, esse afloramento, as restantes anfíbolas analisadas podem classificar-se como hastingsites ($Al^{vi} < Fe^{3+}$). Distribuem-se pelo grupo ACH, nomeadamente em amostras representativas dos afloramentos de Vaiamonte (AV28b), M. da Fome (AF50) e M. do Tapadão (AT17), bem como pelo conjunto CMH, designadamente pelas fácies dos afloramentos de Assumar (CAU14a) e M. da Fialha (CF2b e CF18a). À excepção das anfíbolas de AV28b (discutidas mais adiante), as restantes análises pertencem ao conjunto de gnaisses sieníticos previamente considerados "alcalinos e saturados em sílica" (grupo 1.C).

Na Fig. IV.37 projectam-se quatro conjuntos (dois de anfíbolas sódico-cálcicas e outros dois de anfíbolas sódicas), correspondentes a sub-divisões químicas impostas pelo esquema classificativo acima citado. Numa apreciação de conjunto, algumas observações merecem destaque:

i.) as taramites parecem ser exclusivas e as únicas anfíbolas presentes nos termos insaturados em sílica (*ouguelitos*); as do grupo ACH (Almanhares: AL13a) manifestam ligeiro enriquecimento em Si quando comparadas como as do conjunto CMH (Arronches: CA12d, CA12e; Tinoca: CT3a);

ii.) no sub-conjunto (catoforite + ferro-richterite), o grupo EH (representado em EVA9) revela enriquecimento na razão Mg# relativamente ao grupo CMH (CFC4a, CFC4b e CC5a), ao contrário do que se passa no sub-conjunto (ferro-barroisite + ferro-vinchite) onde as anfíbolas-CMH (CFC4a) apresentam valores de Mg# mais elevados e de Si mais baixos do que as suas congéneres do grupo EH, parecendo definir com estas um "trend" composicional cujo extremo rico em Si e pobre na razão Mg# é materializado pelas análises de ferro-vinchite da amostra EFIV2b (Falcato);

iii.) no sub-conjunto das anfíbolas sódicas, as riebequites-EH (EF5) e arfvedsonites-CMH (CC5a) são claramente enriquecidas na razão Mg/Fe^{2+} , em comparação com as que foram analisadas noutras amostras;

iv.) anfíbolas sódico-cálcicas e sódicas coexistem nos afloramentos:

- grupo EH: Falcato (ferro-vinchites em EFIV2b; riebequites em EF5);

- grupo CMH: *cevadaisitos* do M. de Cevadais (ferro-richterite e arfvedsonite em CC5a, riebequite em CC7);

v.) as anfíbolas sódico-cálcicas são as únicas anfíbolas presentes nos sienitos saturados dos afloramentos:

- grupo EH: Varche (EVA1: ferro-vinchite; EVA9: catoforite e ferro-richterite) e de Outeirão (EO13: ferro-barroisite);

- grupo CMH: Figueira de Cima (catoforite e ferro-barroisite em CFC4a; ferro-richterite em CFC4b);

vi.) as anfíbolas sódicas são as únicas anfíbolas nos sienitos saturados (grupo ACH) de Alter Pedroso (AP1 e AP7b: riebequites; AP46: arfvedsonites) e de Vaiamonte (AV27: riebequites);

É de registar que nos termos félsicos sobressaturados ("granitos alcalinos" do grupo 2) – presentes no conjunto ACH, afloramentos da Q.^{ta} de S.^{to} António, perto de Monforte, e no grupo EH, nos afloramentos de Alcamins, da A. do Pombal (a N de Varche) e de Outeirão – as anfíbolas, quando presentes, apresentam características petrográficas típicas de uma geração hidrotermal, claramente posterior à fase magmática (residual) que aqui se pretende estudar tendo, por isso, sido excluídas do programa analítico que foi desenvolvido nesta fase do trabalho. São hornblendas verde-pálido (e.g. em EPO8) ou actinolite-tremolites (EA30), muitas vezes acompanhadas por biotites (EPO44) que podem apresentar-se cloritizadas (ASA31), ou parcialmente substituídas por óxidos metálicos (ASA33). A permeabilidade à circulação de fluidos aquosos capazes de fomentar reacções de troca com o encaixante (carbonatado), é confirmada pela ocorrência de carbonatos nos interstícios da matriz cristalina destas fácies graníticas (s.l.) como acontece, com relativa frequência, nas amostras (EH) correspondentes aos afloramentos de Alcamins (EA24, EA25, EA37) e da mancha de Outeirão (EO40, EOVI2); o enriquecimento em halogéneos de alguns destes fluidos terá permitido ainda a instalação vestigial (associada a feldspatos) de fluorite (e.g. EA25).

Reacções de natureza metamórfica (essencialmente hidrotermal) afectaram também fácies sieníticas com diferentes graus de alcalinidade e de saturação em sílica, sendo igualmente responsáveis pela ocorrência de fases secundárias como hornblenda (s.l.) (e.g. AV39), biotite (AP8, CC1b), clorite (AL49, ED15), óxidos metálicos (AP44, EF17, CV9), carbonatos (APIII7, EG6), moscovite (AF20a, ED47a) e mesmo granada, que surge preferencial e abundantemente em associação com a hastingsite dos sienitos alcalinos saturados da Fialha (CF18b) e de Vidigão de Cima (CV9), mas também, embora de forma menos frequente, com riebeckite nos termos hiperalcalinos saturados (AV25), ou na orla de cristais de aegirina-augite nas fácies insaturadas de Almanhares (AL13a).

Não faz parte do âmbito deste trabalho, estudar as reacções metamórficas que geraram as fases mineralógicas supracitadas. A referência que se lhes faz tem por objectivo central ajudar a compreender a extensão e intensidade com que esses processos afectaram as paragénese originais, bem como, alertar para o tipo de constrangimentos a ter em conta aquando da abordagem litogeoquímica que será apresentada no próximo capítulo. Transformações metassomáticas como as que promovem a génese de biotite em determinadas fácies, fazem diminuir, por exemplo, a fiabilidade do índice agpaítico ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3$) como indicador do grau de alcalinidade das rochas.

Dito isto, e antes de retomar a caracterização química das anfíbolas supostamente relacionadas com os estádios magmáticos que geraram as rochas félsicas (hiper)alcalinas, resta acrescentar que a inclusão no conjunto analisado das ferro-hornblendas (análise AV28b/4) e ferro-tschermaquites (AV28b/2 e AV28b/5), de tipologia secundária, constituindo uma excepção ao critério adoptado, é justificada pelo facto de ser esta a única amostra (do lote considerado representativo das rochas félsicas) onde foi possível observar a sua coexistência com hastingsite e piroxenas sódico-cálcicas primárias (aegirina-augite), estas últimas características das fácies hiperalcalinas saturadas. Tal circunstância afigurou-se como uma oportunidade de aproximação (meramente ilustrativa) à tipologia das reacções de

transformação aqui operadas, sendo possível afirmar que, neste caso (como noutros), os fluidos intervenientes geraram anfíbolas com relativamente elevadas proporções de Si (ferro-horneblenda) ou de Al (ferro-tschermaquite), confirmados na amostra pela presença de quartzo secundário (em micro-filonetes) e de clorite, respectivamente. Neste quadro, é duvidoso que a hastingsite presente na amostra AV28b (fácies claramente subordinada aos termos sieníticos sem hastingsite e com aegirina-augite, característicos dos afloramentos da mancha de Vaiamonte) possa representar fase magmática diagnóstica (como acontece nos "sienitos alcalinos saturados em sílica": e.g. M. da Fialha). De facto, para além do extremo grau de deformação patenteado, a hastingsite de AV28b revela, relativamente às anfíbolas hastingsíticas das fácies alcalinas, diferenças composicionais provavelmente relacionadas com os processos hidrotermais mencionados e que se traduzem, designadamente, em mais baixos valores de Mg# (0.032), alcalis (0.705), alcalis/Al (0.300), alcalis/Ca (0.375) e Fe^{3+}/Fe^{2+} (0.203). Assim sendo, mantém-se a opção atrás tomada de incluir AV28b no grupo (1.B) de fácies hiperalcalinas (com piroxena sódico-cálcica) saturadas em sílica, embora se reconheça que os citados fenómenos metassomáticos imprimiram neste gnaiss características químicas globais (rocha-total: elementos maiores) que o afastaram daquela classe química (e.g. índice agpaítico=0.8; quartzo normativo=22%).

A abordagem química ao conjunto analítico que representa as anfíbolas das rochas félsicas alcalinas do presente estudo, requer uma revisão prévia a alguns dos aspectos petrográficos que caracterizam os diferentes conjuntos estudados, nomeadamente aqueles que permitem assinalar o lugar destes inossilatos na sequência de cristalização das fácies onde estão inseridos.

Assim, não é difícil reconhecer, na maior parte dos casos, que nos termos alcalinos saturados em sílica a hastingsite (apesar dos elevados níveis de deformação patenteados) apresenta hábito compatível com fase mineralógica precoce, anterior à cristalização dos feldspatos, ao contrário da maioria das anfíbolas sódico-cálcicas e sódicas presentes nas fácies hiperalcalinas com níveis semelhantes de sílica. Estas

apresentam-se geralmente de forma intersticial relativamente a plagioclases e feldspatos potássicos, numa demonstração textural inequívoca de que pertencem à derradeira fase (magmática) de cristalização das suas rochas hospedeiras. Alguns (escassos) cristais de anfíbola sódica podem também envolver poeciliticamente os feldspatos fazendo admitir a possibilidade, nesses casos, de terem crescido por processos hidrotermais sub-solidus. Nas fácies sub-saturadas em sílica com taramite, a forma e enquadramento textural desta anfíbola indicia tratar-se de uma fase cristalina gerada no processo magmático de diferenciação, após a cristalização de aegirina-augite (quando presente: e.g. AL13a) e antes dos feldspatos e feldspatóides que a acompanham nos conjuntos paragenéticos a que pertence.

De facto, o espectro de anfíbolas analisado parece revelar três conjuntos cujas características petrográficas e químicas dificilmente se coadunam com a possibilidade de pertencerem a um simples processo de diferenciação magmática, numa sequência composicional contínua e bem definida. No grupo de sienitos com graus intermédios de saturação em sílica, observa-se um forte hiato composicional em resposta ao nível de alcalinidade das rochas – que, apesar dos constrangimentos enunciados, pode ser quantitativamente avaliado, em primeira aproximação, pelo "índice agpaítico": $IA = (Na_2O + K_2O) / Al_2O_3$, óxidos expressos nas proporções molares, em valor percentual –; as hastingsites das fácies alcalinas ($0.77 < IA < 0.94$) estão quimicamente muito distantes das anfíbolas sódico-cálcicas ou sódicas dos sienitos hiperalcalinos ($1.00 < IA < 1.33$). Um terceiro grupo de anfíbolas, aparentemente isolado dos dois anteriores mas, ainda assim, mais próximo das hastingsites, é constituído pelas taramites das fácies hiperalcalinas ($0.94 < IA < 1.08$) sub-saturadas.

A referida distinção pode ser ilustrada, em termos gráficos, através da utilização de alguns conjuntos catiónicos que, em face das substituições verificadas neste grupo mineralógico, adquirem normalmente maior poder discriminativo.

Tal é o caso, por exemplo, do diagrama quadrilateral apresentado na **Figura IV.38** (pág. seguinte) onde, de facto, através das proporções

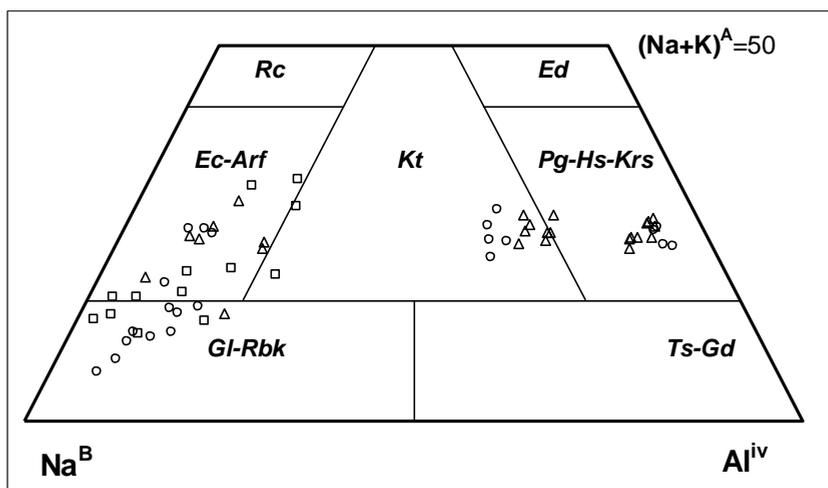


Figura IV.38 - Diagrama quadrilateral $\text{Na}^{\text{B}}-(\text{Na}^{\text{A}}+\text{K}^{\text{A}}=50)-\text{Al}^{\text{iv}}$ de PAPIKE *et al.* (1974) aplicado às anfíbolos das rochas félsicas dos grupos ACH (círculos), EH (quadrados) e CMH (triângulos). Note-se que a inscrição nesta figura dos diversos campos correspondentes aos componentes extremos das anfíbolos, foram definidos por aquele autor, servindo aqui apenas como áreas de referência (ver texto), uma vez que a classificação adoptada neste trabalho é a de LEAKE (1997). Abreviaturas: Ed (edenite); Pg (pargasite); Hs (hastingsite); Krs (caersutite); Ts (tschermaquite); Gd (gedrite); Kt (catoforite); Rc (richterite); Ec (eckermanite); Arf (arfvedsonite); Gl (glaucófano); Rbk (riebequite).

relativas de Na^{B} , $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$ e Al^{iv} , se consegue obter uma boa separação entre os campos de projecção dos três grupos mencionados – note-se que no referido diagrama estão inscritas as abreviaturas dos componentes extremos das anfíbolos propostos por PAPIKE *et al.* (1974), no entanto, os campos composicionais ali definidos devem servir, no contexto interpretativo visado, apenas como áreas de referência relativamente ao tipo de substituições catiónicas, já que se mantém, neste trabalho, a terminologia classificativa (I.M.A.) mais recente, proposta por LEAKE (1997) –. Particularmente distintiva parece ser a razão $\text{Na}^{\text{B}}/\text{Al}^{\text{iv}}$ que é mínima nas hastingsites (0.07–0.16), intermédia nas taramites (0.34–0.59) e bastante superior nas restantes anfíbolos sódico-cálcicas (2.45–38.15) e sódicas (4.73–14.21). Pode também constatar-se que, relativamente às proporções de Na^{B} , as taramites dos sienitos nefelínicos apresentam valores médios (0.877

afu) e intervalos de variação (0.687–1.066) bastante menores do que as anfíbolos Na-Ca dos termos hiperalcalinos saturados (1.216 e 0.981–1.486, respectivamente). A razão $(\text{Na}/\text{Ca})^B$, expressão da alcalinidade, é obviamente máxima nas anfíbolos sódicas, mas é interessante notar a grande diferença que existe, nesta classe, entre os valores do referido cociente achados para as riebequite/arfvedsonites do grupo ACH (11.05–85.56), presentes nas fácies de Alter Pedroso e de Vaiamonte, e os que se registam nas suas congêneres dos grupos EH (Falcato: 4.08–5.42) e CMH (Cevadais: 3.03–4.24), igualmente em sienitos hiperalcalinos. A ocorrência conjunta (e atrás mencionada) de anfíbolos sódico-cálcicas e sódicas nas fácies do Falcato (ferro-vinchites; riebequites) e nos *cevadaisitos* (ferro-richterites; arfvedsonites), bem como a ausência das primeiras nos sienitos riebequíticos de A. Pedroso e Vaiamonte, ajuda a compreender as diferenças assinaladas, apontando para a possibilidade de as anfíbolos sódicas do grupo ACH materializarem estádios de diferenciação magmática relativamente mais avançados do que as anfíbolos dos outros dois grupos, onde parecem estar ainda preservados diferentes termos de uma evolução composicional na qual a substituição $(\text{Ca} \rightarrow \text{Na})$ assumiu papel determinante.

De acordo com os critérios químicos sugeridos por GIRET *et al.* (1980), para discriminação das anfíbolos presentes em complexos plutônicos alcalinos, estes inossilicatos agrupam-se em dois conjuntos distintos, correspondentes a rochas com diferentes graus de alcalinidade (índice agpaítico: IA):

- i.) $\text{IA} < 0.9$: anfíbolos com $(\text{Ca} + \text{Al}^{\text{iv}}) > 2.5$ e $(\text{Si} + \text{Na} + \text{K}) \leq 8$;
- ii.) $\text{IA} > 0.9$: anfíbolos com $(\text{Ca} + \text{Al}^{\text{iv}}) < 2.5$ e $(\text{Si} + \text{Na} + \text{K}) > 8$.

Segundo aqueles autores, a ausência de anfíbolos ricas em Ca e Al tetraédrico nas "rochas agpaíticas" ($\text{IA} > 0.9$) resulta da sua instabilidade em líquidos residuais peralcalinos e muito enriquecidos em sílica, próprios dos últimos estádios da evolução magmática (ou mesmo de processos hidrotermais posteriores), que promovem antes a geração de anfíbolos do grupo (ii) acima mencionado. Apesar da influência exercida na composição das anfíbolos pela variação das condições

físicas (T, P, P_{H_2O} , f_{O_2}) durante o seu período de cristalização (e.g. ERNST, 1962; LEAKE, 1965; WONES, 1970; MERRILL & WYLLIE, 1975; YAGI *et al.*, 1975; CAWTHORN, 1976; FERGUSON, 1978; MITCHELL & PLATT, 1978), é fundamental, senão preponderante, avaliar o espectro composicional destes inossilicatos no contexto químico dos respectivos líquidos magmáticos (NEUMANN, 1976; GIRET *et al.*, 1980; BONIN & GIRET, 1984; MITCHELL, 1990). Assim, no que se refere às anfíbolas geradas em ambientes alcalinos, enquanto a sua composição química diagnóstica (e.g. $Ca+Al^{iv}$) reflecte, provavelmente, o grau de alcalinidade do magma, o tipo de substituições catiónicas nelas processadas ao longo da diferenciação, deverá depender, em primeira instância, da actividade da sílica nos líquidos envolvidos. Este último factor permite estabelecer, segundo alguns estudos (e.g. LEAKE, 1978; GIRET *et al.*, 1980), que o tipo de soluções sólidas operadas entre anfíbolas geradas ao longo de um processo de evolução magmático, está em sintonia com a gama de valores de Si apresentado por esta fase. Nestas circunstâncias, e de acordo com a terminologia adoptada, é sugerido que anfíbolas "pobres" em Si (6.00–7.01 afu) não evoluem, durante a diferenciação magmática, para anfíbolas "ricas" em Si (6.67–8.00 afu); em cada conjunto (correspondentes aos grupos *i* e *ii*, respectivamente) são processadas distintas substituições catiónicas, no decorrer das evoluções químicas em solução-sólida.

Em comparação com as classes estabelecidas por GIRET *et al.* (1980), acima mencionadas, os grupos definidos pelas anfíbolas aqui em estudo suscitam algumas reflexões. A primeira prende-se com o facto de as anfíbolas taramíticas dos sienitos nefelínicos de Almanhares (ACH), Arronches e Tinoca (CMH), não cumprirem os critérios químicos do grupo (*ii*). De facto, como se pode observar, por exemplo, nos diagramas da **Figura IV.39** e da **Figura IV.40** (ambas na página seguinte), embora pertencendo a rochas com IA entre 0.94 e 1.08, estas taramites apresentam valores de $(Ca+Al^{iv})$ superiores a 2.5 (2.7–3.4),

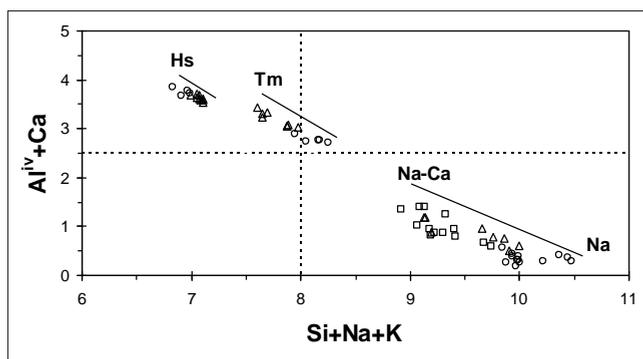


Figura IV.39 - Diagrama $(\text{Si}+\text{Na}+\text{K})$ vs. $(\text{Al}^{\text{iv}}+\text{Ca})$ de GIRET *et al.* (1980) aplicado às anfíbolos das rochas félsicas dos grupos ACH (círculos), EH (quadrados) e CMH (triângulos). Abreviaturas: Hs (hastingsites), Tm (taramites), Na-Ca — Na (correlação genética provável entre anfíbolos sódico-cálcicas não-taramíticas e anfíbolos sódicas arfvedsoníticas e riebeckíticas). Ver texto.

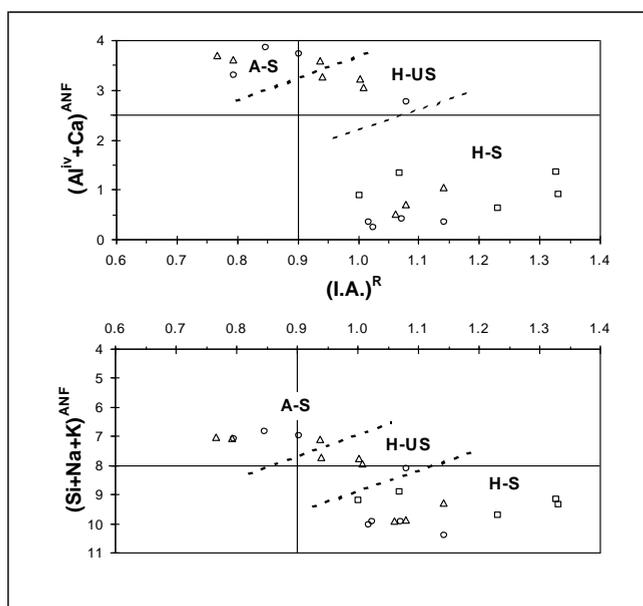


Figura IV.40 - Valores médios de $(\text{Si}+\text{Na}+\text{K})$ e de $(\text{Al}^{\text{iv}}+\text{Ca})$ nas anfíbolos (ANF) versus índice agpático das rochas hospedeiras, $(\text{I.A.})^{\text{R}}$. Diagrama proposto por GIRET *et al.* (1980) aplicado às anfíbolos das rochas félsicas dos grupos ACH (círculos), EH (quadrados) e CMH (triângulos). As linhas a tracejado separam os campos de projecção das rochas alcalinas (sobre-)saturadas com hastingsite (A-S), hipercalinas sub-saturadas com taramite (H-US) e hipercalinas (sobre-)saturadas com anfíbolos sódico-cálcicas não-taramíticas e anfíbolos sódicas (H-S). Ver texto.

bem como proporções de (Si+Na+K) inferiores a 8 no grupo CMH (7.61–7.97) e cruzando essa fronteira em Almanhares (7.95–8.26). Adicionalmente, podem também ser consideradas "pobres em sílica" (CMH: 5.77–6.16; ACH: 6.15–6.32), característica que se coaduna com o relativo empobrecimento em Si manifestado também pelas aegirina-augites que as acompanham nas fácies insaturadas (e.g. Almanhares e Tinoca), quando comparadas com as que ocorrem nos sienitos saturados em sílica. No que se refere aos citados parâmetros diagnósticos, as anfíbolas taramíticas da classe sódico-cálcica posicionam-se, portanto, relativamente mais próximo das hastingsites (cálcicas) dos termos alcalinos, do que das anfíbolas da mesma classe (ferro-richterites, catoforites, ferro-vinchites e ferro-barroisites) presentes nos termos hiperalcalinos saturados em sílica. Note-se que a taramite é, por vezes acompanhada por biotite secundária (e.g. Almanhares e Arronches) nalguns sienitos nefelínicos que, mesmo assim, mantêm índices agpaíticos superiores a 0.9 (entre 0.94 e 1.08), facto que só pode reforçar o carácter hiperalcalino original destas rochas, pondo em causa, pelo menos em relação às taramites, a rigidez dos grupos (i) e (ii) propostos por GIRET *et al.* (1980), nomeadamente no que no que concerne à relação entre os parâmetros composicionais ali considerados diagnósticos para as anfíbolas e a alcalinidade (leia-se índice agpaítico) das sua rochas hospedeiras. As composições das anfíbolas projectadas na Figura IV.39 reforçam a hipótese de pertencerem à diferenciação de três séries magmáticas, com evoluções distintas, na província alcalina alentejana, provavelmente resultantes de diferentes combinações entre os parâmetros alcalinidade e saturação em sílica ao nível dos magmas originais.

No grupo das hastingsites, o intervalo de variação dos parâmetros em jogo é bastante restrito – $3.6 < (Ca + Al^{iv}) < 3.8$; $6.8 < (Si + Na + K) < 7.1$ –, dificultando a identificação das principais substituições catiónicas; para além disso, a gama de valores referida encontra-se muito próxima da zona de intersecção entre os "trends" propostos por GIRET *et al.* (1980) para anfíbolas "pobres em sílica" de rochas saturadas e sub-saturadas. Quando se comparam, por exemplo, as composições formulares das análises AF50/1 e CF18a/2 – que registam,

respectivamente, os valores máximo e mínimo do parâmetro $(Ca+Al^{iv})$, representando assim, nesta abordagem, os extremos de um suposto episódio de diferenciação – não pode preconizar-se, neste caso, a substituição $(Na^A+Al^{iv} \rightarrow Si)$, mencionada por aqueles autores como preferencial em anfíbolos de rochas alcalinas com elevados graus de saturação em sílica, já que, apesar de mais baixos valores de Na^A+Al^{iv} (2.134; com $Al^{iv}=1.830$ afu) e mais elevadas proporções de Si (6.144), a hastingsite CF18a/2 regista também mais altos valores de Na^A (0.304) do que a análise AF50/1 ($Si=5.990$; $Na^A+Al^{iv}=2.208$; com $Na^A=0.198$ e $Al^{iv}=2.010$).

Numa visão de conjunto, é provável que os sienitos saturados com hastingsite possam representar fracções residuais de líquidos originalmente sub-saturados, após a fraccionação de piroxenas (e.g. dióxidos) e anfíbolos cálcicos (e.g. caersutites) – que, como se viu, apresentam composições normativas ricas em nefelina – de significativa representatividade (principalmente) nas rochas gabróicas acumuladas do Maciço de Alter do Chão. Tais processos foram também identificados noutras províncias alcalinas continentais com semelhante enquadramento geodinâmico (e.g. Niger, África: BLACK & GIROD, 1970), revelando que, nestes casos, as hastingsites dos sienitos saturados podem relacionar-se quimicamente com as caersutites dos gabros, através de soluções-sólidas em que seriam predominantes substituições catiónicas dos tipos $(Ti \rightarrow Si)$, $(Mg \rightarrow Fe)$ e $(Ca+Al^{iv} \rightarrow Na+Si)$. A falta (ou inacessibilidade) de termos intermédios, de transição entre gabros (cumulados) caersutíticos (grupo-MAC) e sienitos hastingsíticos, terá impedido a possibilidade de traçar aquelas tendências de evolução composicional no grupo de anfíbolos analisado. No entanto, recorrendo às análises AF50/1 e CF18a/2 que podem representar os extremos da evolução química constatada no conjunto de hastingsites (ver parágrafo anterior), confirma-se a importância da última substituição citada:

- AF50/1: $(Ca+Al^{iv})=3.84$; $(Si+Na)=6.36$; $Ca=1.83$; $Al^{iv}=2.01$; $Si=5.99$; $Na=0.37$;
- CF18a/2: $(Ca+Al^{iv})=3.55$; $(Si+Na)=6.73$; $Ca=1.72$; $Al^{iv}=1.83$; $Si=6.14$; $Na=0.59$.

A este respeito, é de notar que anfíbolos hastingsíticos (geradas

em regra antes dos feldspatos) podem ocorrer, nas séries alcalinas, quer em rochas sobre-saturadas (e.g. BLACK & GIROD, 1970; STEPHENSON & UPTON, 1982), quer nos termos sub-saturados em sílica (e.g. GIRET, 1978; GIRET, 1979; GIRET & LAMEYRE, 1980; HENDERSON *et al.*, 1989), no entanto, enquanto nas primeiras evoluem normalmente para composições hornoblêndicas (s.s.), com substituições do tipo ($\text{Na}^{\text{A}} + \text{Al}^{\text{IV}} \rightarrow \text{Si}$), as hastingsites das séries insaturadas revelam, em geral, composições que as colocam, no espectro evolutivo, numa posição intercalar entre caersutites (dos termos básicos) e taramites (dos líquidos diferenciados hiperalcalinos), sendo esta última transformação química (hastingsite \rightarrow taramite) conseguida com predomínio de substituições do tipo ($\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}} \rightarrow \text{Na} + \text{Si}$) (ver síntese em GIRET *et al.*, 1980).

Ora, no conjunto de rochas alcalinas aqui versado, as anfíbolas das rochas granitóides (claramente sobre-saturadas) foram, como já se disse, excluídas do programa analítico por se apresentarem com hábitos típicos de fase pós-magmática (hidrotermal), patenteando características ópticas compatíveis com composições actinolíticas (e.g. na amostra EA30) e sendo, muitas vezes, acompanhadas por fases secundárias como a clorite (e.g. ASA31). Tal circunstância impede a abordagem de uma evolução química, em contexto estritamente magmático, entre as diferentes anfíbolas cálcicas das rochas félsicas (sobre-)saturadas em sílica, cujo início teria sido marcado, eventualmente, pelas composições hastingsíticas dos sienitos alcalinos.

Por outro lado, também não é provável a continuidade composicional entre hastingsites de fácies saturadas e taramites de sienitos nefelínicos que, à primeira vista, poderia ser equacionada, quer em face da proximidade dos campos de projecção nas Figuras IV.38 e IV.39, quer pela comparação dos parâmetros ($\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}}$) e ($\text{Na} + \text{Si}$) registados nos dois grupos de anfíbolas e usados, como acima se referiu, para avaliar o grau de consanguinidade entre hastingsites e taramites em séries alcalinas insaturadas. De facto, se forem escolhidos para termos de comparação (com base nos critérios de GIRET *et al.*, 1980, acima explicitados), a hastingsite mais evoluída (CF18a/2; Fialha) e a taramite (CA12d/3, Arronches) que, em relação a ela, regista maior

proximidade composicional (sendo, portanto, a menos evoluída das taramites analisadas), verifica-se um decréscimo de $(Ca+Al^{IV})$ e um incremento de $(Na+Si)$ no sentido (hastingsite→taramite), mas a comparação dos valores de Al^{IV} e de Si não permite considerar válida a solução-sólida proposta:

- Hastingsite (CF18a/2): $(Ca+Al^{IV})=3.55$; $(Na+Si)=6.73$; $Al^{IV}=1.83$; $Si=6.14$;
- Taramite (CA12d/3): $(Ca+Al^{IV})=3.34$; $(Na+Si)=7.19$; $Al^{IV}=2.03$; $Si=5.97$.

Na verdade, só no grupo de taramites dos sienitos nefelínicos hiperalkalinos são satisfeitas, como esperado, todas as condições da solução-sólida considerada característica de séries sub-saturadas, facto que se demonstra pela confrontação entre a análise CA12d/3 e a que se situa no extremo mais evoluído desta série (AL13a/2; Almanhares):

- AL13a/2: $(Ca+Al^{IV})=2.70$; $(Na+Si)=7.80$; $Ca=1.00$; $Al^{IV}=1.70$; $Na=1.50$; $Si=6.30$.

Atente-se, entretanto, que apesar da relativamente exígua presença de termos insaturados na província alcalina alentejana, é grande a sua diversidade composicional. No afloramento de Almanhares (grupo ACH) a nefelina é acompanhada por micro-veios de sodalite e os inossilicatos são representados por aegirina-augite e taramite, associação que não acontece na mancha de cevadais (*ouguelito*; grupo CMH) onde a taramite está ausente. Já no estreito e curto corredor definido pelo alinhamento (NW-SE) das fácies de Arronches e do M.^{te} da Tinoca (Faixa Blastomilonítica), está ausente a sodalite, e a taramite que ocorre nos dois conjuntos, só se associa a aegirina-augite no último destes afloramentos. Tal variedade deverá corresponder a diferenças composicionais nos líquidos magmáticos envolvidos, mas os elevados graus de alcalinidade e os níveis de sílica abaixo da saturação manifestados pelo conjunto indiciam, decerto, processos petrogenéticos em larga medida coincidentes.

Sobre eles podem conjecturar-se vários cenários. Em ambientes magmáticos de pendor alcalino, como o que está subjacente à província em estudo, não é excluir, à partida, a ocorrência de fundidos fortemente insaturados capazes de, em estádios residuais da diferenciação, gerar líquidos representados por sienitos nefelínicos. É o que acontece, por exemplo, na província plutónica alcalina de Oslo, Noruega

(NEUMANN, 1976), onde pode identificar-se a sequência (essexito→plagio-foiaíta→sienito nefelínico) e um conjunto de horneblendas titaníferas ($Ti > 0.25$, segundo LEAKE, 1978; ROCK & LEAKE, 1984) em que as principais substituições catiónicas identificadas foram ($Mg \rightarrow Fe^{2+}$) e ($Ca + Al^{IV} \rightarrow Na + Ti$). No entanto, para além de não terem sido observados, na província aqui em estudo, termos litológicos máficos sub-saturados comparáveis aos daquele complexo plutónico, as anfíbolas (taramites) presentes nos sienitos nefelínicos de Almanhares, Arronches e Tinoca têm composições muito distantes das horneblendas ali citadas. Por outro lado, tendo em conta que os gabros caersutíticos de Alter do Chão representam, na província alcalina alentejana, as rochas associadas aos magmas originais com (provavelmente) mais baixos graus de saturação em sílica – como é claramente indicado pelas composições normativas das clinopiroxenas (ponto IV.2.3) e anfíbolas (ponto IV.3.1) –, e que o nível (moderadamente fraco) da actividade deste componente terá sofrido, após intensa acumulação cristalina de inossilatos com nefelina normativa (ver Fig. IV.31 e respectivo texto), considerável incremento nos líquidos residuais, não parece plausível, pelo menos de uma forma geral, que os sienitos nefelínicos com taramite possam representar, em relação a este tipo de fusões originais, diferenciados félsicos promovidos pelos referidos processos de fraccionamento cristalina.

No entanto, como atrás se sugeriu, é possível que os sienitos alcalinos saturados, com hastingsite, materializem tal mecanismo de enriquecimento em sílica nas fracções residuais de magmas alcalinos originalmente insaturados, e a associação no terreno ou, pelo menos, a grande proximidade espacial com que, às vezes, ocorrem fácies nefelínicas com taramite e rochas hastingsíticas (e.g. afloramentos da faixa Arronches–M.^{te} da Fialha) suscita a hipótese de haver entre elas, embora com constrangimentos distintos na história da sua diferenciação, alguma semelhança ao nível dos magmas precursores.

Assim, como acontece noutros complexos plutónicos, e apesar de não terem sido detectadas, neste caso, evidências petrográficas que o permitam confirmar, magmas alcalinos próximos da saturação em sílica

podem gerar líquidos residuais com níveis de SiO₂ acima e abaixo desse patamar dependendo, fundamentalmente, da estabilidade de fases como as anfíbolos cálcicas / aluminosas (GUNN, 1972; CAWTHORN, 1976; HELZ, 1976; GIRET, 1979; GIRET & LAMEYRE, 1980; BONIN & GIRET, 1984). Acresce referir que a ferro-pargasite (CT3c/2) analisada na rocha intermédia (sienodiorítica) que aparece associada aos sienitos nefelínicos no afloramento do M.^{te} da Tinoca, apresenta parâmetros formulares compatíveis – i.e. menos Si e mais Al, para semelhantes Mg# e Ca^B, do que as anfíbolos cálcicas (neste caso hastingsíticas) das séries sobre-saturadas – com uma posição precedente às taramites, na linha de evolução química das anfíbolos em séries sub-saturadas. Na clássica província plutónica alcalina do Sul da Gronelândia, designadamente nalgumas séries sub-saturadas (e.g. CHAMBERS, 1976; POWELL, 1978; JONES, 1984), também são citadas composições ferro-pargasíticas que evoluem para anfíbolos catoforíticas e arfvedsoníticas o que, no entanto, parece não suceder na província alentejana, onde não se vislumbram anfíbolos mais sódicas do que as referidas taramites.

A **Figura IV.41** (pág. seguinte) – onde os componentes extremos se posicionam segundo a classificação de *LEAKE* (1978), anterior à que foi usada neste trabalho: *LEAKE*, 1997 –, refere-se apenas a anfíbolos com Ca < 1.34, ou seja, às que são designadas, no esquema classificativo adoptado, por sódico-cálcicas (pobres em Na: taramites; ricas em Na: ferro-richterites, catoforites, ferro-vinchites e ferro-barroisites) e sódicas (arfvedsonites e riebeckites). Este diagrama ilustra, uma vez mais, a descontinuidade entre as taramites e as restantes anfíbolos das fácies peralcalinas o que, como se tentou explicar, reflecte a diferenciação de séries relativamente próximas em termos de alcalinidade, mas muito distintas no grau de saturação em sílica. Por outro lado, pode também constatar-se a grande dispersão composicional no conjunto de anfíbolos da série hiperalcalina (sobre-)saturada. Como se disse no início deste ponto (IV.3.2. *Anfíbolos das rochas félsicas*, concretamente na sequência de alíneas *i-vi*), é possível descortinar, neste conjunto, alguns tipos de soluções sólidas.

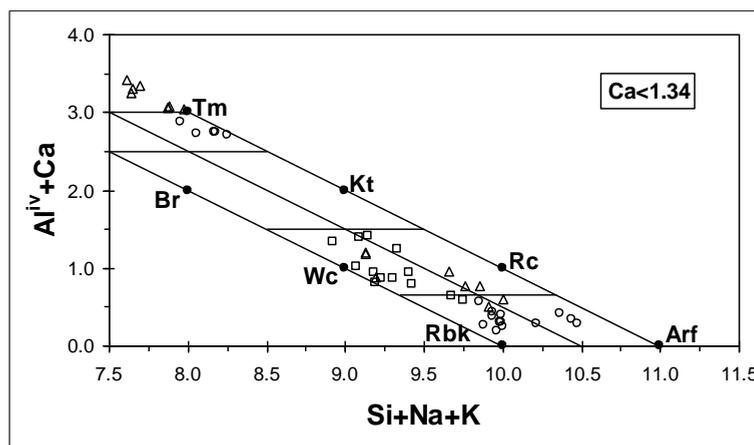


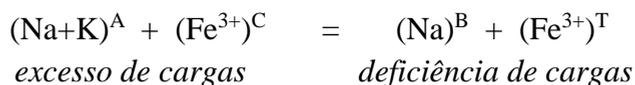
Figura IV.41 - (Si+Na+K) vs. (Al^{iv}+Ca) para anfíbulas com Ca<1.34 afu. Diagrama proposto por GIRET *et al.* (1980) aplicado às anfíbulas das rochas félsicas dos grupos ACH (círculos), EH (quadrados) e CMH (triângulos). Note-se que a inscrição nesta figura dos diversos campos correspondentes aos componentes extremos das anfíbulas, foram definidos por aquele autor com base na classificação de LEAKE (1978), servindo aqui apenas como áreas de referência (ver texto), uma vez que a classificação adoptada neste trabalho é a de LEAKE (1997). Abreviaturas: Tm (taramite); Br (barroisite); Kt (catoforite); Wc (vinchite); Rc (richterite); Rbk (riebequite); Arf (arfvedsonite).

Se for considerada como referência a ocupação de metais alcalinos na posição A da rede cristalina das anfíbulas sódico-cálcicas, verifica-se que, no conjunto analisado, foram detectadas sequências composicionais do tipo (catoforite→ferro-richterite), com $(Na+K)^A > 0.5$, nas rochas de Varche (EVA9) e de Figueira de Cima (CFC4a e CFC4b), sendo marcante, nessa evolução, o incremento da razão Si/Al (EVA: 17.7-22.6; CFC: 19.1-25.9); o parâmetro Mg# nas anfíbulas de EVA9 (0.35-0.38) atinge os valores máximos de todas as anfíbulas projectadas na Fig. IV.41, sendo significativamente superior ao calculado para as suas congéneres de CFC4 (0.12-0.19).

No sub-conjunto de anfíbulas sódico-cálcicas com $(Na+K)^A < 0.5$, foram analisadas ferro-barroisites em sienitos dos afloramentos de Outeirão (EO13) e, lado a lado com catoforites (ligeiramente mais ricas em K e Na^B), na amostra CFC4a (F. de Cima). As ferro-vinchites foram encontradas nas amostras EVA1 (Varche) e EFIV2b (Falcato) mas, nesta última fácies, os muito baixos valores do índice Mg# (<0.03) e as

altíssimas razões Si/Al (>62), conjugados com as relativamente baixas quantidades de alcalis (1.27-1.52) destas anfíbolos, conferem-lhes características composicionais que as destacam do grupo das anfíbolos sódico-cálcicas, indiciando génese associada a líquidos residuais com mais alta actividade da sílica e mais baixos níveis de alcalinidade (EFIV2b: IA=1.00; valor mais baixo do conjunto de fácies hiperalcalinas saturadas, escolhidas para análise de anfíbolos sódico-cálcicas e sódicas).

No grupo de anfíbolos sódico-cálcicas do grupo EH, não se encontraram amostras onde coexistissem termos com $(\text{Na}+\text{K})^A$ superior e inferior a 0.5 afu, no entanto, é de assinalar que, nos afloramentos de Varche, esses dois sub-conjuntos estão representados em fácies espacialmente próximas, como é exemplificado pelas anfíbolos das amostras EVA9 (catoforites, ferro-richterites) e EVA1 (ferro-vinchites); em face das proporções formulares calculadas, regista-se que as anfíbolos de EVA9 apresentam valores de Fe^I e razões $(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+})$ mais baixos do que as ferro-vinchites de EVA1. Note-se que nas fórmulas estruturais, as regras de cálculo utilizadas (programa informático *MINFILE*: AFIFI & ESSENE, 1988) admitem algum Fe^{3+} na posição tetraédrica, principalmente nas anfíbolos sódico-cálcicas, facto que, em função das composições catiónicas nelas encontradas, aponta para uma equação de balanço de cargas onde o principal papel foi desempenhado pelos seguintes catiões:



No que diz respeito às anfíbolos sódicas, não é fácil reconhecer diferenças texturais marcantes e sistemáticas entre arfvedsonites e riebequites, mas o seu confronto composicional ajuda a distingui-las do ponto de vista químico permitindo, ao mesmo tempo, estabelecer possíveis relações genéticas com o grupo de anfíbolos sódico-cálcicas descritas nos parágrafos anteriores. Numa visão de conjunto, o sector inferior da Figura IV.41 (i.e. $\text{Al}^{IV}+\text{Ca}<1.5$) faz admitir a possibilidade de se terem desenvolvido dois "trends" evolutivos entre anfíbolos

sódico-cálcicas e sódicas nas fácies hiperalcalinas (sobre-)saturadas em resposta a diferentes condições de oxidação. Assim, sugere-se a existência de duas linhas evolutivas: uma correspondente a razões ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$) globalmente mais elevadas que estabelece a ligação entre composições ferro-barroisíticas (ou ferro-vinchíticas) e riebequíticas, a outra, desenvolvida em ambientes relativamente mais redutores, correlaciona quimicamente ferro-richterites (ou catoforites) com arfvedsonites. A divisão referida pode ser quantificada numa apreciação aos intervalos de variação daquele quociente:

- ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$): ferro-barroisites/vinchites (0.30-0.57); riebequites (0.25-0.68) ;
- ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$): ferro-richterites (catoforites) (0.14-0.33); arfvedsonites (0.31-0.41).

Entretanto, se forem seleccionadas três análises que correspondam, uma vez mais em função dos parâmetros diagnósticos propostos por GIRET *et al.* (1980) (ou seja, $\text{Ca}+\text{Al}^{\text{iv}}$ e $\text{Si}+\text{Na}+\text{K}$), aos pontos extremos e intermédio de cada sequência evolutiva, verifica-se que as substituições catiónicas são, nos dois casos, dominadas pela expressão ($\text{Ca}+\text{Al}^{\text{iv}}\rightarrow\text{Si}+\text{Na}$), como é típico das anfíbolas geradas nos estádios terminais da diferenciação em séries alcalinas (sobre-)saturadas (*op. cit.*, 1980); o conjunto de dados composicionais a seguir apresentado, assim o demonstram:

a.) ferro-barroisite \rightarrow riebequite:

- EO13/1 (ferro-barroisite): $\text{Ca}=0.913$; $\text{Al}^{\text{iv}}=0.422$; $\text{Si}=7.468$; $\text{Na}=1.250$;
- EF5/1 (riebequite): $\text{Ca}=0.394$; $\text{Al}^{\text{iv}}=0.253$; $\text{Si}=7.613$; $\text{Na}=1.782$;
- AV27/2 (riebequite): $\text{Ca}=0.041$; $\text{Al}^{\text{iv}}=0.138$; $\text{Si}=7.862$; $\text{Na}=2.017$.

b.) ferro-richterite \rightarrow arfvedsonite:

- EVA9/1 (ferro-richterite): $\text{Ca}=1.019$; $\text{Al}^{\text{iv}}=0.382$; $\text{Si}=7.514$; $\text{Na}=1.395$;
- CC5a/2 (arfvedsonite): $\text{Ca}=0.496$; $\text{Al}^{\text{iv}}=0.269$; $\text{Si}=7.731$; $\text{Na}=1.838$;
- AP46/3 (arfvedsonite): $\text{Ca}=0.035$; $\text{Al}^{\text{iv}}=0.247$; $\text{Si}=7.753$; $\text{Na}=2.335$.

O confronto das proporções formulares patenteadas por riebequites e arfvedsonites (maioritariamente projectadas, na Fig IV.41, abaixo de $\text{Ca}+\text{Al}^{\text{iv}}=0.5$) faz notar que a diferença assinalada para a razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (menor nas arfvedsonites) deverá correlacionar-se com a ocupação da posição A pelos metais alcalinos, significativamente

superior nas arfvedsonites (0.599-0.788) do que nas riebeckites (0.147-0.499). Tal diferença composicional é responsável, na Fig. IV.41, por uma nítida divergência nos campos de projecção dos dois tipos de anfíbolos sódicos, facto que sendo relativamente comum em rochas peralcalinas (sobre-)saturadas de outros complexos plutónicos (e.g. STRONG & TAYLOR, 1984) é normalmente atribuído, como aqui se sugere, à variação das condições de oxidação que estiveram subjacentes à cristalização de arfvedsonites (ambientes mais redutores) e riebeckites. No caso vertente, no entanto, dada a discriminação das duas tendências evolutivas atrás citadas (ferro-richterite→arfvedsonite e ferro-barroisite→riebeckite) e a ausência de evidências texturais sistemáticas, não pode confirmar-se, pelo menos de forma inequívoca, uma génese hidrotermal sub-solidus para o conjunto de riebeckites analisadas, vulgarmente defendida para este tipo de anfíbolos sódicos (e.g. STRONG & TAYLOR, 1984; PLATT & WOOLLEY, 1986; MITCHELL, 1990).

Ainda a este respeito, e à semelhança do que se passa com o grupo das piroxenas (ver pontos IV.2.3 e IV.2.4 deste capítulo), a correlação positiva entre a (per)alcalinidade dos magmas e a actividade do Fe^{3+} (e.g. THORNBURGH *et al.*, 1980) deverá também reflectir-se ao nível das anfíbolos geradas nos últimos estádios da cristalização.

De facto, a **Figura IV.42** (pág. seguinte), põe em evidência, mesmo considerando a dispersão verificada, uma correlação grosseiramente positiva entre a presença de alcalis e a razão ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}$) nas anfíbolos com $\text{Ca}^{\text{B}} < 1.34$. Nesse diagrama, as anfíbolos sódicos distribuem-se acima da linha $(\text{Na}+\text{K})=2.0$, mas as arfvedsonites apenas se projectam no quadrante II, apresentando variação relativamente limitada de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}$ (0.24-0.29) e considerável dispersão de alcalis (2.21-2.77), ao contrário das riebeckites que, figurando maioritariamente no campo I, podem também ocupar o sector II, como é o caso da análise CC7/1 (feita num *cevadaisito*); com valores de $(\text{Na}+\text{K})$ entre 2.03 e 2.46, as riebeckites revelam, assim, muito maior dispersão da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}$ (0.20-0.39). No que diz respeito às anfíbolos sódico-cálcicas (com $\text{Na}+\text{K} < 2.0$), a projecção maioritária

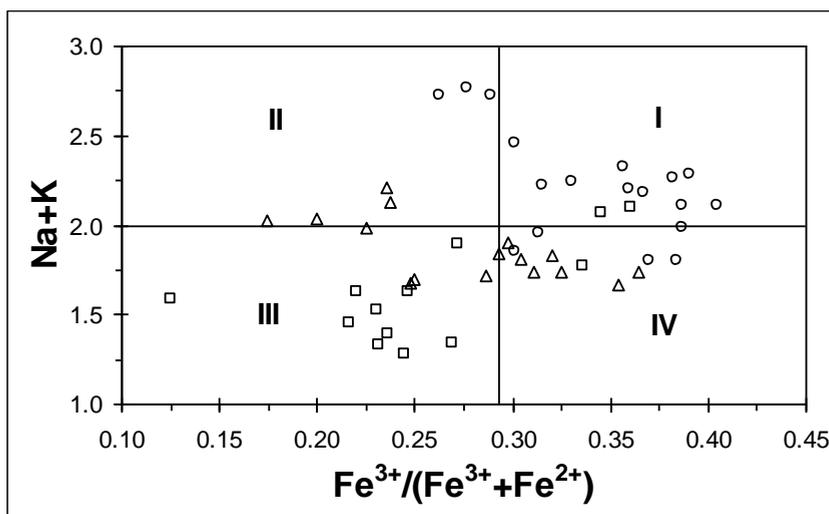


Figura IV.42 - $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})$ vs. $(\text{Na}+\text{K})$ para as anfíbolas das rochas félsicas dos grupos ACH (círculos), do EH (quadrados) e do CMH (triângulos). Os campos I, II, III e IV delimitam, respectivamente, a projecção preferencial de riebeckites, arfvedsonites, anfíbolas sódico-cálcicas não-taramíticas e taramites. Ver texto.

das taramites (das fácies insaturadas) no campo IV assinala, mais uma vez a sua singularidade composicional – os baixos níveis de sílica das suas rochas hospedeiras são também peculiares no conjunto félsico desta província – destacando-as da maior parte das restantes anfíbolas Na-Ca, em regra com valores mais baixos de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}$ e, por isso, tendencialmente concentradas no campo III do diagrama. No entanto, é de registar que dentro do grupo de anfíbolas Na-Ca das fácies sobressaturadas, o sub-conjunto ferro-barroisite/vinchite apresenta, no geral, mais altos valores da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}$ (0.22-0.37) do que as catoforites–ferro-richterites (0.13-0.26), facto que, à semelhança do que foi sugerido a partir da Fig. IV.41, assinala provavelmente dois regimes de cristalização: um, relativamente mais oxidante (i.e. mais elevados valores de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}$), proporcionaria evolução do tipo (ferro-barroisite / vinchite → riebeckite), o outro, associado a ambientes comparativamente mais redutores, facilitaria, por seu turno, variações químicas protagonizadas pelo "trend" (catoforite / ferro-richterite → arfvedsonite).

Note-se, entretanto, que tem sido possível, através de estudos de petrologia experimental, fazer aproximações em relação aos campos de estabilidade das anfíbolas, nomeadamente no que concerne à interdependência entre os parâmetros temperatura e fugacidade de oxigénio (e.g. ERNST, 1962, 1966 e 1968; GILBERT, 1966; CHARLES, 1975 e 1977; GILBERT *et al.*, 1982; WONES & GILBERT, 1982). Desses exercícios de investigação parece poder concluir-se, por exemplo, que a ferro-richterite (e.g. CHARLES, 1975) não é estável acima de 750 °C e que, até aproximadamente 550 °C, a sua cristalização pode processar-se, dentro de uma relativamente alargada gama de valores da f_{O_2} (10^{-16} a 10^{-31} bar), num campo de estabilidade situado abaixo dos valores (T– f_{O_2}) definidos pelo tampão *QFM* (quartzo-faiáilite-magnetite).

Outra conclusão importante destes estudos prende-se com o facto de que, também no caso das anfíbolas, o incremento de Na e de Fe^{3+} na sua estrutura, pode ocorrer num regime decrescente da f_{O_2} . Assim, pelo menos em parte e numa apreciação global, as sequências (ferro-richterite→arfvedsonite) e (ferro-barroisite→riebequite) esboçadas nas Figs. IV.41 e IV.42, poderiam compatibilizar-se com regimes decrescentes da f_{O_2} com a T, em fase terminal da diferenciação magmática, embora tenha que se admitir, em função dos dados experimentais de ERNST (1962), que a segunda destas sequências, com riebequite, corresponda a valores de f_{O_2} relativamente mais elevados.

No entanto, tendo em conta a significativa dispersão composicional patenteada na Fig. IV.42, é possível que vários factores tenham influenciado o teor de alcalis e a razão Fe^{3+}/Fe^T das anfíbolas ali projectadas. A abordagem à química das piroxenas (pontos IV.2.3 e IV.2.4) já tinha revelado indícios de grande variabilidade no factor f_{O_2} ao longo do processo de diferenciação destas rochas, o que é claramente confirmado pelo grupo das anfíbolas. É pois de admitir que a instalação das rochas félsicas em contextos geológicos e estruturais tão diversos como os que ocorrem na vasta área em estudo (Sector Alter do Chão–Elvas e Faixa Blastomilonítica), tenha promovido a variação local e irregular da f_{O_2} , fenómeno aliás relativamente comum nos processos de diferenciação de complexos plutónicos, pela sua vulnerabilidade à

intervenção de mecanismos como, entre outros, a contaminação crustal ("oxidantes" ou "redutores" consoante o tipo de material incorporado: e.g. LIPMAN & FRIEDMAN, 1975; ISHIHARA *et al.*, 1976; KOCIS *et al.*, 1977), ou a dissociação de água e subsequente escape do H₂ (CZAMANSKE & WONES, 1973).

Voltando, nesta altura, a apreciar o conjunto de todas as anfíbolas consideradas representativas das rochas félsicas, ou seja, os grupos composicionais

que caracterizam as três séries que têm vindo a ser mencionadas – alcalina (sobre-)saturada (hastingsites); hiperalcalina (sobre-)saturada (ferro-barroisites / ferro-vinchites, catoforites / ferro-richterites, arfvedsonites, riebeckites); hiperalcalina sub-saturada (taramites) –, seguem-se agora as propostas de discriminação apresentadas por MITCHELL (1990), em trabalho de revisão que abrange dados químicos de anfíbolas ocorrentes em cerca de 25 províncias alcalinas representativas de séries ígneas com distintos graus de saturação em sílica. Nesse estudo, parâmetros formulares como o Si, o Ca^B e o índice Mg# das anfíbolas, são considerados susceptíveis de proporcionar diagramas reveladores, não só do grau de evolução de um determinado conjunto de rochas alcalinas, como também da sua eventual relação genética com outras rochas espacialmente associadas.

O correspondente exercício, aplicado às anfíbolas da província alcalina alentejana, é apresentado nos diagramas da **Figura IV.43** e da **Figura IV.44** (ambas na página seguinte). A primeira delas confirma, talvez de modo mais expressivo, muitas das ideias avançadas nos parágrafos anteriores, já que a descontinuidade composicional ali reflectida entre hastingsites (Si<6.3 afu; Ca>1.6), taramites (Si<6.4; Ca<1.4) e restantes anfíbolas (Si>7.4) parece sublinhar diferenças, quer no que diz respeito aos processos petrogenéticos em jogo (ou às etapas da diferenciação que representam), quer em relação à tipologia dos magmas originais, provavelmente distintos ao nível do binómio químico alcalinidade–grau de saturação em sílica. Tal como atrás foi sugerido, a posição no terreno da ferro-pargasite projectada (CT3c/2: Si=5.7; Ca=1.7), bem como as suas características químicas (i.e. valores de Si, Al, Ca e Mg#),

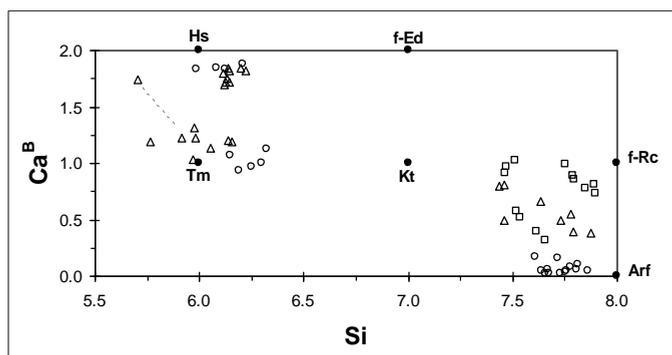


Figura IV.43 - Diagrama Si vs. Ca^B proposto por MITCHELL (1990), aplicado às anfíbolas das rochas félsicas dos grupos ACH (círculos), EH (quadrados) e CMH (triângulos). Note-se que a inscrição nesta figura dos diversos componentes extremos das anfíbolas, foram definidos por aquele autor com base na classificação de LEAKE (1978), servindo aqui apenas como pontos de referência (ver texto), uma vez que a classificação adoptada neste trabalho é a de LEAKE (1997). Abreviaturas: Hs (hastingsite); f-Ed (ferroedenite); Tm (taramite); Kt (catoforite); f-Rc (richterite); Arf (arfvedsonite). A ferro-pargasite (CT3c/2: Si=5.7, Ca^B =1.7) pode representar composição precedente às taramites dos sienitos nefelínicos (linha a tracejado). Ver texto.

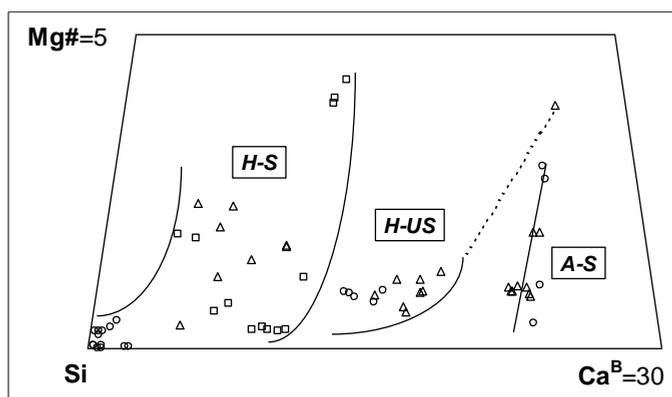


Figura IV.44 - Representação gráfica transformada do prisma rectangular ($Mg\#$ -Si- Ca^B) de MITCHELL (1990). O diagrama quadrilateral Si-($Mg\#=5$)-(Ca^B=30) (cuja base é marcada por: Si=100 — Ca^B=30, Si=70) apresenta valores relativos (i.e. Si+ $Mg\#$ +Ca^B=100), calculados a partir das proporções catiónicas formulares das anfíbolas das rochas félsicas dos grupos ACH (círculos), EH (quadrados) e CMH (triângulos). Os três campos delimitados no diagrama sugerem evolução distinta para: hastingsites das rochas alcalinas (sobre-)saturadas (A-S); taramites das fácies hiperalcalinas sub-saturadas (H-US), eventualmente correlacionadas (tracejado) com composições ferro-pargasíticas; anfíbolas sódico-cálcicas (não-taramíticas) e sódicas dos termos hiperalcalinos (sobre-)saturados (H-S). Ver texto.

permite associá-la às taramites como extremo composicional menos evoluído das anfíbolas presentes na série sub-saturada.

A representação quadrilateral apresentada na Fig. IV.44, constitui uma modificação gráfica relativamente ao prisma rectangular proposto por MITCHELL (1990). Neste prisma, os pontos são projectados com valores (formulares) absolutos de Si (entre 6.0 e 8.0 afu), Ca (0.0-2.0) e Mg# (0.0-0.5), enquanto que no diagrama quadrilateral exposto – julgado equivalente para efeitos interpretativos – os valores utilizados na projecção, embora correspondentes às quantidades formulares absolutas das anfíbolas (Si: 5.7-7.9; Mg#: 0.0-0.4; Ca^B: 0.02-1.9), estão transformados em proporções relativas percentualizadas (Si+Ca^B+Mg#=100). A figura assim apresentada permite visualizar, talvez com maior facilidade, a relativa independência entre os três conjuntos assinalados, já que o grupo de anfíbolas H-US (rochas hiperalcalinas sub-saturadas) surge intercalado entre o grupo A-S (hastingsites das fácies alcalinas saturadas) e o conjunto H-S (anfíbolas sódico-cálcicas e sódicas dos sienitos hiperalcalinos saturados). Os campos desenhados sugerem também que, em termos relativos e apesar da dispersão composicional manifestada, as anfíbolas dos conjuntos hiperalcalinos (H-S e H-US) parecem evoluir (Mg# decrescente) para razões Si/Ca^B progressivamente mais elevadas, de forma bem distinta das do grupo A-S, onde o incremento daquela razão, ainda que se registe, é significativamente menor.

Em função das tendências de evolução composicional reveladas pelas anfíbolas dos complexos alcalinos revistos por MITCHELL (1990), este autor assume a distinção entre duas tendências magmáticas de evolução ("primary magmatic trends"): uma (a que chamou "principal") característica de complexos sobre-saturados com diferentes graus de alcalinidade, mas admitindo também a associação de termos hiperalcalinos sub-saturados, em que a evolução química das anfíbolas (Mg# decrescente) se faria sistematicamente com enriquecimento (de intensidade variável) da razão Si/Ca (Si crescente e Ca decrescente); a outra (designada por "miasquítica"), típica de sienitos nefelínicos com moderados índices de alcalinidade (miasquíticos), em que, para valores

decrecentes de Mg#, as anfíbolas apresentam valores de Si, Al e Ca praticamente constantes.

Ora, como se depreende da Fig. IV.44, parece não haver dúvidas de que os conjuntos de anfíbolas considerados, se aproximam das variações composicionais verificadas na primeira das tendências evolutivas mencionadas, reforçando um dos pressupostos deste trabalho, segundo o qual a associação espacial na província alcalina alentejana, do conjunto de rochas félsicas estudado, deverá corresponder a um evento ígneo (-geodionâmico) comum, sem prejuízo de reconhecer que a sua diversidade composicional pode reflectir alguma heterogeneidade, tanto ao nível da química dos líquidos magmáticos originais, como dos processos petrogenéticos intervenientes na sua diferenciação.

De facto, como se indica no estudo de MITCHELL (1990), as variações composicionais das anfíbolas no "trend magmático principal" podem ser extensas mostrando, muitas vezes, sequências do tipo (hastingsite→catoforite→ferro-richterite→arfvedsonite) em fácies sobre-saturadas (e.g. MITCHELL & PLATT, 1978 e 1982), mas também ocorrem, em rochas com graus semelhantes de saturação, variações composicionais muito limitadas, nas quais a evolução química se faz, por vezes, dentro de um único tipo de anfíbolas (e.g. LANDOLL *et al.*, 1989); em conjuntos peralcalinos insaturados igualmente atribuídos ao "trend principal", a sequência inicia-se em regra por ferro-pargasites que podem evoluir, nalguns casos (pouco frequentes), até composições ferro-richteríticas, ou mesmo arfvedsoníticas (e.g. POWELL, 1978; STEPHENSON & UPTON, 1982; JONES, 1984).

Ainda que com algumas diferenças, as três situações mencionadas, parecem representadas nas anfíbolas da província alcalina alentejana, respectivamente pelos grupos H-S, A-S e H-US da Fig. IV.44 que registam, sem excepção, incremento progressivo (Mg# decrescente) da razão Si/Ca. Mesmo no grupo A-S, onde essa variação é mínima, não deixa de ser mensurável ao confrontar, por exemplo, e de acordo com os critérios de MITCHELL (1990), as composições

formulares das hastingsites AT17/3 (M.^{te} do Tapadão: ACH) e CF2b/3 (M.^{te} da Fialha: CMH):

- AT17/3: Mg#=0.22 ; Si/Ca=3.31 ; Si=6.085 ; Ca=1.841 ;
- CF2b/3: Mg#=0.08 ; Si/Ca=3.42 ; Si=6.219 ; Ca=1.819 .

Outras características do grupo H-US, perfeitamente ajustáveis às anfíbolas das séries hipercalinas insaturadas estudadas por aquele autor, são, por um lado a presença de ferro-pargasite (CT3c/2) em fácies intermédia no afloramento do M.^{te} da Tinoca, potencialmente associada às taramites dos sienitos nefelínicos hipercalinos que dominam esse local, por outro, e não menos significativo, a verificação de que, no grupo dos sienitos nefelínicos, os termos mais fortemente sub-saturados (com mais altos valores de nefelina normativa: " Ne^R ") são hospedeiros de taramites (única anfíbola presente) mais enriquecidas em sílica, como se pode demonstrar pela comparação entre as análises executadas nas taramites das fácies de Arronches (CA#: CMH) e do M.^{te} dos Almanhares (AL#: ACH):

- Arronches: Ne^R (3.4 - 6.5 %) ; (Si)^{TARAMITE} (5.765 - 6.053 afu) ;
- Almanhares: Ne^R (19.1 - 23.1 %) ; (Si)^{TARAMITE} (6.152 - 6.322 afu) .

Adicionalmente, o facto de não terem sido detectadas outras anfíbolas nos sienitos nefelínicos, nomeadamente espécies com mais elevada razão (Na/Ca)^B do que a registada nas taramites, constitui ainda uma característica considerada comum nas séries magmáticas hipercalinas com níveis de sílica abaixo da saturação (e.g. GIRET *et al.*, 1980).

IV.4. Micas tri-octaédricas

Biotite (s.l.) ; fórmula geral: (A)₂ (C)₆ (T)₈ O₂₀ (OH,F,Cl)₄
Fórmula estrutural calculada na base de 22 oxigénios

A abordagem que agora se inicia sobre alguns dos aspectos químicos que caracterizam as micas tri-octaédricas (*biotites, s.l.*) baseia-se numa colecção analítica relativamente restrita (cerca de 60 análises), já que foram seleccionados, para cada conjunto de litofácies, apenas os cristais que, à partida e em termos petrográficos (ópticos e

texturais), maior probabilidade ofereciam de poderem integrar-se, como fases primárias, no processo de diferenciação magmático das rochas em estudo.

Evitaram-se assim, à semelhança do procedimento adoptado nos outros grupos mineralógicos, os cristais que, em observação microscópica, se mostraram claramente afectados por processos de transformação secundários, como a cloritização (e.g. CHAYES, 1955) e/ou moscovitização (e.g. TULLOCH, 1979) – processos evidentes, por exemplo, nos *pertitositos* do M.^{te} da Degola (grupo EH) –, bem como aqueles cujas relações texturais revelaram indícios de provável descendência metassomática a partir de fases pré-existentes – caso paradigmático configurado pelas pseudomorfozes de biotite em hábito prismático de anfíbola, nos sienodioritos do afloramento de Gebarela (grupo EH) –.

Dos seis conjuntos litológicos aqui estudados (*máficos*: MAC, ME e MCM; *félsicos*: H-S, H-US e A-S), e de acordo com a descrição petrográfica apresentada no terceiro capítulo, a mica ferro-magnésiana só pode ser considerada fase *acessória característica* nas fácies básico-intermédias (gabro-dioritos a granodioritos) do Maciço de Elvas e nas rochas de afinidade "charnoquítica" (gabros e monzo-gabros) do Maciço de Campo Maior¹⁰.

Nos outros conjuntos a biotite não ocorre de forma sistemática e, quando presente em cristais suficientemente desenvolvidos para execução de análises químicas pontuais (em micro-sonda), não ultrapassa as proporções modais de *acessório menor* (e.g. rochas félsicas) ou *acidental* (e.g. MAC). Para além disso, e ainda que não constitua uma regra, no grupo de gnaisses sieníticos, independentemente dos graus de alcalinidade ou de saturação em sílica,

¹⁰ - A biotite foi, neste caso, alvo de análises isotópicas (K-Ar) para fins geocronológicos (COELHO *et al.*, 1974). Sendo interpretada por estes autores, tal como a anfíbola, como fase de "origem secundária a partir das piroxenas", a idade obtida (342 ± 7 M.a.) representaria a última recristalização de biotite, num maciço de rochas hipersténicas provavelmente mais antigo ("Silúrico inferior"). No entanto, para além de não ter sido confirmado (pelo menos de forma sistemática) o carácter secundário da biotite nas amostras do MCM seleccionadas para o presente trabalho, os resultados isotópicos (Sm-Nd) agora obtidos em rocha-total e plagioclase, como adiante se verá (Cap.VI), fazem admitir para este maciço enquadramento geocronológico bem distinto do que ali foi sugerido.

a ocorrência de biotite parece mais expressiva em fácies com mineralogia claramente secundária – como sejam clorite (e.g. AT17), granada (AL13a, CF18b, CV9a), carbonatos (APIII7) e aglomerados microgranulares de óxidos metálicos (APII5) –, facto que faz acrescer as dúvidas sobre o carácter primário da mica.

Análoga incerteza afecta também as fácies alcalinas sobre-saturadas (quartzo-feldspáticas) que ocorrem a S da mancha de Vaiamonte (Q.^{ta} de S.^{to} António: grupo ACH) e, principalmente, nas imediações do Maciço de Elvas – manchas de Aldeia do Pombal, Outeirão e Alcamins: grupo EH –, onde seria de esperar, em face das composições graníticas dominantes, que a biotite fosse uma das fases máficas mais representativas da paragénese magmática. Tal, porém, não acontece devido aos fortes graus de alteração metassomática (hidrotermal) patenteados por estas rochas. A biotite pode mesmo estar ausente, como acontece nos granitóides ACH (e.g. ASA31 e ASA33), sendo a mineralogia máfica (secundária) representada por anfíbolos da série tremolite-actinolite, clorite e grânulos de opacos. Nos afloramentos graníticos do grupo EH a biotite, quando presente, não ultrapassa as proporções modais de um *acessorio menor*, fazendo-se igualmente acompanhar por fases pós-magmáticas como anfíbolos verde-pálido (e.g. EPO8, EPO14, EPO44), aglomerados de óxidos metálicos (EO40) e carbonatos (EA25).

Mesmo admitindo uma origem primária para a generalidade dos cristais analisados, não pode ignorar-se que a composição química das biotites é tida como altamente vulnerável aos processos pós-magmáticos (e.g. GROVES, 1972; DODGE, 1973; TISCHENDORF, 1973; ALBUQUERQUE, 1975; NEIVA, 1976; REFAAT & ABDALLAH, 1979; CHIVAS, 1981; IMEOKPARIA, 1981; SPEER, 1984) e que, o facto de se tratar, nos casos estudados, de rochas plutónicas (com períodos de arrefecimento relativamente longos), terá promovido a influência das reacções de alteração que potencialmente afectam esta fase, inibindo a sua inclusão no grupo de minerais diagnósticos (e.g. piroxenas e anfíbolos) que sustentam a caracterização geoquímica do magmatismo alcalino do nordeste alentejano.

Nestas circunstâncias, far-se-á aqui uma apreciação química global deste grupo mineralógico e, ainda que se dê preferência aos aspectos composicionais que caracterizam esta fase nos diferentes grupos de litofácies, são também utilizados e comentados alguns parâmetros potencialmente diagnósticos relativamente, por um lado, à sua posição na sequência de cristalização, por outro, ao quimismo dos líquidos magmáticos eventualmente envolvidos na sua génese.

Assim, utilizando como introdução o diagrama classificativo apresentado por DEER *et al.* (1992), a **Figura IV.45** (página seguinte) mostra a zona de projecção das micas tri-octaédricas (flogopites e biotites) e também o conjunto (4 análises) de micas di-octaédricas (moscovites) que constituem, conjuntamente com clorites, carbonatos e óxidos metálicos, a mineralogia máfica de carácter secundário (metassomático) dos pertitositos do M.^{te} da Degola (Elvas; grupo EH). A inclusão das "micas brancas" neste diagrama, pretende apenas assinalar a sua presença nalguns termos félsicos, mas o contexto paragenético em que ocorrem, indiciando génese estranha aos processos de diferenciação magmática, justifica a mera referência que lhes é feita no conjunto de micas tratado neste ponto.

Voltando à abordagem das micas tri-octaédricas (biotites s.l.), pode notar-se que os diagramas sistemáticos utilizados na **Figura IV.46** (pág. seguinte) e **Figura IV.47** (pág. 170) separam, em primeiro lugar e com manifesta clareza, os campos de projecção das micas que ocorrem nas rochas máficas e nas rochas félsicas, o que reflecte marcada diferença na razão Mg/Fe observada em cada um destes conjuntos alargados.

A segunda destas figuras (Fig. IV.47) permite classificar as micas tri-octaédricas em cada um dos grupos litológicos que constituem os objectos deste estudo (rochas máficas: MAC, ME e MCM; rochas félsicas: ACH; EH e CMH). Assim, os cristais de mica analisados nas rochas básicas (e.g. A86a) e ultrabásicas (e.g. A63) do MAC, com a razão $Fe^{II}/(Fe^{II}+Mg)$ inferior ao valor limite de 0.4, podem classificar-se como flogopites (s.s.), tal como acontece para os cristais das fácies gabro-dioríticas (e.g. E26) e dos dioritos com ortopiroxena (E4b) do grupo ME. Composições semelhantes verificam-se ainda nos gabros do sector NW do MCM (C1, C5), bem como nos monzogabros (C17) e

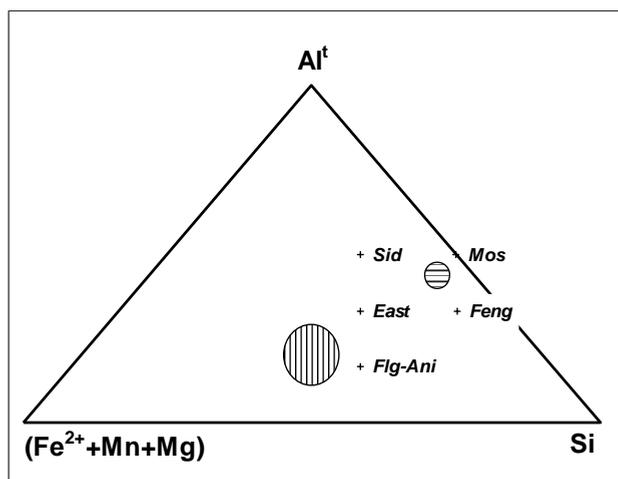


Figura IV.45 - Diagrama ternário de classificação química (DEER *et al.*, 1992) das micas analisadas nas rochas máficas e félsicas estudadas neste trabalho; catiões expressos em *afu* ($\Sigma=100$). Os sinais (+) representam a posição, neste diagrama, dos componentes extremos flogopite-anite (Flg-Ani), eastonite (East), siderofilite (Sid), moscovite (Mos) e fengite (Feng). O facto de $\text{Fe}^{2+}=\text{Fe}^t$ promove a deslocação, para o vértice esquerdo do triângulo, das áreas de projecção das micas tri-octaédricas (círculo maior) e di-octaédricas (círculo menor). Ver texto.

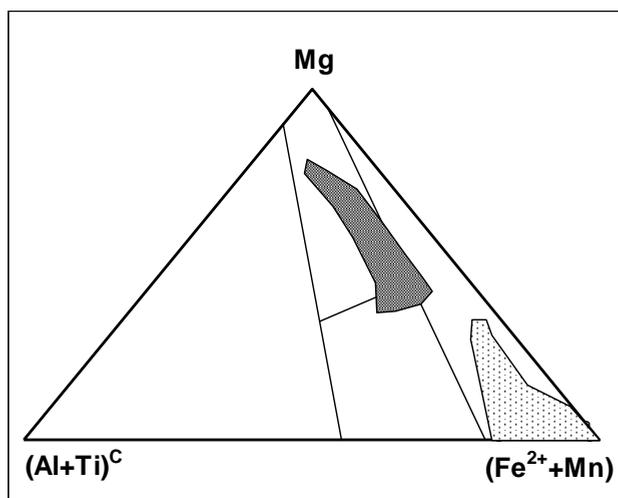


Figura IV.46 - Diagrama ternário de classificação (FOSTER, 1960) aplicado às micas tri-octaédricas representativas das rochas máficas (mancha escura) e das rochas félsicas (mancha clara). Catiões expressos em *afu* ($\Sigma=100$). A ausência de Fe^{3+} ($\text{Fe}^{2+}=\text{Fe}^t$) no vértice esquerdo do triângulo (C: posição octaédrica), promove a deslocação das manchas de projecção para o pólo ($\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}$). Ver texto.

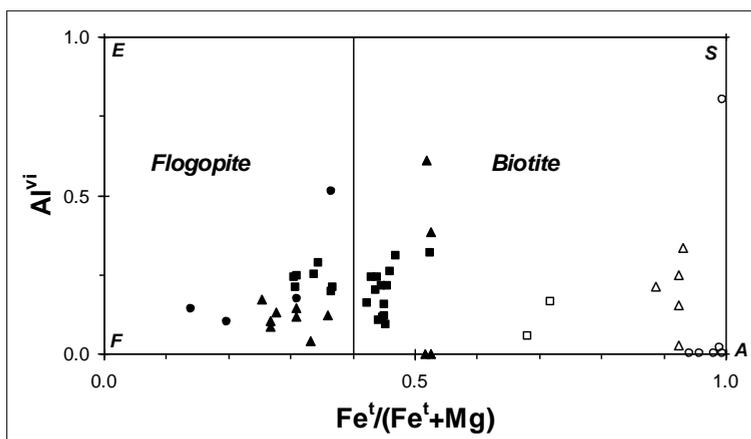


Figura IV.47 - Diagrama classificativo (DEER *et al.*, 1966; THORPE *et al.*, 1990) das micas tri-octaédricas representativas das rochas máficas (símbolos fechados: círculos-MAC; quadrados-ME; triângulos-MCM) e das rochas félsicas (símbolos abertos: círculos-ACH; quadrados-EH; triângulos-CMH). Ver texto.

monzonitos (C15) do sector SE deste maciço. Composições biotíticas (s.s.), ou seja, razões $Fe^t/(Fe^t+Mg)$ superiores a 0.4, foram registadas nas fácies mais evoluídas dos grupos ME e MCM-SE (dioritos: E8, E11, E14; granodioritos: E27, E44, C16) e na fácies gabróica de nítido cariz granoblástico (C14) que se associa aos monzonitos no sector SE do maciço de Campo Maior. De registar, no entanto, que os valores mais altos de K e de Ti, bem como o empobrecimento em Al das biotites C14 (muito nítido na posição octaédrica da fórmula estrutural calculada) destacam-nas, também em termos químicos, dos restantes cristais analisados no MCM, reforçando o carácter exótico desta fácies (granoblástica) no contexto petrográfico do referido maciço, facto que consistentemente tem sido assinalado ao longo deste trabalho.

No que diz respeito às rochas félsicas, o mesmo gráfico (Fig. IV.47) permite igualmente discriminar as biotites de cada um dos grupos petro-químicos. As duas análises conseguidas na fácies granitóide EPO14 (Aldeia do Pombal, grupo EH) são claramente mais empobrecidas em molécula anítica (Máx.=Flog_{28.0}Ani_{71.6}Mang_{0.4})¹¹ do

¹¹ - Flog = $100Mg / (Mg+Fe+Mn)$; Ani = $100Fe / (Mg+Fe+Mn)$;

Mang = $100Mn / (Mg+Fe+Mn)$. Elementos expressos em átomos por fórmula unitária (afu), calculada na base de 22 oxigénios.

que as biotites dos termos sieníticos. De entre estes, o grupo sub-saturado em sílica (H-US) manifesta acentuada dispersão em Al^{vi} (CA12d/1: 0.212 afu; AL13b/1: 0.799) num intervalo composicional correspondente a (Flog_{11.0—0.4}Ani_{85.5—95.8}Mang_{3.5—3.8}). As biotites analisadas na amostra CF2b (M.^{te} da Fialha: sienitos hastingsíticos alcalinos, saturados em sílica; grupo A-S) revelam alguma variação nas proporções de Al^{vi} (0.028-0.152 afu) mas relativa constância nos componentes extremos (c.a. Flog_{7.5}Ani_{91.5}Mang_{1.0}). Nas amostras de sienitos hiperalcalinos, saturados, de Alter Pedroso e Vaiamonte (grupo H-S), as micas tri-octaédricas são claramente empobrecidas em Al ($Al^{iv} < 2.000$ afu; $Al^{vi} < 0.016$; $Al_2O_3 < 10.0$ %) e enriquecidas em componente anítico (Flog_{5.7—1.7}Ani_{92.8—97.0}Mang_{1.5—1.3}). É também neste grupo que as biotites registam os mais elevados teores em "manganofilita" (APII5: Mang_{6.0}), superiores aos encontrados, para micas de rochas afins, nalguns outros complexos alcalinos (e.g. Klokken, Gronelândia: PARSONS, 1979 e 1981), mas muito inferiores aos valores máximos assinalados, por exemplo, nas biotites (Mang₄₅) dos sienitos de Shonkin Sag (E.U.A.), por NASH & WILKINSON (1970), facto que ajuda a confirmar a grande dispersão deste parâmetro em micas de fácies alcalinas diferenciadas.

Circunscrevendo agora esta apreciação, apenas às micas tri-octaédricas ricas em Fe (Ani > 40 %: biotites s.s.) presentes, nomeadamente, nas rochas *máficas* mais evoluídas dos maciços de Elvas e de Campo Maior e nas rochas félsicas dos grupos ACH, EH e CMH, verifica-se que os valores de Al tetraédrico nelas calculados (**Figura IV. 48**, pág. seguinte) se apresentam dentro de limites considerados normais atendendo aos tipos paragenéticos versados.

De facto, tal como parecem demonstrar os dados recolhidos noutros estudos (e.g. ALBUQUERQUE, 1973; SPEER, 1981; SILVA, 1995), as biotites de paragéneses com anfíbola projectam-se maioritariamente abaixo do limite indicado na citada figura ($Al^{iv} = 2.6$ afu), ao contrário das que se fazem acompanhar por fases mais alumi-

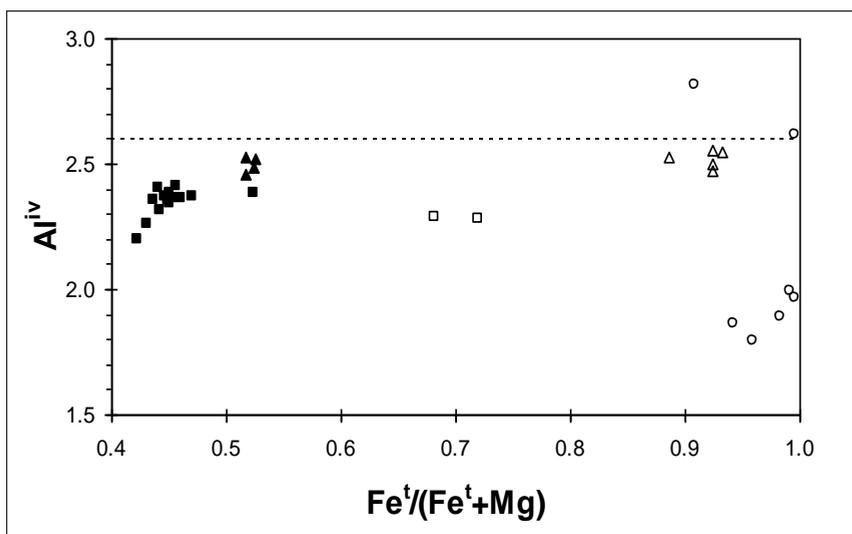


Figura IV.48 - Diagrama de projecção das biotites (s.s.) representativas dos grupos ME (quadrados fechados), MCM (triângulos fechados), ACH (círculos abertos), EH (quadrados abertos) e CMH (triângulos abertos). A linha a tracejado (ver ALBUQUERQUE, 1973; SPEER, 1981) separa as biotites coexistentes com anfíbola e/ou clinopiroxena ($Al^{iv} < 2.6$ afu) das que se fazem acompanhar por fases aluminosas (e.g. moscovite). Ver texto.

nosas (e.g. moscovite). Do conjunto de dados utilizados, a única biotite que ultrapassa aquele limite (AF50/1, M.^{te} da Fome, grupo ACH) pertence a fácies onde a moscovite (secundária) foi, com efeito, observada. No entanto, deve assinalar-se que, na referida análise, os muito baixos teores de K_2O (5.41 %) e a excessiva ocupação da posição octaédrica na fórmula estrutural calculada ($C=6.563$ afu), indicam que, nesta amostra, os efeitos da metassomatose incluem (para além da moscovitização dos feldspatos) a cloritização da biotite (CHAYES, 1955) numa extensão que os dados ópticos não deixavam antever. Assim, a inclusão desta análise (AF50/1) na figura em causa, bem como na seguinte, pretende avaliar, antes de mais, alguns parâmetros químicos deste tipo de alteração na biotite; não sendo a única, é talvez a análise mais representativa do que, neste contexto, poderíamos classificar como biotites metassomatizadas (ou cloritizadas).

No diagrama triangular da **Figura IV.49**, a projecção das biotites (s.s.) analisadas, põe em evidência a sua relativa ineficácia discriminativa, aliás admitida pelo seu próprio autor (GOKHALE, 1968, a partir de escassa base de dados: NOCKOLDS, 1947; DEER *et al.*, 1962; PEIKERT, 1963). Assim, para além da projecção das biotites do grupo H-S (Alter Pedroso e Vaiamonte) se situar claramente fora do quadrilátero (a-b-c-d), definido pelas biotites *ígneas*, também a análise AF50/1, representativa (?) de uma geração metassomática, se projecta

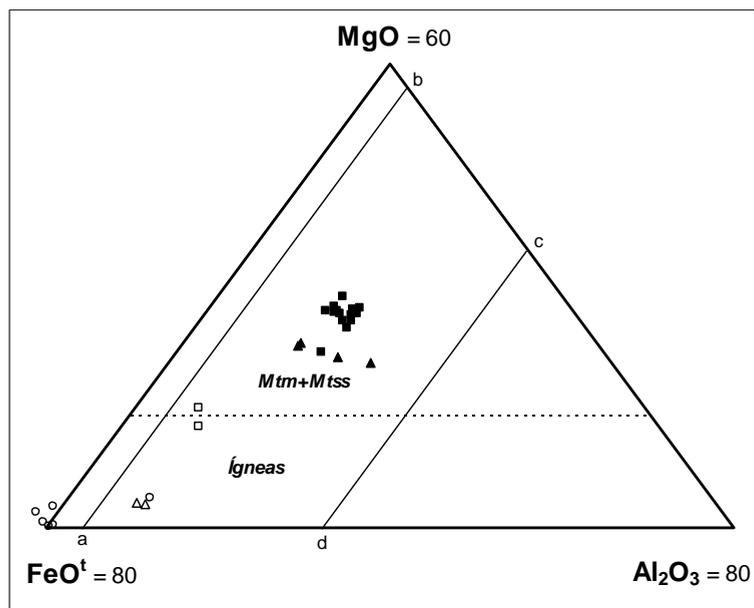


Figura IV.49 - Projecção das biotites (s.s.) representativas dos grupos ME (quadrados fechados), MCM (triângulos fechados), ACH (círculos abertos), EH (quadrados abertos) e CMH (triângulos abertos) no diagrama proposto por GOKHALE (1968) para discriminar biotites geradas em ambientes *ígneos* (abaixo da linha a tracejado), das que se formam em resultado de processos metamórficos ou metassomáticos (*Mtm+Mtss*). O quadrilátero (a-b-c-d) inscrito no diagrama foi, contudo, interpretado por NOCKOLDS (1947) como zona de projecção de biotites *ígneas*. Ver discussão no texto.

claramente na zona do diagrama que GOKHALE (1968) considerou típica das biotites (relativamente enriquecidas na razão FeO^t/MgO) de rochas *ígneas*.

Para NACHIT *et al.* (1985), e apesar da já referida susceptibilidade destes minerais aos processos de alteração pós-

magmáticos, a tipologia química das biotites em rochas quartzo-feldspáticas (granitóides) pode ajudar a caracterizar, do ponto de vista geoquímico, os respectivos líquidos envolvidos. A **Figura IV.50** representa a aplicação do diagrama proposto por aqueles autores (com uma base de dados bem mais vasta do que no caso anterior) aos dados analíticos das biotites (s.s.) das rochas máficas (ME e MCM-SE) e félsicas (H-S e A-S) com quartzo modal. Em conformidade com os constrangimentos impostos por este tipo de abordagem, foram excluídas as micas flogopíticas, as biotites dos termos félsicos insaturados, bem como as análises de biotite que se revelaram quimicamente mais alteradas (e.g. AF50/1).

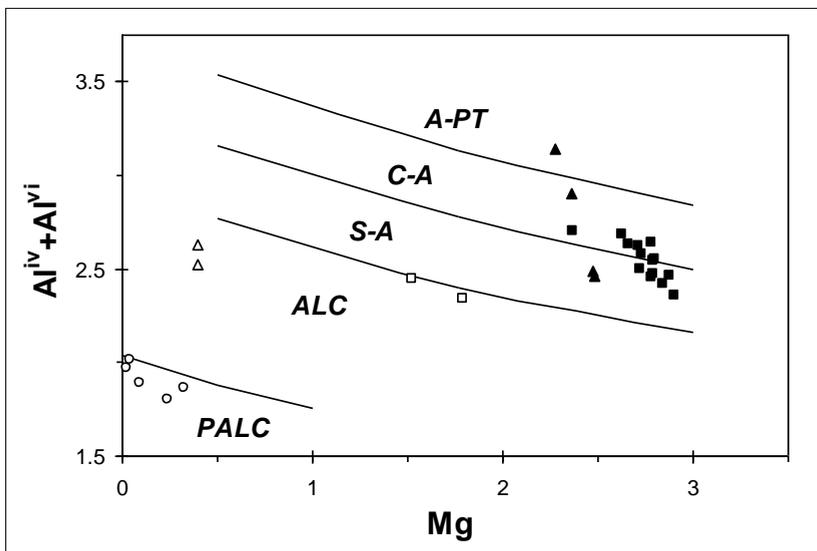


Figura IV.50 - Projecção das biotites (s.s.) representativas dos grupos ME (quadrados fechados), MCM (triângulos fechados), ACH (círculos abertos), EH (quadrados abertos) e CMH (triângulos abertos) no diagrama proposto por NACHIT *et al.* (1985) para discriminar biotites de rochas quartzo-feldspáticas geradas em ambientes magmáticos peralcalinos (*PALC*), alcalinos (*ALC*), subalcalinos (*S-A*), calco-alcalinos (*C-A*) e alumino-potássicos (*A-PT*). Ver discussão no texto.

Pode constatar-se que a razão Al^I/Mg das biotites das rochas hiperalcalinas saturadas (ACH: A. Pedroso e Vaiamonte), dos gnaisses sieníticos com hastingsite (CMH: Fialha) e das rochas alcalinas sobre-saturadas (graníticas) próximas da Aldeia do Pombal (EH), é

compatível com a classificação que tem vindo a propor-se para os respectivos grupos de fácies.

Mais ambígua é a posição, neste diagrama, dos pontos correspondentes às biotites das rochas intermédias ("máficas") do grupo ME e do sector SE do MCM. No entanto, a ocupação por estes pontos dos campos sub-alcálico e calco-alcálico, pode considerar-se concordante com os comentários interpretativos avançados em pontos anteriores, ao longo dos quais os aspectos químico-mineralógicos destes dois maciços (ME e MCM), permitiram demarcá-los do nítido pendor alcálico denunciado pela composição das fases primárias (e.g. clinopiroxenas e anfíbolos) do maciço de Alter do Chão.

Relativamente, ainda, à Figura IV.50, regista-se a projecção da análise C16/1 (biotite de granodiorito pertencente ao grupo MCM-SE) em pleno campo "alumino-potássico", facto que poderá ser interpretado como indicador de uma significativa taxa de participação (por anatexia e assimilação) de (meta-)sedimentos crustais aluminosos na composição dos magmas que vieram a dar origem às rochas granodioríticas em causa.

Complementarmente, pode ainda acrescentar-se que os valores (médios) tabelados por NOCKOLDS (1947) (ver DEER *et al.*, 1962) como parâmetros químicos característicos do tipo de magmatismo (alcálico *vs.* calco-alcálico) e do enquadramento paragenético das biotites (s.l.), parecem reforçar o carácter calco-alcálico das fácies mais representativas do MCM. Com efeito, se forem utilizadas como referência as composições formulares das flogopites das amostras mais representativas, C1 e C5 (ambas do sector NW do maciço), nomeadamente os valores médios de Si (5.623 afu), Al^{iv} (2.377), Ti^{iv} (0.000), Al^{vi} (0.123) e ocupação octaédrica (C=5.845), verifica-se que estes se aproximam das médias apresentadas, por aquele autor, para biotites (s.l.) de rochas calco-alcálicas que incluem (piroxena ± hornblenda), como é o caso das amostras citadas.

Verifica-se entretanto que, para os demais grupos de micas considerados (de rochas *máficas* ou *félsicas*), a confrontação de dados com a mencionada tabela (NOCKOLDS, *op.cit.*) não pode considerar-se esclarecedora, facto que radica na significativa dispersão de

resultados analíticos obtidos neste trabalho, proporcional aliás, à variabilidade petro-química que caracteriza, em geral, os complexos plutónicos alcalinos e que é amplamente confirmada na província alcalina alentejana aqui estudada.

O exercício de confrontação composicional resulta mais objectivo se forem escolhidos conjuntos de biotites presentes em fácies afins das que constituem os objectos deste estudo.

Assim, pode notar-se que as flogopites presentes nas rochas básicas do MAC são claramente empobrecidas em TiO_2 (méd.=3.68 %) relativamente às que ocorrem, por exemplo, em gabros (igualmente caersutíticos) de complexos alcalinos canadianos (e.g. CURRIE *et al.*, 1986; EDGAR, 1992; ZHANG *et al.*, 1993; SEIFERT & KAMPF, 1994; HENDERSON & FOLAND, 1996), apresentando teores de Al_2O_3 (15.59 %) dentro dos valores normais para as micas destas rochas (13.63–16.75 %).

No que diz respeito às biotites analisadas nas rochas graníticas alcalinas sobre-saturadas das imediações de Elvas, parecem revelar certo enriquecimento em TiO_2 (méd.=2.4 %) e baixos teores de SiO_2 (35.4) e de K_2O (8.2), comparativamente com as biotites, por exemplo, das rochas graníticas alcalinas do complexo intrusivo *Mégantic*, Canadá (BÉDARD *et al.*, 1987). Se a confrontação for feita entre as biotites dos ortognaisses sieníticos com hastingsite (Fialha) e as que ocorrem em rochas similares na "unidade de Malpica-Tuy", na Galiza (PIN *et al.*, 1992), constata-se que as primeiras apresentam relativo enriquecimento em TiO_2 (3.6 vs. 2.1) e empobrecimento em SiO_2 (33.3 vs. 34.3), Al_2O_3 (13.2 vs. 15.0) e K_2O (8.6 vs. 9.2).

Quanto às biotites das rochas hiperalcalinas sub-saturadas (ortognaisses sieníticos com nefelina) de Almanhães e Arronches, parecem empobrecidas em SiO_2 (32.2-32.9) TiO_2 (1.5-1.8) e K_2O (8.8-9.0) e com mais altos teores de Al_2O_3 (14.0-17.3) do que as suas congéneres do *Mont de Saint Hilaire*, Quebeque-Canadá (CURRIE *et al.*, 1986), ou do que as que ocorrem nas paragénese foiaíticas de Monchique (SOUSA, 1926; SANTOS, 1973; CANILHO *et al.*, 1978; ROCK, 1978; ROCK, 1982). Comprovando que a dispersão composicional é, talvez, a principal carecterística dos ambientes

(per)alcalinos, é de assinalar que os valores acima mencionados não são, contudo, significativamente diferentes dos que foram registados em biotites de sienitos nefelínicos de outras províncias alcalinas, nomeadamente no Ontário-Canadá (e.g. DUKE & EDGAR, 1977; MITCHELL & PLATT, 1982), ou na Gronelândia (e.g. POWELL, 1978).

Se, finalmente, forem tomadas como referência, o conjunto de análises de biotites presentes nas fácies (sobre-)saturadas, comprovadamente peralcalinas (paragéneses com aegirina e/ou riebeckite/arfvedsonite), que constituem complexos plutónicos, por exemplo, no Malawi (PLATT & WOOLEY, 1986) e em Espanha (GALINDO & FERREIRA, 1989; PIN *et al.*, 1992), pode facilmente reconhecer-se que os largos intervalos composicionais encontrados (SiO_2 : 34.8-44.4; TiO_2 : 1.0-4.3; Al_2O_3 : 7.3-10.9; K_2O : 8.2-9.6) incluem os resultados obtidos nas biotites das rochas sieníticas peralcalinas do grupo ACH (Alter Pedroso e Vaiamonte); a única excepção a assinalar é materializada pelos baixos teores de K_2O (7.93 %) da análise AV9a/1, certamente resultantes da incipiente cloritização que afecta este cristal (e.g. MITCHELL & PLATT, 1982).

A título preliminar e, uma vez mais, numa abordagem meramente comparativa, refira-se que as diferenças de teor em molécula anítica, registadas entre as biotites analisadas nos grupos de rochas félsicas – granitos (EH) alcalinos ($\text{Ani}_{\text{Méd}}=69.8$ %); sienitos nefelínicos (90.6); sienitos hastingsíticos (91.5); sienitos riebeckíticos (94.6) – pode indicar, neste sentido (% anite crescente), um decréscimo nos valores da temperatura e da f_{O_2} prevalectes durante a cristalização destas biotites (WONES & EUGSTER, 1965). A admitir o carácter primário destas micas, tal informação poderia indicar que os sienitos aegirino-riebeckíticos, (sobre-)saturados em sílica, constituiriam os termos magmaticamente mais evoluídos no espectro das rochas félsicas com biotite, estando associados a níveis de oxidação relativamente baixos, no entanto, esta interpretação não parece extrapolável a todo o conjunto félsico amostrado, já que colide, pelo menos em parte, com alguns dados retirados do estudo químico das clinopiroxenas deste conjunto (ponto IV.2.4.). A (aparente) contradição é materializada, por exemplo,

pela presença de hedembergite nalgumas fácies graníticas da região de Alcamins (e.g. EA37: grupo EH) que se admitiu constituir fase mineralógica indicadora de um ambiente relativamente menos oxidante do que o prevalente na gênese das clinopiroxenas ricas em molécula acmítica das fácies sieníticas (sobre-)saturadas e sub-saturadas. Em face de tão variado quadro paragenético – note-se, por exemplo, que a fácies granítica com biotite (EPO14) não apresenta hedembergite e que o granito hedembergítico (EA37) não tem biotite –, parece mais prudente admitir uma significativa heterogeneidade nas condições de gênese das rochas félsicas, mesmo quando a observação se restringe a cada um dos grupos de fácies mencionados.

É ainda de referir que, apesar de existirem estudos reveladores da existência de quantidades significativas de Fe^{3+} ("oxianite") em biotites aníticas produzidas em laboratório (e.g. HAZEN & WONES, 1972) e de poderem ser feitas estimativas dos teores de FeO (e, conseqüentemente, de Fe_2O_3), F e H_2O^+ – por regressão aritmética de dados quantificados em micro-sonda (e.g. BRUIYN *et al.*, 1983) –, os métodos de cálculo de Fe^{3+} utilizados (programa *MINFILE*: AFIFI & ESSENE, 1988) revelaram, nas micas estudadas, proporções praticamente nulas deste catião, facto que não pode ser considerado excepcional em biotites desta gama composicional (e.g. FOSTER, 1960; PLATT & WOOLLEY, 1986; PIN *et al.*, 1992).

IV.5. Óxidos de Fe-Ti

Magnetite (*s.l.*); fórmula geral¹²: $(8\mathbf{R}^{3+})^A (8\mathbf{R}^{2+} + 8\mathbf{R}^{3+})^B \mathbf{O}_{32}$;

fórmula estrutural calculada na base de 32 óxigénios

Ilmenite; fórmula geral: $(\mathbf{R}^{2+}, \mathbf{R}^{3+}, \mathbf{Ti}^{4+})^B \mathbf{O}_3$;

fórmula estrutural calculada na base de 6 óxigénios

O estudo químico dos óxidos metálicos de Fe e Ti constitui, em regra, útil instrumento na avaliação das condições termodinâmicas

¹² - Nas fórmulas gerais das espinelas inversas e das ilmenites (série β e série α , respectivamente, segundo VERHOOGEN, 1962), os símbolos têm o seguinte significado: \mathbf{R}^{2+} - catiões bivalentes; \mathbf{R}^{3+} - catiões trivalentes; A - posições tetraédricas; B - posições octaédricas.

(nomeadamente dos parâmetros T e f_{O_2}) prevalentes durante o *fecho* (cristalização) dos sistemas magmáticos (e.g. BUDDINGTON & LINDSLEY, 1964; SPENCER & LINDSLEY, 1981; LINDSLEY, 1991). No entanto, em rochas plutónicas, deve ter-se em conta que os relativamente lentos processos de arrefecimento promovem reacções de reequilíbrio químico intergranulares, com trocas de Ti e Fe^{3+} entre titanomagnetites e ilmenites. Estas substituições catiónicas, modificando as composições originais da espinela e da fase romboédrica, limitam o uso directo dos resultados analíticos na quantificação das citadas variáveis intensivas (FROST *et al.*, 1988; FROST & LINDSLEY, 1991). Com o decréscimo da temperatura, num processo que pode ser designado por "oxi-exsolução" (e.g. FROST & LINDSLEY, 1991), é vulgar assistir-se à oxidação do componente Fe_2TiO_4 (ulvospinela: *Usp*) da titanomagnetite, com produção de grânulos de ilmenite (*Ilm*) no interior, ou em torno de cristais de magnetite (*Mgt*), de acordo com uma equação do tipo ($Usp + O_2 \rightarrow Mgt + Ilm$). Quando reacções deste tipo são texturalmente evidentes (e.g. HAGGERTY, 1991), ainda que possam tentar-se reconstruções, sempre falíveis, da composição original das titanomagnetites (e.g. BOHLEN & ESSENE, 1977), as aproximações termométricas obtidas com estes dados, fornecem resultados que se situam, não raras vezes, abaixo dos estimados por outros geotermómetros (e.g. MORSE, 1980). O assunto será retomado na abordagem às condições termodinâmicas de instalação dos maciços em estudo, apresentada na última secção deste capítulo.

Tendo como objectivo fundamental a obtenção de resultados composicionais que permitissem a aplicação dos métodos quantitativos citados, o programa de análises químicas pontuais foi executado apenas num número restrito de amostras representativas das rochas máficas dos maciços de Alter do Chão (MAC), de Elvas (ME) e de Campo Maior (MCM). Seleccionaram-se as que revelaram maior representatividade modal destes óxidos metálicos e cujo aspecto micro-textural não impedisse, à partida, a possibilidade de aproximação às variáveis intensivas (T e f_{O_2}) vigentes no seu processo de cristalização em ambiente magmático. Assim, mesmo reconhecendo que tais dados não

retratam com fidelidade as condições físico-químicas correspondentes à fraccionação ígnea destas fases mineralógicas, considerou-se útil elaborar uma abordagem comparativa dos resultados obtidos nos três complexos máficos aqui estudados, pese embora a consciência de que o exercício não passa de uma tentativa de aproximação à definição daquelas condições.

No que diz respeito aos conjuntos de rochas félsicas, a inacessibilidade a composições tidas como próximas das geradas em ambiente magmático, fez excluir do programa analítico os minerais opacos nelas (esporadicamente) presentes. De facto, numa base petrográfica e como anteriormente se referiu, parece inquestionável que nesses grupos de fácies a sua ocorrência esteja íntima e invariavelmente associada a processos pós-magmáticos (hidrotermais) de transformação das paragénese originais. Reforçando a opção tomada, acresce referir que, mesmo admitindo a existência de óxidos Fe-Ti de origem primária nas paragénese granulares félsicas, a eventual utilização dos dados analíticos correspondentes, para fins termobarométricos, seria ainda mais problemática do que nas fácies máficas. Naquelas rochas, o seu avançado grau de evolução faz aumentar a probabilidade de intervenção de fluidos aquosos tardi-magmáticos nos processos de re-equilíbrio químico entre óxidos e matriz silicatada, facto que, não só facilita e promove as reacções de "exsolução", como faz decrescer as temperaturas de fecho das trocas cationicas intergranulares (e.g. PARSONS, 1980; CZAMANSKE *et al.*, 1981; FROST *et al.*, 1988; WEISS & TROLL, 1989; FROST & LINDSLEY, 1991).

Nestas circunstâncias, num conjunto de 6 amostras gabróicas dos três maciços (MAC - A2 e A86a; ME - E22 e E24; MCM - C14 e C41), onde foi possível identificar a coexistência de espinelas inversas (magnetites e titanomagnetites) e de ilmenites, foram obtidas cerca de meia centena de análises químicas. Complementarmente, para confrontação de resultados, analisaram-se também algumas ilmenites ocorrentes na amostra C54 (gabro do sector MCM-NW), onde a representação da fase cúbica pode considerar-se vestigial.

Do ponto de vista petrográfico, são de assinalar algumas diferenças entre os modos de ocorrência destes óxidos, nas amostras es-

colhidas.

Assim, no que diz respeito ao gabro A2, pode afirmar-se que os óxidos metálicos têm representação modal ($\approx 10\%$) claramente superior à das restantes amostras analisadas, caracterizando-se pela presença conjunta de magnetite (Usp_{24.5-64.3}) e de ilmenite (Ilm_{92.3-96.2}), esta normalmente em cristais maiores, de contornos irregulares, muitas vezes posicionados em torno dos pequenos grãos subédricos da fase cúbica. Já na amostra A86a, igualmente uma fácies gabróica do MAC, não é tão nítida a associação espacial entre as fases cúbica e romboédrica. Os cristais de ambas equivalem-se, tanto no tamanho como na forma (anédrica) e raramente coalescem entre si. Em relação à amostra A2, as magnetites da fácies A86a revelam claro empobrecimento em TiO₂ (0.5-4.6%) e, em consequência, mais baixos teores de ulvospinela (Usp_{1.4-14.5}), enquanto a ilmenite, ao contrário, tende a apresentar-se ligeiramente enriquecida naquele componente (Ilm_{97.7-98.4}).

Nas amostras E22 e E24, ambas representantes dos gabros-ME, podem igualmente reconhecer-se diferenças entre os modos de ocorrência dos minerais opacos. Ainda que estes se encontrem representados em proporções volumétricas inferiores às observadas nas suas congéneres do MAC, parece existir certa correspondência textural entre os óxidos das amostras A2 e E24, bem como, embora com menor nitidez, entre A86a e E22. Nesta amostra a ilmenite é, no entanto, muito mais escassa do que em E24 e as magnetites analisadas revelam-se relativamente enriquecidas em componente titanado (Usp_{0.9-12.0} vs. Usp_{0.2-1.8}). No que diz respeito às ilmenites dos gabros-ME (Ilm_{88.6-93.7}), os resultados mostram ligeiro decréscimo em TiO₂ (46.6-49.1%) no confronto com as que foram analisadas nos gabros-MAC (48.3-51.8).

No grupo-MCM, como repetidamente tem sido referido, a amostra C14 (sector-SE) apresenta textura *granoblástica*, bem diferente das fácies granulares claramente predominantes, quer nos monzogabros, monzonitos e granodioritos do sector SE, quer nos gabros que constituem a fácies mais representativa do sector-NW. Sublinhando o

aspecto *granoblástico* fino patenteado por C14, os pequenos cristais de minerais opacos são aqui, à semelhança das outras fases, invariavelmente arredondados e encontram-se disseminados de modo uniforme na amostra. No entanto, apesar destas peculiaridades texturais, não parecem registar-se significativas diferenças composicionais relativamente aos óxidos ferri-titanados analisados nas amostras gabróicas, granulares, do sector-NW do maciço. À excepção da análise C14/8 (Usp_{2.8}), os teores de Fe₂TiO₄ na fase cúbica, são invariavelmente baixos (Usp<0.6) e os de FeTiO₃, na fase romboédrica, são também inferiores aos registados nos cristais de ilmenite dos outros dois maciços situando-se, para o conjunto das amostras C14 (5 análises), C41 (3) e C54 (5), no intervalo Ilm_{84.5–90.2} (méd.=88.5). A amostra C41 é a única deste lote onde foi possível observar aspectos texturais análogos aos descritos para na fácies A2 (MAC), ou seja, conjuntos de cristais de ilmenite agrupados em torno de cristais subédricos de magnetite.

Se as composições agora descritas forem projectadas no sistema triangular FeO–TiO₂–Fe₂O₃ (**Figura IV.51**, página seguinte), incluindo neste as linhas correspondentes às principais séries de soluções sólidas – (Mgt-Usp)_{SS}, (Hem-Ilm)_{SS} e também (Pseudobrookite-FeTi₂O₅)_{SS}: BUDDINGTON & LINDSLEY (1964) –, bem como os limites composicionais dos óxidos Fe-Ti primários, coexistentes nos tipos magmáticos mais comuns (CARMICHAEL *et al.*, 1974), facilmente se reconhece que, apesar da aparente falta de critérios petrográficos comprovativos, grande parte dos dados químicos recolhidos no grupo das espinelas (s.l.), apontam para a ocorrência de processos químicos de enriquecimento em componente magnético, provavelmente por oxidação da titanomagnetite ("oxi-exsolução") durante a fase de arrefecimento (pós-consolidação) dos maciços em estudo. Tal é particularmente nítido para os grupos ME e MCM, facto que condiz com os mais avançados graus de evolução patenteado pelas amostras destes maciços, relativamente aos que se reconhecem nos gabros de Alter do Chão. Quanto às magnetites analisadas nas amostras A2 e A86a deste maciço, a mesma

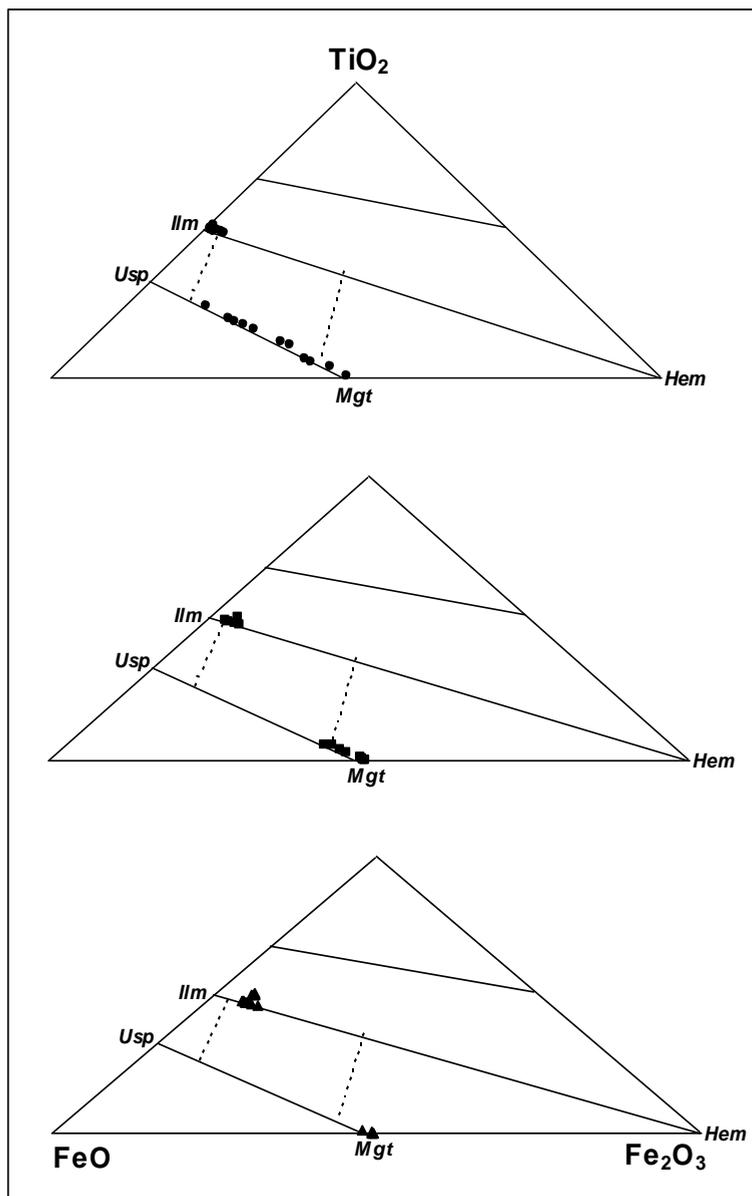
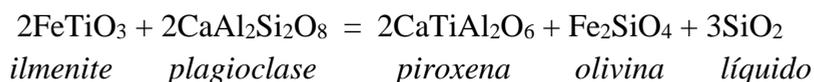


Figura IV.51 - Projecção no diagrama triangular $FeO-TiO_2-Fe_2O_3$ das proporções molares (%) dos óxidos de Fe-Ti analisados nos conjuntos máficos MAC (círculos), ME (quadrados) e MCM (triângulos). As linhas contínuas representam a gama composicional das soluções sólidas $Usp-Mgt$ (ulvospinela-magnetite), $Ilm-Hem$ (ilmenite-hematite). O campo definido por estas linhas e pelos segmentos a tracejado delimita o espectro composicional dos óxidos Fe-Ti fraccionados a partir dos tipos magmáticos mais comuns (CARMICHAEL *et al.*, 1974). Ver texto.

figura (IV.51) ilustra com nitidez as diferenças composicionais atrás anotadas, sendo possível que os substancialmente mais elevados teores de Usp encontrados em A2 possam corresponder, nesta amostragem, a cristais de titanomagnetite bastante menos afectados pelos referidos processos de oxidação. Assim, a gama composicional definida por estas espinelas inversas estaria, em termos da solução sólida (Usp-Mgt)_{ss}, mais próxima das titanomagnetites (primárias) que é suposto terem sido fraccionadas a partir dos magmas originais e deles separadas por processos gravíticos de acumulação cristalina – de influência, aliás, particularmente evidente nesta amostra (A2), haja em vista, desde logo (para além de critérios texturais), a já mencionada expressão modal ($\approx 10\%$) com que nela se fazem representar os óxidos Fe-Ti –. Como a Fig. IV.51 bem revela, note-se, ainda, que os prováveis processos de oxidação da ulvospinela, afectaram também paralelamente as ilmenites, verificando-se nestas um progressivo decréscimo do componente titanado (Ilm) quando se confrontam a sequência dos resultados obtidos nos grupos MAC (Ilm_{méd.}=96.2 %), ME (91.4) e MCM (88.5).

Por outro lado, tendo em conta que os magmas do MAC deverão estar associados a actividade da sílica relativamente mais baixa (como se referiu em secções anteriores deste capítulo) e que esse facto deveria potenciar a incorporação de Ti na piroxena em detrimento da ilmenite (e.g. VERHOOGEN, 1962), de acordo com a reacção (CARMICHAEL *et al.*, 1974),

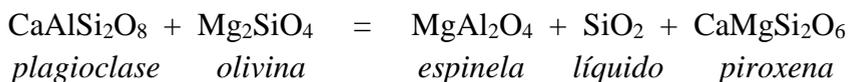
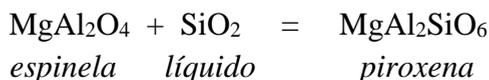


seria de esperar que os gabros-MAC se apresentassem empobrecidos em ilmenite relativamente aos dos grupos ME e MCM, facto que parece não se verificar neste conjunto de amostras e é negado, de forma cabal, pela elevada representatividade modal da fase romboédrica na amostra A2. Para além disso, o teor em TiO₂ das ilmenites-MAC (48.3-51.8; méd.=50.2%) é mais alto do que o registado nos grupos ME (46.6-49.1; 48.0) e MCM (44.3-47.2; 46.1), relação composicional concordante com a observação anterior e, portanto, face à mesma reacção química,

igualmente contraditória com a mais elevada a_{SiO_2} dos magmas associados aos ME e MCM — recordem-se, entre outros critérios, as composições normativas de clinopiroxenas e anfíbolas, ou a presença de quartzo modal num número significativo das fácies representativas destes dois maciços —. No entanto, para além dos níveis de saturação em sílica (e de variáveis intensivas como a T e a f_{O_2}), outros factores composicionais dos líquidos magmáticos influenciam a cristalização dos óxidos Fe-Ti. Entre eles, designadamente no que diz respeito à fraccionação de ilmenite, assume papel de relevo a actividade do TiO_2 (e.g. TOPLIS & CARROL, 1995), factor que deverá ter sido decisivo na génese das ilmenites do MAC. De facto, tendo em conta, por exemplo, a presença de caersutite nas fácies gabróicas mais representativas deste maciço (e a sua ausência nos outros dois: ME e MCM), é de admitir que tenham sido atingidos, nos magmas originais a ele associados, níveis da a_{TiO_2} suficientemente elevados para, apesar dos baixos teores de sílica, permitirem a fraccionação (por vezes exuberante: A2) destas ilmenites.

Em relação às magnetites, de uma forma geral e sem esquecer as considerações feitas no início deste ponto (IV.5), os resultados analíticos podem considerar-se concordantes com o pendor alcalino que tem sido atribuído, ao longo deste trabalho, ao tipo de magmatismo subjacente ao MAC.

De facto, se forem tidas em conta as reacções químicas que traduzem, em paragénese com piroxena ou (olivina + plagioclase + piroxena), a incorporação de Al na rede da titanomagnetite (CARMICHAEL *et al.*, 1974; FROST & LINDSLEY, 1991), terá de



reconhecer-se que líquidos magmáticos caracterizados por baixa actividade da sílica (como acontece nos magmas alcalinos) tendem a favorecer o componente magnésio-aluminoso (pleonástico) na espinela. Na verdade, embora se assista, para qualquer dos grupos de magnetites analisados, a uma considerável variabilidade dos teores de Al_2O_3 , estes são tendencialmente mais elevados no MAC (0.5-5.5; méd.=2.4%) do que no ME (0.2-4.9; 1.0), ou no MCM (0.1-0.8; 0.3), verificando-se relação análoga no que diz respeito ao MgO (médias: 0.40; 0.20; 0.01%, respectivamente). É também de assinalar que os cristais mais empobrecidos nestes dois componentes revelam igualmente tendência para se apresentarem deficitários em TiO_2 ($< \text{Usp}$), facto que deverá ser considerado normal em rochas plutónicas: o lento arrefecimento do sistema promove, não só a saída de Ti da magnetite (para a ilmenite), mas também a de Mg e de Al da fase cúbica para os silicatos envolventes (e.g. FROST & LINDSLEY, 1991).

Tal como a anterior, a **Figura IV.52** mostra, de novo, a gama

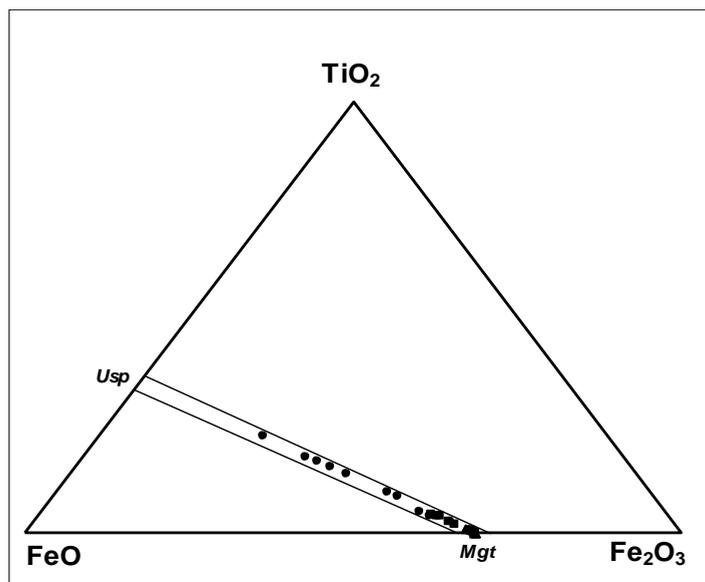
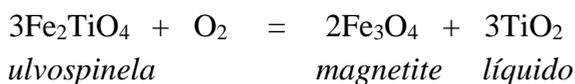


Figura IV.52 - Projecção no diagrama triangular $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ das percentagens ponderais das espinelas inversas (magnetites, s.l.) analisadas nos conjuntos máficos MAC (círculos), ME (quadrados) e MCM (triângulos). As linhas paralelas marcam os limites composicionais da solução sólida *Usp-Mgt* (ulvospinela-magnetite) propostos experimentalmente por TAYLOR (1964) a temperaturas próximas dos 1300 °C.

composicional das espinelas inversas analisadas e o carácter quimicamente intercalar das que pertencem ao grupo ME. Para além disso, ao utilizar as percentagens ponderais (em vez das proporções molares da Fig. IV.51) e os limites composicionais da solução sólida (Usp-Mgt) sugeridos por TAYLOR (1964) para o sistema ternário FeO–TiO₂–Fe₂O₃, é possível confirmar que, seriando os grupos de pontos no sentido (MCM→ME→MAC), a gama composicional é progressivamente mais alargada, atingindo expressão máxima para os sete valores obtidos na amostra A2 (Usp: 24.5-64.3 %). Mesmo sem descurar a circunstância de se tratar de rochas plutónicas (cumuladas) e considerando, portanto, os efeitos mais que prováveis de reacções subsolidus de oxidação, estes dados parecem indicar, pelo menos em termos comparativos, que a cristalização das magnetites do grupo MAC (em particular as ocorrentes em A2) deverá corresponder ao extremo térmico mais elevado de todo o espectro analisado, sendo o outro extremo supostamente representado pela mínima variabilidade química da fase cúbica no grupo MCM (Usp_{0.1-2.8}). Tal especulação é sustentável, desde logo, por constrangimentos de ordem termodinâmica (e.g. CARMICHAEL *et al.*, 1974), mas também pela confrontação entre os tendencialmente mais baixos graus de evolução patenteados pelos exemplares do grupo MAC e a verificação, em estudos experimentais ou comparativos, de que o teor em Usp das magnetites é, em regra, decrescente ao longo do processo de diferenciação das séries magmáticas (e.g. BUDDINGTON & LINDSLEY, 1964; SPENCER & LINDSLEY, 1981).

Tal tendência evolutiva (Usp→Mgt), ainda que aparentemente mais comum, não constitui, contudo, regra generalizável aos processos de fraccionação magmática das espinelas inversas, devendo equacionar-se, também a este respeito, a influência conjugada de múltiplos factores físico-químicos. A título de exemplo, reacções químicas do tipo,



ilustram a importância da f_{O_2} e da a_{TiO_2} na sequência de cristalização da fase cúbica (e.g. ANDERSON, 1968; MATA, 1996).

Sobre esta matéria, o limitado conjunto de dados analíticos recolhidos nas fácies dos grupos MAC, ME e MCM, bem como as alterações composicionais sub-*solidus*, tornam difícil avaliar a sequência de cristalização da fase cúbica, nestes conjuntos de rochas plutónicas. De facto, desconhecendo a extensão com que aquelas transformações afectaram os teores de Mg, ou a razão Fe^{3+}/Fe^{2+} das magnetites originais, perde fiabilidade, por exemplo, a utilização do parâmetro Mg# – i.e.: $100Mg/(Mg+Fe^{2+})$ – como índice de evolução. Como pode observar-se na **Figura IV.53**, esta razão só excede o

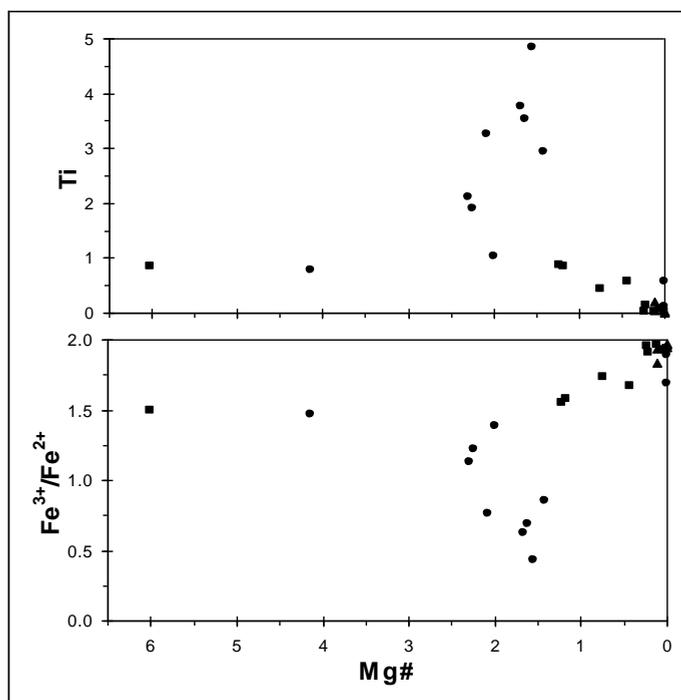


Figura IV.53 - Mg# vs. Ti e Fe^{3+}/Fe^{2+} para as espinelas inversas (magnetites, s.l.) analisadas nos conjuntos MAC (círculos), ME (quadrados) e MCM (triângulos). Elementos expressos em proporções catiónicas (afu).

valor 2.3 em duas (A86a/2=4.1; E22/6=6.0) das 26 análises executadas confirmando, para o conjunto de cristais magnetite, terem ocorrido significativas perdas de Mg (mobilizado para os silicatos coexistentes?)

durante o lento processo de arrefecimento destas rochas granulares. Assim, ainda que os diagramas da referida figura possam sugerir que as sete análises da amostra A2 (com os valores mais altos de Ti e mais baixos de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$) definem uma tendência evolutiva distinta dos restantes pontos, não é razoável, para tão baixos e tão próximos valores de Mg# (em A2: 1.4-2.3), interpretar essa diferença à luz de possíveis peculiaridades (e.g. $> f_{\text{O}_2}$) relativamente às condições magmáticas de génese destes cristais. Com efeito, a proximidade petrográfica das duas amostras-MAC (A2 e A86 são ambas gabros olivínicos com caersutite) e a falta de argumentos que justifiquem a consideração de duas gerações distintas de magnetites, parecem confirmar que, também nos diagramas da Fig. IV.53, a destacada posição da mancha de pontos correspondentes a A2, deverá antesreflectir uma menor incidência dos processos subsolidus de transformação química. Outra hipótese seria admitir que os cristais de magnetite analisados sofreram, durante o arrefecimento, mecanismos de oxidação com intensidade semelhante e que, portanto, as suas actuais diferenças composicionais poderiam ainda relacionar-se, parcialmente, com distintos condicionalismos químicos de fraccionação magmática. Pelo menos no que diz respeito às magnetites do grupo MAC, e assumindo que a actividade inicial do TiO_2 terá sido aqui suficientemente alta para garantir uma sequência de cristalização do tipo ($\text{Usp} \rightarrow \text{Mgt}$), parece poder concluir-se, em qualquer das hipóteses mencionadas, que os cristais analisados na amostra A2 deverão representar composições químicas bastante mais próximas das que terão sido geradas durante a precipitação magmática desta fase.

A quantificação do binómio $T-f_{\text{O}_2}$ a partir dos resultados analíticos dos óxidos Fe-Ti em equilíbrio, será discutida em secção subsequente deste trabalho, no entanto, a título preliminar, ou exploratório, e com base exclusivamente nas observações texturais, deverá referir-se que a cristalização da fase cúbica parece preceder a da fase romboédrica (relação particularmente evidente nas amostras A2, E24 e C41), circunstância que poderia prenunciar níveis da f_{O_2} iguais ou superiores aos do tampão QFM (e.g. SNYDER *et al.*, 1993; TOPLIS & CARROL, 1995).

Para além dos aspectos texturais, a afinidade genética entre titanomagnetites e ilmenites pode também ser aferida em termos químicos, designadamente pela confrontação composicional referente a alguns dos elementos menores. Com efeito, a co-precipitação destas fases a partir de um mesmo líquido magmático, traduz-se frequentemente (e.g. CARMICHAEL *et al.*, 1974; CURRIE *et al.*, 1986) num enriquecimento da fase cúbica nos óxidos de catiões trivalentes (Al_2O_3 , Cr_2O_3 e V_2O_3) relativamente à fase romboédrica que, por sua vez, encerra maiores concentrações dos metais com valência dupla (MnO e MgO).

Em relação às amostras em estudo, embora seja provável que o lento processo de arrefecimento tenha potenciado a mobilidade daqueles componentes, não é de excluir que o balanço químico entre as duas fases, genericamente concordante com as relações composicionais acima referidas, reflecta ainda, na maior parte dos casos, traços da sua descendência magmática. Os desvios que, a este respeito, foram registados nalguns pares (Mgt+Ilm), referem-se aos teores de Cr_2O_3 (em A2 e E24) e de MgO (A2 e A86a), podendo corresponder a eventuais irregularidades no processo de fraccionação de outras fases consumidoras destes componentes, como é o caso da clinopiroxena ($D_{Cr}^{Cpx} \gg 1$; e.g. IRVING & FREY, 1984). Ilustram estes comentários os valores apresentados na **Tabela IV.8**.

| | Al_2O_3 | Cr_2O_3 | V_2O_3 | MnO | MgO |
|----------|-------------------------|-------------------------|------------------------|-----------|-----------|
| A2/Mgt | 0.97-3.07 | 0.00-0.03 | 0.54-0.97 | 0.25-0.53 | 0.34-0.52 |
| A2/Ilm | 0.01-0.11 | 0.00-0.03 | 0.24-0.32 | 1.11-1.30 | 0.02-0.39 |
| A86a/Mgt | 0.51-5.48 | 0.07-0.13 | 0.64-1.11 | 0.03-0.13 | 0.00-0.82 |
| A86a/Ilm | 0.00-0.02 | 0.00-0.03 | 0.27-0.35 | 1.28-3.85 | 0.07-0.30 |
| E22/Mgt | 0.36-4.92 | 0.21-0.27 | 0.72-1.38 | 0.03-0.17 | 0.01-1.20 |
| E22/Ilm | 0.00 | 0.02 | 0.31 | 1.31 | 1.66 |
| E24/Mgt | 0.20-0.69 | 0.01-0.04 | 0.72-1.00 | 0.00-0.04 | 0.00-0.04 |
| E24/Ilm | 0.00-0.03 | 0.00-0.06 | 0.35-0.50 | 0.98-1.17 | 0.00-0.08 |
| C14/Mgt | 0.27-0.84 | 0.07-0.08 | 0.83-0.97 | 0.02-0.04 | 0.00-0.02 |
| C14/Ilm | 0.00-0.02 | 0.00-0.03 | 0.41-0.57 | 0.93-0.98 | 0.00-0.06 |
| C41/Mgt | 0.09-0.11 | 0.03-0.14 | 0.66-0.68 | 0.00-0.01 | 0.00-0.00 |
| C41/Ilm | 0.00-0.01 | 0.01-0.03 | 0.50-0.58 | 0.96-1.01 | 0.03-0.05 |

Tabela IV.8 - Intervalos de variação de alguns componentes menores, referentes às análises obtidas, em cada amostra, nas fases cúbica (Mgt) e romboédrica (Ilm). Grupo MAC (amostras A2 e A86a), ME (E22 e E24) e MCM (C14 e C41). Ver texto.

IV. Feldspatos

Plagioclase ; fórmula geral: $(\text{Ca})^X(\text{Al}_2\text{Si}_2)^T\text{O}_8 - (\text{Na})^X(\text{AlSi}_3)^T\text{O}_8$

Feldspato alcalino ; fórmula geral: $(\text{Na})^X(\text{AlSi}_3)^T\text{O}_8 - (\text{K})^X(\text{AlSi}_3)\text{O}_8$

Fórmulas estruturais calculadas na base de 32 oxigénios

IV.6.1. Feldspatos das rochas máficas

A plagioclase é, sem dúvida, o feldspato mais representativo das rochas máficas que constituem os principais afloramentos dos maciços de Alter do Chão, de Elvas e de Campo Maior. Regista-se, no entanto, nos termos mais evoluídos (granodioríticos) destes dois últimos, a presença conjunta de feldspatos alcalinos (potássicos), frequentemente pertíticos, facto que não foi observado em nenhuma das amostras colhidas no MAC.

Como se referiu no capítulo anterior (III) a plagioclase é, nas fácies gabróicas do MAC e do MCM, uma fase mineralógica que precede a cristalização de clinopiroxena. Nos gabros olivínicos do ME (e.g. E20, E22) mantem-se esta ordem de cristalização que, no entanto, parece invertida nos termos mais abundantes e característicos deste maciço, ou seja, nos basitos não olivínicos e nas rochas intermédias dioríticas e granodioríticas.

A descrição química dos feldspatos das rochas máficas é elaborada a partir de uma base de dados com cerca de uma centena de análises pontuais, das quais a esmagadora maioria (c.a. de 90) foi executada em cristais de plagioclase, tendo as restantes sido obtidas nalguns exemplares de feldspato potássico presente, como se disse, em termos medianamente evoluídos dos maciços de Elvas e de Campo Maior.

Como seria de esperar em função dos espectros litológicos observados em cada um dos maciços, e fica, de resto, bem patente na **Figura IV.54** (pág. seguinte), a gama composicional das plagioclases do MAC é claramente mais restrita do que a registada nos conjuntos ME e MCM. Assim, enquanto no conjunto MAC as composições variam entre bitownite ($\text{An}_{86.4}\text{Ab}_{13.0}\text{Or}_{0.6}$) e labradorite ($\text{An}_{58.4}\text{Ab}_{41.3}\text{Or}_{0.3}$), ambas em fácies gabróicas (A56, A13), o intervalo de variação no grupo ME situa-se entre anortite ($\text{An}_{97.4}\text{Ab}_{2.3}\text{Or}_{0.3}$) e oli-

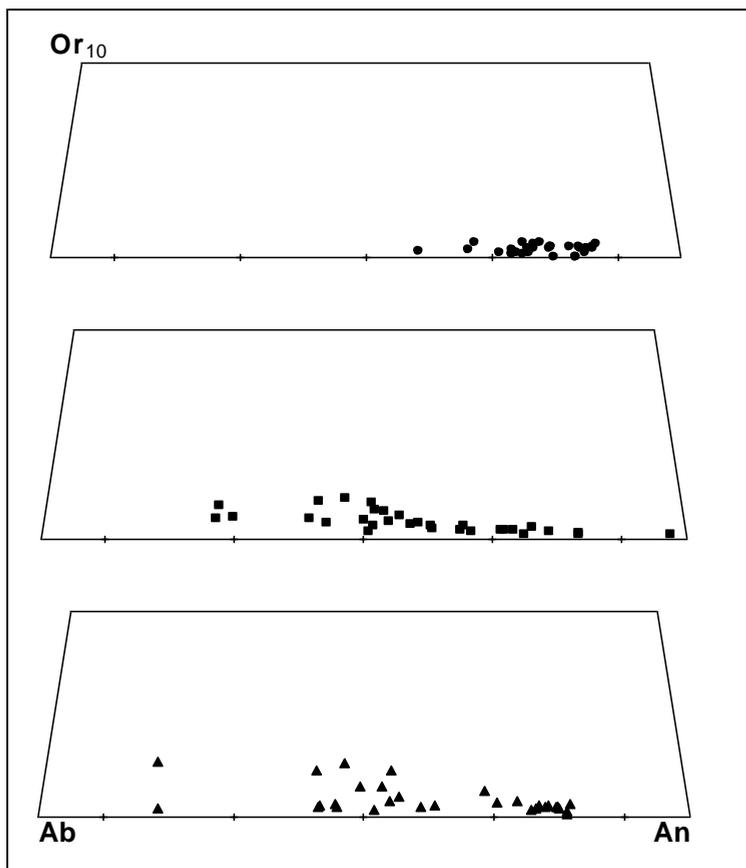


Figura IV.54 - Projecção das plagioclases das rochas máficas no diagrama ternário Ab–Or₁₀–An. Grupos MAC (círculos), ME (quadrados) e MCM (triângulos). Os segmentos marcados no lado Ab–An, delimitam os campos composicionais da albite (An₀₋₁₀), oligoclase (An₁₀₋₃₀), andesina (An₃₀₋₅₀), labradorite (An₅₀₋₇₀), bitownite (An₇₀₋₉₀) e anortite (An₉₀₋₁₀₀).

goclase (An_{26.7}Ab_{72.3}Or_{1.0}), respectivamente em gabros olivínicos (E20) e em granodioritos (E42). No grupo MCM a plagioclase mais cálcica (bitownite: An_{81.5}Ab_{17.9}Or_{0.6}) é característica dos gabros (C51), enquanto a mais sódica (oligoclase: An_{17.0}Ab_{80.3}Or_{2.7}) se faz representar em fácies granodioríticas (C16). Refira-se ainda que no MCM o quimismo das plagioclases é mais um elemento de discriminação entre os gabros granulares do sector NW e as rochas intermédio-básicas (monzo-gabros) de tendência granoblástica do sector SE, com as primeiras a representarem composições globalmente mais ricas em

molécula anortítica ($An_{81.5-53.6}$) do que as que foram analisadas neste último sector ($An_{67.9-17.0}$).

Na Fig. IV.54 não estão projectados os pontos representativos de alguns cristais de feldspato alcalino (valores de $Ca \approx 0$) que, de forma bem mais exígua do que a plagioclase, acompanham esta fase nas rochas mais evoluídas dos grupos ME e MCM. Ainda que (propositadamente) não exaustiva, a amostragem química dos feldspatos da série Ab-Or – executada em cristais de microclina e/ou ortoclase sem sinais ópticos de exsoluções pertíticas – revela composições fortemente enriquecidas no componente potássico.

Nas fácies intermédias do ME registaram-se os valores $Or_{76.7}$ (análise E30/2) e $Or_{95.0}$ (E42/2), enquanto em fácies similar do conjunto MCM-SE a variação se situa no intervalo $Or_{91.6-96.1}$ (C16). De registar que este tipo de feldspatos potássicos coexiste com plagioclases relativamente enriquecidas em Na, pertencentes a uma banda composicional que inclui andesinas e oligoclases, facto que pode considerar-se normal em fácies com este grau de diferenciação magmática. Em função da natureza plutónica destas rochas e do lento processo de arrefecimento que determinou as texturas granulares observadas, seria também de esperar que, apesar de opticamente uniformes, os cristais de feldspato alcalino analisados revelassem alguma heterogeneidade química correspondente aos processos de exsolução pertítica que, naquelas condições de génese, costumam caracterizar os feldspatos da série Ab-Or (e.g. DEER *et al.*, 1992). Os perfis analíticos exploratórios que foram executados não permitiram confirmar esse tipo de discontinuidades criptocristalinas, mas a presença nas mesmas rochas de outros cristais em que as pertites são opticamente inequívocas faz admitir que os fenómenos de exsolução em causa possam afectar a generalidade dos cristais desta fase mineralógica. Mesmo sem ter sido possível recorrer, neste trabalho, à avaliação do estado estrutural dos feldspatos (nomeadamente da sua "triclinicidade": e.g. NEVES, 1985), é pois francamente provável, dado o seu contexto petrográfico, que se trate de feldspatos com elevado grau de ordem interna ("ordered feldspars": e.g. DEER *et al.*, 1992), na

maioria dos casos com separação química das fases sódica e potássica, correspondentes às fases terminais de um lento processo de arrefecimento.

Voltando às plagioclases, atente-se agora nos dados referentes aos mais expressivos zonamentos químicos intracristalinos encontrados durante a execução do programa analítico desta fase nas rochas máficas (**Tabela IV.9**) e que correspondem a cristais onde, de forma mais ou

| | %Or | %Ab | %An |
|----------|-----|------|------|
| A40/1c | 0.7 | 32.2 | 67.1 |
| A40/1b | 0.8 | 22.0 | 77.3 |
| E1/2c | 0.7 | 42.3 | 57.0 |
| E1/2m | 0.7 | 55.2 | 44.0 |
| E1/2b | 1.0 | 69.5 | 29.5 |
| E13/1c | 1.7 | 47.7 | 50.5 |
| E13/1b | 1.0 | 57.7 | 41.3 |
| E13/2c | 1.9 | 51.7 | 46.3 |
| E13/2b | 1.8 | 56.0 | 42.2 |
| E26/1c | 0.5 | 23.5 | 76.0 |
| E26/1m | 0.4 | 20.9 | 78.7 |
| E26/1b | 0.7 | 48.1 | 51.3 |
| E29/1c | 0.2 | 16.5 | 83.2 |
| E29/1b | 1.1 | 43.9 | 55.0 |
| E29/2c | 0.4 | 26.5 | 73.0 |
| E29/2m | 0.5 | 39.0 | 60.5 |
| E29/2b | 0.8 | 40.9 | 58.3 |
| EIII1/1c | 0.4 | 34.6 | 65.0 |
| EIII1/1m | 0.6 | 34.1 | 65.3 |
| EIII1/1b | 0.8 | 45.7 | 53.5 |
| C5/2c | 0.2 | 18.8 | 81.0 |
| C5/2b | 1.0 | 44.1 | 54.9 |
| C15/1c | 0.4 | 48.2 | 51.4 |
| C15/1b | 0.7 | 54.0 | 45.3 |

Tabela IV.9 - Zonamento químico concêntrico em cristais de plagioclase das rochas máficas. Grupos MAC (referências A#), ME (E#) e MCM (C#). Análises efectuadas sequencialmente nas zonas centrais (c), intermédias (m) e de bordadura (b) dos cristais seleccionados. Ver interpretação no texto.

menos nítida, foi possível observar bandas de crescimento concêntricas. Tal zonamento óptico é raro nas plagioclases dos gabros-MAC, ao contrário do que se passa nas rochas intermédio-básicas dos conjuntos ME e MCM onde o fenómeno, sem ser frequente, pode, no entanto, ser observado com alguma regularidade.

Na referida tabela, o cristal A40/1 (grupo-MAC) representa um dos poucos exemplos em que se conseguiu registar forte zonamento

químico, correspondente a um acentuado incremento de componente anortítico entre o núcleo do cristal e a sua bordadura. Se correspondente a fases sucessivas do crescimento cristalino em ambiente ígneo, o zonamento inverso nas plagioclases poderia reflectir evolução policíclica no reservatório magmático, com adição de um líquido mais primitivo a um magma já consideravelmente diferenciado, mas o carácter aparentemente esporádico de cristais com zonamento inverso não permite excluir a hipótese de que o incremento em Ca nas orlas destes cristais possa estar relacionado com processos de interacção química com as rochas encaixantes, neste caso carbonatadas.

Já nos cristais escolhidos para representar a variação composicional intracristalina em plagioclases do grupo ME se regista, como caso mais frequente, um zonamento normal, traduzido pelo decréscimo centrífugo do componente cálcico. Embora aparentemente dominante, o progressivo e contínuo incremento em Na das plagioclases ao longo de processos de diferenciação como a cristalização fraccionada (e.g. BOWEN, 1956), pode ter sido perturbado, pontualmente, pela intervenção de fenómenos de mistura magmática e/ou assimilação crustal tendentes a fazer incrementar a razão Ca/Na nos líquidos envolvidos e, portanto, nas fases cristalinas deles descendentes. Como demonstrado por alguns autores (e.g. EICHELBERGER, 1978), episódios deste tipo podem provocar um zonamento oscilatório nos cristais de plagioclase durante a consolidação de rochas ígneas medianamente evoluídas, podendo admitir-se génese afim para o perfil composicional obtido no cristal E26/1 (em fácies gabro-diorítica), onde os teores máximos de *An* se encontram na sua zona intermédia (análise E26/1m, na Tab IV.9).

Os cristais seleccionados no grupo MCM, parecem indicar zonamento de tipo normal como o mais frequente nas plagioclases quimicamente não homogéneas. Podem também surgir grãos (e.g. análises C15/2) em que a bordadura (b) seja ligeiramente mais rica em Ca do que a zona central (c) — $c(\text{An}_{42.9}) \rightarrow b(\text{An}_{45.7})$ —, mas o reduzido número de casos estudados e as relativamente baixas amplitudes de variação química (núcleo \rightarrow bordo) detectadas, não permitem tecer, a seu respeito, considerações genéticas suficientemente consistentes.

IV.6.2. Feldspatos das rochas félsicas

No conjunto de análises químicas de feldspatos presentes nas rochas félsicas, procurou-se obter um conjunto de dados que, de alguma forma, pudesse considerar-se representativo dos diferentes grupos amostrados. Tal como se procedeu nos outros grupos mineralógicos, também aqui foram visados, essencialmente, os cristais que mais garantias oferecessem de poder corresponder ao estágio magmático dos processos de diferenciação. Assim, foram preteridas, o mais possível, as fácies intensamente deformadas, com fenómenos de blastese e neoformação cristalinas evidentes. Tendo em conta o alto grau de diferenciação magmática materializado, em regra, pelas rochas félsicas aqui estudadas, não se antevia encontrar uma marcada variação química, quer no grupo das plagioclases, quer no que diz respeito aos feldspatos alcalinos. Com efeito, uma apreciação global ao novo conjunto de dados obtidos, permite confirmar essa relativa monotonia composicional, ainda que, numa escala mais fina, mereçam referência as diferenças registadas entre feldspatos pertencentes a fácies com diferentes graus de alcalinidade. Por outras palavras, pode afirmar-se que, também a composição dos feldspatos reflecte, pelo menos em parte, a discriminação lito-geoquímica sugerida no final do capítulo anterior (III), com base nas diferentes paragénese observadas ou, mais concretamente, na tipologia dos inossilatos presentes.

O quadro síntese que é apresentado na **Tabela IV.10**, revela o extremo enriquecimento em Na das plagioclases das rochas hiperalcali-

| Rs. félsicas: grupo | | H-S | | | H-US | | | A-S | | |
|---------------------|--------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | | An | Ab | Or | An | Ab | Or | An | Ab | Or |
| Plg | Ab-Máx | 0.0 | 99.7 | 0.3 | 0.3 | 99.3 | 0.4 | 0.5 | 99.1 | 0.4 |
| | Ab-mín | 0.2 | 99.1 | 0.7 | 0.7 | 99.0 | 0.3 | 8.0 | 91.2 | 0.8 |
| | Ab-méd | 99.5 | | | 99.2 | | | 95.2 | | |
| Fel-K | Or-Máx | 0.1 | 2.4 | 97.6 | 0.0 | 3.3 | 96.7 | 0.0 | 2.4 | 97.6 |
| | Or-mín | 0.0 | 9.5 | 90.5 | 0.1 | 5.2 | 94.7 | 1.8 | 44.9 | 53.3 |
| | Or-méd | 95.4 | | | 95.5 | | | 90.8 | | |

Tabela IV.10 - Síntese estatística da variação composicional (An-Ab-Or) nas plagioclases (Plg) e feldspatos potássicos (Fel-K) das rochas rochas félsicas hiperalcalinas (sobre-)saturadas (H-S), hiperalcalinas subsaturadas (H-US) e alcalinas (sobre-)saturadas (A-S). Abreviaturas: Máx (máximo); mín (mínimo); méd (média).

nas que, como esperado, se verifica, quer nos termos (sobre-)saturados em sílica (grupo H-S), quer nas fácies sub-saturadas (H-US); ao mesmo tempo, assinala-se a coexistência, nestes conjuntos, de feldspatos alcalinos com clara predominância do componente potássico (Or). Os feldspatos das rochas do grupo A-S – consideradas como alcalinas levemente sobressaturadas em sílica, com hastingsite como inossilicato dominante – revelam, em relação aos conjuntos anteriores, teores tendencialmente mais baixos em Na nas plagioclases, e em K na série Ab-Or. Volta a colocar-se aqui, porventura com maior acuidade, dado o extremo grau de diferenciação que estas rochas representam, a influência dos processos (sub-microscópicos) de exsolução peritítica que determinam, decerto, a concentração dos valores composicionais em zonas muito próximas dos pólos Ab e Or, como é documentado pela **Figura IV.55** (pág. seguinte). Note-se que, à excepção do cristal EVA9/5 que revela como componentes extremos $An_{0.1}Ab_{34.7}Or_{65.2}$ (análise pontual em ortoclase de fácies sienítica representativa do grupo EH-Varche), todos os outros pontos correspondentes a feldspatos alcalinos de fácies hiperalcalinas se situam na banda composicional Or_{85-100} , típica de cristais estruturalmente ordenados, de baixa temperatura (ou lento arrefecimento), em regra classificados como ortoclase e microclina peritíticas (e.g. DEER *et al.*, 1992). Diga-se também que, neste diagrama, os dois pontos projectados no intervalo An_{10-20} , dizem respeito a cristais de plagioclase presentes em fácies sieno-diorítica (amostra CT3c) associada no terreno aos sienitos nefelínicos do Monte da Tinoca (grupo CMH), sendo de registar, em favor do (pretendido) carácter primário dos cristais analisados, o paralelismo existente entre o menor grau de evolução dessas rochas e a natureza relativamente mais cálcica das suas plagioclases.

Relativamente ao teor em Fe dos feldspatos nas rochas félsicas, pode afirmar-se que este é de um modo geral baixo, não excedendo, em 90% dos casos analisados, 0.1 átomos por fórmula unitária, correspondentes a cerca de 0.7% de FeO. Embora o ferro tenha sido analisado no estado ferroso (potencial substituto do Ca nas plagioclases), é mais comum, nos feldspatos, encontrar este metal como

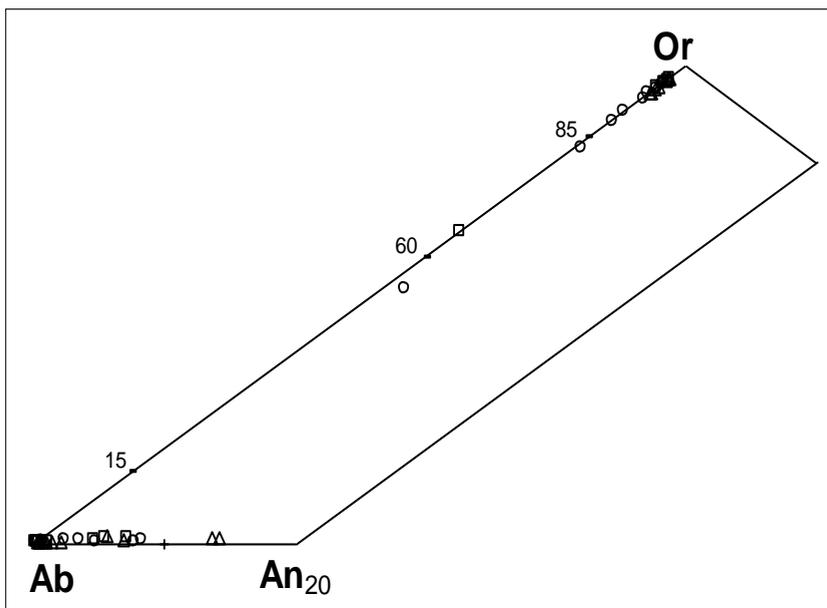


Figura IV.55 - Projecção dos feldspatos das rochas félsicas no diagrama Ab–Or–An₂₀. Grupos ACH (círculos), EH (quadrados) e CMH (triângulos). Os segmentos marcados no lado Ab–An₂₀, delimitam os campos composicionais da albite (An₀₋₁₀) e da oligoclase (An₁₀₋₃₀). No lado Ab–Or discrimina-se o campo de projecção das mesopertites (Or₁₅₋₆₀), pertites (Or₆₀₋₈₅) e ortoclase/microclina pertíticas (Or₈₅₋₁₀₀), segundo a classificação para feldspatos ternários estruturalmente "ordenados" (DEER *et al.*, 1992). Ver texto.

catião trivalente, onde pode ocupar o lugar do Al, com a mesma carga.

Como se ilustra na **Figura IV.56** (pág. seguinte), a projecção destes elementos para o conjunto de feldspatos analisados (Plg + Fe-K) nas rochas félsicas, revela proporções catiónicas inversamente proporcionais, sendo de admitir, portanto, que a maior parte do Fe se encontra na estrutura cristalina em substituição do Al e, portanto, no estado férrico (Fe³⁺). Não é de excluir, no entanto, que o ferro possa, adicionalmente, alojar-se nos feldspatos como elemento estranho ("impureza") à rede cristalina, facto bastante plausível em cristais cujas análises químicas revelaram teores em FeO^t superiores a 0.7% e que patenteiam, sintomaticamente, tonalidades rosa-avermelhado, à escala macroscópica.

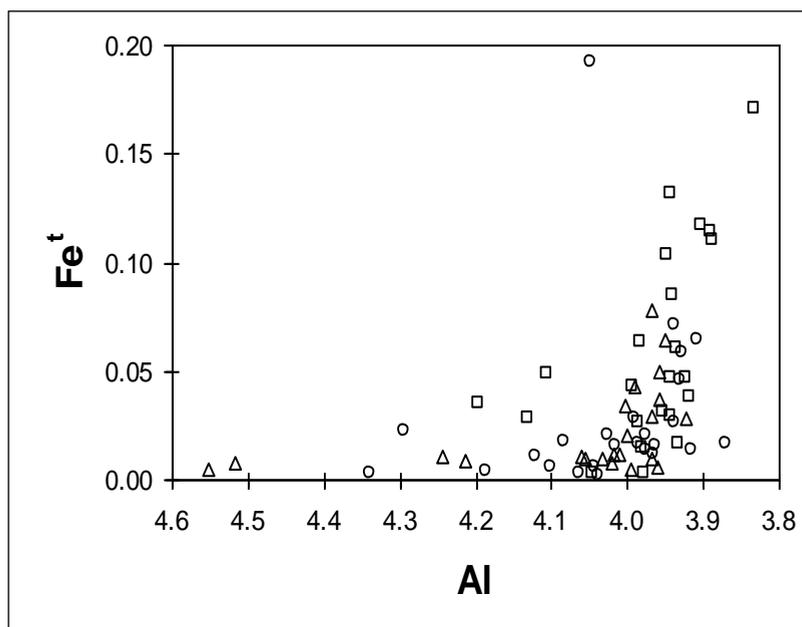


Figura IV.56 - Diagrama Al vs. Fe^t (=Fe²⁺) para os feldspatos analisados nas rochas félsicas. Grupos ACH (círculos), EH (quadrados) e CMH (triângulos).

IV.7. Outros Acessórios

Como referido no terceiro capítulo, e para além dos minerais claramente associados a transformações metamórficas (como é o caso da serpentina, da clorite, da moscovite, ou da granada), os grupos sistemáticos anteriormente descritos podem ser acompanhados, dependendo do tipo de fácies em questão, por um conjunto de fases mineralógicas que incluem esfena, aenigmatite, nefelina, sodalite, quartzo, zircão, alanite e fluorite. Tendo em conta factores como a relativa monotonia composicional, ou a dificuldade em proceder, neste tipo de análises pontuais, a uma avaliação quantitativa dos teores de certos elementos, por vezes quimicamente significativos na composição de algumas fases – é o caso dos *REE* (Elementos Terras Raras) em fases como a fluorite (e.g. NALDRETT *et al.*, 1987), o zircão (DEER *at al.*, 1992), ou a alanite (e.g. GALINDO & FERREIRA, 1989) –, e levando ainda em consideração o diferente peso diagnóstico que, neste contexto petrológico, é assumido pelas fases acima citadas, optou-se por recolher

dados químicos apenas em cristais de esfena, aenigmatite, nefelina e sodalite.

IV.7.1. Esfenas

Fórmula geral: $(X)(C)(T)O_4(O,OH,F)$

F. estrut. calcul. na base de 4 átomos de silício, com $(Ti+Al+Fe^{3+}) \leq 4$

Este silicato hidratado é um acessório característico de algumas fácies intermédias do Maciço de Elvas (ME), encontrando-se também representado, embora com expressão modal mais moderada, em certas fácies do conjunto de rochas félsicas estudadas, como acontece, por exemplo, nas dos afloramentos sieníticos de Varche (e.g. EVA9 do grupo EH) e do Monte de Figueira de Cima (e.g. CFC4b do grupo CMH), distintos exemplares das rochas anteriormente classificadas como hiperalcálicas (sobre-)saturadas em sílica.

Relativamente ao primeiro conjunto, as análises químicas pontuais, embora em escasso número (cerca de doze em apenas duas amostras: E13 e E30), pretendem constituir uma aproximação ao espectro composicional de uma geração de esfena, característica das rochas intermédias do ME, na maior parte das vezes representada por cristais bem desenvolvidos (chegam a atingir 2 mm), algumas vezes sob a forma de secções euédricas (losangulares) que parecem ocupar uma posição relativamente precoce na sequência de cristalização, situando-se entre a clinopiroxena (Di-Hd) e a plagioclase (labradorite-andesina) destas fácies. Recorde-se também a ocorrência conjunta, nestas amostras, de esfena micro-granular, claramente associada a óxidos metálicos (magnetite) constituindo, nestes casos, geração diversa da anterior; dada a reduzida dimensão dos grãos, não foi possível obter, no entanto, um conjunto de análises pontuais que permitissem a caracterização química deste tipo de esfenas.

Em relação aos cristais de maiores dimensões, verificam-se algumas diferenças composicionais entre as esfenas presentes em cada tipo de fácies, mas a discriminação química torna-se evidente, como seria de esperar, quando se confrontam os dados referentes a esta fase

nos *dioritos*-ME com os que se obtiveram nas titanites das rochas sieníticas de Varche (EH) e de Figueira de Cima (CMH), ambas consideradas hiperalcalinas e saturadas em sílica (grupo H-S). Deve referir-se, nesta altura, que embora seja admissível, em esfenas de alta temperatura, a inclusão de algum Ti na posição tetraédrica, por troca com o Si (e.g. HOLLABAUCH & ROSEMBERG, 1983), o cálculo das fórmulas estruturais não considerou essa hipótese, atribuindo aquele catião exclusivamente à posição C, na companhia de Al e Fe³⁺ (e.g. KAWACHI *et al.*, 1983).

Assim, iniciando a descrição química pelas esfenas das fácies intermédias do ME, é de registar, em primeiro lugar, que a obtenção de totais (somatório dos óxidos) inferiores a 98.3 % (méd=97.6), mesmo considerando a presença de H₂O e F estruturais, poderá indicar uma ligeira contribuição de REE na composição desta fase (e.g. DEER *et al.*, 1992). A comparação dos resultados obtidos nas amostras E13 e E30, assinala no primeiro conjunto, e em termos médios, ligeiro enriquecimento em TiO₂ (36.8 *vs.* 34.9 %) e CaO (29.1 *vs.* 28.7), bem como algum empobrecimento em SiO₂ (29.6 *vs.* 30.3) e Al₂O₃ (1.3 *vs.* 2.0). Quando projectado no diagrama triangular Ti–Al–Fe, este conjunto situa-se junto ao lado Ti–Al, próximo do pólo do Ti, posição que corresponde a composições dominadas por razões Ti/Fe relativamente elevadas (**Figura IV.57**, pág. seguinte). Dada a semelhança litológica das fácies (dioríticas) onde foram analisados estes cristais, e na falta de critérios texturais que neguem o seu carácter primário, não é possível avaliar o peso de eventuais processos metamórficos na monotonia composicional verificada. Apesar disso, deverá notar-se que a mancha definida pelas esfenas-ME naquele diagrama, se sobrepõe, pelo menos em parte, à zona de projecção de esfenas analisadas noutra trabalho (RIBEIRO, 1986), em rochas ígneas de diferentes composições, afectadas por um mesmo evento metamórfico de baixo grau.

O efeito homogeneização química das esfenas que é atribuído, nesse estudo, aos processos metamórficos parece, no entanto, ser aqui posto em causa pelas marcadas diferenças composicionais constatadas entre as titanites dos termos dioríticos do ME e as que ocorrem nos

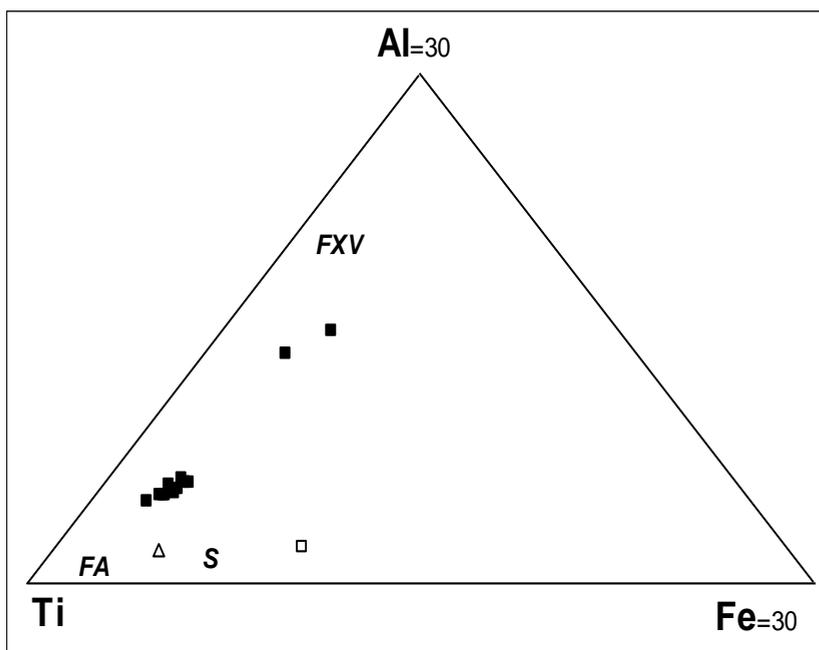


Figura IV.57 - Diagrama triangular Ti–Al₃₀–Fe₃₀ (catiões expressos em afu) para as esfenas analisadas nas rochas máficas do Maciço de Elvas (quadrados fechados) e nas amostras sieníticas (grupo H-S) dos afloramentos de Varche (EH: quadrado aberto) e do Monte de Figueira de Cima (CMH: triângulo aberto). As letras inseridas no diagrama ternário representam as zonas de projecção de esfenas ocorrentes em rochas metamórficas de grau moderado (FXV - fácies dos xistos verdes; FA - fácies anfibolítica) e em rochas ígneas sieníticas (S). Ver texto.

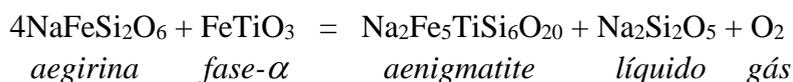
sienitos de Varche e de Figueira de Cima. De facto, estas últimas projectam-se na Fig. IV.57 junto ao lado Ti–Fe, próximo do que é habitual em esfenas de rochas sieníticas (ver também RIBEIRO, 1986) evidenciando, como principais características distintivas, nítido empobrecimento em Al₂O₃ (c.a. de 0.5 %) e CaO (c.a. de 27 %), bem como bastante mais altos teores em FeO^t (1.6–3.8 %) e Na₂O (0.4–1.2 %) do que as suas congéneres dos granodioritos. Destacam-se claramente, naquela figura, da zona de projecção das esfenas pertencentes a rochas metamórficas de grau baixo a moderado, apesar de ocorrerem em fácies sieníticas muito deformadas e com sinais evidentes de transformações mineralógicas pós-magmáticas.

IV.7.2. Aenigmatites

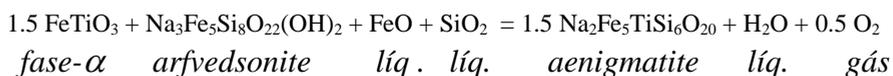
Fórmula geral: $(X)_2 (C)_6 (T)_6 O_{20}$

Fórmula estrutural calculada na base de 20 oxigénios

A presença, como acessório menor, desta fase mineralógica, parece circunscrever-se a algumas fácies hiperalcalinas, levemente sobre-saturadas em sílica (grupo H-S), do Complexo Plutónico de Elvas, nomeadamente às rochas sieníticas da mancha do Falcato (conjunto EH). Mesmo neste afloramento, a aenigmatite não se encontra uniformemente distribuída ocorrendo, antes, concentrada em aglomerados cristalinos e apenas num escasso número de amostras sieníticas desta mancha. Para obter alguns dados químicos do referido silicato, seleccionaram-se cristais relativamente bem formados presentes num sienito leuco-mesocrata com piroxena e anfíbola sódicas. A aenigmatite tem hábito granular e cor escura, castanho-avermelhada, denotando nítido pleocroísmo. É claramente uma fase tardia encontrando-se texturalmente associada aos inossilicatos sódicos, facto que sugere a possibilidade de se terem desenvolvido reacções semelhantes às registadas noutras rochas ígneas alcalinas (e.g. NICHOLLS & CARMICHAEL, 1969; GRAPES *et al.*, 1979; CONRAD, 1984), como sejam,

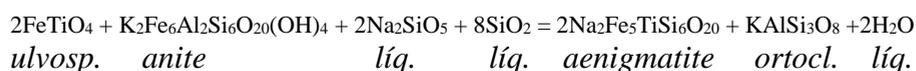


ou ainda,



e que indicam, em ambos os casos, ambientes relativamente redutores (e.g. DEER *et al.*, 1992). De notar que nas fácies onde foi vista aenigmatite não se encontrou esfena o que confirma, por um lado, o antagonismo destas duas fases relativamente ao parâmetro f_{O_2} – a génese de esfena primária ocorre em condições de oxidação supostamente acima do tampão QFM (e.g. CARMICHAEL &

NICHOLLS, 1967; PLATT & WOOLLEY, 1986) –, por outro, a necessidade de considerar grande variabilidade daquele parâmetro ao longo do processo de diferenciação deste conjunto de fácies (grupo H-S, aforamentos EH) onde os termos com esfena (e.g. Varche) parecem estar fisicamente próximos dos que ostentam aenigmatite (Falcato). Dada a escassez de biotite e de óxidos Fe-Ti nas fácies com aenigmatite, e embora sem as evidências texturais da associação (px/anf-Na + aenigm), pode também considerar-se a possibilidade, de reacções do tipo



como sugerido por MACDONALD *et al.* (1987) para os riólitos peralcalinos de Naivasha, no Vale do Rift queniano, onde, em detrimento do par (biotite + óxidos), a aenigmatite parece mais estável em líquidos com elevado grau de alcalinidade e relativo empobrecimento em voláteis.

Nos sienitos do Falcato (Elvas) a aenigmatite é francamente enriquecida em Si (>5.970 afu), Ti (>0.930) e Na (>1.870), registando muito baixos valores de Al (<0.070) e de Ca (<0.012). Assim, ao contrário do que se verifica, por exemplo, em aenigmatites analisadas em sienitos peralcalinos das Ilhas Sacalinas (GRAPES *et al.*, 1979), em Elvas é quase nulo o enriquecimento no componente calco-aluminoso ("ronítico": LARSEN, 1977), na solução sólida deste silicato. No entanto, ainda que neste caso não tenham sido observadas aenigmatites com zonamento óptico ou químico evidentes, e que o reduzido número de análises pontuais executadas não permita avaliar convenientemente este aspecto, é possível registar graficamente (ver **Figura IV.58**, pág. seguinte) uma tendência de proporcionalidade inversa entre as moléculas ronítica e silico-sódica, de acordo com uma evolução química do tipo (Al+Ca)→(Si+Na), análoga, embora em menor extensão, à verificada em aenigmatites de outros estudos (e.g. GRAPES *et al.*, 1979).

Em síntese, poderá afirmar-se que, nesta província plutónica, a presença de aenigmatite não se generaliza às fácies com elevado grau

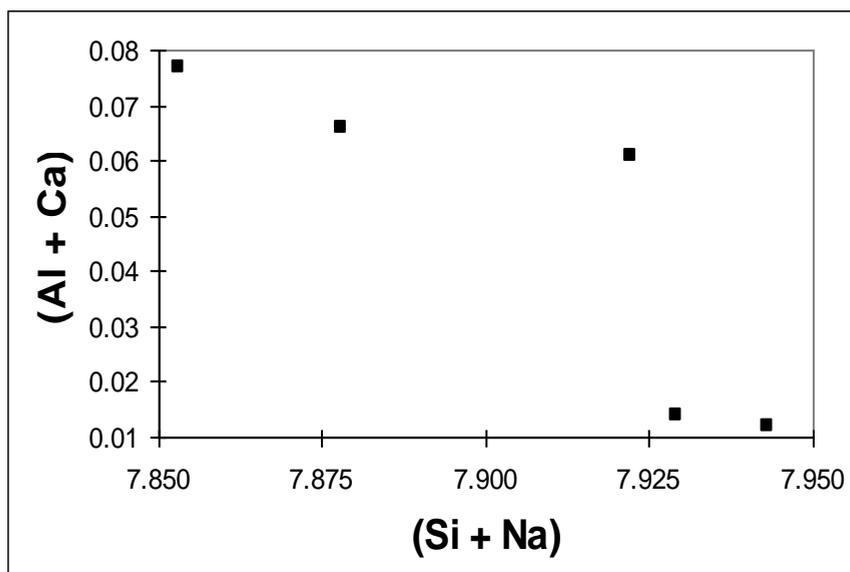


Figura IV.58 - Diagrama (Si+Na) vs. (Al+Ca), para as aenigmatites analisadas na fácies sienítica (grupo H-S), EF22 (Falcato, conjunto EH). Cátions expressos em átomos por fórmula unitária (afu). A análise EF22/2 não está projectada por nela se terem registado valores muito baixos de Al (0.01) e de Ca (0.00), para um valor de (Si+Na) igual a 7.873 afu.

de alcalinidade enquadrando-se, antes, como fase tardia e vestigial, no contexto petrográfico dos sienitos hiperalcalinos, levemente sobre-saturados em sílica, que ocorrem nalguns (poucos) afloramentos da mancha do Falcato (Elvas). A sua muito fraca expressão modal nestas rochas, ou total ausência na esmagadora maioria das fácies características da província alcalina do NE alentejano, não lhe permite alcançar aqui o estatuto de mineral diagnóstico desse quimismo, como acontece noutros conjuntos ígneos de semelhante carácter, quer se trate de termos fortemente sobre-saturados (e.g. comenditos: MACDONALD *et al.*, 1987), quer de sienitos com níveis de sílica abaixo da saturação (e.g. MARSH, 1975; DEER *et al.*, 1992).

IV.7.3. Nefelinas e Sodalites

Nefelina (s.l.) ; fórm. geral: $(\text{Na}_4)^X (\text{Al}_4\text{Si}_4)^T \text{O}_{16} - (\text{Na}_3\text{K})^X (\text{Al}_4\text{Si}_4)^T \text{O}_{16}$

fórmula estrutural calculada na base de 32 oxigénios

Sodalite (s.l.) ; fórmula geral: $(\text{Na}_8)^{T1} (\text{Al}_6\text{Si}_6)^{T2} \text{O}_{24} \text{Cl}_2$

fórmula estrutural calculada na base de 24 oxigénios

Em regra interpretados como inequívocos produtos minerais de fracções magmáticas com teores em sílica insuficientes para atingir a saturação, nefelinas e sodalites podem considerar-se, nos conjuntos aqui estudados, como fases esporadicamente representadas em afloramentos restritos e dispersos dos conjuntos anteriormente designados por ACH (rochas félsicas do complexo plutónico de Alter do Chão) e CMH (rochas félsicas da Faixa Blastomilonítica). A este respeito, parece sintomática a ausência destas fácies no conjunto EH (rochas félsicas do complexo plutónico de Elvas) onde, ao invés, abundam os termos sobressaturados, francamente representados por granitos, de que são casos paradigmáticos os afloramentos das manchas de Alcamins (EA), Aldeia do Pombal (EPO) e Outeirão (EO).

Em verdade, no primeiro destes conjuntos (ACH) só foram detectadas amostras com (nefelina \pm sodalite) em dois afloramentos próximos do Monte dos Almanhães (referências AL13 e AL49), ao passo que no segundo (CMH) foram recolhidas amostras análogas (i.e. sub-saturadas) em três zonas distintas, duas delas, próximas uma da outra, nas bandas alongadas que bordejam a NE o Maciço de Santa Eulália — junto a Arronches, mais exactamente no leito da Ribeira com o mesmo nome (CA12) e, um pouco mais para SE, perto do Monte da Tinoca (CT3), em ambos os casos apenas com nefelina — e a terceira nas cercanias do Monte de Cevadais, a revelar fácies com nefelina e sodalite (CC1 e CC8), esta última por vezes venular e com fortes tons azuis (CC1), característica da fácies anteriormente designada por *ouguelito* (TEIXEIRA & ASSUNÇÃO, 1957 e 1958) em alusão à proximidade com o Forte de Oguela, a cerca de 1.5 km, para ENE, do afloramento em causa (note-se que o termo *cevadaisito*, também sugerido pelos autores supracitados, refere-se a termos sieníticos, de cor rosada, saturados em sílica e, portanto, sem nefelina nem sodalite).

Salientem-se, nesta altura, as diferenças texturais evidenciadas pelas nefelinas das amostras acima referidas. Com efeito, em Almanhães (ACH) a nefelina tende a ocorrer em cristais suficientemente bem desenvolvidos para se distinguirem com facilidade dos feldspatos alcalinos que a acompanham, sendo, no entanto evidente a relação de proporcionalidade inversa entre o tamanho e forma dos cristais e o grau de deformação das fácies onde se encontram. Nas amostras menos deformadas (e.g. AL13c) os grãos, bem desenvolvidos, tendem a aparecer com contornos irregulares mostrando, na maior parte dos casos, alguma turvação que, observada em nicóis cruzados, se revela resultante de processos incipientes de sericitização. Ao contrário, nos gnaisses sieníticos com foliação mais pronunciada (AL13a), a nefelina apresenta-se em finos cristais, de contornos algo arredondados, sem particularidades texturais que os permitam destringer dos outros constituintes félsicos que compõem o quadro paragenético destas rochas. São também deste último tipo a esmagadora maioria dos cristais de nefelina encontrados nas amostras de Arronches, Tinoca e Cevadais (todas do conjunto CMH).

Para análise química foram eleitas lâminas julgadas representativas dos diferentes afloramentos citados e, em todos os cristais pré-seleccionados para alvo do micro-feixe electrónico, se recorreu às técnicas analíticas consideradas aconselháveis para este grupo de minerais — alargamento do diâmetro do feixe e, durante a análise, deslocação intracristalina do ponto sujeito a bombardeamento — tendo em vista a minimização da tendência de escape de átomos de alguns elementos (e.g. Na), habitualmente observada nas análises pontuais de feldspatóides. Mesmo assim, em face dos resultados obtidos, a taxa de sucesso não foi a melhor, com uma boa parte das análises a revelarem-se repetidamente deficientes e, portanto, incapazes de constituírem o corpo de dados a tratar. Este cingiu-se, enfim, a escassas 16 análises de nefelinas em apenas 3 amostras (CC1a, CC1b e CC8), todas da mancha de Cevadais e admitindo a designação tradicional de *ouquelitos*.

Uma apreciação comparada dos resultados revela alguma dispersão em termos dos componentes normativos de sódio (*Ne*:

nefelina), de potássio (*Ks*: calsilite) e de sílica (*Q*). Assim, o espectro de variação *Ne–Ks* é limitado pelos valores $Ne_{71.50}Ks_{23.23}Q_{5.26}$ (análise CC1a/9) e $Ne_{74.72}Ks_{20.84}Q_{4.43}$ (CC1a/6), valores julgados compatíveis com uma origem magmática para estas nefelinas (e.g. DEER *et al.*, 1992). Relativamente aos valores de Fe_2O_3 (<0.45 %) e de CaO (<0.45 %), podem ser considerados muito baixos, embora, para algumas análises, comparáveis aos de nefelinas estudadas noutros complexos plutónicos alcalinos (e.g. CURRIE & GITTINS, 1975). A distribuição destes componentes parece bastante heterogénea: das 16 análises executadas 11 apresentam valores de Fe_2O_3 quase nulos (0.00–0.04 %) e 5, todas na mesma amostra (CC8), entre 0.17 e 0.45 %; analogamente o CaO está quase ausente em 9 dos pontos amostrados (0.00–0.06 %) e apresenta valores mais elevados nas restantes 7 análises (0.18–0.45 %), 6 das quais foram obtidas na amostra CC1b.

Como também é habitual neste grupo mineralógico, verifica-se um excesso de Si (8.392–8.599) relativamente ao Al nas unidades formulares, desequilíbrio compensado pela existência de vagas ao nível das posições ocupadas pelos átomos de Na, K e Ca. A abundância de sílica justifica os altos valores do componente *Q* (4.31–6.17 %) representados no diagrama da **Figura IV.59** onde se projectam, para

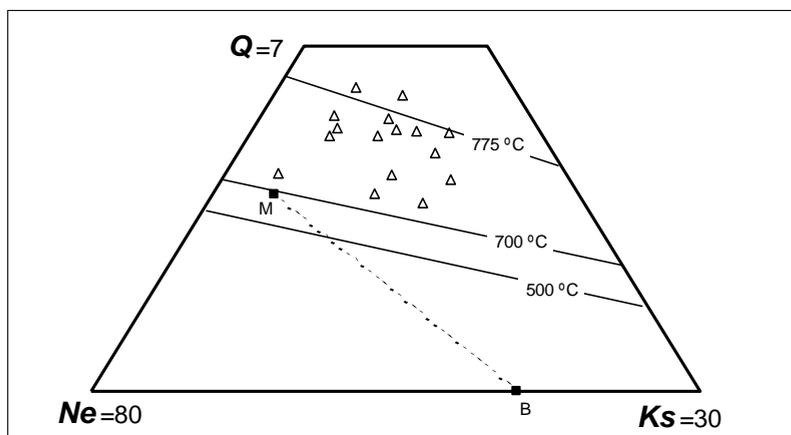


Figura IV.59 - Troço do diagrama ternário *Ne–Q–Ks* com projecção das nefelinas de Cevadais (triângulos). Indica-se, a tracejado, a linha de convergência das nefelinas plutónicas (**M**: MOROZEWICZ, 1928; **B**: BUERGER *et al.*, 1947), bem como as isotérmicas para os limites de soluções sólidas de nefelina sugeridas por HAMILTON (1961). Ver texto.

além dos referidos componentes normativos, quer a linha Morozewicz–Buerger ou campo de convergência das composições “ideais” para nefelinas plutónicas (e.g. TILLEY, 1954), quer ainda as isotérmicas que limitam as soluções sólidas em nefelinas (HAMILTON, 1961). A posição das nefelinas neste diagrama indicia a possibilidade de terem sido afectadas por processos de reequilíbrio prolongados, a temperaturas relativamente elevadas, durante um evento de recristalização (não desmentido, em termos texturais, nestes gnaisses nefelínicos), seguido de arrefecimento suficientemente rápido para impedir o fecho do sistema a temperaturas inferiores a 700 °C, próximas da linha experimental de Morozewicz–Buerger. Pode afirmar-se, a este respeito, que a dispersão e limites térmicos assinalados para as nefelinas *plutónicas* de Cevadais, encontra paralelo noutros complexos sieníticos estudados (e.g. POWELL, 1978, ROCK, 1978, MITCHELL & PLATT, 1982).

Quanto às sodalites estudadas, problemas analíticos similares aos descritos para as nefelinas, circunscreveram o conjunto a apenas 10 cristais distribuídos equitativamente por duas amostras: AL13a (ACH - *Almanhares*) e CC1a (CMH - *Cevadais*). Em AL13a este mineral é incolor ou levemente rosado, ao passo que em CC1a se manifesta em tons azulados razoavelmente carregados. Em todos os casos observados, trata-se de uma fase tardia, invariavelmente intersticial em relação a feldspatos e nefelinas. Apesar da monotonia química das (escassas) sodalites analisadas (ver **Figura IV.60**, pág. seguinte) — note-se que a diferença de cor destes silicatos não encontra justificação directa nos teores dos seus componentes principais (e.g. DEER *et al.*, 1992) — é talvez possível apontar, a título meramente exploratório, ou preliminar, algumas (pequenas) diferenças entre os cristais de Almanhares e de Cevadais. Assim, os picos composicionais parecem exprimir ténues tendências de variação, sendo no primeiro grupo (AL13a) que se atingem os valores máximos de Na (7.394 afu), Cl (1.986) e S (0.033), enquanto no segundo (CC1a) se atingem os teores mais altos de Si (5.633), Al (5.727), Ca (0.033) e K (0.010).

O achatamento da mancha de pontos da Fig. IV.60 fica a dever-se, principalmente, à análise CC1a/3 que regista relativamente baixos

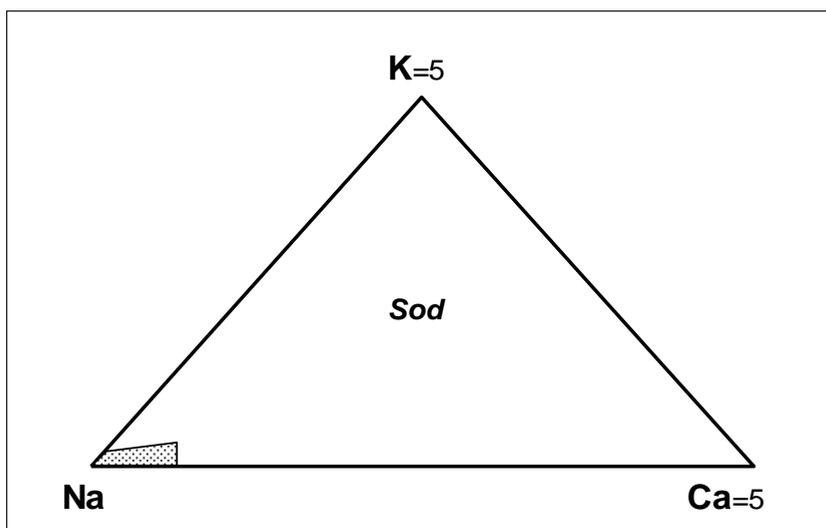


Figura IV.60 - Diagrama ternário Na-K₅-Ca₅ (valor relativo dos cátions expressos em átomos por fórmula unitária) com mancha de projecção das sodalites de Almanhares (conjunto ACH) e Cevadais (conjunto CMH). Ver texto.

valores de Na (6.800) e os mais altos teores de Ca (0.033) de todo o espectro, relação que evidencia, nesta amostra, a efectividade, ainda que tímida, da substituição catiónica (Na — Ca). Em síntese, pode afirmar-se que, de uma forma geral, as composições destas sodalites não se desviam significativamente das encontradas noutros sienitos nefelínicos descritos na literatura (e.g. DEER *et al.*, 1966; MITCHELL & PLATT, 1982; DEER *et al.*, 1992).

IV.8. Condições de Instalação

Ao longo deste capítulo têm sido afloradas, de forma não sistemática e numa base meramente qualitativa, algumas questões relacionadas com as condições termodinâmicas que terão condicionado o processo de arrefecimento e consolidação dos sistemas plutónicos em apreço. Assim aconteceu ao tecer considerações, de carácter comparativo, sobre o valor da fugacidade de oxigénio (f_{O_2}), da temperatura (T), ou da variação destes dois parâmetros, nos diferentes grupos de rochas estudadas, e sempre relativamente a reacções-padrão que tamponizam aquele tipo de correlação. As estimativas então

avançadas basearam-se na presença de certas fases mineralógicas consideradas como marcadores privilegiados de ambientes mais ou menos oxidantes (e.g. esfena, aenigmatite, biotite, anfíbola), na ordem de cristalização dos óxidos ferro-titanados, ou ainda nas tendências de evolução composicional registadas para o conjunto de dados analíticos referentes a piroxenas, anfíbolas e nefelinas.

Em jeito de resumo foram avançadas as seguintes considerações:

i.) a presença nos gabros de Alter do Chão (MAC) de caersutite e a sua ausência nas rochas máficas e intermédias de Elvas (ME) onde são frequentes hornblenda, biotite e esfena, a par de um enriquecimento em molécula acmítica ($>a_{\text{Fe}^{3+}}$) nas clinopiroxenas mais tardias dos mafitos de Elvas, parecem indicar, para este maciço, condições de instalação subjugadas por valores de f_{O_2} comparativamente mais elevados (talvez acima do tampão QFM) do que no maciço de Alter do Chão ou, pelo menos, que o decréscimo deste parâmetro com a temperatura tenha sido mais lento no ME;

ii.) entretanto, a observação petrográfica dos óxidos ferro-titanados nas rochas máficas permitiu identificar, também, nalgumas amostras dos três maciços em estudo (MAC, ME e MCM), sequências de cristalização em que a magnetite parece preceder a ilmenite apontando, nesses casos, para a valores de f_{O_2} iguais ou superiores aos que, durante o arrefecimento, se alinham ao longo do equilíbrio ($\text{Faialite} \leftrightarrow \text{Magnetite} + \text{Quartzo}$);

iii.) por outro lado, a presença de esfena e de aenigmatite em amostras diferentes da mancha de Falcato (rochas félsicas do complexo plutónico de Elvas - EH) assinala, por certo, grande variabilidade no decréscimo de f_{O_2} com T neste conjunto, já que uma e outra fase são por norma interpretadas, em contextos petrogenéticos semelhantes, como indicadoras de variações f_{O_2} vs. T acima (esfena) e abaixo (aenigmatite) do tampão QFM, podendo mesmo esta fase estabilizar abaixo da linha evolutiva marcada pela reacção (Fe–Wüstite);

iv.) ainda de assinalar que, nas rochas félsicas, as tendências composicionais das anfíbolas sódico-cálcicas e sódicas não são nítidas indiciando, tal como se admitiu a partir dos dados das clinopiroxenas,

uma certa instabilidade nos valores da f_{O_2} vigentes durante o processo de diferenciação. Apesar disso, no cômputo geral, e perante o espectro analisado, as evoluções do tipo (ferro-barroisite→riebequite) parecem predominar sobre as do tipo (ferro-richterite→arfvedsonite) o que poderia indicar, em termos comparativos, um regime relativamente oxidante. Por fim, tendo em conta dados experimentais obtidos sobre ferro-richterites (e.g. CHARLES, 1975), esta fase parece não ser estável acima de 750 °C e, até cerca de 550 °C, é larga a banda de valores admissíveis para f_{O_2} (10^{-16} a 10^{-31} bar), inferiores aos fixados pelo tampão QFM. Assim, as ferro-richterites detectadas em afloramentos de Varche (grupo EH), Cevadais e Figueira de Cima (ambas do grupo CMH) poderiam, em primeira análise, servir de marcadores da evolução $f_{O_2} - T$, mas a presença conjunta de ferro-barroisite (correspondente a razões Fe^{3+}/Fe^{2+} tendencialmente mais elevadas), por vezes em amostras da mesma mancha (e.g. Figueira de Cima), confirmando a variabilidade atrás referida, parece inviabilizar tal exercício;

v.) por último, o conjunto dados analíticos correspondentes às nefelinas dos sienitos insaturados de Cevadais (ver Figura IV.59), apontam para temperaturas de fecho do sistema no intervalo (700–800 °C) segundo as isotérmicas propostas por HAMILTON (1961), sugerindo a intervenção de processos de recristalização bastante plausíveis no sector geotectónico em causa (Faixa Blastomilonítica).

Serão agora abordadas e aplicadas algumas das formulações algébricas susceptíveis de quantificar, em complexos ígneos, as variáveis P (pressão total), T (temperatura), f_{O_2} (fugacidade do oxigénio) e f_{H_2O} (fugacidade da água) subjacentes ao processo de diferenciação e, por via deste, à edificação de paragénese mineral capazes de registar os equilíbrios químicos (intra e intercrystalinos) utilizados nas equações termodinâmicas que diagnosticam e constroem a variação daqueles parâmetros intensivos.

É de notar, entretanto, que estando em causa conjuntos plutónicos, assumem particular relevância os incontornáveis processos *sub-solidus* (e.g. *exsoluções* magnetite/ilmenite, ortopiroxena/clinopiroxena, ou feldspato potássico/albite) tendentes a modificar equilíbrios químicos estabelecidos em estádios magmáticos

e, bem assim, a fazer incrementar, nalguns casos dramaticamente, o erro associado ao exercício matemático com dados experimentais. De facto, as lentas etapas de arrefecimento a que são sujeitos os complexos plutónicos fomentam grande irregularidade na extensão e desenvolvimento daqueles processos de reajustamento químico-textural, sendo sempre difícil e altamente falível quantificar esta nova *variável*, mesmo com aturadas e minuciosas técnicas petrográficas de avaliação (e.g. BOHLEN & ESSENE, 1977; LINDSLEY, 1983). Acrescem ainda, em contextos intrusivos tão complexos, plausíveis efeitos de, entre outros, processos diferenciais de contaminação crustal (oxidantes ou redutores: e.g. KOCIS et al., 1977), incorporação e/ou dissociação de água com eventual escape de hidrogénio (e.g. CZAMANSKE & WONES, 1973), cujo registo petrográfico e/ou químico é, em regra, desconhecido ou, quando sugerido, se reveste de um carácter manifestamente especulativo.

Tais argumentos, por si só, não justificariam a opção de evitar a abordagem às condições de instalação das rochas félsicas da província em estudo. No entanto, a ausência nestas fácies de paragénese mineral que respondessem aos constrangimentos impostos pelos métodos quantitativos escolhidos — por exemplo, a ocorrência de óxidos ferri-titanados primários e de feldspatos alcalinos homogéneos, isto é, não afectados por intensa pertitização —, a par da consciência do altamente provável, ou quase inevitável, carácter errático das flutuações nas variáveis intensivas a avaliar, contribuiu para que este exercício, no presente trabalho, se restringisse às rochas máficas mais representativas dos maciços de Alter do Chão (MAC), Elvas (ME) e Campo Maior (MCM).

IV.8.1. Geobarometria (P) vs. Profundidade de instalação

A tentativa de avaliação das condições barométricas de instalação dos maciços básicos é aqui sustentada pela química das anfíoblas cálcicas (hornblendas *s.l.*), nomeadamente pelo seu teor em Al, a cuja variação tem sido atribuída, em determinados contextos paragenéticos, uma relação de proporcionalidade directa com a pressão de instalação (P). Numa base inicialmente empírica, depois experimental, tal

constatação traduz-se, consoante os autores que sobre ela se debruçaram, por diferentes equações lineares, das quais seleccionámos as seguintes (ver resenha em ANDERSON & SMITH, 1995):

$$i.) P(\pm 1.0 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.64 \text{ Al}^T ; r^2 = 0.97 \quad (1)$$

$$ii.) P(\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 5.64 \text{ Al}^T ; r^2 = 0.99 \quad (2)$$

$$ii.) P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}^T ; r^2 = 0.99 \quad (3)$$

Estas equações, onde Al^T representa o teor total de Al (em átomos por fórmula unitária) nas hornblendas (*s.l.*), foram calibradas respectivamente por HOLLISTER *et al.* (1987), JOHNSON & RUTHERFORD (1989) e SCHMIDT (1992) em trabalhos subsequentes à formulação pioneira, sugerida por HAMMARSTROM & ZEN (1986): $P(\pm 3 \text{ kbar}) = -3.92 + 5.03 \text{ Al}^T ; r^2 = 0.80$.

Os fundamentos teóricos do geobarómetro- Al_{Hbl} resumem-se à aplicação dos constrangimentos termodinâmicos impostos pela regra das fases: *para cada combinação de valores P-T, o número de graus de liberdade (G) de um sistema é determinado pela diferença entre o número mínimo de componentes independentes (C) necessários para o definir e o número de fases (F) por ele produzido.*

Ora, como defendem HOLLISTER *et al.* (*op.cit.*), em contextos magmáticos susceptíveis de diferenciar granitóides calco-alcalinos, podem eleger-se 10 componentes químicos principais (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , FeO , CaO , Na_2O , K_2O e H_2O), 7 fases mineralógicas típicas (plagioclase, quartzo, hornblenda, biotite, ortoclase, magnetite e titanite), 1 fase gasosa (com vapor de H_2O) e 1 fase líquida (magma residual). No estágio terminal da cristalização o sistema resultaria, assim, trivariante ($G = 3$) admitindo, para além de variações na P e na T , um grau de liberdade composicional. Em ordem a reduzir a variância do sistema, o mesmo autor alega a forte homogeneidade química das zonas periféricas (terminais) dos cristais de plagioclase (An_{25-35}) presentes nestas rochas, a relativa insensibilidade térmica ($\Delta T \approx 100$ °C) das curvas *solidus* referentes a fusões calco-alcalinas com hornblenda, face à variação da pressão quando esta assume valores acima dos 2 kbar (CLEMENS & WALL,

1981; KENAH & HOLLISTER, 1983), bem como as limitações à variabilidade da f_{O_2} (entre os tampões *NNO* e *QFM*) impostas pela coexistência das fases minerais na citada paragénese. Verificados que fossem tais constrangimentos, ΔP assumiria a condução de variações composicionais nas fases presentes, de entre as quais seriam escolhidas, para fins geobarométricos, as que, como o Al_{Hbl} , permitissem registar sistemática e regularmente a evolução daquele parâmetro intensivo.

Demonstra-se experimentalmente (e.g. JOHNSON & RUTHERFORD, 1989) que, no quadro paragenético citado, e ao contrário de componentes como o TiO_2 , CaO , Na_2O ou K_2O , cuja correlação com ΔP parece irregular, o teor em Al_2O_3 , ou mais precisamente, as concentrações de Al^{iv} e de Al^{vi} por unidade formula de hornblenda, revelam uma constante relação de proporcionalidade directa com a pressão. Assim sendo, resulta evidente a importância, como sensor barométrico, do componente tschermaquítico [$Ca_2(Mg,Fe)_3Al^{vi}_2Al^{iv}_2Si_6O_{22}(OH)_2$] nas hornblendas e, portanto, das substituições do tipo-*Tschermak* [$(Mg,Fe) + Si \leftrightarrow Al^{vi} + Al^{iv}$] que nelas se operem durante o processo de cristalização. Para plutonitos calco-alcalinos, a reacção que comanda este tipo de substituições pode escrever-se, segundo HOLLISTER *et al.* (1987), na forma



o que põe em destaque, desde logo, o carácter determinante do conjunto paragenético e da composição das fases minerais nele presentes, na obtenção de uma barometria fiável. De facto, aceitando esta expressão, resulta óbvio, por exemplo, que a quebra na actividade do componente ortoclase promove o componente tschermaquítico (aluminoso) da hornblenda, enquanto o decréscimo no teor de anortite o inibe. Por outro lado, paragénese sem quartzo exprimem fundidos com a_{SiO_2} abaixo da necessária para atingir a saturação, facto que, em magmas dominados por SiO_2 e Al_2O_3 , resulta num decréscimo da razão $(a_{SiO_2} / a_{Al_2O_3})^{Liq}$ que deverá reflectir-se no incremento de Al nas hornblendas e, portanto, numa eventual sobreavaliação do parâmetro P com este geobarómetro. Para além disso, ANDERSON & SMITH (1995), detendo-se com maior acuidade nos efeitos da T e da f_{O_2} sobre o Al

das hornblendas, sustentam a influência de trocas catiónicas dependentes daqueles factores, como a substituição de tipo edenítica [$\text{Si} + \square^{\text{A}} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{iv}} + (\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$] ou as dependentes da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{t}}$ [$\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}^{\text{vi}}$], sugerindo a necessidade de corrigir a expressão algébrica do geobarómetro proposta por SCHMIDT (1992), com a introdução de um termo que reflecte a correlação positiva entre P e T ($r^2 = 0.86$), encontrada naquele estudo para valores de T entre 620 e 760 °C:

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}^{\text{t}} - \left(\frac{T - 675}{85} \right) \cdot (0.530 \text{ Al}^{\text{t}} + 0.005294 (T - 675)) \quad (4)$$

Tendo em conta os contextos térmico e composicional vigentes nos estudos anteriores, ANDERSON & SMITH (1995) defendem ainda que a fiabilidade do geobarómetro poderá ser significativamente afectada para valores de T muito superiores a 800 °C, bem como se forem utilizadas hornblendas com razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ acima de 0.65 e $(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{t}})$ abaixo de 0.20, provavelmente geradas em ambientes situados abaixo da saturação em H_2O (baixa f_{O_2}) que, ao invés, foi presumida na diferenciação dos granitóides calco-alcalinos que serviram de base aos exercícios experimentais supracitados.

As considerações expressas nos parágrafos anteriores são fundamentais para acompanhar a apreciação crítica dos resultados barométricos obtidos com os teores de Al^{T} (afu) de hornblendas das rochas máficas de Alter do Chão (conjunto MAC), Elvas (ME) e Campo Maior (MCM).

Assim, e antes de apresentar os cálculos geobarométricos, merece referência, relativamente ao presente espectro de anfíbolos cálcicos, a efectividade de trocas catiónicas envolvendo Al, como as que são confirmadas pelos diagramas apresentados na **Figura IV.61A,B** (pág. seguinte). Note-se que a substituição edenítica (Fig. IV.61B) e as correlações assinaladas na **Figura IV.62A,B** (pág. seguinte), com participação de Ti, podem ser consideradas termo-sensíveis (e.g. OTTEN, 1984; ANDERSON & SMITH, 1995) o que, face à sua inequívoca expressão gráfica, parece sugerir, por um lado, a considera-

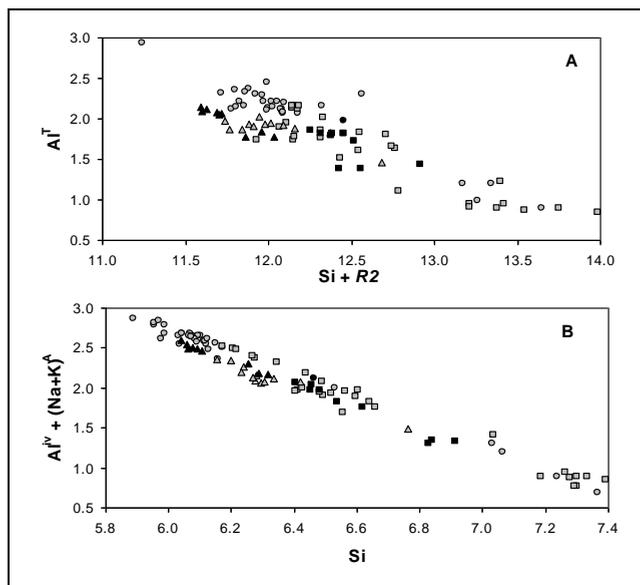


Figura IV.61 - Anfíbulas MAC (círculos), ME (quadrados) e MCM (triângulos). Expressão gráfica das substituições catiónicas dos tipos tschermaquítico (A), e edenítico (B). No diagrama A, R2 representa o somatório dos catiões bivalentes presentes na fórmula estrutural. A negro estão projectadas as anfíbulas utilizadas nos cálculos geobarométricos (teores em afu). Ver texto.

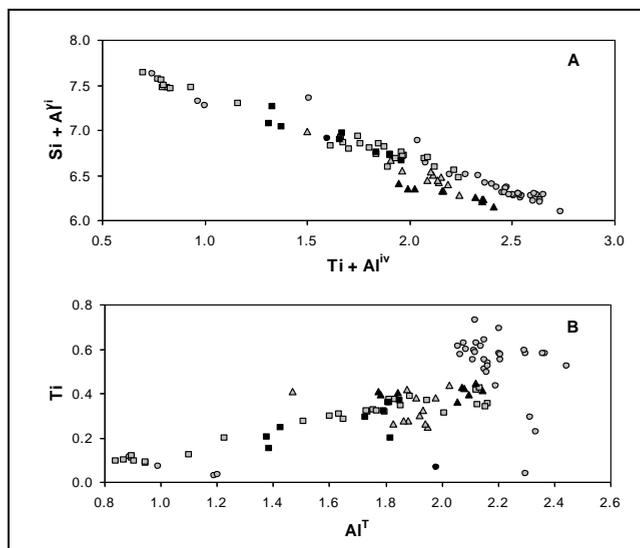


Figura IV.62 - Sombolos como na figura anterior. Expressão gráfica das relações de proporcionalidade envolvendo Ti nas hornblendas analisadas (teores em afu). Ver texto.

ção do factor T na geobarometria aqui aplicada, por outro, a exclusão deste exercício das anfíbulas com teores em Ti muito elevados (caso das caersutites-MAC) já que, nestas, o aumento de Ti promove, independentemente do factor P , o empolamento do teor de Al nas hornblendas

Ao contrário, a **Figura IV.63A,B** não exprime uma correlação clara entre as razões $(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}})$ e $(\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg})$ — facto que não será alheio à dispersão litológica em estudo que, considerando os três maciços, inclui gabros olivínicos (A42), gabros anfibólicos (C41),

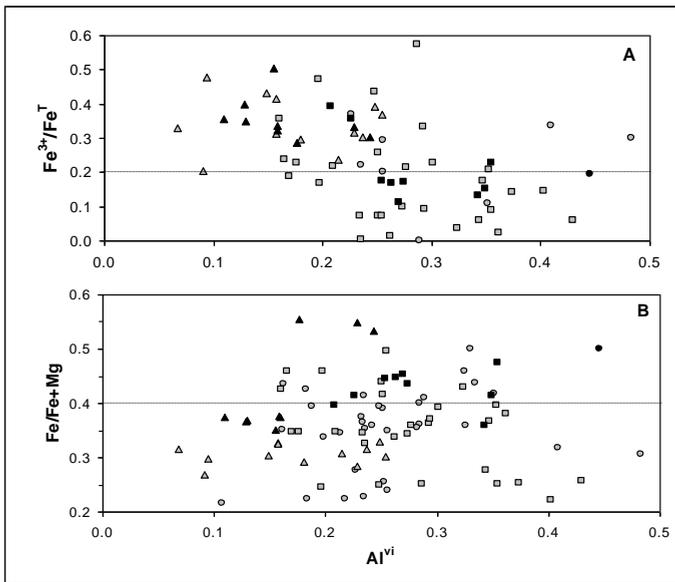


Figura IV.63 - Anfíbulas dos maciços de Alter do Chão (círculos), Elvas (quadrados) e Campo Maior (triângulos). A negro estão projectadas as anfíbulas utilizadas nos cálculos geobarométricos (teores de Al^{IV} em afu). De notar a posição destes pontos relativamente aos limites composicionais $(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}})=0.2$ (gráfico A) e $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})=0.4$ (gráfico B) das anfíbulas utilizadas nas determinações empíricas e experimentais do geobarómetro $(\text{Al}^{\text{T}})_{\text{Hbl}}$. Ver texto.

gabros com ortopiroxena (C14) e granodioritos (E3, E27, E44) —, mas parece assinalar, pelo menos nas análises escolhidas para os cálculos (a negro nos gráficos), que os valores mais baixos da primeira razão (na análise A42/4) correspondem aos mais elevados da segunda e vice-versa (C41/2b). A excepção verifica-se para as anfíbulas do sector SE

do MCM (amostra C14), onde os inerentes processos de reajustamento poderão justificar valores máximos de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ para níveis intermédios de $(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}})$.

Apesar do seu cariz insipiente, a tendência notada entre aquelas duas razões pode atribuir-se, como sugere SCHMIDT (1993), a um decréscimo mais acentuado do Mg do que do Fe^{2+} durante a substituição tschermaquítica, sendo esta promovida, quer pelo aumento de pressão, quer pelo decréscimo da f_{O_2} que, por sua vez, fazendo baixar a razão $(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}})$ na horneblenda, força a entrada de Al^{vi} nesta fase.

Na Fig. 63A, a distribuição de pontos (a negro) não confere um carácter linear à proporcionalidade inversa entre $(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}})$ e Al^{vi} . E ainda que esta correlação, possa registar-se pontualmente, como no caso das análises C41/2b ($\text{Al}^{\text{vi}}=0.16$; $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}=0.51$) e A42/4 (0.45;0.19), parece claro, numa visão de conjunto, que a substituição $(\text{Fe}^{3+}\leftrightarrow\text{Al}^{\text{vi}})$ não pode ser considerada determinante na evolução química destas horneblendas, ou estará mascarada por outro tipo de trocas catiónicas (e.g. *Tschermak*), decerto mais influentes relativamente aos teores de Al do inossilicato.

Os resultados encontrados nos cristais zonados C41/1 e C41/2 são talvez particularmente elucidativos da dificuldade em encontrar, neste contexto, padrões de variação para o parâmetro f_{O_2} . De facto, o primeiro regista, do centro para a periferia, um incremento de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}$ (0.32→0.40), um decréscimo de Al^{vi} (0.159→0.128) e um aumento de Al^{T} (2.070→2.093), sugerindo que os efeitos de um eventual aumento de f_{O_2} durante o desenvolvimento do cristal terão sido contrariados e superados por substituições catiónicas (tipo *Tschermak*) tendentes a sustentar o crescimento dos teores de Al^{T} na horneblenda; o outro cristal (C41/2) revela, num registo igualmente centrífugo, uma correlação positiva entre $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}$ (0.36→0.51), Al^{vi} (0.109→0.155) acompanhada por um aumento de Al^{T} (2.121→2.144) o que, mesmo a esta escala, põe igualmente em causa a influência da substituição $(\text{Fe}^{3+}\leftrightarrow\text{Al}^{\text{vi}})$ nestas horneblendas e, bem assim, o seu controlo pela simples variação da f_{O_2} . O desenvolvimento deste assunto requer, decerto, um maior e mais dirigido conjunto de dados analíticos que, por ora, não estão disponíveis.

As linhas horizontais marcadas a tracejado na Fig. IV.63 assinalam, para as duas razões em causa, os limites julgados razoáveis para a aplicação do geobarómetro (e.g. ANDERSON & SMITH, 1995), tendo em conta a sua especial apetência para avaliar a pressão de instalação em granitóides de tendência calco-alcalina, cuja cristalização, próxima de um *solidus* saturado em H₂O, é controlada por regimes relativamente oxidantes marcados por horneblendas com valores de (Fe³⁺/Fe) superiores a 0.20 e de (Fe/Fe+Mg) entre 0.40 e 0.61. As amostras de horneblenda projectadas na referida figura apresentam grande dispersão, mas as que foram seleccionadas para os cálculos de *P* (a negro), também em função de critérios paragenéticos, aproximam-se daquelas exigências composicionais.

Note-se, ainda a este respeito, que para um vasto conjunto de granitóides anorogénicos norte-americanos (ANDERSON, 1980; FUHRMAN *et al.*, 1988; ANDERSON & BENDER, 1989; CULLERS *et al.*, 1992; EMSLIE & STIRLING, 1993; SMITH, 1993) susceptíveis de serem classificados nas *séries da ilmenite* (baixa *f*_{O₂}) e da *magnetite* (alta *f*_{O₂}), propostas por ISHIHARA (1977 e 1981), parece admitir-se um largo intervalo de valores de *f*_{O₂} (10^{-17.4} a 10^{-13.2} bar: 4 ordens de grandeza de amplitude). As fácies correspondentes aos ambientes mais redutores (<QFM) ou medianamente oxidantes (>QFM), ainda que revelem a paragénesis exigida pelo geobarómetro-(Al^T_{Hbl}), apresentam horneblendas com valores de (Fe/Fe+Mg) claramente acima (>0.81 para *f*_{O₂}<QFM; >0.63 para valores intermédios de *f*_{O₂}) dos exibidos pelas horneblendas utilizadas nesta formulação, invalidando os resultados obtidos para *P*, que resultam obviamente eivados de um forte erro por excesso, devido ao acréscimo de Al provocado pelos baixos valores de Fe³⁺. Tal constatação reforça, assim, o peso da razão (Fe/Fe+Mg) na escolha das horneblendas com valor diagnóstico nesta geobarometria, mas refuta a classificação de ISHIHARA (1977) como critério de selecção dos granitóides que podem submeter-se à avaliação de *P* por este método: nem todos os granitóides da *série magnetítica* produzem horneblendas com as características exigidas. Por outro lado, alguns granitóides da *série ilmenítica* (e.g. batólito de *Mount Stuart*, E.U.A. : ANDERSON & SMITH, 1995), cristalizados ao longo de

trends redutores — em que a f_{O_2} terá variado cerca de 9 ordens de grandeza, desde valores superiores ao tampão NNO a inferiores ao QFM —, apresentam anfíbulas cálcicas com teores de Al^T relativamente baixos (<1.600 afu), provavelmente controlados, de forma mais intensa, por substituições catiónicas dos tipos tschermaquítico e edenítico do que pelas que dependem da f_{O_2} .

Em face das incertezas expostas e da dispersão patenteada na Fig. 63A, a selecção de hornblendas dos mafitos alentejanos, para fins geobarométricos, toma como referências principais as características paragenéticas e as razões (Fe/Fe+Mg) verificadas nas amostras dos estudos experimentais que permitiram sugerir as formulações alébricas atrás citadas (equações 1, 2, 3, 4).

A **Tabela IV.11** apresenta, para cada conjunto plutónico, os dados referentes a um grupo restrito de hornblendas, seleccionadas em função daquelas exigências.

| Anfíbulas -Ca análise | litotipo | Fe ³⁺ /Fe ^l | Fe ^l /Fe ^l +Mg | Al ^T (afu) | P (kbar) (800 °C) | méd./amostra (kbar) | méd./conjunto (kbar) |
|-----------------------|----------|-----------------------------------|--------------------------------------|-----------------------|-------------------|---------------------|----------------------|
| A42/4 | G-ol | 0.19 | 0.50 | 1.980 | 3.9 | 3.9 | MAC = 3.9 |
| E3/1 | GRD | 0.15 | 0.41 | 1.730 | 2.9 | 2.3 | ME = 2.6 |
| E3/3 | " | 0.13 | 0.36 | 1.429 | 1.7 | | |
| E27/1 | GRD | 0.23 | 0.47 | 1.817 | 3.3 | 2.1 | |
| E27/2 | " | 0.36 | 0.41 | 1.387 | 1.5 | | |
| E27/3 | " | 0.39 | 0.40 | 1.379 | 1.5 | | |
| E44/1 | GRD | 0.17 | 0.45 | 1.810 | 3.2 | 3.3 | |
| E44/2 | " | 0.17 | 0.45 | 1.851 | 3.4 | | |
| E44/3 | " | 0.17 | 0.44 | 1.794 | 3.2 | | |
| E44/4 | " | 0.11 | 0.45 | 1.815 | 3.2 | | |
| C41/1c | G-anf | 0.32 | 0.38 | 2.070 | 4.3 | 4.4 | MCM = 3.8 |
| C41/1m | " | 0.35 | 0.37 | 2.053 | 4.2 | | |
| C41/1b | " | 0.40 | 0.37 | 2.093 | 4.3 | | |
| C41/2c | " | 0.36 | 0.38 | 2.121 | 4.5 | | |
| C41/2m | " | 0.33 | 0.37 | 2.079 | 4.3 | | |
| C41/2b | " | 0.51 | 0.35 | 2.144 | 4.6 | | |
| C14/1 | GRLT-opx | 0.33 | 0.55 | 1.781 | 3.1 | | |
| C14/2 | " | 0.30 | 0.53 | 1.774 | 3.1 | | |
| C14/3 | " | 0.29 | 0.55 | 1.841 | 3.3 | | |

Tabela IV.11 - Valores de pressão (P em kbar) calculados para os maciços de Alter do Chão (MAC), Elvas (ME) e Campo Maior (MCM), a partir de análises de anfíbulas cálcicas seleccionadas em função de limitações paragenéticas e composicionais sugeridas pelo geobarómetro de SCHMIDT (1992) corrigido por ANDERSON & SMITH (1995) e assumindo valores de temperatura de 800 °C (ver justificação no texto). Litotipos: gabro olivínico (G-ol); gabro anfibólico (G-anf); granodiorito (GRD); gabro *granoblástico* com ortopiroxena (GRLT-opx).

Refira-se entretanto que, embora tenham sido testadas as equações (1), (2) e (3), apenas se registam os resultados obtidos com a equação (4) (ANDERSON & SMITH, 1995) já que, respeitando os constrangimentos composicionais dos estudos anteriores, esta formulação introduz uma correcção térmica, não desprecianda em casos como este, onde é inequívoca a efectividade de trocas catiónicas sensíveis a ΔT , como as de tipo edenítico (Fig. IV.61B), ou as que envolvem Ti (Fig. IV.62).

A leitura desta tabela requer, em primeiro lugar, o estabelecimento de diferenças químico-mineralógicas importantes entre as rochas hospedeiras das anfíbolas utilizadas. De facto, a análise das composições normativas (norma *CIPW*) das rochas máficas e intermédio-máficas dos três maciços, põe em evidência o carácter eminentemente sub-saturado em SiO_2 do conjunto de Alter do Chão (nenhuma amostra revela *Q* e 85% apresentam *Ne*) quando comparadas com as amostras de Elvas (*Q* em 19% dos casos e *Ne* em 38%), ou com as de Campo Maior, quer se trate do sector NW deste maciço (*Q*:71%; *Ne*:14%), quer do sector SE (*Q*:100%). Para além disso, a plagioclase no conjunto MAC é consistentemente mais cálcica ($An \geq 58.4$; méd.=77.4) do que a registada em ME ($An \geq 26.7$; méd.=58.5), MCM-NW ($An \geq 53.6$; méd.=73.2) e MCM-SE ($An \geq 17.0$; méd.=44.1), facto que parece correlacionar-se com a exiguidade, ou mesmo ausência, de ortoclase como fase independente, em Alter do Chão, em contraste com a sua identificação nalgumas fácies de Elvas e de Campo Maior. Estes dados composicionais, aliados às limitações relacionadas com as razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ e $(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{t}})$ atrás referidas, justificam o diminuto número de anfíbolas que, num universo de 118 análises, foram utilizadas para fins geobarométricos.

Os valores de *P* obtidos com as hornblendas de Alter do Chão resultam sobre-estimados, circunstância obviamente decorrente da confrontação entre as características petrográficas e químicas das fácies hospedeiras e a validade da reacção ($\text{qzo} + \text{an} + \text{bi} \leftrightarrow \text{tschm} + \text{or}$) neste método geobarométrico. De facto, neste caso, concorrem para o erro, a ausência de quartzo, a carência de ortoclase e os teores de *An* da plagioclase (58.4–86.4) muito superiores ao máximo proposto (An_{35}).

Embora inserida nesse contexto, a análise de anfíbola-MAC que figura na Tab. IV.11 foi escolhida por dois motivos: as razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ e $(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{t}})$ aproximam-se das exigidas e os valores de P a $800\text{ }^{\circ}\text{C}$ — máximo térmico sugerido por ANDERSON & SMITH (1995) — marcam, para o conjunto-MAC, o mínimo do espectro calculado. Este valor (3.9 kbar) deverá assim ser considerado como referência importante, uma vez que, apesar do seu significado semi-quantitativo, poderá ser interpretado como uma determinação, por excesso, do limite máximo de P .

Assim, tendo em conta que, vistos no seu conjunto, os aspectos geológicos, petrográficos e químico-mineralógicos até aqui abordados, não permitem, apesar das diferenças registadas, afastar a hipótese de que os maciços de Alter de Chão (MAC) e de Elvas (ME) possam representar manifestações distintas de um mesmo evento magmático, provavelmente gerado em ambiente distensivo, e tomando ainda em consideração que os dados recolhidos apontam, quase de forma sistemática, para que os maiores graus de diferenciação deste conjunto, por certo menos profundos, estejam representados nas fácies intermédias do ME, parece razoável atribuir alguma verosimilhança aos valores de P indicados na Tab. IV.11 para as amostras deste maciço, já que as hornblendas de ME são de todas as que mais se aproximam das condições exigidas pelo geobarómetro, ou seja, ocorrem em granodioritos com paragénese que incluem quartzo, ortoclase, esfena e plagioclase (oligoclase: $An_{26.7-29.5}$) com teores de An dentro do intervalo requerido (25–35%).

Relativamente ao MCM, a Tab. IV.11 apresenta análises obtidas em cristais zonados de uma amostra de gabro anfibólico (C41) do sector NW e dados de hornblendas seleccionadas numa fácies gabróica de tendência granoblástica (C14), colhida no sector SE do maciço, onde são características composições intermédio-básicas de tipo monzonítico. Confirmando as distinções genéricas atrás assinaladas entre estes dois sectores, merecem referência a falta de quartzo e de feldspato potássico na composição modal da amostra C41 (s. NW), em contraponto com a sua presença, como acessórios menores, na amostra C14 (s. SE). Outro elemento discriminativo com interesse, reside na

composição da plagioclase que, em face das análises disponíveis, parece indicar teores de cálcio mais elevados em C41 ($An_{58.4}$) do que em C14 ($An_{45.7}$). Junte-se a estes dados o tendencial enriquecimento em Ti verificado nas hornblendas de C41 (0.362 a 0.448 afu) e não deverão restar dúvidas, face ao que atrás foi exposto, de que os factores enunciados, todos eles independentes de ΔP , contribuem para os altos teores de Al ali registados (2.053 a 2.144 afu) e, conseqüentemente, para o enfraquecimento do valor quantitativo calculado para a pressão de cristalização destas anfífolas (méd. = 4.4 kbar). É certo que o resultado encontrado para C14 (3.2 kbar) também poderá estar sobre-estimado, mas, neste caso, apenas o excesso de cálcio da plagioclase (acima do intervalo An_{25-35} , recomendado pelo geobarómetro) deve contribuir para esse erro que, por isso, será presumivelmente menor do que no caso anterior.

Em conclusão, os resultados obtidos pelo geobarómetro-(Al^T_{Hbl}) e a apreciação crítica que se lhes exige, indicam como prováveis valores de P entre 2 e 3 kbar devendo corresponder a profundidades de instalação da ordem dos 6 a 9 km.

IV.8.2. Geotermometria (T)

São numerosas as reacções de equilíbrio que, em sistemas magmáticos, se prestam à determinação da temperatura (T) de instalação dos corpos ígneos, tenham estes cristalizado em níveis superficiais da crosta, como complexos vulcânicos ou rochas hipabissais, tenham antes resultado de lentos processos de arrefecimento e consolidação, impostos pelo aprisionamento dos líquidos em câmaras relativamente profundas e susceptíveis de diferenciar conjuntos plutónicos. Enquanto o primeiro caso é passível de fornecer informações químicas tanto sobre os magmas primários, como sobre equilíbrios dos tipos mineral/líquido e mineral/mineral, úteis na determinação de T (e.g. BUDDINGTON & LINDSLEY, 1964; KUDO & WEILL, 1970; DRAKE, 1976; ALBARÈDE, 1992; BEATTIE, 1993; LOUCKS, 1996), nas fácies granulares (plutónicas), a natureza e relativa morosidade dos principais processos de diferenciação eventualmente intervenientes e a forma como, muitas

vezes, interferem entre si — cristalização fraccionada (\pm acumulação cristalina) \pm contaminação crustal \pm mistura de magmas —, tendem a esgotar as fracções líquidas do magma, limitando o estudo termodinâmico aos equilíbrios intra e intercristalinos que, mesmo assim, quando afectados pela abertura do sistema ao meio envolvente, podem desviar-se dos que seriam alcançados em processos de diferenciação preservados deste factor. Para além disso, a típica ocorrência, nestas rochas, de processos de reajustamento sub-*solidus* coloca, como repetidamente já se referiu, problemas químico-mineralógicos específicos que resultam, geralmente, na ampliação das margens de erro quando se executam aproximações quantitativas às temperaturas de fecho dos sistemas magmáticos.

Com este tipo de condicionalismos em mente, foram seleccionados para este estudo métodos geotermométricos que, pela polivalência de que se revestem e comprovada aplicabilidade a contextos plutónicos, pudessem conferir a exigida credibilidade ao exercício de aproximação às temperaturas de fecho dos sistemas em causa.

A.) Geotermómetro de WELLS (1977)

De há muito que o equilíbrio ortopiroxena-clinopiroxena tem suscitado interesse enquanto marcador térmico nas rochas ígneas em que é detectado (e.g. WOOD & BANNO, 1973). A formulação termodinâmica do geotermómetro assenta na reacção,



e, segundo WELLS (1977), pode escrever-se na forma

$$T(^{\circ}\text{C}) = \left(\frac{7341}{3.355 + 2.44 \cdot X_{\text{Fe}^{2+}}^{\text{opx}} - \ln K} \right) - 273 \quad (5)$$

com,

$$K = \left(\frac{a_{Mg_2Si_2O_6}^{cpx}}{a_{Mg_2Si_2O_6}^{opx}} \right) \quad \text{e} \quad X_{Fe^{2+}}^{opx} = \left(\frac{Fe^{2+}}{Fe^{2+} + Mg} \right)^{opx}$$

podendo a actividade do componente $Mg_2Si_2O_6$, em cada uma das fases, ser expressa por

$$a_{Mg_2Si_2O_6} = \left(\frac{Mg}{Al^{vi} + Ti + Cr + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg} \right)^{M1} \cdot \left(\frac{Mg}{Ca + Na + Mn + Fe^{2+} + Mg} \right)^{M2}$$

As fácies com (opx + cpx) são características do Maciço de Campo Maior (MCM), foram detectadas num único afloramento do Maciço de Elvas (ME) e não foram reconhecidas no Maciço de Alter do Chão. Assim sendo, as análises petrográficas e os dados químicos obtidos em microsonda, ditaram a selecção de um número restrito de pares de cristais aos quais foi aplicado o método termométrico citado (**Figura IV.64**).

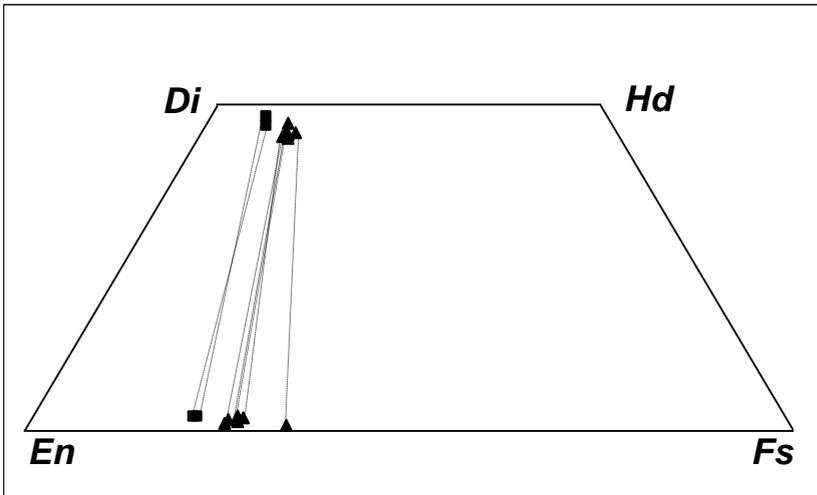


Figura IV.64 - Pares ortopiroxena-clinopiroxena de amostras dos maciços de Elvas (quadrados) e de Campo Maior (triângulos), utilizados nos cálculos termométricos pelo método de WELLS (1977).

Os resultados expressos na **Tabela IV.12** revelam temperaturas compatíveis com a tipologia intrusiva destas rochas, ou seja, com percursos de arrefecimento suficientemente lentos para permitir o reequilíbrio químico progressivo das fases presentes.

| pares opx-clpx | Litotipos | $(X_{\text{Fe}^{2+}})^{\text{opx}}$ | $(a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6})^{\text{clpx}}$ | $(a_{\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6})^{\text{opx}}$ | T (°C) Wells'1977 |
|----------------|-----------|-------------------------------------|--|---|------------------------|
| E20/4.3 | G-ol,opx | 0.2122 | 0.0582 | 0.5584 | 924 |
| E20/6.7 | | 0.2192 | 0.0335 | 0.5521 | 824 |
| C39a/2.1 | G-opx | 0.2499 | 0.0612 | 0.5287 | 926 |
| C39b/1.2 | G-opx,anf | 0.2582 | 0.0620 | 0.4893 | 940 |
| C51/5.6 | G-opx,anf | 0.2689 | 0.0411 | 0.4921 | 857 |
| C54/3.4 | G-opx,anf | 0.2421 | 0.0584 | 0.5083 | 929 |
| C54/6.5 | | 0.2681 | 0.0533 | 0.4733 | 912 |
| C17/1.2 | MG-opx,bi | 0.3205 | 0.0491 | 0.4199 | 895 |

Tabela IV.12 - Geotermometria de WELLS (1977) aplicada a rochas gabróicas dos maciços de Elvas (E20) e de Campo Maior (restantes). Litotipos: gabro (G) ; monzo-gabro (MG). Ver definição das variáveis no texto.

A disparidade de cerca de 100 °C nos valores obtidos para os dois pares da amostra E20 (gabro olivínico de Elvas), pode ser interpretada como resultante de processos de exsolução sub-*solidus* que, mesmo sem expressão óptica inequívoca, terão afectado estes inossilicatos, com maior extensão no par E20/6.7, onde os processos de difusão elementar se terão prolongado até aos 824 °C. Na falta de um conjunto de resultados mais consistente, fica a indicação de que, no ME, o sistema ortopiroxena-clinopiroxena deverá corresponder a processos magmáticos de fraccionação termicamente situados acima valor indicado pelo par E20/4.3 (924 °C), supostamente inferior às mais baixas temperaturas *liquidus* deste sistema (e.g. LINDSLEY, 1983).

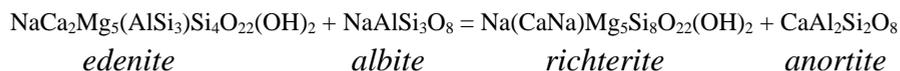
No MCM, a gama de valores calculados (857–940 °C) em quatro amostras de gabros do sector NW e num monzo-gabro do sector SE (895 °C) com leve tendência granoblástica, não diverge significativamente dos intervalos térmicos obtidos por este método em rochas supostamente similares. São os casos dos "charnoquitos" utilizados pelo autor do geotermómetro (WELLS, 1977, Tab.2, p. 136) que marcam um intervalo de 807–913 °C, bem como dos "gnaisses leuconoríticos" com nítida textura granoblástica de um maciço norueguês estudado por MAQUIL & DUCHESNE (1984), nos quais o

equilíbrio *opx-clpx* parece ter-se verificado entre os 850 e os 990 °C. Neste caso, a dispersão de resultados foi interpretada como possível resultado de um episódio de deformação a alta temperatura (> 990 °C) seguida de um processo de arrefecimento no qual as piroxenas se foram reequilibrando em diferentes patamares térmicos ou, em alternativa, como reflexo de uma marcada heterogeneidade nos padrões de deformação dessas rochas. É certo que este tipo de justificação não pode ser decalcada para o caso das piroxenas de Campo Maior mas, em face do contexto estrutural deste maciço e dos sinais de recristalização patenteados por algumas amostras do sector SE (ver também quimismo das ortopiroxenas no ponto IV.2.2), é de admitir que, embora aparentemente menos dispersos do que no estudo citado, os resultados térmicos (< 940 °C) obtidos para o processo de equilíbrio das piroxenas-MCM possam reflectir os efeitos conjugados de processos *solvus* com eventuais reajustamentos de cariz metamórfico.

É de referir ainda que os teores de Al₂O₃ das clinopiroxenas utilizadas se situa no intervalo 1.14–2.47 %, claramente abaixo do limite superior (10.0 %) estabelecido por WELLS (*op. cit.*) para a aplicação do geotermómetro, tendo em conta o conjunto de dados de calibração que usou e o efeito da variável Al na solubilidade dos componentes Ca-Fe-Mg nas piroxenas.

B.) Geotermómetro de HOLLAND & BLUNDY (1994)

O equilíbrio anfíbola–plagioclase tem igualmente sido aproveitado sob o ponto de vista do seu potencial termométrico em sistemas ígneos e metamórficos (e.g. SPEAR, 1980; BLUNDY & HOLLAND, 1990). Considerando a interacção entre a temperatura (*T*), a pressão (*P*) e a distribuição dos catiões pelas diferentes posições cristalográficas nas redes das soluções sólidas de anfíbola e de plagioclase, HOLLAND & BLUNDY (1994) sustentam a formulação termodinâmica do geotermómetro aqui aplicado, na reacção



propondo, em função dos dados experimentais disponíveis e das correlações encontradas nesse estudo, a aplicabilidade da expressão algébrica abaixo indicada a sistemas ígneos e metamórficos gerados nos intervalos 500–900 °C e 1–15 kbar .

$$T(^{\circ}\text{C}) = \left(\frac{78.44 + Y_{ab-an} - 33.6 \cdot X_{Na}^{M4} - (66.8 - 2.92 \cdot P) \cdot X_{Al}^{M2} + 78.5 \cdot X_{Al}^{T1} + 9.4 \cdot X_{Na}^A}{0.0721 - R \ln K} \right) - 273 \quad (6)$$

com,

$$K = \left(\frac{27 \cdot X_{Na}^{M4} \cdot X_{Si}^{T1} \cdot X_{an}^{p\text{lg}}}{64 \cdot X_{Ca}^{M4} \cdot X_{Al}^{T1} \cdot X_{ab}^{p\text{lg}}} \right), R = 0.0083144 \text{ kJ K}^{-1} \text{ mol}^{-1}, P \text{ em kbar}$$

sendo X_i^{ϕ} a fracção molar do componente i na fase ϕ (ou posição cristalográfica, no caso da anfíbola) e Y_{ab-an} um parâmetro que exprime interacções não ideais entre os componentes extremos da solução sólida de plagioclase, em relação ao qual se estabelece:

$$Y_{ab-na} = 3.0 \text{ kJ}, X_{ab}^{p\text{lg}} > 0.5; Y_{ab-an} = 12.0 \cdot (2X_{ab}^{p\text{lg}} - 1) + 3.0 \text{ kJ}, X_{ab}^{p\text{lg}} \leq 0.5$$

Neste exercício, os autores estabelecem ainda restrições composicionais às duas fases em causa, sugerindo o uso de plagioclases com $X_{an}^{p\text{lg}}$ no intervalo 0.1–0.9 e anfíbolas em que $X_{Na}^{M4} > 0.03$, $\text{Al}^{\text{vi}} < 1.8$ afu e Si entre 6.0 e 7.7 afu. Verificadas estas condições, a formulação apresentada é aplicável a paragénese com ou sem quartzo o que a torna substancialmente mais versátil do que a equação sugerida no mesmo trabalho, com base no equilíbrio (*edenite* + 4 *quartzos* = *tremolite* + *albite*), apenas adequada, portanto, a fácies sobre-saturadas em sílica.

Tendo em conta a diversidade petrográfica em causa no presente estudo, onde figuram desde fácies claramente insaturadas (e.g gabros

olivínicos do MAC) até termos mais evoluídos com quartzo modal (e.g. dioritos-ME e termos com afinidade monzonítica no MCM), optou-se por uniformizar a avaliação termométrica dos pares anfíbola–plagioclase seleccionados, adoptando para todos os casos a formulação correspondente à reacção (*edenite–richterite*) acima transcrita.

Na **Tabela IV.13** apresentam-se os resultados dos cálculos (efectuados através de programa informático elaborado pelos autores do geotermómetro), podendo desde logo constatar-se que em 5 dos 16 pares utilizados, os valores de temperatura encontrados se situam acima do tecto térmico atrás mencionado, no entanto, dada a proximidade desses valores relativamente a este limite (905–966 vs. 900 °C) e considerando a margem de erro associada ao método (± 40 °C), não foram excluídos da apreciação conjunta que aqui se pretende efectuar.

| <i>pares anf-plg</i> | <i>Litotipo</i> | <i>P</i> (kbar) | <i>X_{ab}</i> | <i>T</i> (°C) (<i>eden. - richt.</i>) |
|----------------------|-----------------|-----------------|-----------------------|--|
| A2/1.1 | G-ol,anf | 3.0 | 0.25 | 966 |
| A13/1.1 | G-ol | | 0.41 | 905 |
| A92/2.2 | G-ol,anrt | | 0.23 | 796 |
| E11/1.3 | D | 2.5 | 0.39 | 764 |
| E20/1.4 | G-ol,opx | | 0.28 | 861 |
| E20/2.9 | G-ol,opx | | 0.33 | 852 |
| E29/2.1b | G | | 0.44 | 836 |
| E29/3.2b | G | | 0.41 | 790 |
| E34/2.2m | G-anf | | 0.72 | 808 |
| C1/1.2 | G-opx,anf | 3.5 | 0.46 | 899 |
| C20/1.2 | G-opx | | 0.29 | 859 |
| C39a/2.1 | G-opx | | 0.22 | 932 |
| C41/2b.1 | G-anf | | 0.41 | 912 |
| C51/1.2b | G-opx,anf | | 0.20 | 850 |
| C54/1.2 | G-opx,anf | | 0.21 | 918 |
| C14/2.1 | GRLT-opx | 3.5 | 0.52 | 874 |

Tabela IV.13 - Geotermometria de HOLLAND & BLUNDY (1994) aplicada a pares (*anf-plg*) de rochas máficas dos maciços de Alter do Chão (A#), Elvas (E#) e Campo Maior (C#). Litotipos: gabro (G); diorito (D); gabro com tendência granoblástica (GRLT).

Em primeiro lugar, assinala-se o facto de o valor máximo de todo o espectro calculado (966 °C) ser atingido com uma caersutite do MAC (A2/1), pondo em evidência a esperada proporcionalidade directa entre

os teores de Ti e a temperatura de cristalização das anfíbolas cálcicas (e.g. OTTEN, 1984).

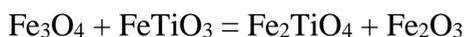
Esta correlação parece confirmar-se na amostra A92 do mesmo conjunto, onde a utilização de uma magnésio-hornblenda, claramente menos titanífera do que a primeira (0.069 vs. 0.609 afu), resulta num acentuado decréscimo da temperatura calculada (796 °C).

Globalmente pode também afirmar-se que os resultados são concordantes com os que foram obtidos com o geotermómetro (*opx-clpx*) de WELLS (1977) nas mesmas amostras (E20, C39a, C51, C54: comparar Tabs. IV.12 e IV.13). Ora, dado que a anfíbola é, em todas estas fácies, uma fase claramente posterior à piroxena, tal concordância parece corroborar a hipótese de um carácter *sub-solidus*, para os equilíbrios atingidos pelas piroxenas daquelas amostras, cujos dados, por si só, já faziam admitir. No caso do MCM, é particularmente evidente a sobreposição de resultados obtidos com os dois geotermómetros (*opx-clpx*: 857–940 °C ; *anf-plg*: 850–932 °C).

Apesar da escassez de pares (*anf-plg*) utilizados, a análise comparada dos resultados obtidos nos três conjuntos de fácies (Alter do Chão, Elvas e Campo Maior) revela uma temperatura média mais baixa no grupo ME (819 °C) do que nos grupos MAC (889 °C) e MCM (892 °C), o que parece concordar com a tipologia patenteada pelas fácies de Elvas, em regra magmáticamente mais evoluídas do que nos outros maciços. Reforçando a aplicabilidade do geotermómetro ao presente contexto ígneo, é sintomático verificar que, no grupo-ME, os extremos do intervalo térmico são registados numa amostra de diorito (764 °C) e numa de gabro olivínico (861 °C) correspondentes, precisamente, aos limites do espectro petrográfico aqui em causa.

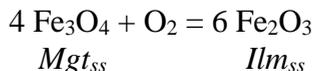
IV.8.3. Binómio T– f_{O_2} e fugacidade da H₂O (f_{H_2O})

As reacções de troca catiónica e de oxidação que afectam as soluções sólidas de magnetite (Mgt_{ss}) e de ilmenite (Ilm_{ss}) coexistentes, traduzem-se, respectivamente, por equações do tipo das que a seguir se apresentam, tais como,





e



que permitem formular expressões termodinâmicas de aproximação à termometria e oxibarometria destes equilíbrios (BUDDINGTON & LINDSLEY, 1964; SPENCER & LINDSLEY, 1981; WOOD & FRASER, 1992).

Como já se referiu no ponto IV.5 (Óxidos Fe-Ti) deste capítulo, numa parte significativa das rochas plutónicas, os lentos processos de arrefecimento conjugados com relativamente extensos processos de oxidação, reflectem-se nas composições finais dos óxidos ferri-titanados, muitas vezes substancialmente diversas das correspondentes às condições de génese magmática. No presente estudo, não foi possível proceder a reconstruções texturais que permitissem contornar aqueles efeitos (e.g. BOHLEN & ESSENE, 1977) e, portanto, os resultados referentes à determinação do binómio $T-f_{O_2}$ (executada com recurso ao programa informático *QUILF-versão 4.0* de ANDERSEN, 1992) a partir dos pares (*mgt-ilm*) escolhidos, facultam considerações de carácter essencialmente semi-quantitativo.

Assim, no que diz respeito à temperatura, a **Tabela IV.14** mostra

| <i>pares mgt-ilm</i> | <i>Litotipo</i> | <i>T (°C)</i> | $\log f_{O_2}$ | ΔQFM |
|----------------------|-----------------|---------------|----------------|--------------|
| A2/5.4 | | 697 | -16.567 | 0.191 |
| A2/7.6 | G-ol, anf | 779 | -14.649 | 0.102 |
| A2/12.11 | | 795 | -15.687 | -1.277 |
| A86a/4.5 | G-ol, anf | 388 | -28.747 | 0.461 |
| E22/8.7 | G-ol | 626 | -16.974 | 1.788 |
| E24/2.1 | | 375 | -20.457 | 9.621 |
| E24/4.5 | G-anf | 498 | -19.623 | 3.898 |
| E24/6.7 | | 395 | -20.538 | 8.262 |
| C41/2.3 | G-anf | 393 | -19.883 | 9.032 |
| C14/2.1 | | 413 | -19.606 | 8.127 |
| C14/3.4 | GRLT-opx | 441 | -19.367 | 6.873 |
| C14/8.7 | | 568 | -16.552 | 4.155 |

Tabela IV.14 - Valores $T-f_{O_2}$ calculados pela formulação de BUDDINGTON & LINDSLEY (1964) em rochas máficas dos maciços de Alter do Chão (A#), Elvas (E#) e Campo Maior (C#). Litotipos: gabro (G); gabro com tendência granoblástica (GRLT). Ver comentários no texto.

um conjunto de valores claramente inferiores aos que presidiram à fraccionação primária destes óxidos, confirmando-se corresponderem a processos de reequilíbrio sub-*solidus* com provável intervenção generalizada de fluidos aquosos tendentes a actuar como catalizadores desses reajustamentos químicos (e.g. PARSONS, 1981). Ilustram esta afirmação, não só os valores absolutos encontrados, muito baixos para o tipo de rochas ígneas básicas em causa (e.g. SPENCER & LINDSLEY, 1981), como o caso particular das temperaturas calculadas nas amostras A2 (conjunto MAC), C41 e C14 (conjunto MCM), onde os valores máximos deste parâmetro (795, 393 e 568 °C, respectivamente) se revelam inferiores aos fornecidos pelo geotermómetro (*anf-plg*) nas mesmas amostras (996, 912 e 874 °C), o que está em total desacordo com a sequência de cristalização estabelecida pela análise petrográfica (ver Cap. III, pontos III.1.1 e III.1.3).

O conjunto de dados térmicos associados aos óxidos Fe-Ti parece, no entanto, distinguir, mesmo assim, e em termos meramente relativos, os gabros (MAC) olivínicos de Alter do Chão (A2: 697–795 °C) dos seus congéneres de Elvas (E22: 626°C).

No que diz respeito aos valores da f_{O_2} é igualmente evidente que os valores apresentados na Tab. IV.14 estão claramente inflacionados em relação aos que terão controlado a fraccionação primária destes óxidos, correspondendo a processos de reequilíbrio tardios a que já se aludiu. Para os pares (*mgt-ilm*) seleccionados nas amostras E24, C41 e C14, a diferença entre os valores da f_{O_2} calculados e os que, para igual temperatura, são fixados para o tampão *QFM* (i.e. o parâmetro ΔQFM) — pela equação a seguir indicada (constantes segundo HEWITT, 1978; T é a temperatura absoluta de interesse e P a pressão expressa em bares, tendo-se assumido, neste cálculo, o valor 3000) — ,

$$\log f_{O_2} = -\frac{25287}{T} + 8.95 + 0.11 \cdot \frac{(P - 1)}{T} \quad (7)$$

situa-se no intervalo (3.9–9.6), significativamente acima dos valores em regra referenciados para as rochas plutónicas de carácter calco-alcalino

objectivos, a avaliação das condições hidrobarométricas de instalação destas fácies, não permitiram, contudo, a obtenção de um conjunto de resultados suficientemente consistente para que este assunto possa aqui ser tratado de forma sistemática.

Entretanto, com o simples intuito de executar uma aproximação quantitativa ao parâmetro $f_{\text{H}_2\text{O}}$ nalgumas amostras dos conjuntos máficos MAC e ME onde, via óxidos Fe-Ti, se avaliou o binómio $T-f_{\text{O}_2}$, foi aplicada a formulação acima explicitada que forneceu os resultados incluídos na **Tabela IV.15**. Como amostras de referência de

| $T-f_{\text{O}_2}-f_{\text{H}_2\text{O}}$ | | (Mgt-Ilm) | (Mgt-Ilm) | Biot _{ss} | Biot _{ss} | Feld alc _{ss} | Mgt _{ss} | (Bio-Fe-Ilm) |
|---|-----------|-----------|----------------------|----------------------|--------------------|--------------------------------|-----------------------------|------------------------------|
| rochas máficas | | T | log f_{O_2} | $X_{\text{Fe}^{2+}}$ | X_{OH} | $a_{\text{KAISi}_3\text{O}_8}$ | $a_{\text{Fe}_3\text{O}_4}$ | log $f_{\text{H}_2\text{O}}$ |
| amostras | litotipos | kelvin | bar | | | | | bar |
| A2,86a | G | 1068 | -15.69 | 0.28 | 0.75* | 0.60* | 0.22 | 2.3 |
| E22,26,30 | G | 899 | -16.97 | 0.30 | 0.75* | 0.80 | 0.84 | 2.4 |

Tabela IV.15 - Valores $f_{\text{H}_2\text{O}}$ calculados pela formulação de CZAMANSKE & WONES (1973) em gabros (G) dos maciços de Alter do Chão (A#) e de Elvas (E#). Os valores assinalados com asterisco, foram assumidos com base em trabalhos anteriores (ver comentários no texto).

cada grupo, foram escolhidas as que produziram temperaturas (*mgt-ilm*) mais elevadas, designadamente A2 (MAC) e E22 (ME), partindo do princípio de que os processos sub-*solidus* de reequilíbrio químico, obviamente registados nas soluções sólidas de magnetite e de feldspato potássico, tenham alcançado, nestas amostras, menor desenvolvimento do que nas restantes fácies estudadas.

Por constrangimentos relacionados com o processo analítico, nem todos os dados da Tab. IV.15 correspondem exactamente às amostras-referência indicadas a negrito, tendo-se, em concreto, recorrido (assumindo os riscos inerentes a tal exercício) a dados de fácies com paragénese semelhantes, onde foi possível concretizar as análises químicas de interesse; estão nestas circunstâncias as amostras A86a (biotite), E26 (biotite), E30 (feldspato alc.). Os valores dos parâmetros $X_{\text{OH}}^{\text{biotite}}$ (=0.75) nos três casos, e $a_{\text{KAISi}_3\text{O}_8}^{\text{feldsp}}$ (=0.6) no caso da amostra A2 (desprovida de feldspato potássico), assinalados com

asterisco na Tab. IV.15, foram assumidos com base em estudos análogos de contextos petrográficos similares (e.g. CZAMANSKE & WONES, 1973; PARSONS, 1981; SILVA, 1995).

A exiguidade de resultados analíticos que estas considerações reflectem, e o facto de se tratar de rochas plutónicas, mais vulneráveis a processos pós-magmáticos de reequilíbrio químico, conferem aos resultados obtidos um valor semi-quantitativo, sendo nesse espírito que se assinalam, nestas paragénese gabróicas, valores de f_{H_2O} globalmente inferiores a 1 kbar.

V. LITOGEOQUÍMICA

O capítulo que agora se inicia tem como objectivo central a apresentação das principais características químicas dos diferentes grupos de rochas estudados neste trabalho.

Após uma visão de conjunto que permite assinalar uma discriminação geoquímica grosseira entre os principais litotipos representados, de acordo com conceitos genéricos e consensualmente aceites, como sejam os que distinguem as classes *alcalina / sub-alcalina*, ou *saturada / sobre-saturada / sub-saturada* em sílica, segue-se um tratamento geoquímico mais atento dos diferentes tipos de rochas gabróicas que compõem os três maciços em estudo, bem como das fácies sieníticas e graníticas representantes dos líquidos mais diferenciados desta província petrogenética.

Sem descurar a oportunidade de ir tecendo, na referida abordagem, comentários acerca das fontes e processos magmáticos envolvidos nesta associação ígnea, é o tratamento dos dados isotópicos conseguidos neste estudo (e tratados no Cap. VI – *Petrogénese e Geocronologia Isotópica*) que permitirá, contudo, fazer uma aproximação mais consistente a este tipo de questões, tal como facultará a possibilidade de discutir, uma vez mais, o enquadramento geocronológico dos corpos ígneos em apreço.

V.1. Caracterização Geoquímica Geral

A despeito da óbvia utilidade de alguns diagramas classificativos construídos com base nos teores de elementos maiores ou em traço, é um facto que, na maior parte dos casos, representam a expressão gráfica de estudos empíricos sobre universos vulcânicos, em regra muito mais próximos das composições químicas dos líquidos magmáticos originais do que os seus equivalentes plutónicos.

Assim, antes de empreender qualquer tipo de tratamento geoquímico aos dados emergentes dos processos analíticos utilizados

nas amostras de rochas seleccionadas como representativas desta província plutónica do nordeste alentejano, é altura de recordar que, quer para os conjuntos máficos dos três maciços (*MAC*, *ME* e *MCM*), quer para as associações de felsitos identificados nas suas imediações (respectivamente *ACH*, *EH* e *CMH*), os critérios de discriminação referidos nos capítulos anteriores (*Petrografia* e *Química Mineral*) continuam aqui a ser considerados fundamentais.

Com efeito, em rochas como estas onde, ainda que de forma não homogénea, são indiscutíveis os efeitos de processos como a acumulação cristalina (caso dos mafitos), ou a deformação mecânica indutora de transformações paragenéticas (nas rochas félsicas), torna-se imprescindível ancorar o estudo geoquímico às evidências petrográficas que permitam distinguir fases mineralógicas representativas das composições magmáticas originais. Foi neste pressuposto que se procurou realçar, por exemplo, o carácter diagnóstico de piroxenas e anfíbolas na distinção das afinidades geoquímicas das fácies correspondentes. E, sendo certo que, nalguns casos, não se tornou possível proceder a uma abordagem química exaustiva dessas fases cristalinas em todos os termos representativos do cortejo ígneo, foi ainda assim avançado um conjunto de argumentos que sustentam divergências composicionais significativas ao nível dos líquidos magmáticos que vieram a diferenciar-se, decerto por mecanismos igualmente distintos, nos conjuntos plutónicos investigados.

Em jeito de resumo dessa sistematização químico-petrográfica, e dada a sua utilidade no estudo litogeoquímico que agora se inicia, merecem destaque particular:

i.) o contraste entre a tendência alcalina / sub-saturada em sílica das rochas básicas de Alter do Chão e o carácter claramente sub-alcalino / sobre-saturado dos mafitos de Campo Maior, situando-se o

maciço de Elvas numa posição intercalar, mais próxima, contudo, do pólo representado pelo MAC;

ii.) a confirmação de diferentes graus de alcalinidade e de saturação em sílica nas rochas félsicas que afloram nas imediações dos maciços de Alter do Chão (grupo *ACH*) e de Elvas (*EH*), bem como nas fácies afins representadas na Faixa Blastomilonítica, essencialmente nas cartas geológicas (1:50000) de Assumar e de Campo Maior (*CMH*);

iii.) a possibilidade de constituir, neste conjunto de rochas félsicas, e com base na sua coesão composicional, três grupos distintos, nomeadamente:

H-S - Hiperalcalino-Saturado, essencialmente composto por sienitos, levemente sobre-saturados, com anfíbola e/ou piroxena sódicas (tipicamente riebeckite e aegirina), com bons exemplares em Alter Pedroso (referência AP, aqui considerado afloramento-padrão), Vaiamonte (AV), Varche (EVA), Falcato (EF), Cevadais (CC, termo *cevadaisito*) e Figueira de Cima (CFC); também as fácies dos afloramentos de Degola (ED) e Gebarela (EG), apesar da ausência daqueles inossilicatos, e porque representam fácies próximas dos albititos, deverão ser integradas neste grupo;

A-(O)S - Alcalino-(sobre-)saturado, sienitos com hastingsite e granitos com hedembergite, grau de saturação em sílica globalmente superior ao do grupo anterior, mas com índice de alcalinidade inferior; as rochas sieníticas deste conjunto encontram-se bem representadas no M.^{te} da Fome (AF), Tapadão (AT), Fialha (CF, afl.-padrão), Assumar (CAU) e Vidigão de Cima (CV), enquanto que os granitos encontram melhores afloramentos na Q.^{ta} de Santo António (ASA), Alcamins (EA, afl.-padrão), Aldeia do Pombal (EPO) e Outeirão (EO);

H-US - Hiperalcalino-sub-saturado, rochas sieníticas com feldspatóides (nefelina e/ou sodalite) e inossilicatos do tipo taramite ou aegirina-augite, representados pelos afloramentos de M.^{te} dos Almanhães (AL), Cevadais (CC, termo *ouguelito*), Arronches (CA, afl.-padrão) e M.^{te} da Tinoca (CT).

É com base nestas características gerais, e com o intuito de as ilustrar, que se apresenta o diagrama da **Figura V.1**. Tornam-se óbvios os efeitos da acumulação de olivina e clinopiroxena (com teores de alcalis inferiores

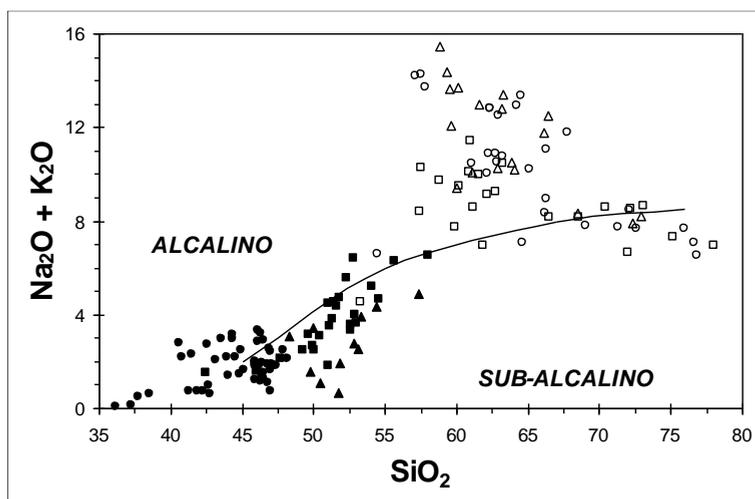


Figura V.1 - Diagrama (alcalis-silica: TAS) com linha de separação dos campos alcalino e sub-alcalino (MIYASHIRO,1978), aplicado às rochas plutônicas dos conjuntos MAC (círculos fechados), ME (quadrados fechados), MCM (triângulos fechados), ACH (círculos abertos), EH (quadrados abertos) e CMH (triângulos abertos). Salvo indicação expressa, os símbolos utilizados para representar estes conjuntos de fácies, mantêm-se nas restantes figuras do capítulo V.

a 0.5%) nas rochas máficas, que resultam numa inevitável tendência para que as amostras gabróicas caiam no campo *sub-alcalino* deste gráfico, uma versão *plutónica* sugerida por WILSON (1993) dos clássicos diagramas TAS (*Total Alcalis-Silica*), tipicamente aplicados a conjuntos vulcânicos, mais próximos dos fundidos originais (e.g. IRVINE & BARAGAR, 1971; MIYASHIRO, 1978; COX *et al.*, 1979). Nalgumas amostras do conjunto MAC, nomeadamente naquelas que apresentam tendência anortosítica mais evidente, a intensa acumulação

de plagioclase cálcica (alcalis > 2.5%) contraria a de piroxena (+olivina \pm óxidos Fe-Ti) e deverá permitir que os respectivos pontos, neste diagrama, se aproximem da posição que seria ocupada pelos líquidos parentais. Assim interpretada, a figura deixa transparecer, no que diz respeito aos termos máficos, a já mencionada afinidade alcalina do grupo MAC, bem como evidencia o carácter transicional dos gabros-ME entre os seus congéneres de Alter do Chão e o conjunto MCM que, mesmo sem ignorar os efeitos (aqui menos evidentes) da acumulação cristalina revela, comparativamente, maior pendor sub-alcalino.

Outro aspecto que ressalta da Fig V.1 é a clara bifurcação registada no conjunto de pontos do extremo félsico do diagrama, tal como, aliás, é habitual em províncias plutónicas alcalinas onde, como nesta, coexistem rochas acima e abaixo da saturação em sílica (e.g. província de Gardar, Gronelândia: UPTON, 1974; SORENSEN, 1974; COX *et al.*, 1979). O diagrama põe ainda em evidência o carácter bimodal dos complexos plutónicos de Alter do Chão e de Elvas, ao qual se associa a relativa escassez de termos intermédios ($53 < \text{SiO}_2 < 57\%$) nesses conjuntos que, interpretada como expressão gráfica do clássico *Daly gap* (e.g. CHAYES, 1963), reforça o carácter alcalino do magmatismo em causa.

A projecção milicatiónica *R1-R2* da **Figura V.2** (pág. seguinte), para além de acentuar a divergência composicional entre sienitos insaturados (e.g. *ouguelitos*) e granitos alcalinos (e.g. Alcamins), permite interpretar a linha (*R1=R2*) marcada, como a materialização de uma espécie de charneira química, separadora de magmas situados acima e abaixo da saturação em sílica. Assim sendo, e tendo em conta a proximidade das manchas de projecção dos conjuntos máficos MAC e ME relativamente a esta linha, sublinhada aliás pela existência de amostras deste último grupo num e noutro campo do diagrama, torna-se possível admitir que pequenas diferenças no grau de saturação dos líquidos originais possam ter sido sujeitas a tendências de evolução

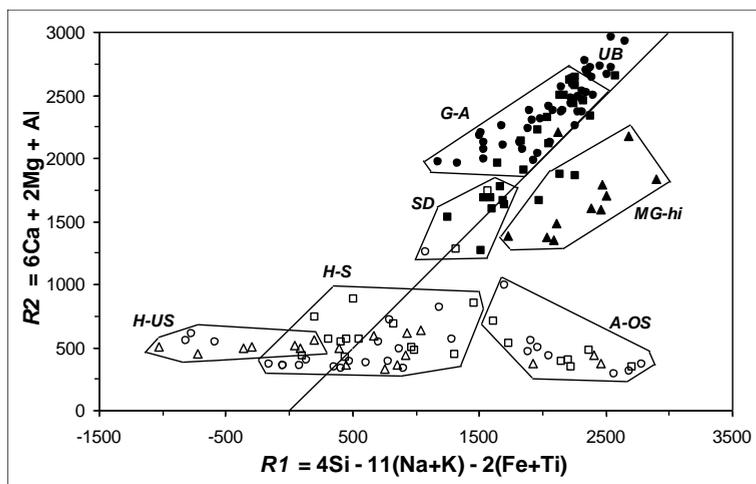


Figura V.2 - Rochas máficas (símbolos fechados) e félicas (símbolos abertos) da província alcalina do Alto Alentejo projectadas no diagrama milicatiónico $R1-R2$ de LA ROCHE *et al.* (1980). De acordo com estes autores, as áreas discriminadas correspondem aos campos de projecção de ultrabasitos (*UB*), gabros alcalinos (*G-A*), sieno-dioritos (*SD*), gabro-noritos / gabros / monzo-gabros com hiperstena (*MG-hi*), sienitos nefelínicos (que segundo a divisão apresentada no início deste capítulo pertencem ao grupo *H-US*), sienitos / quartzo-sienitos (*H-S*) e sieno-granitos / granitos alcalinos (*A-OS*).

que, divergentes à partida, se foram afastando progressivamente durante os processos de diferenciação, a ponto de culminarem na produção de fácies colocadas nos dois extremos do espectro composicional possível, como sejam os sienitos nefelínicos e os granitos.

Tal como propõem os seus autores (LA ROCHE & LETERRIER, 1973; LA ROCHE *et al.*, 1980), o diagrama milicatiónico em causa permite uma boa discriminação química das rochas ígneas e pode ser utilizado, a par de outras classificações modais (e.g. STECKEISEN, 1976) e químico-mineralógicas (e.g. DEBON & LE FORT, 1982; BOWDEN *et al.*, 1984), como um válido instrumento nos exercícios de sistemática. A grelha que define o campo de projecção das diferentes

fácies não está representada na Fig. V.2 mas as áreas de agrupamento ali assinaladas e a classificação que, com base nesta proposta, é sugerida, corresponde na maior parte dos casos à terminologia que tem sido adoptada no presente trabalho para distinguir, em termos petrográficos, as diferentes fácies em estudo. Assim, para além das rochas ultrabásicas, projectadas em regra com valores de R2 superiores a 2500 (e.g. A66, E39a), e claramente resultantes de processos intensos de acumulação de olivina e piroxena, conseguem identificar-se:

i.) o carácter tendencialmente alcalino dos gabros olivínicos-MAC (acima da linha $R1=R2$, ou seja, $R2>R1$);

ii.) a maior dispersão composicional ME incluindo gabros alcalinos (E22), gabros (E38b), gabro-dioritos com hiperstena (E4b), (*sieno-*)dioritos (E8) e (*monzo-*)dioritos (E1);

iii.) a posição preferencial das rochas máficas-MCM no campo $R1>R2$, correspondendo a rochas (sub-alcalinas) com hiperstena, essencialmente representadas por gabro-noritos (C39b), gabros (C20) e monzo-gabros (C17); note-se que a única amostra deste grupo situada acima da *linha de charneira*, é o anortosito C21, um *bitownitito* exótico no contexto deste maciço, inevitavelmente projectado muito próximo do ponto que, nesta linha, representa esta plagioclase cálcica (com coordenadas próximas de $R1=R2=2100$);

iv.) o conjunto de rochas félsicas que se projectam para valores de R2 inferiores a 1000 e se dispersam pelos campos da grelha classificativa característicos dos sienitos nefelínicos ($-760<R1<250$: AL13,49; CC1a,1b,8; CT3a; CA12a,b), sienitos / sienitos quártzicos ($-250<R1<1500$: e.g. AP6; EF17; CFC4b) e sieno-granitos / granitos alcalinos ($R1>1500$: e.g. AF20a; EA30; CAU14b).

Embora se reconheça que neste largo espectro de rochas félsicas, o diagrama classificativo de LA ROCHE *et al.* (1980), nem sempre consegue discriminar, de forma clara, divergências composicionais importantes — são disto exemplo a proximidade dos pontos ($-250<R1<200$) correspondentes aos sienitos nefelínicos de Arronches

e aos sienitos riebequíticos, levemente sobressaturados, de Alter Pedroso —. Este método gráfico parece constituir uma alternativa globalmente eficaz na sistematização de fácies em províncias que, como esta, se revelam férteis em rochas fortemente afectadas por processos de deformação tendentes a dificultar a quantificação modal das paragénese que as constituem.

Com base ainda no diagrama milicatiónico R1-R2, BATCHELOR & BOWDEN (1985), sugerem a adaptação de um esquema classificativo destinado a discriminar a petrogénese e enquadramento geodinâmico das rochas granitóides. No referido trabalho, e apesar da extensa e diversificada base de dados usada, ressalta a relativa ineficácia dessa proposta, particularmente para rochas que se projectem na área correspondente a R1 entre 2000 e 3000 e R2 entre 400 e 700, onde se acumulariam granitóides de proveniências muito diversas. No entanto, o campo dos granitóides *alcalinos anorogénicos*, parece distinguir-se razoavelmente dos restantes correspondendo aos mais baixos valores de R2, concretamente abaixo de uma linha divisória cujos pontos extremos seriam (500,500) e (3000,250). Se aplicada às rochas félsicas aqui em estudo, e apesar da dispersão composicional patenteada (Fig. V.2), incluindo todos os graus de saturação em sílica, a classificação mencionada reforçaria, assim, o carácter cogenético e a tendência alcalina/anorogénica das fácies que compõem esta província plutónica, maioritariamente projectadas naquela área do diagrama.

Tendo em conta a já referida descontinuidade composicional entre os termos máficos e félsicos procede-se, em seguida, ao tratamento e comentário dos dados analíticos de rocha-total correspondentes a cada um destes conjuntos.

V.2. Geoquímica das Rochas Máficas

A caracterização geoquímica das rochas máficas dos maciços de Alter do Chão (MAC), Elvas (ME) e Campo Maior (MCM) terá, na abordagem que agora se inicia, dois objectivos fundamentais. Por um lado, deverá apontar as principais diferenças composicionais ao nível dos elementos maiores e em traço, por outro, serão investigadas tendências de evolução e índices de discriminação que permitam evidenciar as afinidades geoquímicas destes conjuntos e os processos de diferenciação magmática que os individualizaram.

V.2.1. Elementos maiores e componentes normativos

A descrição oligoelementar inicia-se pela apresentação da **Tabela V.1**. Muitas das características composicionais dos três conjuntos, bastas vezes referidas em parágrafos anteriores deste trabalho, estão ali resumidamente registadas.

| El. Maiores | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO ¹ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | Mg# |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|------------------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|
| MAC-méd | 44.57 | 1.14 | 14.97 | 8.64 | 0.12 | 11.10 | 14.55 | 1.51 | 0.32 | 0.06 | 67.08 |
| MAC-m | 37.24 | 0.17 | 1.96 | 2.74 | 0.06 | 3.88 | 3.45 | 0.08 | 0.02 | 0.01 | 37.67 |
| MAC-M | 48.20 | 6.24 | 23.87 | 17.31 | 0.18 | 39.57 | 20.53 | 2.81 | 0.91 | 0.11 | 85.84 |
| MAC-dp | 2.70 | 1.34 | 4.39 | 3.59 | 0.03 | 7.20 | 3.70 | 0.69 | 0.23 | 0.03 | 13.04 |
| MAC-nº | 45 | 45 | 45 | 45 | 45 | 45 | 45 | 45 | 45 | 13 | 45 |
| ME-méd | 51.17 | 0.72 | 13.96 | 7.65 | 0.13 | 7.66 | 13.10 | 2.85 | 0.88 | 0.18 | 62.66 |
| ME-m | 42.47 | 0.24 | 6.59 | 4.44 | 0.07 | 2.98 | 6.99 | 1.26 | 0.13 | 0.01 | 44.67 |
| ME-M | 58.00 | 1.68 | 17.98 | 16.45 | 0.19 | 13.80 | 19.70 | 4.85 | 2.18 | 0.87 | 77.23 |
| ME-dp | 3.15 | 0.36 | 2.92 | 2.22 | 0.03 | 2.96 | 3.80 | 1.07 | 0.60 | 0.22 | 8.70 |
| ME-nº | 26 | 26 | 26 | 26 | 26 | 26 | 26 | 26 | 26 | 14 | 26 |
| MCM-méd | 52.48 | 1.05 | 12.58 | 9.66 | 0.18 | 12.53 | 7.12 | 1.87 | 0.86 | 0.15 | 68.11 |
| MCM-m | 49.80 | 0.29 | 7.29 | 6.78 | 0.12 | 4.40 | 5.75 | 0.59 | 0.09 | 0.02 | 36.91 |
| MCM-M | 57.32 | 3.49 | 15.16 | 13.41 | 0.25 | 20.50 | 11.20 | 3.09 | 1.90 | 0.47 | 76.99 |
| MCM-dp | 2.28 | 0.89 | 2.86 | 1.80 | 0.04 | 4.51 | 1.65 | 0.82 | 0.70 | 0.13 | 11.31 |
| MCM-nº | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 |

Tabela V.1 - Resumo estatístico (média, mínimo, Máximo, desvio padrão e número de amostras) da composição oligoelementar (% peso dos óxidos) dos maciços básicos-ultrabásicos da Alter do Chão (MAC), Elvas (ME) e Campo Maior (MCM). Foram excluídas destes cálculos as amostras A91 (dunito do MAC) e C21 (anortosito do MCM).

É o caso do relativo empobrecimento em sílica do conjunto MAC, ou do seu enriquecimento em titânio, como também se anotam valores comparativamente mais baixos de MgO no grupo-ME, de CaO no grupo-MCM e os mais elevados teores de alcalis destes dois grupos quando comparados com os do grupo MAC. O parâmetro Mg# (*Mg number* que exprime a razão percentual entre as proporções molares de MgO e MgO+FeO) costuma servir de índice de diferenciação em conjuntos máficos e a sua indicação na Tab V.1 confirma o carácter relativamente menos evoluído dos mafitos de Alter do Chão (onde este índice atinge o valor mais elevado: 85.8%), aspecto que já tinha sido posto em evidência pelos dados petrográficos e químico-mineralógicos, nomeadamente pela abundância de fácies dominadas pela acumulação de olivina e clinopiroxena, com razões (Mg/Fe) elevadas. Note-se que os valores mais baixos de Mg# nos conjuntos MAC (37.7) e MCM (36.9) se registam em fácies gabróicas com forte acumulação de óxidos Fe-Ti (A2 e C14, respectivamente), facto que, nestes casos, debilita apreciavelmente o valor do parâmetro enquanto índice de diferenciação.

A projecção de alguns componentes normativos contribui para a caracterização e discriminação das rochas gabróicas dos três maciços. Tal fica patente nas **Figuras V.3A, B e C** (pág. seguinte) que corroboram, em larga medida, a distinção composicional oligoelementar registada na Tab. V.1. São a expressão gráfica de graus de saturação em sílica crescentes no sentido MAC→ME→MCM, de um enriquecimento em alcalis, nomeadamente em Na, que atinge expressão máxima nas rochas intermédias (dioritos e granodioritos) do conjunto ME, bem como exprime os efeitos da predominância de olivina nas rochas ultramáficas do MAC, de ortopiroxena no grupo MCM e de clinopiroxena (+ horneblenda) na generalidade dos gabros MAC e ME.

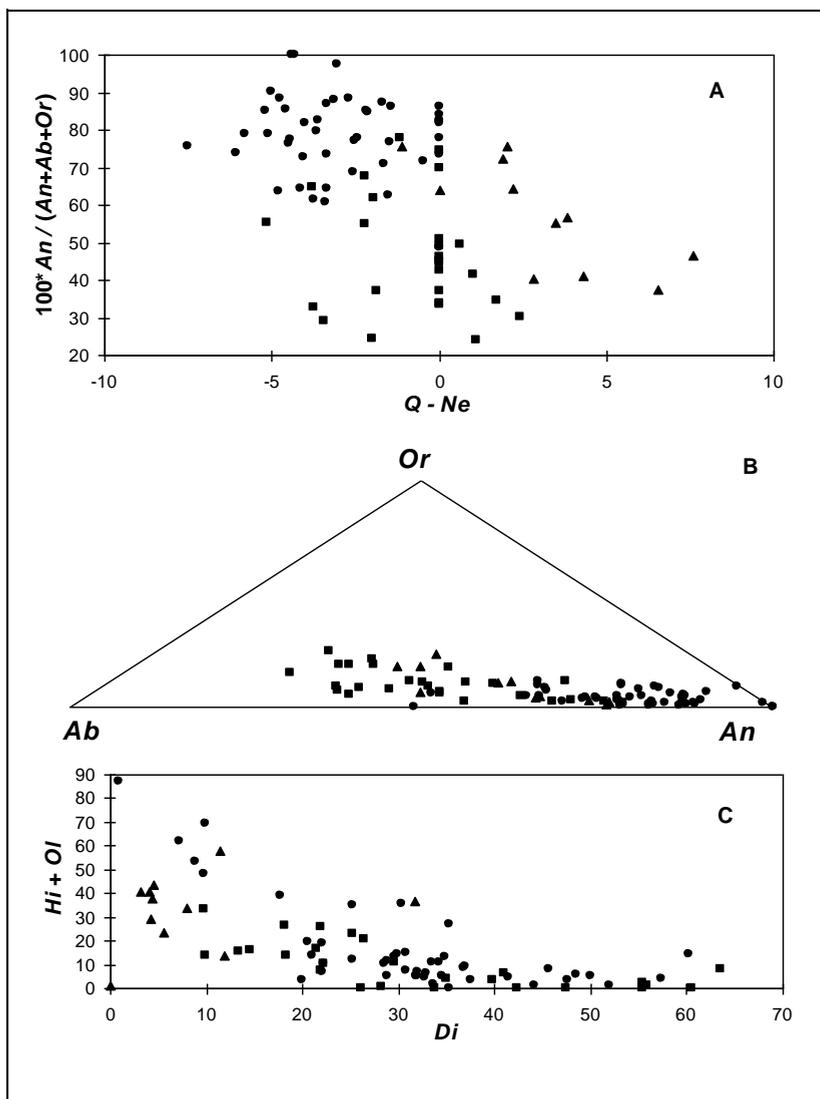


Figura V.3 - Discriminação dos grupos MAC (círculos), ME (quadrados) e MCM (triângulos) através dos componentes normativos quartzo (*Q*), nefelina (*Ne*), ortoclase (*Or*), albite (*Ab*), anortite (*An*), diópsido (*Di*), hiperstena (*Hi*) e olivina (*Ol*). Ver texto.

Relativamente ainda à Fig. V.3A, note-se que a presença nestas rochas de fases em regra insaturadas em sílica, como a anfíbola e a biotite,

amplia a tendência para a subsaturação das respectivas composições normativas *CIPW* (que não contemplam estas fases hidratadas). No entanto, como se referiu no capítulo anterior (*Química Mineral*, ponto IV.2.3), a química das clinopiroxenas das rochas máficas, supostamente mais próxima das composições magmáticas originais, reproduz qualitativamente e em termos comparativos as tendências de saturação acima indicadas, como se depreende dos valores médios de (Ne^{Clpx}) para os conjuntos $Clpx^{MAC}$, $Clpx^{ME}$ e $Clpx^{MCM}$, situados respectivamente em 1.2, 0.7 e 0.1 %.

V.2.2. Elementos em traço e diferenciação magmática

Os elementos menores e em traço, pela sua particular sensibilidade aos processos de génese e diferenciação dos conjuntos magmáticos, constituem instrumento fundamental na abordagem da generalidade dos assuntos estudados em petrologia e geoquímica. De entre estes, e no âmbito dos sistemas ígneos, têm merecido particular atenção as questões relacionadas com a composição das fontes magmáticas, sejam elas mantélicas ou crustais, e da sua relação com os diferentes ambientes geodinâmicos, orogénicos ou anorogénicos, em domínios oceânicos, continentais ou de fronteira.

Experimentalmente determinados, os valores de $D_i^{S/L}$ — coeficiente de distribuição de um elemento i entre uma fase sólida (mineral ou rocha) e a respectiva fase líquida — são afectados por variações na composição e estrutura dos líquidos, bem como por factores como a temperatura, pressão e fugacidade de oxigénio (ver síntese em WOOD & FRASER, *op. cit.*), daí resultando alguma heterogeneidade nos valores propostos pelos vários autores (como atestam as compilações elaboradas por RUIZ & GOMEZ, 1990 e ROLLINSON, 1993). No entanto, e apesar disso, é relativamente consensual a classificação dos diferentes componentes, em relação às fases cristalinas mais comuns, em *elementos compatíveis* ($D > 1$) e

elementos incompatíveis ($D < 1$), conceito fundamental na interpretação dos processos petrogenéticos que determinam a dispersão composicional das províncias ígneas, como se depreende das expressões algébricas que regem, ou monitorizam, a concentração dos elementos traço nos mais comuns mecanismos de génese e diferenciação magmática (equações nas páginas seguintes).

(a) fusão parcial em equilíbrio (*batch melting*: SHAW, 1970) — sólido refractário e líquido, em equilíbrio até ao momento da extracção do líquido;

$$C_L = \frac{C_0}{F + D(1 - F)} \quad (9)$$

sendo C_0 e C_L , respectivamente, as concentrações do elemento traço no sólido original e no líquido, F a proporção (% em peso) de líquido e D o coeficiente de distribuição global do elemento relativamente ao sólido refractário no momento da extracção;

(b) cristalização fraccionada segundo a *lei de Rayleigh* (RAYLEIGH, 1896 *in*: ARTH, 1976; GREENLAND, 1970) — a fracção sólida não atinge o equilíbrio com o líquido residual, devido a uma relativamente rápida e contínua remoção (gravítica) dos cristais (*fraccionação*) e ao facto de as taxas de difusão nestes serem, em regra, mais lentas do que nos líquidos, sendo disto uma evidência a comum ocorrência de cristais quimicamente zonados (e.g. COX *et al.*, 1979);

$$C_L = C_0 F^{(D - 1)} \quad (10)$$

C_0 e C_L representam, respectivamente, as concentrações do elemento traço no líquido original e no líquido residual, F a proporção (% em

peso) de líquido residual e D o coeficiente de distribuição global do elemento relativamente ao sólido fraccionado.

Esta aproximação algébrica, constitui a base dos exercícios de modelação dos processos de diferenciação em petrologia ígnea justificando, designadamente em sistemas fechados, as tendências de evolução química evidenciadas em diagramas de variação em que são conhecidos os comportamentos e afinidades geoquímicas dos elementos projectados.

Em rochas máficas plutónicas com evidente influência de processos de acumulação cristalina, torna-se imprescindível discernir os seus efeitos na variação geoquímica dos diferentes elementos usados na modelação petrogenética. Para isso é fundamental proceder à discriminação entre fácies que possam representar, ou estar composicionalmente mais próximas dos líquidos diferenciados, e litotipos que, pelo contrário, tenham resultado de acumulação de fases sólidas fraccionadas do magma original durante o processo de cristalização.

Note-se que as rochas vulcânicas são sempre interpretadas como líquidos magmáticos, podendo representar magmas originais (por fusão parcial), ou fracções líquidas deles diferenciadas (cristalização fraccionada). Distintamente, as rochas plutónicas, podem materializar sólidos refractários (fusão parcial), fracções cumuladas ou líquidos diferenciados por fraccionação cristalina (cristalização fraccionada), no entanto, particularmente quando se trata de termos máficos, pouco diferenciados (e.g. gabros), a situação mais comum é o reconhecimento petrográfico de combinações modais entre cristais *cumulus* (sólido fraccionado) e fases *intercumulus* (líquido residual).

Na ausência de termos vulcânicos é, portanto, mais difícil a aproximação aos líquidos originais (primários) e, conseqüentemente, à caracterização geoquímica do magmatismo em causa, pelo que, nestes

casos, ganha maior relevância o estudo químico-mineralógico que foi apresentado no capítulo anterior.

Com estas limitações em mente, considerem-se então as expressões algébricas que, em conjunto com a equação (10), completam a descrição de um processo magmático que evolui por cristalização fraccionada de Rayleigh, ou seja, a formulação que restringe a variação composicional das fracções sólidas, separadas dos líquidos primários sem atingir o equilíbrio químico com os líquidos residuais. Assim, a equação de balanço de massa, constrangimento incontornável em sistemas fechados, pode escrever-se na forma

$$C_0 = C_L F + C_S (1 - F) \quad (11)$$

e, em ordem a C_S , virá

$$C_S = \frac{C_0 - C_L F}{1 - F} \quad (12)$$

resultando, com a substituição de C_L pela igualdade (10), a expressão algébrica

$$C_S = C_0 \left(\frac{1 - F^D}{1 - F} \right) \quad (13)$$

apontada por alguns autores (e.g. RUIZ & GOMEZ, 1990) como capaz de monitorizar a evolução composicional dos sólidos fraccionados, em função das composições originais (C_0), da proporção de líquido residual (F) e do coeficiente de distribuição (D) do elemento em causa,

nas condições descritas (o assunto será retomado mais adiante). Daqui resulta, obrigatoriamente, uma relação de proporcionalidade inversa entre os parâmetros C_L e C_S , ou seja, entre a evolução composicional de um determinado elemento traço nas rochas representativas dos líquidos diferenciados e nas fácies constituídas por fases cristalinas acumuladas. Relativamente às composições originais, C_0 , e em qualquer momento do processo (i.e. $0 < F < 1$), um enriquecimento nas fracções líquidas corresponderá a um empobrecimento nas fácies cumuladas e vice-versa.

V.2.2.1. Discriminação com elementos imóveis

No estudo geoquímico das províncias ígneas, particularmente naquelas onde é possível amostrar rochas vulcânicas básicas (basaltos *s.l.*), é frequente a utilização de alguns diagramas binários que, testados numa base essencialmente empírica são, em regra, eficazes na discriminação geoquímica dos magmas envolvidos. Por se tratar de componentes químicos relativamente resistentes (*imóveis*) aos processos de transformação supergénica e/ou metamórfica envolvendo fluidos aquosos, os elementos de alto potencial iónico (conhecidos por *HFSE*: "high field strength elements"), como o Ti, Zr, Y e Nb, são particularmente requisitados na caracterização geoquímica de complexos ígneos antigos, onde se detectam, com frequência, sinais dessas transformações pós-magmáticas. Como seria de esperar em função dos comentários acima apresentados, esses diagramas são de todo inadequados à projecção de plutonitos básicos cuja composição modal se apresente dominada, como é frequente, por fases cristalinas cumuladas. É claramente o caso da maioria das fácies máficas utilizadas no presente estudo, como se deduz da observação das **Figuras V.4 e V.5** (ambas na pág. seguinte), onde se confirma a dificuldade de proceder, por esta via, à caracterização geoquímica dos magmas iniciais.

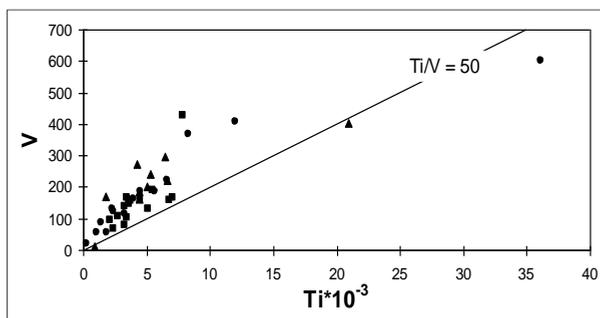


Figura V.4 - Diagrama de SHERVAIS (1982) aplicado às rochas máficas dos grupos MAC (círculos), ME (quadrados) e MCM (triângulos). O carácter cumulado das amostras em causa anula o valor discriminativo deste diagrama, supostamente capaz de separar os campos de projecção dos basaltos toleíticos ($Ti/V < 50$) e dos basaltos alcalinos ($Ti/V > 50$). As únicas amostras projectadas no campo *alcalino* (A2 e C14), devem a sua posição neste gráfico à forte acumulação de óxidos ferro-titanados.

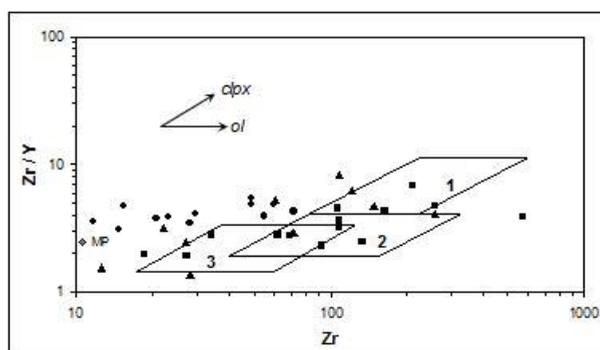


Figura V.5 - Diagrama de PEARCE & NORRY (1979) aplicado às rochas máficas dos grupos MAC (círculos), ME (quadrados) e MCM (triângulos). Os vectores correspondentes a 50% de cristalização fraccionada de olivina (ol) e de clinopiroxena (clpx), bem como o ponto correspondente à composição do Manto Primordial (losango MP, segundo McDONOUGH & SUN, 1995), põem em evidência a importância dos processos de acumulação das fases referidas (e também de anfíbola, ortopiroxena e plagioclase) nestas rochas. Como esperado, o diagrama concebido para discriminar líquidos basálticos gerados em diferentes ambientes geodinâmicos (1- intraplaca; 2- cristas médias oceânicas; 3- arco insular) revela-se, para os conjuntos plutónicos aqui estudados, manifestamente ineficaz.

Sem melhor alternativa, resta tomar em consideração a afinidade dos diferentes elementos ali utilizados relativamente às fases cumulas

mais representativas destes mafitos, para tecer comentários, ainda que de índole qualitativa, acerca dos magmas que assistiram à fraccionação destes cristais.

Assim, no que à Figura V.4 diz respeito, pode afirmar-se que as baixas razões Ti/V (<50) patenteadas pela esmagadora maioria das amostras projectadas se fica a dever, em grande parte, ao peso modal da clinopiroxena, relativamente à qual o V é considerado compatível, contrariamente ao que sucede com o Ti — os coeficientes de distribuição compilados por ROLLINSON (1993) indicam valores de 1.35 e 0.4, respectivamente —. Só duas amostras (A2-MAC e C14-MCM), por se apresentarem anormalmente enriquecidas em titanomagnetite e ilmenite, se projectam no campo dos *basaltos alcalinos* ($Ti/V > 50$) sugerido por SHERVAIS (1982) com base neste diagrama. Ainda que perca, neste contexto plutónico, toda a sua eficácia discriminativa, o gráfico permite sustentar a ideia de que o conjunto de pontos projectados correspondem, pelas razões apontadas, a razões Ti/V significativamente inferiores às que terão caracterizado os magmas básicos originais.

Por razões idênticas às que justificam baixas razões Ti/V , os pontos projectados na Figura V.5 representam valores da razão Zr/Y inferiores às dos líquidos magmáticos. Os vectores ali traçados que, pela aplicação da equação (10), apontam o sentido da evolução dos líquidos residuais para 50% de cristalização fraccionada de clinopiroxena e de olivina, ilustram a incapacidade discriminativa do diagrama de PEARCE & NORRY (1979) em rochas granulares compostas por estas fases. Note-se que os valores mais baixos de Zr se prendem com a sua incompatibilidade relativamente a piroxena, plagioclase e olivina, enquanto os mais elevados podem ser essencialmente imputados à presença de quantidades importantes hornblenda (e.g. E34, E42, C14), fase em relação à qual o Zr pode revelar comportamento compatível. Entretanto, como o coeficiente de distribuição do Y tende a superiorizar-se ao do Zr na anfibola cálcica e

dado que também a clinopiroxena pode albergar teores de Y superiores aos dos líquidos diferenciados (e.g. RUIZ & GOMEZ, 1990; ROLLINSON, 1993), a razão Zr/Y deverá resultar tanto mais baixa quanto maior for a contribuição modal destas fases nas amostras estudadas. Assim, tendo em conta apenas as composições gabróicas, o grupo de Alter do Chão apresenta uma gama de valores Zr/Y (3.5–5.4) que, comparados com os dos conjuntos vulcânicos estudados por PEARCE & NORRY (1979), são suficientemente elevados para confirmar a sua descendência de magmas gerados em ambiente intraplaca, com provável afinidade alcalina. O mesmo não se pode inferir, pelo menos de forma tão evidente, do conjunto de Elvas, com razões Zr/Y entre 1.9 e 3.9, e muito menos do conjunto de gabros de Campo Maior (sector NW), onde esta razão parece revelar-se, comparativamente, muito mais dispersa (1.4–8.3).

Igualmente considerada com potencial discriminativo, em universos basálticos, é a razão Y/Nb (PEARCE & CANN, 1973; FLOYD & WINCHESTER, 1975), cujo valor 1.5 configura, para um conjunto significativo de casos, uma das fronteiras geoquímicas entre os campos alcalino, situado abaixo daquele patamar, e sub-alcalino, acima (WINCHESTER & FLOYD, 1977). Mais uma vez, a acumulação de fases como a clinopiroxena e a anfíbola, desvirtua a capacidade de discriminação pretendida com este índice, já que se caracterizam por razões Y/Nb superiores às dos magmas envolvidos. O conjunto de resultados analíticos disponíveis neste trabalho confirma este constrangimento ao registar as mais altas razões Y/Nb de todo o espectro, justamente nas fácies piroxeníticas dos três maciços: A58-MAC (5.3); E39a-ME (11.1); C32-MCM (23.1). Repare-se que, apesar disso, os piroxenitos do grupo MAC apresentam valores muito mais baixos do que os restantes, tal como acontece em relação às fácies gabróicas (MAC: 1.8–4.0; ME: 4.0–10.7; MCM: 2.3–13.2), facto que, a ter correspondência no quimismo original dos líquidos reflecte, embora em termos invariavelmente relativos, o maior pendor alcalino

do magmatismo associado ao complexo plutónico de Alter do Chão, a posição transicional dos mafitos de Elvas e o carácter claramente sub-alcalino do conjunto MCM.

A **Tabela V.2** mostra os teores de Cr e Ni para um conjunto de fácies gabróicas seleccionadas em função do seu teor em Zr, aqui assumido como índice de diferenciação dada a sua indiscutível incompatibilidade relativamente às fases mais precoces do processo de cristalização. Fica bem patente a irregularidade de distribuição dos teores destes metais de transição nestas rochas máficas o que torna pouco eficaz, ou mesmo inútil, qualquer tentativa de aproximação aos processos de diferenciação que fizeram evoluir os líquidos magmáticos originais. Ilustrada também pela **Figura V.6** (pág. seguinte), a fraca correlação entre elementos com tão díspares comportamentos geoquímicos (i.e. graus de compatibilidade) encontra explicação plausível nos efeitos produzidos pela acumulação de fases cristalinas

| amostra | litotipo | Zr | Cr | Ni |
|------------|-----------|-------|------|-----|
| A37 | G-ol,anrt | 11.7 | 208 | 246 |
| A26 | G-ol,anrt | 54.8 | 47 | 50 |
| A01 | G-ol,anf | 72.0 | 17 | 116 |
| E31 | G-ol | 18.6 | 525 | 184 |
| E20 | G-ol,opx | 34.0 | 734 | 206 |
| E29 | G | 62.1 | 97 | 90 |
| C54 | G-opx,anf | 22.0 | 910 | 259 |
| C5 | G-opx,anf | 61.0 | 1069 | 334 |
| C1 | G-opx,anf | 108.6 | 933 | 293 |

Tabela V.2 - Quadro com valores de Zr, Cr e Ni de amostras de gabros seleccionadas nos grupos MAC (A#), ME (E#) e MCM (C#). O incremento do elemento incompatível (Zr) não é acompanhado por um decréscimo regular dos elementos compatíveis (Cr e Ni) relativamente a composições gabróicas (G) com olivina e/ou piroxena.

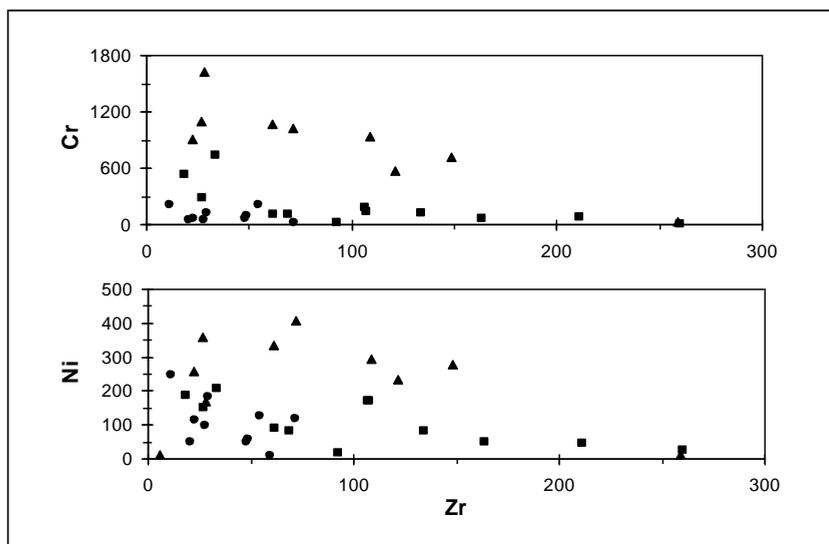


Figura V.6 - Zr vs. Cr e Ni para rochas máficas dos conjuntos MAC (círculos), ME (quadrados) e MCM (triângulos). Não estão projectadas as rochas ultrabásicas dos três maciços, bem como o anortosito (C21) e o gabro E34 (Zr=577 ppm; Cr=48 ppm; Ni=26 ppm). Ver comentários no texto.

com muito diversas capacidades de incluir os referidos metais nas suas redes, de que são exemplo a magnetite ($D_{Cr,Ni}^{mgt} \gg 1$) e a plagioclase ($D_{Cr,Ni}^{plg} \ll 1$). A Fig. V.6 mostra ainda um empobrecimento dos gabros MAC e ME em Ni e Cr, relativamente aos seus congêneres do MCM, o que decerto se relaciona com a fraccionção, prévia à diferenciação dos gabros olivínicos daqueles dois maciços, de abundantes quantidades de olivina e piroxena, acumuladas em fácies peridotíticas bem expressas em Alter do Chão e prováveis (talvez em profundidade) em Elvas. Pelo contrário, em Campo Maior, a ausência de olivina, a presença aparentemente mais escassa de piroxenitos e a diferenciação precoce de fácies anortosíticas (C21: bitownitito) podem justificar o relativo enriquecimento em Ni e Cr dos gabros-MCM onde abundam fases cristalinas capazes de albergar estes metais, como sejam a ortopiroxena, a clinopiroxena, a hornblenda, a biotite e a magnetite.

V.2.2.2. Estudo comparativo com elementos incompatíveis

É muito habitual, em estudos desta natureza, utilizar as concentrações de certos elementos incompatíveis, ou as razões entre elas, como termos de comparação entre as fácies em causa e magmas, ou fontes magmáticas, bem caracterizados do ponto de vista geoquímico.

Partindo do princípio, algebricamente demonstrável (e.g. RUIZ & GÓMEZ, 1990) de que, ao longo de um processo de cristalização fraccionada em sistema fechado, os teores de dois elementos (i e j) altamente incompatíveis em relação às fases fraccionadas (i.e. $D_i \approx D_j \ll 1$), se correlacionam cumprindo a equação,

$$C_L^j = \frac{C_0^j}{C_0^i} \cdot C_L^i \quad (14)$$

é de esperar que sequências de rochas ígneas, geneticamente relacionadas por um tal mecanismo de diferenciação, se projectem em diagramas binários (C^i vs. C^j) ao longo de rectas que passam pela origem (e.g. BARBERI *et al.*, 1975) e apresentam altos coeficientes de correlação linear. Dito de outra forma, a razão de concentrações entre os elementos escolhidos tenderá a manter-se ao longo do processo, desde que os respectivos coeficientes de distribuição, relativamente às fases sólidas, permaneçam semelhantes e próximos de zero.

O conjunto de dados analíticos obtidos a partir das rochas máficas deste estudo, permitiu a construção de vários diagramas deste tipo, utilizando elementos que supostamente satisfazem aquele comportamento geoquímico.

A **Tabela V.3** e a **Figura V.7** (ambas na pág. seguinte) pretendem resumir os resultados numérico e gráfico desse exercício.

| | MAC | | ME | | MCM | |
|----------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | razão | R^2 | razão | R^2 | razão | R^2 |
| Nb / La | 0.95 | 0.8 | 0.62 | 0.7 | 0.38 | 0.9 |
| Hf / La | 0.31 | 0.9 | 0.28 | 0.6 | 0.15 | 0.9 |
| Ta / La | 0.07 | 0.9 | 0.06 | 0.5 | 0.03 | 0.9 |
| Th / La | 0.07 | 0.9 | 0.17 | 0.8 | 0.21 | 0.9 |
| U / La | 0.03 | 0.9 | 0.06 | 0.8 | 0.09 | 0.9 |
| Zr / Nb | 10.16 | 0.8 | 13.36 | 0.6 | 18.55 | 0.5 |
| La / Zr | 0.10 | 0.8 | 0.09 | 0.3 | 0.11 | 0.1 |
| Th / Nb | 0.08 | 0.9 | 0.24 | 0.5 | 0.56 | 0.8 |

Tabela V.3 - Razões entre elementos incompatíveis e respectivos coeficientes de correlação (R) para as rochas básicas dos conjuntos MAC (excluídas as amostras dunítica, A91, e peridotíticas, A63 e A90), ME e MCM (excluída a amostra C21: anortosito). Os valores tabelados foram determinados graficamente, a partir das rectas ($y = m \cdot x$) melhor ajustadas à distribuição de pontos.

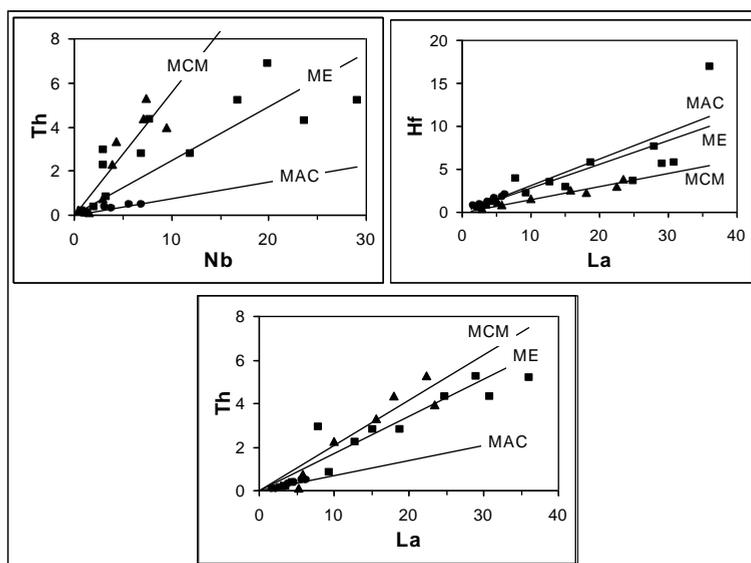


Figura V.7 - Diagramas de variação entre elementos altamente incompatíveis relativamente aos conjuntos de gabros do MAC (círculos), ME (quadrados) e MCM (triângulos). De notar, tal como demonstram os valores numéricos da Tabela V.3, que a dispersão composicional é, em regra, maior (R^2 mais baixo) no conjunto ME e que este conjunto se caracteriza por razões inter-elementares (declive da recta) intercalares entre as dos conjuntos MAC e MCM.

Sai reforçada a ideia de que os maciços de Alter do Chão e de Campo Maior representam dois pólos magmáticos substancialmente diferentes, com razões inter-elementares situadas, na esmagadora maioria dos casos, nos extremos de um intervalo cuja zona intermédia é, quase sempre, ocupada pelo maciço de Elvas. Pode também concluir-se que o grupo MAC apresenta sistematicamente as melhores correlações lineares ($R^2 \geq 0.9$), o que poderá ser atribuído, quer ao mais baixo e menos extenso espectro de diferenciação que representa (trata-se de diferentes fácies de gabros olivínicos), quer, muito provavelmente, em face dos valores de R^2 indicados, à intervenção de mecanismos de diferenciação essencialmente conduzidos por cristalização fraccionada em sistema fechado. O conjunto MCM só em dois dos casos apresentados na Tab. V.3 revela maior dispersão e precisamente nas razões em que figura Zr (Zr/Nb: $R^2=0.5$; La/Zr: $R^2=0.1$); é possível que fases como a anfíbola (potencial hospedeira deste elemento), com peso modal variável nestes mafitos, ajude a justificar variações importantes nos respectivos teores de Zr e, portanto, nas razões em que participa. Ao contrário, o grupo formado pelas rochas básicas e intermédias do ME só manifesta uma certa homogeneidade composicional para as razões Th/La e U/La ($R^2 \cong 0.8$), verificando-se assinaláveis discrepâncias nos restantes casos. Sendo certo que se trata do maciço com maior dispersão petrográfica (gabros olivínicos a granodioritos) esta, por si só, e pelas razões já apontadas (equação 14), não justifica as fracas correlações encontradas. No entanto, tendo em conta o reconhecimento neste conjunto, de fácies com minerais capazes de alojar teores consideráveis destes elementos (e.g. esfena: E11; apatite: E3; alanite: E1) e também a possibilidade de abertura do sistema (contaminação), não surpreende que se assista no grupo ME à referida heterogeneidade.

Outro tipo de exercício que pode gizar-se, uma vez mais em termos semi-quantitativos, é a confrontação dos valores encontrados para as razões inter-elementares das rochas gabróicas em análise com

os de conjuntos magmáticos bem estudados e, por isso, passíveis de constituir referências, ou termos de comparação. Embora centrada em províncias plutônicas intra-continentais de cariz alcalino (hipótese de partida para a elaboração deste trabalho), a bibliografia seleccionada colige ainda, obviamente, rochas magmáticas consideradas representativas de outros ambientes químicos e geodinâmicos que, confrontadas com aquelas, permitam assinalar os contrastes composicionais com maior valor diagnóstico.

Assim, atentando nas razões indicadas na Tab. V.3, duas delas parecem significativamente contrastantes entre os grupos MAC, ME e MCM: Th/La (0.07; 0.17 e 0.21, pela ordem mencionada) e Th/Nb (0.08; 0.24; 0.56).

Relativamente ao primeiro destes índices, os valores apresentados pelo MAC ($0.03 < \text{Th/La} < 0.08$) estão próximos dos que se encontram referenciados para alguns gabros de províncias alcalinas do Canadá ($0.09 < \text{Th/La} < 0.13$: EBY, 1984 e 1985; CURRIE *et al.*, 1986; BÉDARD *et al.*, 1987), bem como se assemelham aos referidos em basaltos alcalinos gerados em ambiente de *rift* intra-continental, em África (Th/La=0.10: BAKER *et al.*, 1977). Se os valores desta razão nos três maciços forem também comparados com os que se julgam característicos (e.g. SUN & MCDONOUGH, 1989) de basaltos mantélicos dos tipos *MORB-N* (0.05), *MORB-E* (0.10) e *OIB* (0.11) — siglas utilizadas, respectivamente, para basaltos das cristas médias oceânicas de tipo Normal e Enriquecido, e basaltos das ilhas oceânicas gerados em ambiente intraplaca —, ou com os valores representativos (e.g. TAYLOR & MCLENNAN, 1985) da crosta continental (0.22), não é difícil constatar o carácter mantélico empobrecido das rochas de Alter do Chão, o cunho crustal dominante nas fácies gabróicas do MCM (a maioria no intervalo $0.21 < \text{Th/La} < 0.24$) e a tipologia híbrida dos mafitos-ME (3 amostras entre 0.05 e 0.08, 7 no intervalo 0.14-0.18 e apenas uma com Th/La=0.24).

No que diz respeito à razão Th/Nb, exercício análogo corrobora, talvez com maior nitidez, as tendências atrás apontadas. De facto, a razão Th/Nb no grupo-MAC (0.06–0.10) é bem distinta da revelada pelos outros conjuntos (ME: 0.17–0.72; MCM: 0.26–0.76), sendo semelhante às que são referidas como características de magmas mantélicos gerados em ambientes distensivos ou intraplaca (e.g. SUN, 1980; CIVETTA *et al.*, 1984; PEARCE *et al.*, 1984; UPTON & EMELEUS, 1987; MATA & MUNHÁ, 1990; CURRIE & VAN BREEMEN, 1996). Por outro lado, os elevados valores registados nos conjuntos ME e MCM parecem evocar, tal como no caso anterior, a contribuição de fontes magmáticas previamente enriquecidas na razão Th/Nb, como é característico dos componentes litológicos da crosta continental, em particular nos seus níveis superiores (e.g. COLLINS *et al.*, 1982; TAYLOR & MCLENNAN, 1985; WHALEN *et al.*, 1987; EBY, 1990).

V.2.2.3. Normalização condrítica e caracterização geoquímica

Ainda que circunscritos a termos máficos predominantemente afectados por processos de acumulação cristalina — tendentes a minimizar os teores dos elementos incompatíveis (e.g. Th, Nb, La) e a maximizar as concentrações de componentes compatíveis (e.g. Ti, Sr, Y) com as fases fraccionadas (e.g. olivina, piroxena, anfíbola, plagioclase cálcica e óxidos Fe-Ti) —, os diagramas de terras-raras e multi-elementares, aqui elaborados após normalização condrítica com o padrão de MCDONOUGH & SUN (1995), ajudam a distinguir as principais fácies dos três maciços em estudo contribuindo, ao mesmo tempo, para a caracterização geoquímica das diferentes unidades.

Assim, usando como ponto de partida a confrontação das assinaturas-REE das rochas ultrabásicas (**Figura V.8**, pág. seguinte), designadamente de peridotitos-MAC (A63 e A90) e de piroxenitos representativos dos três maciços (MAC: A58; ME: E39a; MCM: C32),

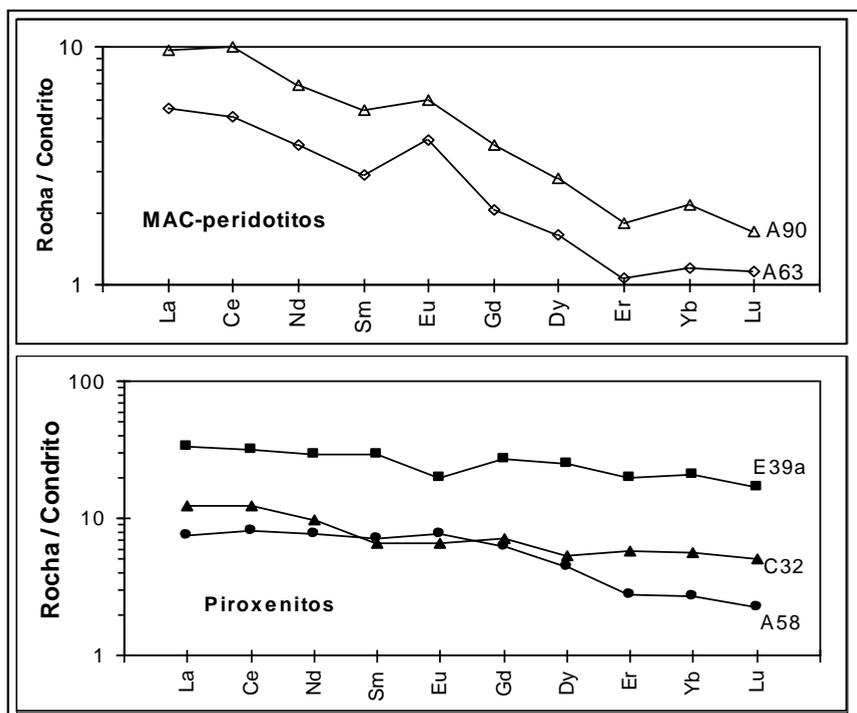


Figura V.8 - Diagramas de REE normalizados (MCDONOUGH & SUN, 1995, utilizado como padrão condritico em todos os diagramas deste tipo) para as rochas ultrabásicas (peridotitos e piroxenitos) dos maciços de Alter do Chão (A#), de Elvas (E#) e de Campo Maior (C#).

verifica-se que, mesmo tratando-se de termos emblemáticos dos processos de acumulação cristalina, pode reconhecer-se um empobrecimento relativo de terras raras pesadas (HREE) nas amostras do maciço de Alter do Chão a que se associam valores mais altos da razão $(Gd/Lu)_N$, aparentemente concordantes com a origem dos magmas parentais em processos de fusão parcial de troços profundos do Manto Iherzolítico, compostos por fases cristalinas que, como a granada, retêm as terras raras pesadas na fracção sólida refractária. Estas características composicionais dos piroxenitos-MAC, levam a considerá-los, de facto, como representantes de fracções sólidas (empobrecidas), geradas por acumulação de clinopiroxena a partir de

magmas enriquecidos em LREE (tenham-se em conta os coeficientes de partilha Cl_{px}/Liq ; e.g. ROLLINSON, 1993), como é característico de numerosas províncias alcalinas.

Conclusão semelhante resulta da apreciação conjunta dos gabros olivínicos encontrados nos maciços de Alter do Chão e de Elvas (**Figura V.9**). Neste sub-conjunto de rochas (inexistentes em Campo Maior) as primeiras distinguem-se, quer

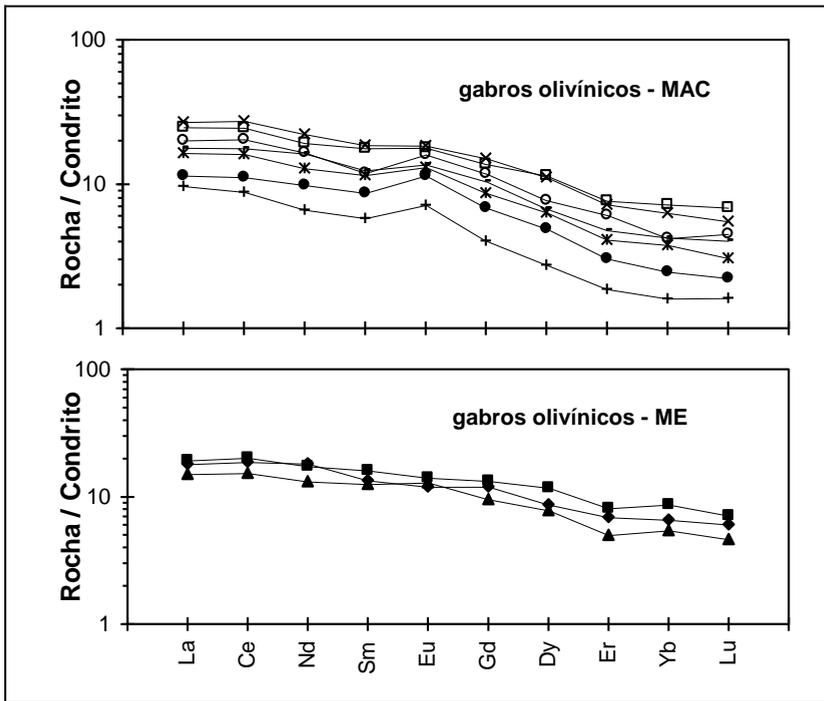


Figura V.9 - Diagramas de REE normalizados para os gabros olivínicos dos maciços de Alter do Chão (MAC) e de Elvas (ME).

pelas já citadas altas razões $(Gd/Lu)_N$ (MAC: 2.01-3.08 ; ME: 1.86-2.04), quer pela maior concentração de terras raras leves (LREE) relativamente às pesadas, que aqui se traduz pela razão $(La/Lu)_N$ (MAC: 3.62-5.99 ; ME: 2.71-3.23). Tenha-se em conta que esta diferença se fica a dever, quer ao empobrecimento em HREE do conjunto MAC,

quer ao seu enriquecimento relativo em LREE, este proporcional ao parâmetro $(La/Sm)_N$ (MAC: 1.32-1.69 ; ME: 1.20-1.35). Outro aspecto que se afigura distintivo dos gabros olivínicos do MAC é a anomalia positiva de Eu (quantificada pela razão $(Eu/Eu^*)_N$, com Eu^* interpolado entre os teores normalizados de Sm e Gd) que reflecte significativa acumulação de plagioclase; situa-se entre 1.09 e 1.48, em confronto com o intervalo 0.95-1.17 registado nas fácies com olivina do ME. Das três razões normalizadas acima referidas, a que assinala a fraccionação das LREE relativamente às HREE, $(La/Lu)_N$, é talvez a que melhor distingue os diferentes tipos de magmatismo conhecidos sendo, embora com variações significativas, tendencialmente mais elevada nos líquidos primários de afinidade alcalina (e.g. EBY, 1985; CURRIE *et al.*, 1986; BÉDARD *et al.*, 1987; SUN & MCDONOUGH, 1989; CURRIE & VAN BREEMAN, 1996). Embora longe, em termos geoquímicos, dos magmas primários que lhes deram origem, os gabros olivínicos do MAC parecem, também no que a este índice diz respeito e meramente em termos comparativos (com rochas análogas do ME), guardar registos de uma tal assinatura.

Os perfis de REE (**Figura V.10**, pág. seguinte)) relativamente horizontalizados dos gabros olivínicos-ME parecem caracterizar também algumas das restantes rochas básicas (e.g. E34) e intermédias deste maciço. Quando comparados com os mafitos de Campo Maior (MCM), os perfis-ME reflectem intervalos de variação da razão $(Gd/Lu)_N$ semelhantes (ME: 1.19-2.59 ; MCM: 1.26-2.26), tal como $(La/Lu)_N$ (ME: 1.84-7.66 ; MCM: 1.68-8.92), sendo de notar que este último parâmetro é muito variável em ambos os grupos projectados; no conjunto ME, atinge os valores mínimo e máximo num gabro anfíbólico (a hornblenda pode concentrar HREE) e num granodiorito (E1), respectivamente, enquanto que no grupo MCM aqueles extremos são marcados por um mínimo num gabro de tendência granoblástica (C14: MCM-sector SE) e um máximo num monzo-gabro (C17, do mesmo sector do maciço). Os valores relativamente baixos do índice $(La/Sm)_N$

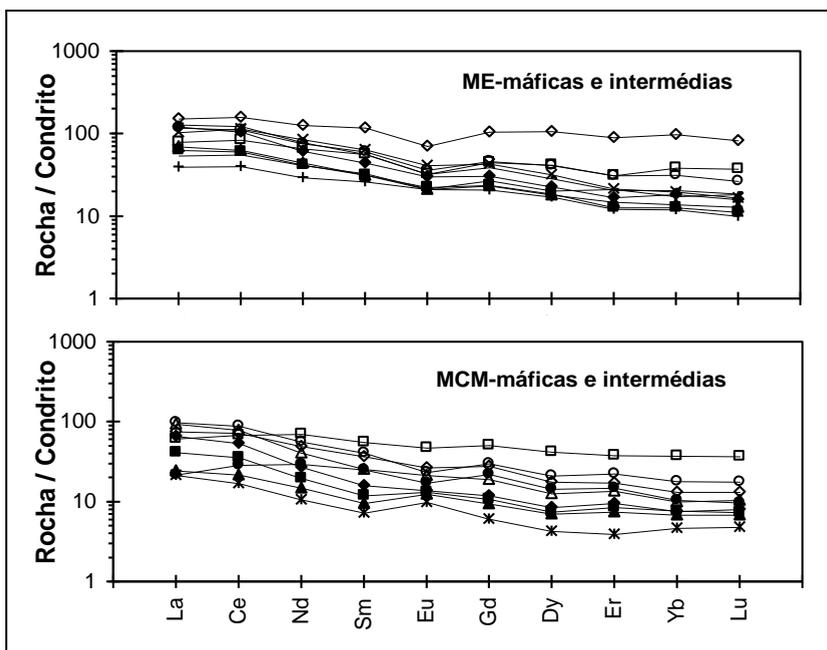


Figura V.10 - Diagramas de REE normalizados para rochas máficas e intermédias dos maciços de Elvas (ME) e de Campo Maior (MCM).

nos piroxenitos e gabros olivínicos de Elvas pode justificar (por fraccionação de piroxena) a subida deste parâmetro (1.39-2.76) nos termos mais evoluídos do maciço, nomeadamente, nos dioritos e granodioritos. Analogamente, a presença no ME de gabros olivínicos com ténues anomalias positivas de Eu (e.g. E31=1.17) pode justificar, via fraccionação prévia de plagioclase cálcica, os valores da anomalia negativa patenteados pelas restantes rochas máficas e intermédias deste conjunto (0.64-0.90). No grupo de mafitos de Campo Maior, três amostras revelam anomalia positiva de Eu (C5, C20 e C54: 1.15-1.47) sendo as demais (6) marcadas por anomalias negativas situadas entre 0.66 (C11) e 0.99 (C1), eventualmente relacionadas com a diferenciação prévia daquelas fácies gabróicas e/ou de termos anortosíticos representados nesta amostragem pela amostra C21 (bitownitito: $(Eu/Eu^*)_N = 10.4$), não projectada na Fig. V.10.

Para além de confirmarem as diferenças registadas entre os teores normalizados de REE, os diagramas multi-elementares (*spider*) a seguir comentados, permitem observar variações composicionais (após normalização) referentes a outros elementos julgados diagnósticos, nomeadamente Th, Nb, Sr, Zr, Ti e Y que, conjuntamente com os REE, se dispõem nestes diagramas, da direita para a esquerda, de acordo com graus crescentes de incompatibilidade relativamente a composições mineralógicas mantélicas.

Quando se confrontam as projecções correspondentes aos gabros olivínicos de Alter do Chão e de Elvas (**Figura V.11**), resulta evidente, em primeiro lugar, uma diferença significativa entre as anomalias de Nb (quantificada pela razão $(Nb/Nb^*)_N$, com Nb* intrapolado entre os teores normalizados de Th e La) dos dois grupos. No conjunto MAC este parâmetro

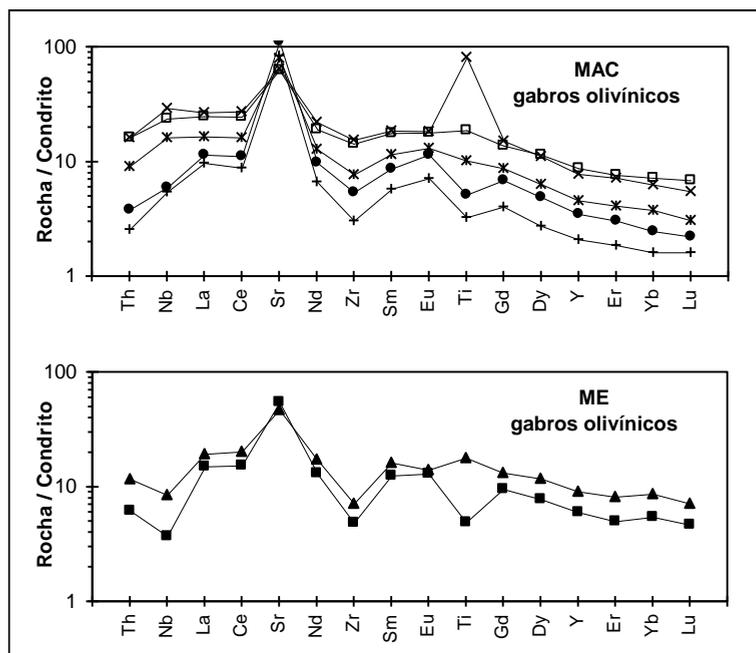


Figura V.11 - Diagramas multi-elementares normalizados para os gabros olivínicos dos maciços de Alter do Chão (MAC) e de Elvas (ME).

situa-se no intervalo (0.8-1.4), enquanto as amostras olivínicas do ME se caracterizam por um valor *negativo* desta anomalia (0.4-0.8). Tendo em conta que valores positivos deste índice parecem circunscrever-se a magmas mantélicos gerados em ambientes anorogénicos e sem incorporação significativa de componentes crustais (a anomalia de Nb na crosta ronda o valor 0.5: TAYLOR & MCLENNAN, 1985), julgando-se que atinge valores máximos em líquidos de afinidade alcalina associados a plumas mantélicas enriquecidas e geradoras de magmatismo intraplaca (ilhas oceânicas e rifts continentais), e aceitando ainda que, ao invés, valores negativos da anomalia de Nb são apanágio dos magmas gerados em zonas de subducção ou fortemente afectados por processos de assimilação crustal (e.g. WILSON, 1993; PIN & PAQUETTE, 1997), afiguram-se particularmente diagnósticas as diferenças apontadas por este marcador naqueles conjuntos de mafitos olivínicos. Assim, utilizando mais este critério, confirmam-se as afinidades geoquímicas e geodinâmicas do conjunto MAC (alcalino, intracontinental) e reforça-se a hipótese de os magmas ME, gerados em ambiente tectónico semelhante, terem visto o seu quimismo original fortemente afectado por episódios de contaminação crustal durante o processo de diferenciação a que se submeteram.

A Fig.V.11 mostra ainda anomalias positivas de Sr e Ti mais pronunciadas nos gabros olivínicos do MAC, relacionadas, respectivamente, com forte fraccionação de plagioclase e (magnetite \pm caersutite), bem como teores de Zr tendencialmente mais elevados do que no conjunto ME, o que parece favorecer o primeiro conjunto relativamente ao seu potencial para gerar líquidos residuais (sieníticos e graníticos) com acentuado pendor alcalino.

A comparação dos teores normalizados nos conjuntos de rochas máficas e intermédias de Elvas (gabros não olivínicos, gabro-dioritos, dioritos e ganodioritos) e de Campo Maior (gabros e monzo-gabros com ortopiroxena) é mostrada na **Figura V.12** (pág. seguinte), onde se projectam também as assinaturas típicas dos basaltos alcalinos das ilhas

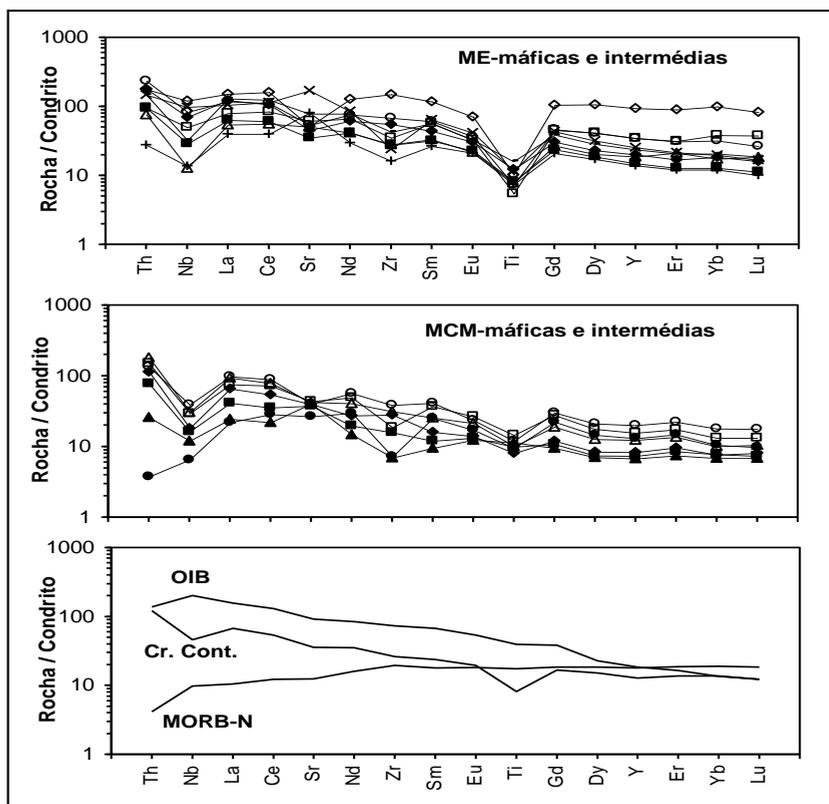


Figura V.12 - Diagramas multi-elementares normalizados para as rochas máficas e intermédias dos maciços de Elvas (ME) e de Campo Maior (MCM) e sua comparação com as assinaturas típicas dos basaltos das ilhas oceânicas (OIB) e das cristas médias oceânicas (MORB-N), bem como de composições médias da crosta continental (Cr. Cont.), segundo dados de SUN & MCDONOUGH (1989), TAYLOR & MCLENNAN (1985) e WEAVER & TARNEY (1984). Ver texto.

oceânicas (OIB), dos basaltos toleióticos empobrecidos das cristas médias oceânicas (MORB-N), bem como uma composição média, normalizada, da crosta continental (ver teores correspondentes em WEAVER & TARNEY, 1984; SUN & MCDONOUGH, 1989; TAYLOR & MCLENNAN, 1985). Em ambos os casos, ME e MCM, parecem sistemáticas as anomalias negativas de Ti (mais acentuadas no grupo ME) e de Nb (ME: 0.2-0.8 ; MCM: 0.2-0.5), tal como se pode

notar que os teores normalizados de Sr são mais dispersos no conjunto de Elvas, onde, no que diz respeito ao Zr, se atingem também valores tendencialmente mais elevados. A amostra E34 (gabro anfibólico-ME) destaca-se das restantes pelo seu enriquecimento relativo em REE, Y e Zr, correspondente a uma representação modal mais significativa de anfíbola nesta amostra que, assim, marca também o extremo superior de um intervalo de variação dos elementos projectados (Th–Lu) que, no grupo ME, apresenta valores globalmente superiores aos patenteados pelo conjunto MCM. Em primeira aproximação, tendo em conta, quer o que os gabros olivínicos já haviam revelado (Fig. V.11), quer as assinaturas *OIB* e crustais mostradas na Fig. V.12, é provável que os processos de contaminação crustal que terão afectado a diferenciação dos magmas-ME se tenham intensificado no grupo MCM. Note-se que a anomalia negativa de Nb (mais vincada no MCM) pode, no que à participação (ou contribuição) de material crustal diz respeito (e.g. THOMPSON *et al.*, 1982), assumir valor diagnóstico significativo, particularmente no caso de Elvas onde, ponderando todas as observações realizadas neste estudo, parecem não subsistir dúvidas quanto ao enquadramento geodinâmico deste maciço.

No entanto, para além da crosta continental, também os magmas orogénicos gerados em zonas de subducção se caracterizam por anomalias negativas de Nb (arcos oceânicos: 0.15; margens continentais activas: 0.29; SUN, 1980; HICKEY *et al.*, 1986; WILSON, 1993), provavelmente até mais acentuadas do que os troços crustais (crosta continental: 0.49; TAYLOR & MCLENNAN, 1985), facto que usualmente se atribui a processos metassomáticos relacionados com a desidratação da placa oceânica subductada, tendentes a mobilizar mais facilmente os LILE (incluindo La) e Th do que os HFSE (incluindo Nb) para a cunha mantélica suprajacente que constitui a fonte destes magmas calco-alcalinos. Outros factores podem associar-se às assinaturas geoquímicas (e isotópicas) dos magmas orogénicos (e.g. SANTOS *et al.*, 1987), tais como o grande volume de sedimentos

carreados para o manto ($> 1 \text{ km}^3/\text{ano}$; FYFE, 1982; ALLÉGRE & JAUPART, 1985), a presença no manto de fases residuais capazes de reter HFSE (e.g. esfena, zircão, rútilo; BRIQUEU et al., 1984), um mais elevado grau de fusão parcial, proporcional à quantidade de água (PEARCE, 1982) e, ainda, o carácter empobrecido deste tipo de manto, exaurido por sucessivos episódios de fusão (GREEN, 1982).

Assim, tomada em consideração a gama de observações realizadas no maciço de Campo Maior, sejam as que se obtiveram no campo, ou as que resultaram dos estudos laboratoriais (petrografia, química-mineral, litogeoquímica e resultados isotópicos) — e talvez porque, desde cedo neste trabalho, se foi percebendo o carácter estranho desta unidade litológica no contexto da província alcalina a estudar, facto que terá levado, muitas vezes, a abreviar o cuidado das ilações referentes ao MCM, usado frequentemente como mero termo de comparação ou de contraste —, pode nesta altura afirmar-se, com alguma segurança (reforçada no próximo capítulo, com dados isotópicos), que este maciço não faz parte da referida província petrogenética e que deve estar associado a uma génese híbrida (manto + crosta) desenvolvida num quadro orogénico de ambiente essencialmente compressivo.

V.3. Geoquímica das Rochas Félsicas

Nas páginas seguintes procura-se fornecer e comentar um conjunto de dados novos sobre a geoquímica de rocha-total dos conjuntos félsicos observados neste trabalho. Como se propôs logo no capítulo III (Petrografia), estes podem ser agrupados pela sua localização geográfica (*ACH*: mais próximos do Maciço de Alter do Chão; *EH*: cercanos ao Maciço de Elvas; *CMH*: ocorrentes ao longo da Faixa Blastomilonítica), mas também de acordo com as suas características modais mais significativas, nomeadamente aquelas que, às vezes à revelia do que é sugerido pelos índices químicos obtidos em

rocha-total, permitem denunciar o grau de saturação em sílica e o índice de alcalinidade de cada grupo de amostras. Assim se definiram três conjuntos principais: rochas hiperalcalinas próximas da saturação em sílica (*H-S*: com mínimas quantidades de quartzo modal, cujas fácies mais representativas são os sienitos com aegirina e/ou riebeckite de Alter Pedroso); rochas hiperalcalinas sub-saturadas (*H-US*: sienitos com feldspatóides, como a nefelina e/ou sodalite, e inossilicatos como a taramite e a aegirina-augite, cujos afloramentos padrão se encontram próximos de Arronches e de Ouguela); rochas alcalinas sobre-saturadas (*A(O)-S*: com mais baixo grau de alcalinidade, expresso por inossilicatos mais pobres em alcalis e mais ricos em cálcio, e graus de saturação que vão desde rochas próximas da saturação (sub-conjunto *A-S*), como os sienitos hastingsíticos do M.^{te} da Fialha, até termos francamente sobre-saturados (sub-conjunto *A-OS*), como os granitos hedembergíticos de Alcamins.

Esta última sub-divisão, porque assente em critérios geoquímicos fundamentais, é preferida na apresentação das propriedades químicas das rochas félsicas que se pretende agora focar, sem prejuízo de, sempre que julgado pretinente, se apontarem distinções que possam corresponder a diferentes afloramentos de um mesmo grupo. Recordasse, entretanto, que o facto destas rochas se encontrarem, em muitos casos, fortemente deformadas e afectadas por processos de alteração pós-magmáticos, pode desviá-las das suas características geoquímicas originais, pelo que, nesses casos, se julga dever prevalecer, em ordem à sua inclusão ou exclusão dos grupos supra-citados, o critério petrográfico construído com base no reconhecimento de minerais primários com valor diagnóstico.

V.3.1. Elementos maiores e componentes normativos

Os diagramas propostos na **Figura V.13** (pág. seguinte) e na **Figura V.14** (pág. 274), parecem constituir razoáveis instrumentos de discriminação entre os três grupos de rochas

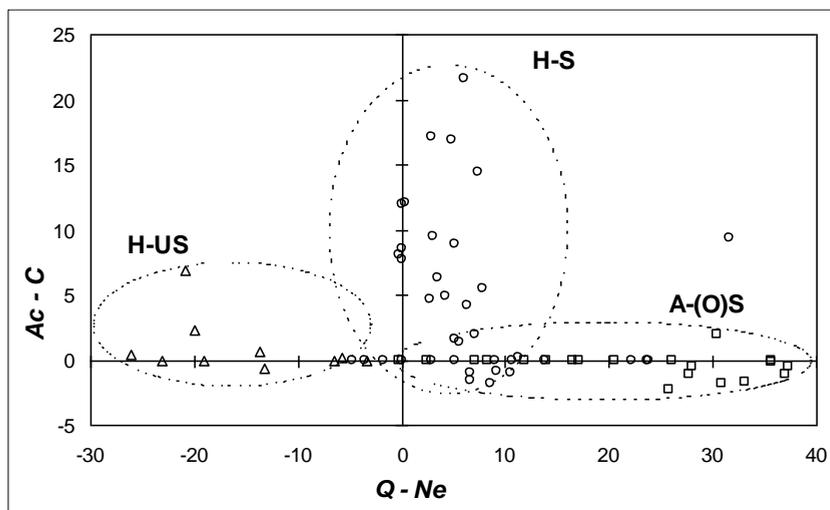


Figura V.13 - Proposta de discriminação das rochas félsicas em estudo, através da utilização combinada dos teores normativos de quartzo (Q), nefelina (Ne), acmite (Ac) e corindo (C). Resulta uma razoável separação dos campos de projecção dos sienitos riebequíticos levemente sobressaturados (H-S; círculos), dos sienitos nefelínicos (H-US; triângulos) e das rochas alcalinas (quadrados) com graus de saturação em sílica muito variáveis, desde sienitos hastingsíticos (A-S) a granitos hedembergíticos (A-OS). Salvo indicação expressa, a designação e respectiva simbologia aqui utilizadas para distinguir os diferentes grupos, repete-se nos diagramas referentes às rochas félsicas deste capítulo.

félsicas estudadas. De facto, mesmo que algumas amostras neles se posicionem em campos não condizentes com a classificação petrográfica avançada anteriormente, fica patente, em termos estatísticos, a tendência peralcalina e levemente sobre-saturada dos sienitos H-S, os níveis intermédios de alcalinidade dos sienitos com feldspatóides (H-US), bem como os níveis mais baixos da razão molar (alcalis/alumina), ou seja, do índice agpaítico (directamente proporcional ao valor da diferença entre os teores normativos de acmite e corindo: $Ac-C$), exibidos pelo grupo de sienitos hastingsíticos e

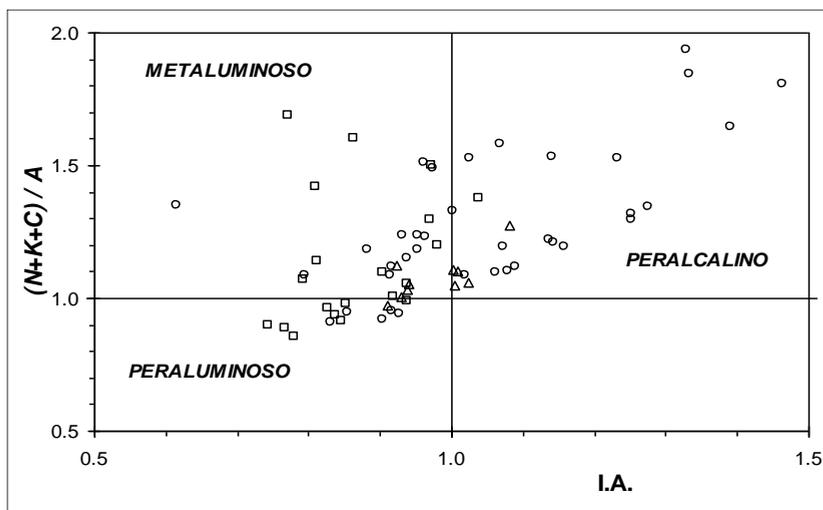


Figura V.14 - Utilização dos teores molares de Na_2O (N), K_2O (K), CaO (C) e Al_2O_3 (A) para, com as razões indicadas (índice agpaítico: $\text{I.A.} = (\text{N} + \text{K}) / \text{A}$), discriminar os diferentes conjuntos de rochas félsicas. Ver texto e também a Tabela V.4 (pág. 278).

granitos (A-OS). Deve assinalar-se, também, que uma das amostras do grupo H-S (EF5, Falcato) apresenta níveis de sobre-saturação em sílica muito superiores às suas congêneres (Fig. V.13), embora a presença de riebequite (reflectida num índice $\text{Ac-C} \cong 10$) não deixe dúvidas quanto à sua filiação no conjunto de rochas peralcalinas. Tal enriquecimento em sílica pode resultar de vários factores conjugados: *i*) a influência de processos de silicificação tardios associados a micro-fracturação (ver Cap. III - Petrografia); *ii*.) a contaminação crustal (granítica) de magmas ligeiramente insaturados que, uma vez vencida a barreira da saturação ($Q\text{-Ne} = 0$), terão evoluído até sienitos quártzicos (tipo EF5); *iii*.) a fraccionação de fases normativamente muito insaturadas (e.g. hornblenda, biotite), a partir de magmas alcalinos posicionados ligeiramente abaixo da linha divisória ($Q\text{-Ne} = 0$) que, dessa forma, terão gerado resíduos líquidos capazes de alcançar composições semelhantes a EF5. Nenhum destes factores pode, à partida, ser

excluído mas, a avaliar pelas observações petrográficas que confirmam a associação de uma geração de quartzo às micro-fracturas desta amostra, aspecto não observado noutras amostras do Falcato (e.g. EF22), deverá ser este o argumento que destaca a amostra EF5 do campo de projecção típico do grupo H-S (Fig. V.13).

Como é realçado por diversos autores, os líquidos residuais associados ao magmatismo anorogénico de tipologia alcalina, vulgarmente materializados por rochas sieníticas, ou graníticas com inossilatos sódicos, podem incluir termos com graus de alcalinidade mais baixa ("metaluminosos ou medianamente peraluminosos": SYLVESTER, 1989) sem a presença destas fases e, embora as anfíbolas e piroxenas sódicas sejam consideradas indicadores fiáveis de se ter atingido o patamar da peralcalinidade, podem também ocorrer em fácies com índice agpaítico entre 0.9 e 1.0 (e.g. BONIN & GIRET, 1984), não sendo, portanto, estritamente *agpaíticas* na acepção de SHAND (1922), ou *peralcalinas* (I.A.>1.0) na terminologia posteriormente estabelecida pelo mesmo autor (1947). Prefere-se aqui esta última classificação e, com base na Fig. V.14, pode constatar-se, em confirmação do que revelara a figura anterior, que o conjunto de felsitos da província em estudo se espalha pelos três campos possíveis (peralcalino, metaluminoso e peraluminoso), sem que isso permita, por si só e pelas razões apontadas, excluir qualquer amostra do contexto geoquímico que se pretende estudar (ver também **Tabela V.4**, pág. seguinte). Entretanto, parece indiscutível que, nestes termos, o grupo H-S se concentra preferencialmente no campo peralcalino, o conjunto H-US na transição entre os domínios metaluminoso e peralcalino, registando-se para as fácies A(O)-S uma preferência pelos quadrantes metaluminoso (na maioria dos casos) e peraluminoso. Note-se também, no mesmo diagrama, que o intervalo de variação do índice agpaítico regista, como esperado, valores mínimos (0.6) numa amostra sienodiorítica (*monzonítica*), intermédia, do Falcato (EFV2: Mg#=38) e máximos (>1.3) em amostras sieníticas (H-S) de Varche

| | Shand, 1922 | | | Shand, 1947 | | |
|-------------|-----------------|-------|----------|-------------|-----|-----|
| | AGP | MIASK | PLUM | PALK | MAL | PAL |
| HS: snt | 17 | 0 | 17 | 17 | 12 | 5 |
| HUS: snt-ne | 5 | 4 | 1 | 5 | 4 | 1 |
| AS: snt | 0 | 0 | 10 | 0 | 4 | 6 |
| AOS: grt | 1 | 0 | 9 | 1 | 7 | 2 |
| | alcalinas >>>>> | | sub-alc. | | | |

Tabela V.4 - Quadro classificativo das rochas félsicas dos diferentes grupos (n.º de casos), segundo as propostas de SHAND, 1922 e 1947. As duas classificações são coincidentes para as classes agpaítica e peralcalina ((Na+K)>Al). As outras quatro classes são definidas da seguinte forma: miaskítica, (Na+K)<Al e >(Si/6); plumasítica, (Na+K)<Al e <(Si/6); metaluminosa, (Na+K)<Al<(Na+K+Ca); peraluminosa, Al>(Na+K+Ca). Os símbolos dos elementos expressam a proporção molar dos respectivos óxidos. Note-se que a classe agpaítica / peralcalina resultaria substancialmente reforçada neste conjunto félsico (de 23 para 47 amostras num total de 64, ou seja, de 34 para 73%), se alargada para valores ((Na+K)/Al)>0.9 como sugere, por exemplo, BONIN & GIRET (1984). Uma vez mais se demonstra, em casos como este, o valor acrescido das classificações elaboradas a partir de fases modais consideradas diagnósticas (e.g. riebequite, aegirina).

(EVA1 e EVA38; Mg#: 2-6) e Falcato (EF17e EF22: Mg#: 4-7), facto que deverá ilustrar a evolução dos líquidos residuais no sentido da peralcalinidade por efeito provável da fraccionação de fases cristalinas com baixas razões (alcalis/Al₂O₃) como, por exemplo, clinopiroxena, anfíbola (horneblenda) e biotite.

Para concluir a caracterização geoquímica das rochas félsicas com base na sua composição oligoelementar em termos molares e normativos, um conjunto de amostras representativas dos três grupos são projectadas (**Figura V.15**, pág. seguinte) no clássico diagrama triangular *Q-Ne-Ks*, intitulado por BOWEN (1937: *in* CARMICHAEL *et al.*, 1974) como *sistema petrogenético residual*. Na quantificação de cada componente normativo foram utilizados os pesos moleculares da Ne (284.1), Ab (524.46), Ks (316.32) e Or (556.68), bem como as

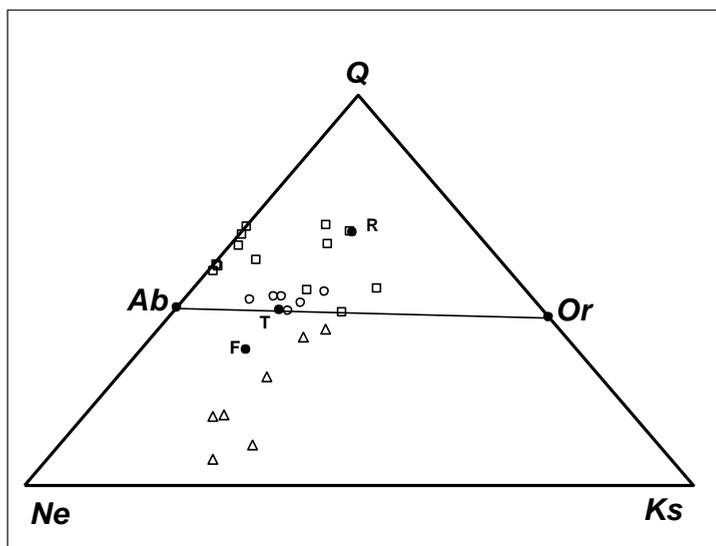


Figura V.15 - Projecção de amostras seleccionadas dos três grupos no sistema ternário normativo Q-Ne-Ks, designado por *sistema petrogenético residual* (BOWEN, 1937). Confirma-se, também aqui, a separação entre fácies sub-saturadas (tendentes para o *mínimo fonolítico*, F), sobre-saturadas (mais próximas do *mínimo riolítico*, R) e próximas da saturação em sílica (a convergir para o *mínimo traquítico*, T), situadas na linha charneira da saturação em sílica (Ab—Or) ou ligeiramente acima dela.

equações de cálculo das proporções de cada componente, a projectar no diagrama (Ne' , Ks' e Q'), em seguida recalculadas para 100:

$$Ne' = (284.1 Ab) / 524.46 + Ne \quad (15)$$

$$Ks' = (316.32 Or) / 556.68 \quad (16)$$

$$Q' = (Ab - Ne') + (Or - Ks') + Q \quad (17)$$

A observação deste diagrama ternário (Fig. V.15) também distingue razoavelmente os diferentes tipos de rochas quanto ao seu grau de saturação em sílica: sienitos nefelínicos (H-US) abaixo da linha *Ab-Or*, convergindo para o *mínimo fonolítico* (F); sienitos próximos da saturação, peralcalinos (H-S) e alcalinos (hastingsíticos: A-S),

próximos do mínimo traquítico (T); rochas com mais elevados graus de saturação e moderadamente alcalinas, sieníticas e graníticas (A-OS), acima da charneira *Ab-Or*, umas com a razão Na/K muito elevada (na linha Ab-Q: por exemplo EA37), outras mais próximas do mínimo riolítico (R: por exemplo CAU14b). A diversidade química que caracteriza, em termos molares, as rochas félsicas da província (per)alcalina do NE alentejano, reflecte decerto percursos petrogenéticos (já aflorados anteriormente e a abordar mais detalhadamente no próximo capítulo) que, sendo em princípio concomitantes, terão divergido o suficiente para preencher este largo espectro composicional.

V.3.2. Discriminação geodinâmica e petrogenética

Neste ponto propõe-se a aplicação de alguns diagramas habitualmente usados para discriminar rochas granitóides do ponto de vista geoquímico (elementos maiores e traço), tendo em vista o estabelecimento de correlações entre os espectros composicionais e os diferentes ambientes geodinâmicos em que se diferenciam líquidos magmáticos correspondentes a esta vasta família de rochas plutónicas. Ao contrário do que acontece com os líquidos basálticos extruídos recentemente, em relação aos quais abundam propostas de discriminação geoquímica (e.g. WILSON, 1993), o clã granítico (e, de uma forma geral, o plutónico) apresenta, neste aspecto, limitações decorrentes da sua própria natureza, como sejam a dificuldade em reconhecer, de forma inequívoca, o ambiente tectónico em que se geraram (relacionada com a muito lenta exumação dos maciços plutónicos até ao nível do afloramento), ou a mais complexa história petrogenética (comparada, ainda, com a dos basaltos) que se lhe associa, em virtude de uma mais provável intervenção de factores modificadores do quimismo original, entre os quais se destacam a acumulação cristalina, a assimilação de material encaixante, a

mobilização elementar por fluxo volátil e a cristalização de minerais acessórios (menores ou vestigiais) muito enriquecidos em determinados elementos traço (considerados diagnósticos na ausência dessas fases) e, por isso, indutores de modificações dramáticas nos respectivos coeficientes de distribuição sólido/líquido (e.g. PEARCE *et al.*, 1984).

Tal como sugerem algumas das principais referências destas classificações (COLLINS *et al.*, 1982; WHITE & CHAPPELL, 1983; PEARCE *et al.*, 1984; HARRIS *et al.*, 1986; WHALEN *et al.*, 1987; BARBARIN, 1999), são consideradas rochas *graníticas* (s.l.) susceptíveis deste tipo de abordagem, as fácies intrusivas (granulares) com quartzo modal superior a 5 %. É verdade que nalguns termos sieníticos amostrados no presente estudo, situados ligeiramente acima do limite de saturação, a presença de quartzo pode não atingir esse peso modal — a fina textura granular e a deformação, por vezes intensa, que apresentam (e.g. sienito CC7), impedem uma quantificação precisa —, no entanto, a constatação de que em 41 amostras classificadas como sienitos, apenas uma apresenta teores em SiO₂ inferiores a 60 % (EF17: 58.8) e que as restantes se situam no intervalo (61.1 < SiO₂ < 76.9 %), permitindo até, para as mais enriquecidas em sílica, a designação (aqui preterida) de sieno-granitos, oferece algumas garantias de poderem ser utilizadas (a par das rochas graníticas do conjunto A-OS) nos esquemas a seguir apresentados. Note-se que a discriminação geoquímica que a seguir se elabora pretende, essencialmente, ilustrar o posicionamento destas amostras félsicas sobre-saturadas nos gráficos escolhidos, exercício quase incontornável no contexto deste estudo, apesar de servir, apenas, para confirmar as afinidades geoquímicas há muito reveladas pelos critérios anteriormente utilizados.

Assim, segundo os diagramas de PEARCE *et al.* (1984) apresentados na **Figura V.16** (pág. seguinte) o relativo enriquecimento nos HFSE (Y e Nb), bem como os valores intermédios de Rb para (Y+Nb>50 ppm), que distinguem, nesta classificação, os granitóides intra-placa, anorogénicos (*WPG*), dos que são gerados em ambientes de

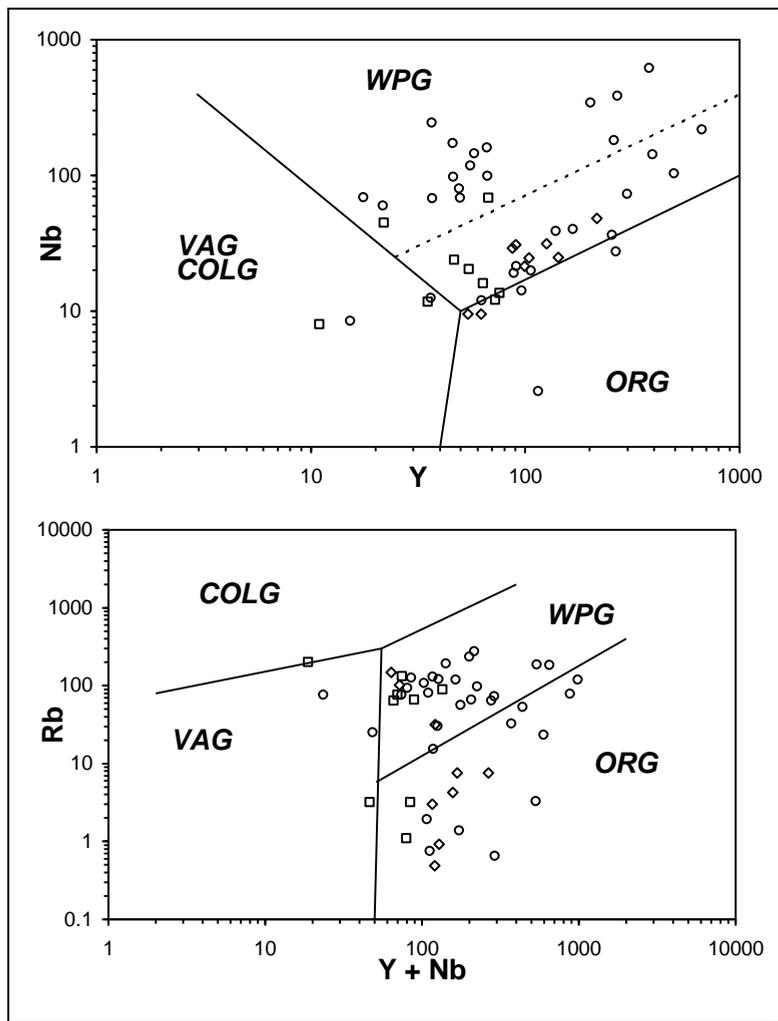


Figura V.16 - Diagramas de discriminação geodinâmica de PEARCE *et al.* (1984) aplicados às rochas félsicas sobre-saturadas em sílica: sienitos riebequíticos (círculos), sienitos hastingsíticos (quadrados), granitos hedembergíticos (losangos). Os campos, definidos pelos autores desta discriminação, dizem respeito aos granitos (s.l.) gerados em ambientes de arco vulcânico (VAG), de colisão continental (COLG), de rift oceânico (ORG) e intra-placa continental (WPG), podendo estes corresponder a ambientes distensivos com acentuado adelgaçamento da litosfera continental (campo definido pelo limite ORG-WPG e pela linha a tracejado do diagrama Y-Nb). Ver texto.

colisão continentais (*COLG*), de arco vulcânico (*VAG*), ou daqueles que, constituindo a classe granítica de longe menos representada à escala global, se diferenciam em ambiente de rift oceânico (*ORG*), parecem confirmados no conjunto de rochas projectadas. Repare-se que, dada a natureza empírica (estatística) das divisões propostas, não é de estranhar que algumas amostras caiam em campos diversos dos esperados, como é o caso das amostras AP8 (albitito) e AV35b (ambas do grupo H-S), ou dos sienitos hastingsíticos (A-S) referenciados por AV11 e AF20a, situados nos domínios *COLG* e *VAG*, tal como a localização de amostras sieníticas e graníticas no campo *ORG* (e.g. AP6 e EVA1, sienitos de Alter Pedroso e de Varche, respectivamente, e também EA37, um granito de Alcamins) pode ser, segundo os próprios autores desta proposta discriminativa, considerada normal. De facto, se no primeiro caso o escassíssimo número de amostras (4/41) *desviadas* para os campos *COLG* ou *VAG* não parece merecer, do ponto de vista da representatividade estatística, explicação detalhada, já o segundo (amostras do campo *ORG*) se pode justificar por perdas de Rb (LILE: facilmente mobilizado em ambiente hidrotermal: e.g. MASON & MOORE, 1982) associadas a transformações químicas tardias relativamente à fase de consolidação dos líquidos residuais. A eventual (e prevista) deslocação de amostras *WPG* para o domínio *ORG* (confirmada também noutros casos, composicionalmente semelhantes: e.g. MATA & MUNHÁ, 1990) é, aliás, claramente desvalorizada pelos autores destes diagramas já que, tratando-se, de discriminar ambientes geodinâmicos, sobram critérios (a começar pelo enquadramento geológico) para separar rifts oceânicos de ambientes intraplaca continentais. Note-se ainda que a variação da razão Y/Nb, em regra decrescente com o grau de alcalinidade, parece distinguir alguns grupos de amostras neste conjunto félsico confirmando, ainda que parcialmente, aquela correlação; é inferior a 1.5 para a maioria das rochas peralcalinas (H-S: A. Pedroso, Cevadais, Asseiceirinha, Figueira de Cima, Degola e Gebarela; H-US: todas), excedendo aquele patamar

na maior parte das amostras alcalinas (A-S: Fome, Tapadão Assumar, Vidigão; A-OS: todas). A amplitude do intervalo de variação deste índice (Y/Nb) é, no entanto, significativa, como seria de esperar em face da presença, nestas rochas, de fases cristalinas onde estes elementos podem atingir concentrações elevadas (e.g. esfena).

O diagrama seguinte (**Figura V.17**), proposto por HARRIS *et al.* (1986), persegue objectivos semelhantes, baseando-se no pressuposto

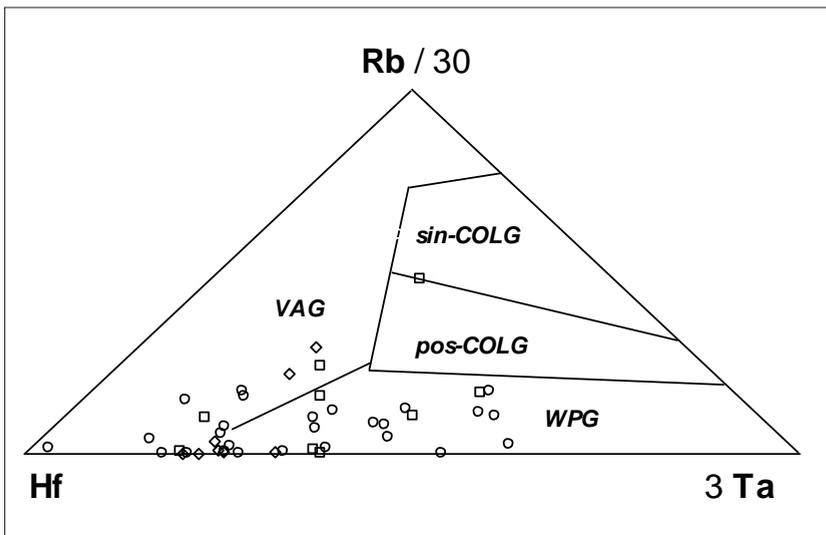


Figura V.17 - Diagrama de discriminação geodinâmica de HARRIS *et al.* (1986) aplicados às rochas félsicas sobre-saturadas em sílica: sienitos riebequíticos (círculos), sienitos hastingsíticos (quadrados), granitos hedembergíticos (losangos). Em relação à exposta na figura anterior, esta proposta pretende distinguir também, entre os granitos crustais de ambiente colisional, os que se geraram durante (*sin-COLG*) e logo após essa etapa orogénica (*pos-COLG*). Ver texto.

de que as razões Rb/Hf e Rb/Ta são suficientemente contrastantes quando se confrontam materiais mantélicos e crustais (2 e 14 *versus* 11 e 32, respectivamente: TAYLOR & MCLENNAN, 1985) para sustentarem a distinção entre granitóides anorogénicos, essencialmente

derivados de magmas primários e, portanto, com aquelas razões mais baixas, e rochas graníticas (s.l.) de ambientes de colisão continental — *sin-orogénicas* e *pós-orogénicas*, sendo que as primeiras deveriam revelar assinatura crustal mais evidente —, geradas por processos de fusão parcial da crosta. Note-se que a mobilidade do Rb, atrás assinalada, fragiliza o potencial diagnóstico do diagrama em causa, podendo afirmar-se que a projecção de algumas amostras na base do triângulo (lado Hf–3Ta), com valores Rb/30 quase nulos, deverá reflectir processos pós-magmáticos de empobrecimento neste metal alcalino. No entanto, procurando, acima de tudo, assinalar tendências composicionais, verifica-se que uma larga maioria das amostras projectadas revelam razões Rb/Hf e Rb/Ta concordantes com uma génese essencialmente dominada por líquidos primários, anorogénicos e intra-continentais, definindo uma mancha que, neste diagrama, é muito semelhante à que caracteriza outros complexos alcalinos afins ao deste trabalho (e.g. EBY 1984, 1985, 1990; CURRIE & VAN BREEMEN, 1996).

Lugar ainda para estabelecer comparações entre as rochas félsicas com quartzo deste complexo plutónico e os aspectos composicionais mais relevantes dos granitos-A (**Figura V.18**, pág. seguinte) inicialmente definidos por LOISELLE & WONES (1979) como granitóides anorogénicos de tendência alcalina e estudados abundantemente (sob esta ou equivalente designação) até ao presente (e.g. COLLINS *et al.*, 1982; WHALEN *et al.*, 1987; BONIN *et al.*, 1998; BARBARIN, 1999; CID *et al.*, 2001; WU *et al.*, 2002). No fundamental, para além das características citadas, são consideradas comuns (embora não obrigatórias) paragénese com inossilicatos sódicos, normalmente tardios (intersticiais), bem como composições químicas enriquecidas em Fe, Na, K, F, Zr, Nb, Y, Ga e REE (excepto Eu) e empobrecidas em Al, Ca, Mg, Ba e Sr relativamente aos outros tipos de granitos. Em termos petrogenéticos, e embora na década de 80 se privilegiasse uma origem basi-crustal para os *granitos-A*, resultante

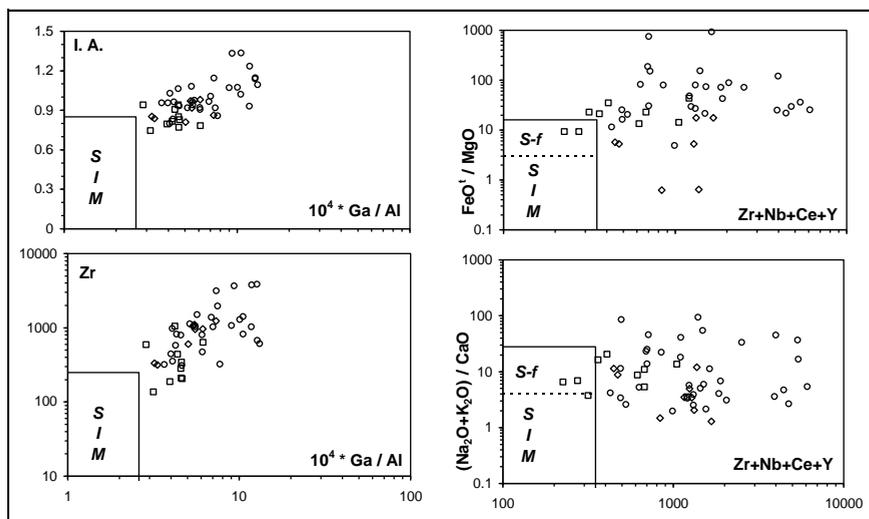


Figura V.18 - Diagramas petrogenéticos de WHALEN *et al.* (1987) aplicados às rochas félsicas sobre-saturadas em sílica: sienitos riebeckíticos (círculos), sienitos hastingsíticos (quadrados), granitos hedembergíticos (losangos). Os campos rectangulares marcam as zonas de projecção preferenciais dos granitos orogénicos dos tipos M (*mantélicos*), I (fusão parcial de rochas ígneas crustais), S (anatexia de rochas meta-sedimentares crustais) e, dentro destes, os S-f (com graus de fraccionação extremos). Ver texto.

de processos de fusão parcial de resíduos granulíticos desidratados, refractários de anteriores extracções graníticas (estas obtidas durante episódios orogénicos), a verdade é que, posteriormente, o alargamento progressivo da base de dados ao vasto e sensível campo da geoquímica isotópica, veio a revelar que uma boa parte destes complexos plutónicos alcalinos, resultam de processos de diferenciação iniciados em magmas mantélicos relativamente enriquecidos em elementos incompatíveis (e.g. PIN *et al.*, 1992; PIN & PAQUETTE, 1997).

Mesmo sem aprofundar, nesta altura, a questão petrogenética (tratada à parte), o posicionamento das várias amostras nos diagramas da Fig. V.18, não deixa dúvidas quanto à afinidade deste complexo com os enriquecidos granitos de tipologia A (por comodidade, esta designação é mantida no comentário destes diagramas, embora se

reconheça estar, talvez, relativamente desactualizada). É de registar que as amostras sieníticas do grupo H-S se revelam globalmente mais enriquecidas nos índices escolhidos, facto que deverá reflectir os seus mais altos graus de alcalinidade (confirmada pela projecção Ga/Al vs. I.A.). Nos diagramas que utilizam os HFSE (Zr+Nb+Ce+Y) há 2-3 amostras do grupo A-S (AF20a, CF18b e CV11: sienitos hastingsíticos) que caem no campo dos granitos crustais *muito fraccionados* (*S-f* de WHALEN *et al.*, 1987) sem que se destaquem das suas congéneres relativamente às razões FeO/MgO e alcalis/CaO. Esta quebra (não sistemática) nos teores de HFSE é melhor sustentada por variações (algo) bruscas nos coeficientes de distribuição (promovida pelo tipo de fraccionação mineral atrás referida) do que pela eventual contribuição de componentes crustais (inerentes à tipologia *S*), factor que, embora plausível no processo de diferenciação destas rochas, deverá ter desempenhado papel relativamente discreto — veja-se que no gráfico Ga/Al vs. Zr aquelas amostras já não se projectam naquele domínio — . Acresce referir que manchas de projecção semelhantes às definidas pelos plutonitos félsicos em apreço são desenhadas por outros complexos alcalinos e anorogénicos, estudados posteriormente às propostas classificativas em causa (e.g. GALINDO & FERREIRA, 1989; PIN *et al.*, 1992).

V.3.3. Outros elementos discriminativos

Em complemento da apreciação geoquímica até aqui elaborada, julga-se oportuno, nesta altura, verificar outras tendências composicionais que ajudem a discriminar os três grupos de rochas félsicas em análise (H-S, A-(O)S e H-US). Para tal, tendo em conta o elevado potencial que, neste contexto, é atribuído aos HFSE, em regra considerados fiáveis como marcadores das características geoquímicas dos magmas envolvidos, dada a sua relativa invulnerabilidade a processos metassomáticos ou metamórficos de baixa ou mediana intensidade, foram seleccionados os teores de Nb, Y, Th, Zr, Hf, Sm e

La (este último na fronteira entre os HFSE e os LILE, mas ainda assim útil como índice de diferenciação).

Sem exceção, os correspondentes diagramas da **Figura V.19** mostram que os sienitos peralcalinos com inossilatos sódicos (H-S) constituem o conjunto mais disperso, varrendo um intervalo composicional (relativamente aos elementos citados) que inclui os espectros definidos pelos outros dois grupos. As razões Y/Nb (ver também RIBEIRO *et al.*, 1992), Th/Nb e Zr/Nb são muito variáveis no grupo H-S, o que se compreende pela ocorrência não sistemática de

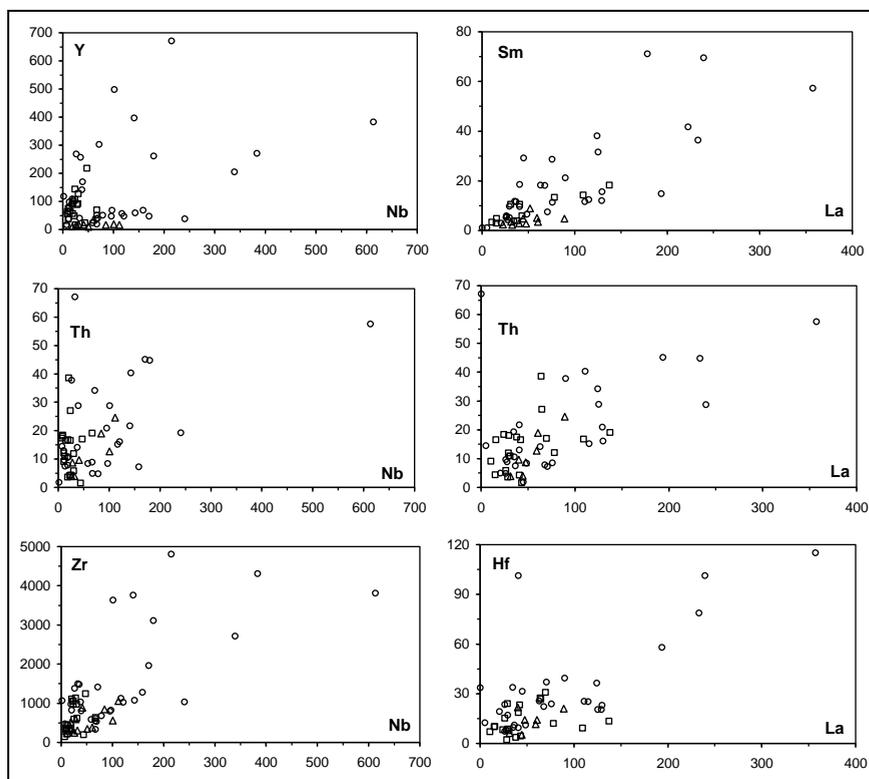


Figura V.19 - Diagramas Nb–Y, Th, Zr e La–Sm, Th, Hf para as rochas félsicas. Sienitos riebeckíticos (círculos), sienitos nefelínicos (triângulos) e fácies sieníticas com hastingsíte ou graníticas com hedembergite (quadrados). Ver comentários no texto.

fases muito enriquecidas nalguns destes elementos (e.g. zircão, alanite, esfena), no entanto, tendo em conta que aquelas razões são em regra baixas em magmas mantélicos de afinidade alcalina (ou líquidos residuais deles derivados), tem alguma relevância constatar que é nos conjuntos de mais alto índice de alcalinidade (H-S e H-US) que se atingem os valores mínimos dos índices referidos. Como se observa nos diagramas, os seus espectros de variação não correspondem a uma distribuição linear, mas a sua quantificação numérica parece indicar, ainda que com excepções, tendências discriminativas com interesse. Assim, o conjunto H-US e o grupo de sienitos riebequíticos de Alter Pedroso e Cevadais (ambos do tipo H-S) caracterizam-se por $(Zr/Nb) < 10.0$, $(Y/Nb) < 0.7$ e $(Th/Nb) < 0.3$, ao passo que o grupo formado pelos sienitos hastingsíticos e granitos alcalinos (A-OS) em conjunto com os sienitos peralcalinos de Vaiamonte, Falcato e Varche (todos H-S) atingem com frequência valores superiores a 15.0, a 2.0 e a 0.6, respectivamente. Em termos gráficos, esta divergência é relativamente nítida no diagrama Nb-Y e, embora mais esbatida, na projecção Nb-Zr (Fig. V.19).

É também interessante verificar, neste último, que se assumido o patamar ($Zr=500$ ppm) para separar as rochas peralcalinas, mais ricas, das que ostentam índices de alcalinidade menos elevados (e.g. TAYLOR *et al.*, 1981; HARRIS *et al.*, 1986; LEAT *et al.*, 1986; MATA & MUNHÁ, 1990; RIBEIRO, 1991; PIN *et al.*, 1992) resulta uma discriminação estatisticamente concordante com a que foi elaborada numa base petrográfica. De facto, os teores de Zr ultrapassam aquela barreira para 29 das 36 amostras do grupo H-S (sendo aqui atingido o valor máximo: EF17= 4800 ppm) e em 6/10 das amostras H-US, enquanto que no conjunto A-(O)S essa fracção resulta inferior (10/20), ocorrendo aqui o valor mais baixo (CV11= 135 ppm) de todo o espectro analisado. Exercício análogo, agora respeitante, à fronteira ($Nb= 25$ ppm), confirma em larga medida o enriquecimento relativo neste HFSE

dos grupos (H) considerados peralcalinos: H-S (27/36 casos); H-US (9/10); A(O)-S (9/20).

Os diagramas La-Sm, La-Th e La-Hf (ainda na Fig. V.19), confirmam em larga medida a dispersão composicional destes conjuntos e pouco acrescentam ao que já foi dito. Com excepção das amostras H-S (AP6 e AP07 de A. Pedroso, EF17-Falcato, EVA38-Varche, CFC4b-Fig.^a de Cima e CC20a-Cevadais) que se destacam pelos seus elevados teores de La (>150 ppm), grande parte das restantes parecem aglomerar-se abaixo deste valor de La para teores de Sm, Th e Hf em regra inferiores a 30 ppm. No primeiro destes gráficos (La-Sm) pode, no entanto, notar-se que o grupo de sienitos nefelínicos (H-US) apresenta mais baixa razão Sm/La (0.05-0.17) do que os demais conjuntos (H-S: 0.08-0.64, com excepção de um albitito, EG6, de Gebarela-Elvas, que atinge 1.01; A-(O)S: 0.13-0.50), facto que traduz mais um aspecto dos seus elevados índices de alcalinidade e encontra paralelo noutros complexos alcalinos que incluem fácies com feldspatóides (e.g. CURRIE *et al.*, 1986).

V.3.4. Os halogéneos Cl e F

Os magmas alcalinos em geral, e os peralcalinos em particular, podem igualmente distinguir-se pelos seus muito elevados teores em REE e halogéneos, nomeadamente flúor (e.g. BOWDEN & WHITLEY, 1974; BAILEY, 1977; ORAJAKA, 1986; SYLVESTER, 1989; EBY, 1990), que se julga exercer papel importante no decréscimo das temperaturas *solidus* de fases como a riebequite, *empurrando-as* para os estádios terminais da cristalização (e.g. SCAILLET & MACDONALD, 2001) e, com isso, promovendo texturas de tipo *agpáitico* (na acepção de BARD, 1980), semelhantes às encontradas nalgumas amostras riebequíticas aqui estudadas (ver Cap. III).

Ainda que estudos anteriores (e.g. FLYN & BURNHAM, 1978; WEAVER *et al.*, 1990) sugeriram a possibilidade de que os processos de desvolatilização (*degassing*) dos líquidos magmáticos, potenciados por

um enriquecimento original em halogéneos, possam reflectir-se num decréscimo concomitante dos teores de REE, a relação de proporcionalidade directa (halogéneos vs. REE) daí resultante, nem sempre se verifica.

De facto, como se pretende ilustrar na **Figura V.20**, não é possível, com o conjunto de dados analíticos deste estudo, estabelecer correlações claras entre os teores de halogéneos e os de REE para as rochas félsicas em causa. A irregularidade na distribuição destes componentes, patenteada no diagrama,

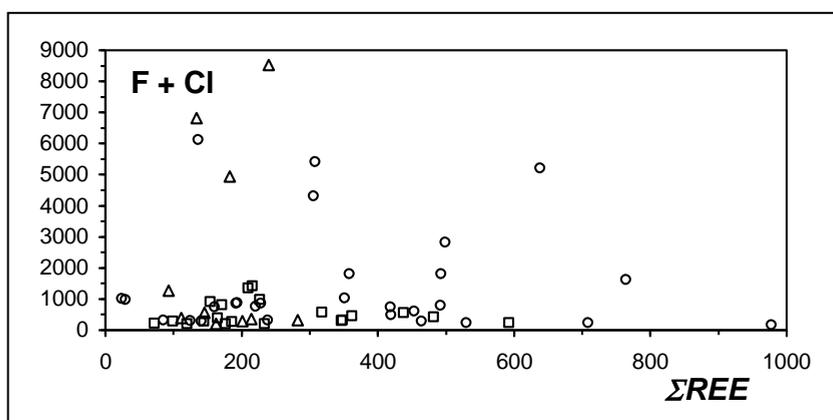


Figura V.20 - Diagrama (Σ REE) vs. (F+Cl) mostrando a complexidade (irregularidade) na distribuição destes componentes químicos nas diferentes fácies félsicas estudadas. Simbologia: grupo H-S (círculos); grupo H-US (triângulos); grupo A-(O)S (quadrados); mantém-se na figura seguinte. Ver texto.

Reflectirá, decerto, causas magmáticas, como a cristalização esporádica de fases particularmente ricas em REE (e.g. alanite) ou halogéneos (e.g. sodalite). No entanto, e ainda que o assunto não possa ter sido aprofundado neste trabalho, não pode excluir-se, à partida, que outros factores bem diversos, posteriores aos processos de diferenciação (e.g. deformação, micro-fracturação), possam ter contribuído para a

dispersão dos pontos na Fig. V.20 (e.g. SHEPPARD et al., 2003), a maioria dos quais correspondente a fácies com textura gnaissica.

Nos diagramas da **Figura V.21** pode constatar-se, por seu turno, que nas amostras analisadas para Cl e F, este último halogéneo foi detectado num muito maior número de casos. Sendo que o limite de detecção para estes elementos foi estabelecido em 100 ppm, é possível,

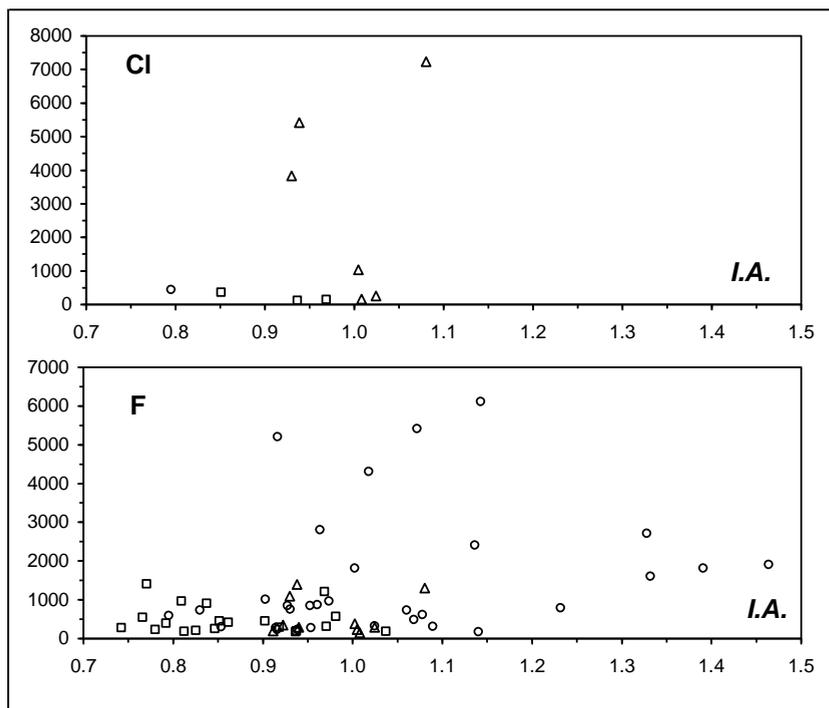


Figura V.21 - Índice apatítico (I.A.) vs. halogéneos (Cl e F) para as rochas félsicas. De notar que a maior parte das amostras revelaram teores de Cl abaixo do limite de detecção (100 ppm).

sem admitir erro analítico, que este só o tenha ultrapassado em cerca de 16% das amostras (a maioria pertencente ao grupo de sienitos nefelínicos: H-US), facto eventualmente justificado pela mais alta volatilidade do Cl (na forma de complexos cloretados), ou preferência pela fase de vapor, relativamente ao F (e.g. CANDELA, 1986). Valores

superiores a $Cl=3500$ ppm, só foram registados nos sienitos nefelínicos de Almanhares, sendo o máximo ($Cl=7233$ ppm) alcançado na amostra (AL13a) com índice agpaítico também mais elevado. Tendo em conta que estas amostras apresentam sodalite modal, não se estranha que conservem altos teores de Cl relativamente ao F (<1500 ppm), embora o mesmo não se verifique nas amostras sodalíticas de Cevadais (*ouguelitos*), embobrecidas nos dois halogéneos, o que indicia, nestas, intervenção mais importante de processos metassomáticos posteriores à cristalização, aliás confirmada pela maior representatividade de minerais secundários como a biotite e clorite (e.g. CC1b). A Figura V.21 mostra ainda que uma larga maioria das amostras se situa abaixo do patamar $F=1500$ ppm, independentemente dos valores do índice agpaítico, e que apenas 11 amostras, todas pertencentes ao grupo de sienitos riebequíticos (H-S), atingem valores superiores com máximos ($F>4000$ ppm) nas amostras EVIII3 (Varche) AP1, AP46 e AP7b (A. Pedroso), esta última com fluorite modal.

V.3.5. Teores normalizados e caracterização geoquímica

Sem esquecer os constrangimentos de ordem magmática apontados em pontos anteriores (e.g. variações bruscas nos $D_i^{S/L}$ em líquidos residuais) merece atenção, ainda assim, o potencial discriminativo que, pelas características dos elementos químicos utilizados, é normalmente atribuído aos diagramas de REE e multi-elementares.

Para analisar com maior detalhe a variação de teores normalizados (relativamente ao padrão condrítico de MCDONOUGH & SUN, 1995) dos REE, bem como de Th, Nb, Sr, Zr, Ti e Y, propõe-se a confrontação das respectivas assinaturas geoquímicas, não só entre os conjuntos definidos pelos graus de saturação em sílica e de alcalinidade (H-S, H-US e A-(O)S, este sub-dividido em sienitos

hastingsíticos, A-S, e granitos hedembergíticos, A-OS), como também entre diferentes afloramentos destes conjuntos.

Assim, as **Figuras V.22-A, V.22-B e V.22-C** (páginas seguintes) mostram os perfis-REE referentes, respectivamente, aos afloramentos mais representativos dos conjuntos H-S, H-US e A-(O)-S, podendo afirmar-se que estas, de uma forma geral e tendo em conta a citada diversidade litológica, traduzem as principais características distintivas deste tipo de complexos plutónicos (e.g. TAYLOR *et al.*, 1981; PIN *et al.*, 1992; CURRIE & VAN BREEMEN, 1996). De facto, as fácies peralcalinas (Figs. V.22-A e B) denotam, em regra, fortes anomalias negativas de Eu (0.07-0.77; média \cong 0.4). No entanto, nestes grupos (H-S e H-US), estas são menos acentuadas em amostras onde os inossilicatos presentes têm razões Ca/Na mais altas, nomeadamente anfíbolos richteríticos (H-S) ou taramíticos (H-US) e piroxenas aegirina-augíticas (ver Caps. III e IV). Este relativo enriquecimento em cálcio pode ter sido reforçado por transferências metassomáticas (e.g. MARKS *et al.*, 2003) que atingem expressão petrográfica, por exemplo, no conjunto de Vaiamonte (AV), onde surgem amostras riebequíticas com granada andradítica (AV25), ou cristais secundários de hastingsite, a par de aegirina-augite primária, em paragénese muito deformadas (AV28b), sendo justamente nesta amostra que se regista a anomalia menos acentuada de Eu (0.67).

Ainda nas Figs V.22-A e V.22-B, o ligeiro arqueamento (concavidade virada para cima) das linhas correspondentes a algumas amostras dos conjuntos AP (H-S) e CC (H-US), pode reflectir a fraccionação prévia de fases retentoras de REE-intermédias (Sm-Gd), como apatite e/ou anfíbola, enquanto que a variação (vertical) das concentrações de REE intra- e inter-grupos (AP+CC+CFC < AV < EF+EVA) deverá traduzir, em primeiro lugar e como é costume, ténues oscilações nos graus de evolução magmática das diferentes amostras. Note-se, entretanto, que o paralelismo (variação vertical) entre as assinaturas-REE de rochas plutónicas desta natureza, pode também ser

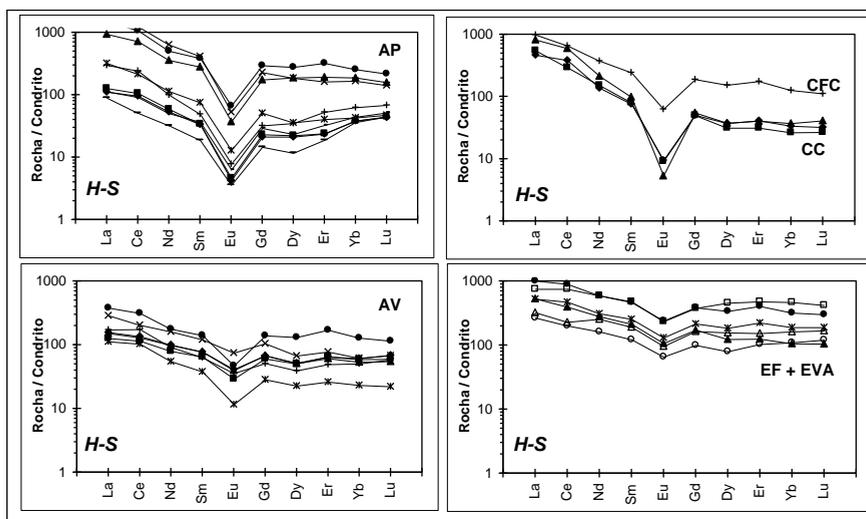


Figura V.22-A - Diagramas de REE normalizados (com padrão condritico de MCDONOUGH & SUN, 1995) para os sienitos riebeckíticos (grupo H-S) de Alter Pedroso (AP), Vaiamonte (AV), Figueira de Cima (CFC), Cevadais (*cevadaisito*: CC), Falcato (EF) e Varche (EVA).

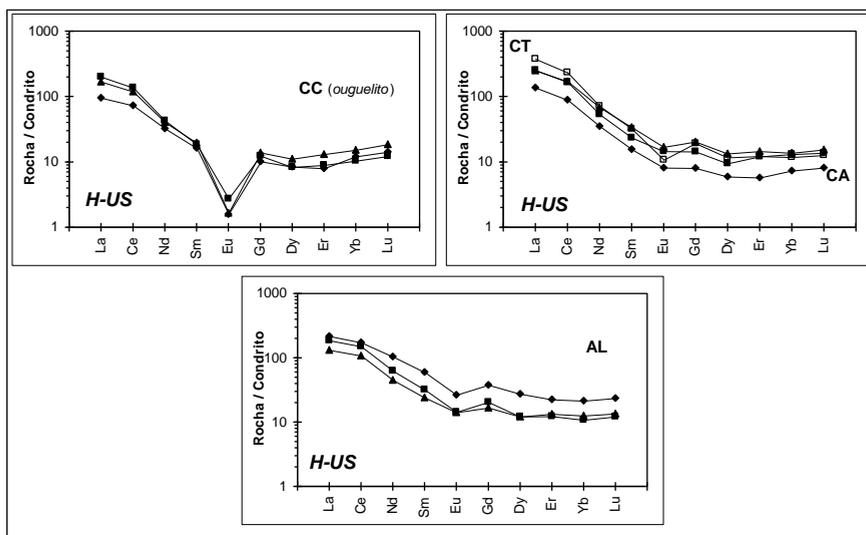


Figura V.22-B - Diagramas de REE normalizados para os sienitos nefelínico-sodalíticos (H-US) de Cevadais (*ouguellito*: CC), Tinoca (CT), Arronches (CA) e Almanhares (AL).

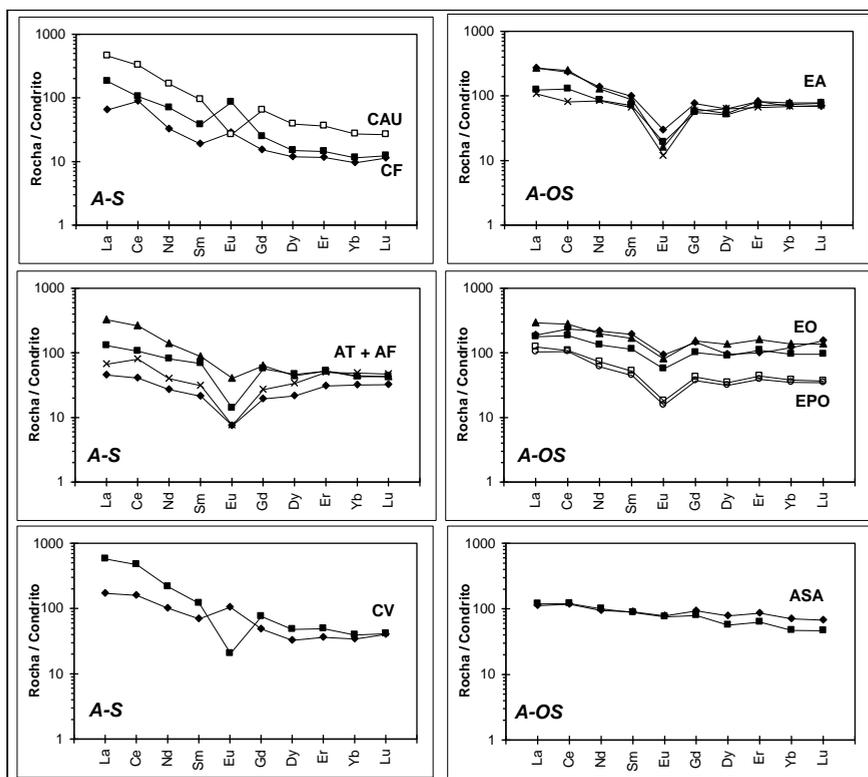


Figura V.22-C - Diagramas de REE normalizados para os sienitos hastingsíticos (A-S) de Fialha (CF), Assumar (CAU), Tapadão (AT), Fome (AF) e Tapadão (AT), bem como para as rochas graníticas (A-OS) de Alcamins (EA), Outeirão (EO), Pombal (EPO) e Santo António (ASA).

justificado por mecanismos de diferenciação menos habituais, como os que invocam processos de transferência dos REE (e outros elementos, como o Na) para as zonas apicais dos edifícios magmáticos, associada à deslocação, no mesmo sentido, de componentes voláteis como o Cl^- , F^- e $(\text{CO}_3)^{2-}$ (e.g. MINEYEV, 1963; BALASHOV & KLIGMAN, 1975, TAYLOR *et al.*, 1981) configurando assim um mecanismo peculiar do processo de diferenciação magmática em sistema fechado. Neste trabalho, no entanto, não foi possível identificar a eficácia de tais

operadores, afirmação sustentada pela complexidade da distribuição de halogéneos nas rochas em estudo (Figs. V.20 e V.21).

Os índices $(La/Lu)_N$, $(La/Sm)_N$ e $(Gd/Lu)_N$, habitualmente usados para medir o grau de fraccionação dos REE, costumam, nas rochas peralcalinas, atingir valores elevados (e.g. BÉDARD *et al.*, 1987). Apesar da oscilação patenteada pelo conjunto (H-S + H-US), é nele que se registam os mais altos valores para aqueles três índices (29.6 , 11.6 e 2.42, respectivamente), o que ajuda a distinguir estas rochas dos termos menos alcalinos (grupos A-S e A-OS: Fig. V.22-C), onde os mesmos índices registam valores máximos de (14.8 , 4.8 e 2.0) e de (4.0 , 3.1 e 1.7), respectivamente.

Nestes últimos conjuntos (Fig. V.22-C) as anomalias negativas de Eu são tendencialmente menos vincadas (A-S: 0.2-0.5 ; A-OS: 0.2-0.9), concordando com a descida da alcalinidade destas fácies. Nos sienitos hastingsíticos da Fialha (CF2b e CF18b) e na amostra CV9 (Vidigão) esta anomalia muda mesmo de sinal (1.7-2.7) o que pode ser atribuído a factores já anteriormente evocados (enriquecimento em Ca), sendo que aqui o efeito se exerce sobre fácies com razões (Eu/Eu^*) originalmente mais altas (embora < 1) e, por isso, mais susceptíveis de vir a registar valores superiores à unidade. Nesta figura, os diagramas referentes às rochas graníticas mostram um claro desvanecimento da anomalia de Eu no sentido (EA>EPO>EO>ASA) que é, neste caso, acompanhada por sucessivo decréscimo na fraccionação de LREE, traduzido por razões $(La/Sm)_N$ progressivamente mais baixas — (1.6–3.1)-EA; (2.3–2.4)-EPO; (1.6–1.7)-EO; (1.2–1.4)-ASA —, resultando no achatamento das respectivas assinaturas geoquímicas. Note-se que, em relação ao conjunto A-OS, os valores mais elevados da razão $(La/Sm)_N$, nos granitos de Alcamins-EA (comparáveis aos encontrados nos granitos-A (2.5–2.7) de COLLINS *et al.*, 1982), se podem justificar pela presença (confirmada) de alanite nestas amostras (e.g. EA37), podendo utilizar-se igual argumento no que concerne a algumas amostras do grupo (A-S) de sienitos hastingsíticos (e.g. AF51).

Dado que os diagramas multi-elementares apresentados na **Figura V.23** utilizam um espectro de componentes que inclui os REE já comentados, foram seleccionadas para esta exposição apenas

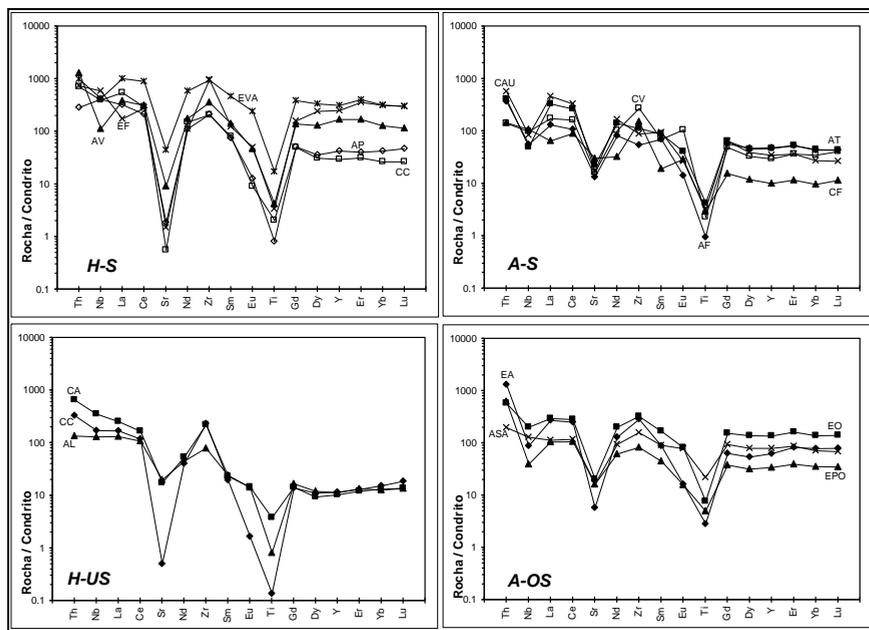


Figura V.23 - Diagramas multi-elementares (Th–Lu) de amostras representativas dos afloramentos das rochas félsicas. Sienitos *riebeckíticos* (H-S): Alter Pedroso (AP), Vaiamonte (AV), Falcato (EF), Varche (EVA) e Cevadais (*cevadaisito*: CC). Sienitos *nefelínicos* (H-US): Almanhares (AL), Arronches (CA) e Cevadais (*ouguelito*: CC). Sienitos *hastingsíticos* (A-S): Fome (AF), Tapadão (AT), Assumar (CAU), Fialha (CF) e Vidigão (CV). Granitos *hedembergíticos*: Santo António (ASA), Alcamins (EA), Outeirão (EO) e Pombal (EPO).

algumas amostras que, de acordo com critérios de representatividade, permitem concretizar, talvez de forma mais clara, a tarefa discriminativa que lhes compete.

A observação desta figura, sublinha diferenças composicionais importantes entre os vários grupos de felsitos que têm vindo a ser considerados, mas aponta também semelhanças que confirmam o

provável carácter cogenético desta associação plutónica. Assim, e como é característico dos complexos (per)alcalinos intracontinentais, seja onde fôr (e.g. HARRIS & MARRINER, 1980; CIVETTA *et al.*, 1984; LEAT *et al.*, 1986; MACDONALD *et al.*, 1987; EBY, 1990; PIN *et al.*, 1992; CURRIE & VAN BREEMEN, 1996), as rochas projectadas revelam distintas, mas quase sempre nítidas, anomalias positivas de Zr, bem como acentuadas depressões de Ti (devida a fraccionação prévia de magnetite, caersutite, e/ou esfena, fases encontradas nalgumas amostras dos mafitos de Alter do Chão e de Elvas) e de Sr, esta relacionada com processos de fraccionação intensa de plagioclase cálcica (fase abundante nas rochas máficas de Alter do Chão e de Elvas) — ver anomalias positivas de Ti e Sr de gabros olivínicos do MAC e ME na Fig. V.11 —, anteriores à diferenciação dos magmas residuais correspondentes a estas rochas félsicas, etapa da diferenciação julgada, aliás, fundamental na obtenção de líquidos alcalinos (e.g. BONIN & GIRET, 1984). Como seria de esperar e é confirmado pelos respectivos diagramas (Fig. V.23), estas marcas geoquímicas são tendencialmente mais vincadas nos conjuntos de maior índice de alcalinidade (H-S + H-US), sendo embora igualmente nítidas nos grupos A-S (sienitos hastingsíticos) e A-OS (granitos).

Outro aspecto que sobressai destas projecções diz respeito à anomalia de Nb que, sendo variável é, na maior parte dos casos negativa, só mudando de sinal nas amostras de Alter Pedroso e nalguns exemplares do Falcato (EF5), Arronches (CA12c) e Fialha (CF18b). Esta anomalia é, como atrás se referiu (ver ponto V.2.2.3), susceptível de medir a comparticipação crustal no processo de diferenciação dos magmas básicos precursores, atingindo valores particularmente baixos em granitos anatéticos gerados em ambiente de colisão continental (méd.=0.14 : PEARCE *et al.*, 1984) sendo, no entanto, afectada no mesmo sentido em líquidos diferenciados por fraccionação de fases titanadas, capazes de reter Nb relativamente a Th e La. Ora, constatando

que é nas fácies peralcalinas (H-S e H-US) que a anomalia de Ti é mais vincada e que é justamente nestas fácies que se atingem valores médios mais moderados da anomalia de Nb (0.9 e 0.7, respectivamente), terá de concluir-se que a contribuição de material crustal nos magmas parentais destas fácies terá sido bastante discreta. Note-se, contudo, que o conjunto AV (H-S: Vaiamonte) regista valores muito inferiores à média do grupo (máx.= 0.36 em AV10c) e, comparativamente, menos acentuadas anomalias de Ti, o que, sendo uma exceção neste grupo, indicia processos (prévios) de contaminação que, mesmo subsidiários, podem alcançar taxas menos irrisórias. Raciocínio análogo e conclusões semelhantes podem igualmente aplicar-se às tendências composicionais dos grupos A-S e A-OS, onde as mais acentuadas anomalias de Nb (méd. de 0.6 e 0.4, respectivamente) também não parecem corresponder às mais cavadas depressões de Ti, em particular nos granitos onde se podem atingir valores de $(Nb/Nb^*)_N$ próximos de 0.1 (e.g. EPO8 e EPO44: Pombal, Elvas).

A eventual participação de troços crustais na composição dos magmas que vieram a diferenciar-se nas rochas graníticas deve, como se afirmou, ser considerada modesta, hipótese que também é confirmada pela comparação feita na **Figura V.24** (pág. seguinte), entre os perfis de normalização *ORG* (*Ocean Ridge Granites*: PEARCE *et al.*, 1984) das amostras deste último conjunto de granitos (granitos-EPO, grupo A-OS) e os granitos de *tipo-A*, definidos por COLLINS *et al.* (1982), em maciços australianos (ver também Fig. V.18), tendo em conta que este tipo de granitos (*A* de alcalinos, anidros e anorogénicos) deverão gerar-se, na maioria dos casos, a partir de fusões essencialmente mantélicas (e.g. EBY, 1990; PIN *et al.*, 1992; BARBARIN, 1999).

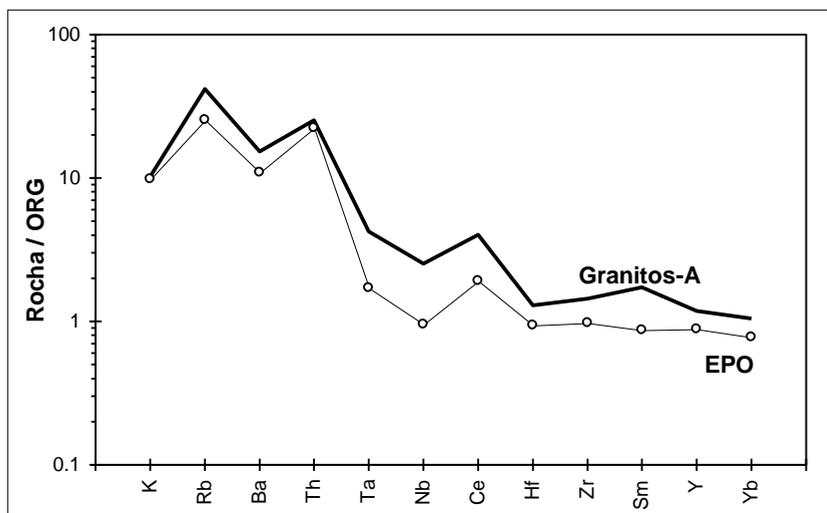


Figura V.24 - Diagrama multi-elementar (K–Yb) com normalização relativamente a padrão *ORG* (granitos de rift oceânico: valores de PEARCE *et al.*, 1984). Comparação entre as assinaturas de uma amostra (EPO8) representativa dos granitos *hedembergíticos* (A-OS) de Pombal, Elvas (EPO), e granitos de tipo-A, australianos (COLLINS *et al.*, 1982). Ver texto.

V.4. Geoquímica do Complexo Plutónico de Santa Eulália

O Complexo Plutónico de Santa Eulália (CPSE) é aqui abordado apenas em termos comparativos com os restantes corpos ígneos acima tratados (e fulcro deste trabalho). É um maciço granítico (*s.l.*) de estrutura anelar, constituindo exemplar representativo do plutonismo tardi-hercínico da Zona de Ossa-Morena. Ocupa uma área aflorante com cerca de 500 km², grosseiramente elíptica, sendo composto, essencialmente, por fácies graníticas e granitóides com diferentes cores e texturas. Da periferia para o centro, afloram (*i*) um anel externo composto por um granito de cor rosa e granulação média a grosseira (grupo G0) envolvendo (*ii*) grandes massas alongadas de rochas máficas e intermédias, com gabros, dioritos e granodioritos (grupo M), sendo a zona central do CPSE ocupada por (*iii*) um granito cinzento de

grão médio (grupo G1). Atente-se no esboço cartográfico da **Figura V.25**.

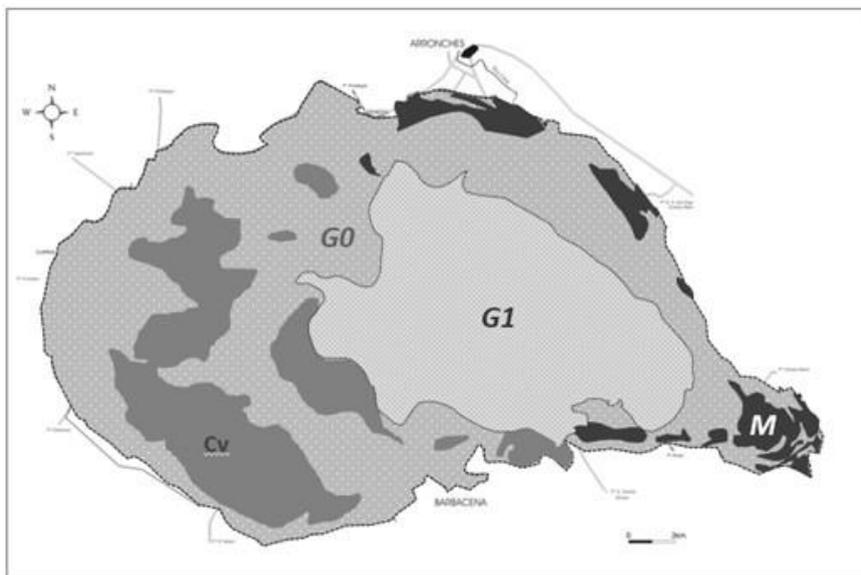


Figura V.25 – Esboço cartográfico do Complexo Plutónico de Santa Eulália (CPSE). Conjunto de fácies máficas e intermédias (grupo M), incluídas no anel periférico de granitos rosa (grupo G0); granitos cinzentos centrais (grupo G1); corneanas várias (Cv). Ver enquadramento na Fig. I.1, página 12.

De acordo com os diagramas propostos por FROST *et al.* (2001), face à correlação SiO_2 vs. $\text{FeO}^t / (\text{FeO}^t + \text{MgO})$, o CPSE deve ser considerado um complexo plutónico *magnesiano*, enquanto a projecção SiO_2 vs. $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$, revela que os grupos M e G1 preferem o campo *calco-alcálico*, sendo o grupo G0 predominantemente *alcálico*, como ilustra a **Figura V.26A e B** (pág. seguinte).

Resumidamente, as rochas máficas a intermédias (grupo M) são metaluminosas e apresentam composições amplas: 3.34–13.51% em peso de MgO; 0.70 a 7.20 ppm de Th; 0.84–1.06 $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N$ (Eu^* calculado entre Sm e Tb); 0.23 a 0.97 $(\text{Nb}/\text{Nb}^*)_N$ (Nb^* calculado entre

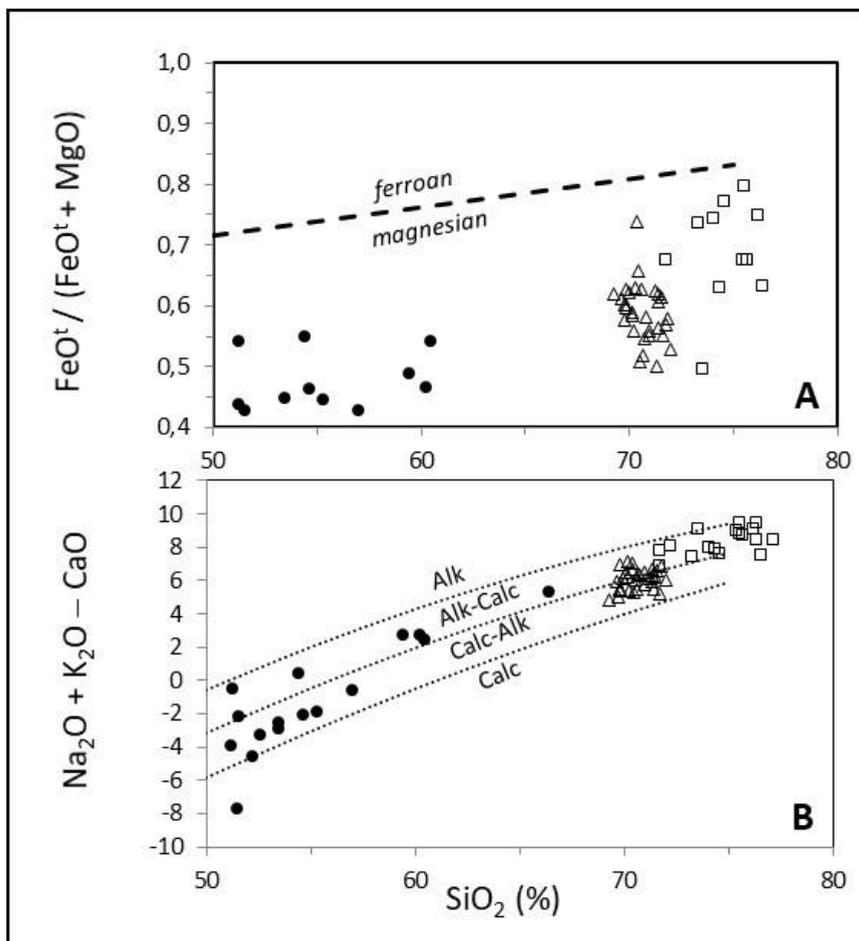


Figura V.26 - Projecção de rochas representativas do CPSE nos diagramas de FROST *et al.*, 2001). Grupo M (círculos), grupo G0 (quadrados), grupo G1 (triângulos). Ver texto.

Th e La). Embora envolvendo os corpos do tipo M e formando o anel externo, os granitos G0 são as rochas magmáticas mais diferenciadas da CPSE, com carácter transicional entre metaluminosas e peraluminosas: 0.00 a 0.62% em peso de MgO; 15.00 – 56.00 ppm de Th; e 0.19 a 0.42 $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_N$; 0.08-0.19 $(\text{Nb}/\text{Nb}^*)_N$ (LOPES *et al.*, 1998; MENÉNDEZ *et al.*, 2006; SANT'ÓVAIA *et al.*, 2015;). O grupo G1 é

composto por granitos monzoníticos de carácter peraluminoso dominante e representa o grupo composicional mais homogêneo do CPSE: 0.65 a 1.02% em peso de MgO; 13.00 – 16.95 ppm de Th; 0.57 a 0.70 $(Eu/Eu^*)_N$; 0.14 – 0.16 $(Nb/Nb^*)_N$.

Ajuda a ilustrar estas distinções geoquímicas o diagrama apresentado na **Figura V.27**, elaborado com amostras seleccionadas dos grupos M, G0 e G1 do CPSE.

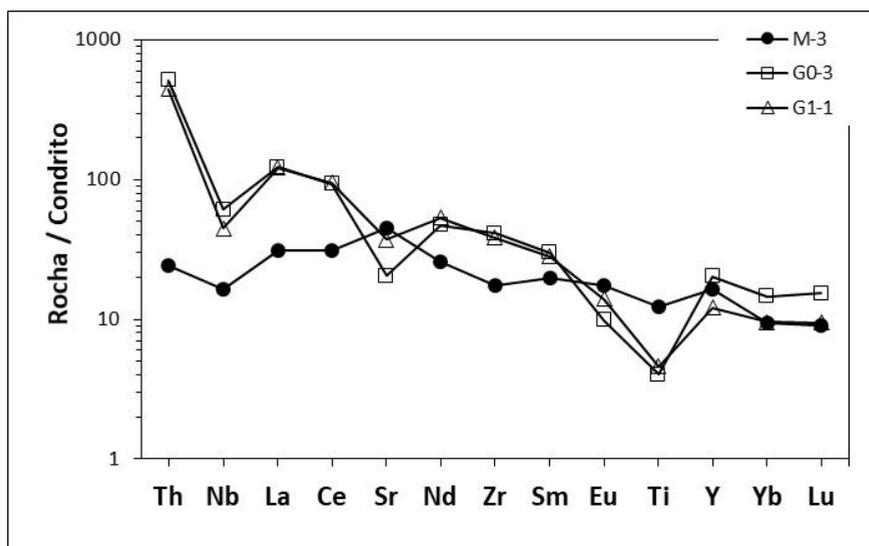


Figura V.27 – Diagrama multielementar para amostras representativas dos três grupos constituintes do CPSE. Grupo M (círculos), grupo G0 (quadrados), grupo G1 (triângulos). Ver texto.

VI. PETROGÉNESE e GEOCRONOLOGIA ISOTÓPICA

"The alkaline rocks constitute a group that is difficult to mark off sharply from their more abundant sub-alkaline relatives." (N. L. Bowen, 1928, p. 234)

O capítulo que agora se inicia tem em vista fazer uma abordagem, tão completa quanto possível, aos processos de diferenciação magmática que, em face dos resultados analíticos, podem ser invocados para justificar a génese do conjunto de formações geológicas tratadas neste estudo. Obviamente que todos os dados e respectivas interpretações mencionados ao longo dos anteriores capítulos são aqui tomados em consideração, ainda que, quando referidos nesta altura da exposição, não passem de apontamentos remetentes a essas reflexões.

Após uma breve resenha sobre os diferentes processos petrogenéticos capazes de diferenciar complexos alcalinos, dar-se-á particular destaque aos novos dados isotópicos obtidos em amostras seleccionadas pela sua representatividade relativamente às várias unidades estudadas, que aqui se assume constituírem a base analítica fundamental para a identificação dos mecanismos de diferenciação magmática que os terão justificado, bem como para desvendar, no caso do maciço de Campo Maior, o seu enquadramento geocronológico. O peso que se lhes atribui neste exercício é proporcional às dificuldades em tratar, deste ponto de vista, rochas máficas como as estudadas, fortemente afectadas por acumulação cristalina; no entanto, mesmo sem eles, no final do capítulo, são executadas aproximações petrogenéticas assentes em exercícios de quantificação dos teores de elementos escolhidos pelo seu potencial discriminativo.

VI.1. Magmatismo Alcalino: origens possíveis

"More exotic rocks need more exotic theories." (K. Currie, 1976, p. 12)

A origem dos magmas alcalinos tem sido, desde sempre, objecto de grande curiosidade científica, decerto associada, entre outras justificações, ao exotismo que representam no universo das rochas ígneas disponíveis no planeta: *"Ainda que constituam menos de 1 por cento das rochas ígneas, quase um terço de todos os nomes de rochas, são de rochas alcalinas — um total superior a 250"; " ... as rochas alcalinas não podem, de todo, ser discutidas, sem a ajuda de um glossário"*. Estas frases pertencem a CURRIE (1976) e ilustram, sem dúvida de forma expressiva, a raridade, a diversidade e a complexidade petrogenética desta classe ígnea, sendo que EBY & MITCHELL (1996), vinte anos depois, se associam à ideia da sua extrema especialização químico-mineralógica, anotando que *"A maioria das espécies minerais (são conhecidas mais de 4000) têm sido descobertas nas rochas alcalinas, e elas são fontes economicamente importantes de zircónio, nióbio, tântalo, elementos terras-raras, diamante, titânio, estanho e fósforo"*.

A ímpar riqueza destes complexos ígneos é proporcional à sua importância enquanto manifestações raras de mecanismos petrológicos e geoquímicos absolutamente essenciais na compreensão dos fenómenos geodinâmicos internos do planeta (e.g. MATA, 1996) ainda que estes, na sua essência, e ao contrário da complexidade petrográfica que chegam a gerar, possam ter origem em processos de transferência de energia e de massa relativamente simples de entender se for tido em conta, claro está, o carácter modelar de que se revestem (e.g. BERCOVICI, 2003; COURTILLOT, *et al.*, 2003).

VI.1.1. Classificação complexa e extensa nomenclatura

É sempre mais importante identificar e interpretar as rochas ígneas em geral, e as alcalinas em particular, do que, de forma mais ou menos forçada, propor nomes novos para distinguir todas as variedades que se vão identificado. Esse hábito leva, inevitavelmente, à necessidade de trazer o tal glossário para discutir rochas alcalinas, o que, convenha-se, não é prático. Em oposição a esta atitude, são indiscutivelmente mais úteis as tentativas de agrupar as *infinitas* variedades de rochas em classes correspondentes às suas tendências geoquímicas, já que é nestas que se apoiam, por um lado, as paragénese diagnósticas reveladas, por outro, as interpretações petrogenéticas escolhidas.

No que respeita a estas classificações, o resumo apresentado por SORENSEN (1974), põe em evidência, relativamente às composições oligo-elementares, a importância decisiva da relação entre os teores de Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , CaO e SiO_2 na identificação da *classe alcalina*.

Servem de exemplo, a despeito de outras propostas ali mencionadas, os índices de alcalinidade sugeridos por:

- Cross, Iddings, Pirsson e Washington, em 1902 : $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{CaO}$ (miners. félsicos);
- Peacock, em 1931: teor de SiO_2 para $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = \text{CaO}$;
- Rittmann, em 1960: $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2 / (\text{SiO}_2 - 43)$;
- Wright, em 1969: $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{alcalis}) / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} - \text{alcalis})$;

No entanto, e dado que, como já se referiu, a mineralogia primária terá que reflectir o quimismo original das rochas, as classificações citadas são insuficientes, por si só, para garantir a tipologia dos magmas, em particular quando há sinais óbvios de reacções tardi- a pós-magmáticas tendentes a modificar essa composição inicial. Assim, foram ganhando peso, neste contexto, as classificações químico-mineralógicas de SHAND (1922, 1947), coadjuvadas por outros autores (e.g. POLÁNSKI, 1949 e, mais recentemente, BARBARIN, 1999), que

atribuíram a minerais como a nefelina e os inossilicatos sódicos (aegirina, riebeckite, arfvedsonite) considerável peso diagnóstico, já que poderiam gerar-se apenas em magmas com uma relação (*alcalis* : *alumina* : *sílica*) superior a (1 : 1 : 6), desempenhando o cálcio (e.g. composição da plagioclase) papel adicional, igualmente relevante.

Neste contexto, e quantificando os teores molares destes componentes, surgem os termos:

- (*hi*)*peraluminoso*: $Al_2O_3 > (alcalis + CaO)$;
 - *metaluminoso*: $alcalis < Al_2O_3 < (alcalis + CaO)$;
 - (*hi*)*peralcalino*: $alcalis > (Al_2O_3 + CaO)$;
- ou, ainda em proporções molares, as *séries*,
- *plumasítica* : $alcalis < Al_2O_3$ e $alcalis < (SiO_2/6)$; *sub-alcálica*
 - *miasquítica* : $alcalis < Al_2O_3$ e $alcalis > (SiO_2/6)$; *alcálica*
 - *agpática* : $alcalis > Al_2O_3$; *alcálica*

Sem entrar na terminologia (rendilhada e até labiríntica) adoptada nalguns esquemas de sistematização das rochas alcalinas – cerca de 400 (!) variedades de rochas alcalinas são citadas na obra de SORENSEN (1974) –, o presente trabalho adopta, como se depreende dos anteriores capítulos, o princípio de separar as rochas félsicas num mínimo de classes, principalmente em função das suas paragénese primárias, tentando-se justificar o seu quimismo (rocha-total) através da confrontação entre dados que se julgam magmáticos (originais) e resultados atribuíveis a processos secundários de transformação química.

VI.1.2. Geodinâmica e processos petrogenéticos

"There is little doubt that the study of alkaline rocks requires a breadth of mineralogical and petrological knowledge unmatched by any other area of igneous petrology" (G. N. Eby e R. H. Mitchell, 1996, p. 174)

É obvio que as propostas classificativas não se restringem aos elementos maiores, o que as tornaria extraordinariamente vulneráveis aos processos de mobilização de alguns dos metais atrás referidos (e.g. Na e K), mas a utilização dos elementos traço como ferramentas sistemáticas tem, por si só, pouco valor se não acompanhada de justificações de carácter geoquímico e petrogenético que ajudem a entender a especificidade dos processos de diferenciação desta importante *família* ígnea. As linhas que se seguem procuram sintetizar, de forma não exaustiva mas tanto quanto possível clara, os modelos interpretativos mais consensuais para a génese das províncias alcalinas, particularmente das que, ocorrentes em ambientes intra-continental, são representadas por complexos plutónicos. Para isso, e sem prejuízo de outras obras adiante citadas, serviram de base bibliográfica principal as apreciações panorâmicas deste tema elaboradas nas obras de SORENSEN (1974), CURRIE (1976), FITTON & UPTON (1987) e EBY & MITCHELL (1996) que constituem, mais do que meras compilações de artigos de variadíssimos autores, referências imprescindíveis no estudo deste fascinante tema. Por comodidade de redacção e porque acabam de ser explicitamente postas em destaque, evita-se em seguida a sua repetida referência que constituiria decerto, também para o leitor, incómodo desnecessário.

Assim, pode afirmar-se que o magmatismo alcalino, digno desta designação, só não se encontra (talvez) representado nos *rifts* médios oceânicos ocorrendo, embora com expressões diferentes, em todos os restantes quadros geodinâmicos, como sejam: *i.*) zonas essencialmente compressivas, incluindo processos de subducção (e.g. CONREY *et al.*,

1997) e respectivas faixas de relaxação intra- e pós-arco (e.g. BACON *et al.*, 1997), ou sistemas continentais de tracção pós-orogénica; *ii.*) ambientes intraplaca oceânicos e continentais; *iii.*) poderosos mecanismos de distensão e adelgaçamento crustais (associados a transferências de massa e energia no Manto) potenciais geradores de fenómenos de *rifting* intra-continental onde, sintomaticamente, atingem a mais elevada expressão volumétrica à escala global.

Em relação ao primeiro conjunto, os dados parecem indicar que, no sentido da subducção, a placa mergulhante vai perdendo capacidade (porque sucessivamente desidratada) de gerar as fontes do magmatismo calco-alcálico (na cunha mantélica suprajacente) mantendo embora, nas zonas mais profundas do arco (e mais afastadas da fossa), algum potencial para gerar baixos graus de fusão parcial na astenosfera por ela invadida e, assim, magmas de tipo alcalino; ainda em ambientes de arco surgem as associações shoshoníticas cuja alcalinidade se deve aos altos teores de K que apresentam, encontrando explicação numa relação de proporcionalidade entre a idade da subducção e o incremento da razão K/Na nos magmas por ela gerados.

Exemplos típicos do magmatismo alcalino intraplaca oceânica ou continental, são, respectivamente, as ilhas oceânicas de uma forma geral (de que o arquipélago do Hawaii é paradigmático) e os grandes edifícios magmáticos vulcânicos e/ou plutónicos representados em África (Niger-Nigéria e linha dos Camarões), América do Norte (*Monteregian Hills* e *White Mountain*), América do Sul (Velasco, Bolívia) e Europa (Península de Kola, escudo báltico).

O último dos enquadramentos citados (*iii*), o de *rifting* intracontinental (ilustrado pelos complexos associados ao Rift Africano, ou pelas províncias alcalinas da Gronelândia), é por vezes difícil de distinguir, à primeira vista, dos aparelhos magmáticos alcalinos que, individualmente, perfuram os continentes, já que estes, quando relativamente recentes, podem constituir as primeiras manifestações de um embrionário mas violento processo de distensão e

fracturação litosférica, eventualmente conducente (se consistente e prolongado) à geração de um *rift* e mesmo, no seu epílogo, de um oceano. É aliás sintomática a presença de rochas magmáticas alcalinas nas margens continentais passivas marcando, de um lado e de outro do oceano, o início do processo de fracturação e posterior deriva continental que permitiu o alastramento das bacias oceânicas e a sua consequente ocupação por estes descomunais volumes de água.

Ainda que alguns autores tenham proposto que os magmas alcalinos, tipicamente enriquecidos em elementos incompatíveis (como os *LILE* e os *HFSE*) e maioritariamente expostos nos continentes, seriam, na maior parte dos casos, a expressão de processos de fusão parcial de troços de Manto litosférico sub-continental, mais antigo e, por isso, mais enriquecido do que o seu congénere das placas oceânicas, a verdade é que, a proliferação dos meios analíticos e o consequente alargamento da base de dados geoquímicos e isotópicos, veio a demonstrar semelhanças composicionais entre os basaltos das ilhas oceânicas (*OIB*) e os magmas alcalinos continentais, obrigando a reflexões (literalmente) mais *profundas*. De facto, a presença de xenólitos ultramáficos enriquecidos, em muitas das associações alcalinas continentais, bem como de rochas potássicas classificáveis como kimberlitos e lamprófiro constituem argumentos favoráveis à intervenção de um manto litosférico antigo e enriquecido (e.g. Província de Gardar, Gronelândia); no entanto, o contraste químico-isotópico entre os basaltos oceânicos *MORB* (empobrecidos) e *OIB* (enriquecidos) confirma, não só a influência de manto mais profundo neste processo, como invoca a necessidade de reconhecer heterogeneidades composicionais a este nível.

Entretanto, a convecção que caracteriza a astenosfera, funciona, intuitivamente, como agente dissipador de tais diferenças, pelo que se afigura mais razoável apontar para o Manto inferior (mais enriquecido, porque menos *sangrado* do que o Manto superior, fonte dos *MORB*) como zona mantélica privilegiada para génese de reservatórios

enriquecidos substanciados no desenvolvimento de profundas plumas mantélicas (MORGAN, 1971). Esses enormes (e cada vez mais reconhecidos) cogumelos (ou diapiros) de massa e energia não só ajudam a compreender a especialização geoquímica do magmatismo que se lhes associa, como justificam, pela sua envergadura, o potencial energético necessário ao desenvolvimento de processos fulcrais na história geodinâmica terrestre, como sejam os episódios de *rifting* intracontinental (e.g. AREIAS *et al.*, 2019).

É relativamente consensual a ideia de um Manto composicionalmente heterogéneo, bem como a necessidade de o justificar, quer por processos de reciclagem e recarga envolvendo, por exemplo, incorporação de litosfera oceânica nas zonas de subducção (o que justifica algumas composições isotópicas referidas para o Manto: e.g. MATA, 1996), quer por processos de metassomatismo mantélico (aqui no sentido restrito de mecanismos de transferência elementar no interior do manto) essencialmente controlados por fases voláteis e pela geração de fundidos que, em movimento ascensional, fomentam meios de diferenciação química iniciados, desde logo, pela individualização da crosta terrestre. A este respeito, alguns números, tão simples quanto colossais, facilitam a consciencialização destes fenómenos. Por exemplo, tomando em consideração que a configuração da Terra se tem mantido estável e que a génese dos blocos litosféricos Atlântico e Pacífico actuais decorreu em cerca de 200 Ma, será forçoso aceitar que, em igual (e fugaz) período, um volume equivalente de litosfera oceânica tenha sido reabsorvida por subducção, gerando inevitáveis processos de hidratação e de fusão mantélicas.

Por outro lado, constatando, através de dados sísmicos e gravimétricos, que a posição das anomalias positivas de profundidade do geóide aparenta grande coincidência com a de algumas ilhas oceânicas (e.g. Madeira: MATA, 1996) e com a de outros focos de magmatismo alcalino continental (e.g. Afar, Etiópia: COURTILLOT *et al.*, 2003), ganha terreno a hipótese de uma origem profunda associada

a anomalias térmicas (*hot-spots*: WILSON, 1963) e consequente desenvolvimento de plumas mantélicas ascendentes, transferindo massa sólida (menos densa e menos viscosa do que o encaixante) desde níveis profundos até à base da litosfera. A descontinuidade Manto inferior–Manto superior (670 km) e, principalmente, a fronteira Manto–Núcleo (2900 km), com a sua *camada D* (nível heterogéneo na base do Manto, eventualmente alimentado pelos processos de reciclagem atrás referidos: DAVIES & RICHARDS, 1992), podem bem representar a localização dessas anomalias térmicas, sendo que as plumas serviriam, neste último caso, como autênticas válvulas de escape do excesso de calor emanado pelo Núcleo para a base do Manto. É de realçar, ainda a este respeito, que o fluxo de calor colocado à superfície pelas plumas (ca. 12% do total) se estima ser da mesma ordem de grandeza do que o resultante do arrefecimento do núcleo, tornando-se inverosímil admitir a preponderância de outras fontes térmicas como, por exemplo, o decaimento radioactivo de isótopos de U, Th e K (MATA, 1996).

Assumindo tais origens profundas para as fontes mantélicas primordiais dos magmas alcalinos, interessa agora referir os principais mecanismos de diferenciação magmática capazes de gerar rochas desta classe geoquímica.

Assim, não é difícil reconhecer que muito baixas taxas de *fusão parcial* (em regra < 1%, podendo chegar a 0.2%) deste tipo de fontes, já de si enriquecidas, irão ampliar, nos respectivos magmas, as concentrações dos elementos mais incompatíveis, sendo que, tão diminutos volumes de fundidos são particularmente exequíveis em fontes de baixa viscosidade como estas, caracterizadas por baixos teores de sílica e elevada concentração de voláteis.

A particular abundância de fases voláteis nestes magmas, em especial H₂O, CO₂, F e Cl, é promotora de *processos metassomáticos* mantélicos e crustais (e.g. BERGMAN & DUBESSY, 1984; NURMINEN, 1990; GRIFFIN *et al.*, 1996; O'CONNOR *et al.*, 1996),

sendo evidenciada por um conjunto de particularidades que podem distinguir os complexos alcalinos, tais como: *i.*) o carácter explosivo de algumas erupções; *ii.*) a presença de xenólitos mantélicos com minerais hidratados (anfíbola e biotite); *iii.*) a identificação de fácies carbonatíticas (e.g. IONOV *et al.*, 2002; CHAZOT *et al.*, 2003) e a sua interpretação como produto da *imiscibilidade* de uma fase líquida carbonatada num magma nefelinítico; *iv.*) a possibilidade de diferenciarem kimberlitos diamantíferos; *v.*) a identificação, em rochas félsicas (ricas em Na, F e Cl, e com baixos teores de sílica: e.g. sienitos) de inossilatos sódicos intersticiais, como resposta à expansão dos campos de cristalização / estabilidade e consequente modificação das composições eutéticas e da sequência de cristalização (*princípio da interacção ácido-base*: KORZHINSKY, 1955; SCAILLET & MACDONALD, 2003); *vi.*) o reconhecimento de processos localizados de fenitização (geração de rochas nefelínicas) em rochas encaixantes metassomatizadas por líquidos sódicos empobrecidos em sílica.

Processos extensos de *cristalização fraccionada* (implícitos no anterior ponto *v*) podem também gerar diferenciados de cariz alcalino ou peralcalino — fraccionação cristalina abundante (e.g. de plg-Ca) justificaria, por exemplo, o denominado *Daly Gap* (DALY, 1933), que se traduz na frequente escassez de fácies intermédias nos complexos alcalinos, habitualmente compostos por associações bimodais de rochas representativas dos dois extremos da diferenciação —, embora não seja fácil conceber, no caso de líquidos residuais sobre-saturados em sílica (granitos alcalinos), que magmas originalmente insaturados possam evoluir até termos posicionados do outro lado da charneira da saturação. De facto, ainda que teoricamente seja admissível que a fraccionação cristalina consiga fazer transpor aquela barreira (intensa remoção de ortopiroxena e de anfíbola deslocam os líquidos residuais, respectivamente, no sentido da sub- e da sobre-saturação em sílica: e.g. BOWEN, 1928), a verdade é que, na maior parte dos casos, são reconhecidas sequências de diferenciação compartimentadas num e

noutro lado daquela fronteira: a.) magmas basaníticos e nefeliníticos → líquidos fonolíticos (foiaítos); b.) magmas moderadamente alcalinos e transicionais → líquidos traquíticos (sienitos) → líquidos riolíticos (granitos alcalinos).

Não são raros, no entanto, complexos alcalinos em que coexistem termos félsicos sieníticos, foiaíticos e graníticos (e.g. WOOLLEY & JONES, 1987), pelo que se afigura provável que este mecanismo de diferenciação possa ser acompanhado por processos de *assimilação/contaminação crustal* (ou de *mistura* entre magmas primários e magmas crustais) de extensão variável (e.g. CLEMENS *et al.*, 1986), cuja modelação (mais à frente tentada no presente trabalho) faz apelo às equações estabelecidas, respectivamente, por DE PAOLO (1981) e por LANGMUIR *et al.* (1978). Ainda a este respeito, acresce referir que, geralmente em pequena escala, expressões localizadas de alcalinidade podem também ser obtidas por digestão magmática de troços crustais particularmente empobrecidos em sílica (e.g. carbonatos) e enriquecidos em alcalis, como é o caso de certos evaporitos halíticos (NaCl).

VI.2. Dados Isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd

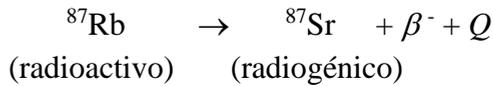
Colocam-se, nesta altura, à consideração, os novos dados isotópicos obtidos durante a execução deste estudo. Dado que, em consonância com o que os outros resultados já faziam prever, as razões isotópicas referentes ao maciço básico de Campo Maior, afastam em definitivo a possibilidade de o considerar co-genético com as outras unidades máficas e félsicas aqui estudadas – essas sim, prováveis representantes da *Província Plutónica Alcalina do Nordeste Alentejano* –, optou-se por separá-lo deste conjunto na exposição que agora se propõe.

Por uma questão de sistematização, e antes de entrar na discussão dos resultados, tem-se por útil apresentar, agora, as reacções de

decaimento e respectivas equações (FAURE, 1986) que conduzem, em cada sistema isotópico, ao cálculo dos parâmetros com maior valor diagnóstico na determinação das fontes magmáticas que constituíram a matéria-prima geoquímica desta importante manifestação ígnea.

A.) O sistema Rb-Sr

Reacção radioactiva de decaimento (natural e espontânea):



β^- : partícula beta

Q : energia de decaimento

$T_{1/2}$: meia vida (${}^{87}\text{Rb}$) = 48.8×10^9 ano

Equação de decaimento:

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)^{am} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_t^{am} + \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)^{am} \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (18)$$

t : idade da amostra (am), rocha ou mineral, em anos

e : base dos logaritmos neperianos (número de Neper) = 2.71828

λ : constante de decaimento = 1.42×10^{-11} ano⁻¹

então:

$$\left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)_t^{am} = \left(\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)^{am} - \left(\frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} \right)^{am} \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (19)$$

Epsilon: UR = "Uniform Reservoir"

$$\varepsilon Sr_t = \left(\frac{\left(\frac{{}^{87}Sr}{{}^{86}Sr} \right)^{am}}{\left(\frac{{}^{87}Sr}{{}^{86}Sr} \right)_t} - 1 \right) \cdot 10^4 \quad (20)$$

No presente ($t = 0$):

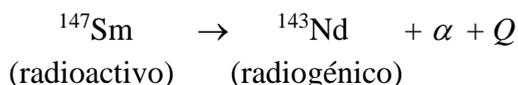
$({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_0^{TERRA} = I_0^{UR} = 0.704500$ (correção por fracc. isot.:

${}^{84}Sr/{}^{86}Sr = 0.056584$)

$({}^{87}Rb/{}^{86}Sr)_0^{UR} = 0.0816$

B.) O sistema Sm-Nd

Reacção radioactiva de decaimento (natural e espontânea):



α : partícula alfa

Q : energia de decaimento

$T_{1/2}$: meia vida (${}^{147}\text{Sm}$) = 1.06×10^{10} ano

Equação de decaimento:

$$\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)^{am} = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_t^{am} + \left(\frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)^{am} \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (21)$$

t : idade da amostra (am), rocha ou mineral, em anos

e : base dos logaritmos neperianos (número de Neper) = 2.71828

λ : constante de decaimento = $6.54 \cdot 10^{-12}$ ano⁻¹

então:

$$\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_t^{am} = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)^{am} - \left(\frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)^{am} \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (22)$$

Epsilon: CHUR = "Chondritic Uniform Reservoir"

$$\varepsilon\text{Nd}_t = \left(\frac{\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_t^{am}}{\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_t^{\text{CHUR}}} - 1 \right) \cdot 10^4 \quad (23)$$

No presente ($t = 0$):

$({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_0^{\text{TERRA}} = I_0^{\text{CHUR}} = 0.512638$ (correção por fracc. isot.:

${}^{146}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd} = 0.7219$)

$({}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd})_0^{\text{CHUR}} = 0.1967$.

VI.2.1. O Maciço de Campo Maior

Apesar de algumas relações de campo apontarem para contactos de tipo lopolítico com a formação encaixante — os gnaisses migmatíticos da Formação de Campo Maior, situados no núcleo da suposta mega-estrutura tectónico-estratigráfica (*flower structure*) da Faixa Blastomilonítica e, por isso proterozóicos — a verdade é que a generalidade dos afloramentos do Maciço de Campo Maior (MCM) são escassos e de má qualidade ou, pelo menos, insuficientes para definir com clareza aquele modo de jazida. Até há uns anos porém, este maciço era admitido como possível manifestação magmática de idade precâmbrica, deformado pela Orogenia Varisca (e.g. GONÇALVES & CARVALHOSA, 1994).

Esta suspeita parecia, à partida, incompatível com os resultados geocronológicos (342 ± 7 Ma) obtidos em biotites dos charnoquitos-MCM, pelo método K-Ar (COELHO *et al.*, 1974), a menos que estes dados representassem, como então foi sugerido, a idade de uma recristalização metamórfica induzida pelos citados eventos orogénicos.

Assim sendo, precâmbrico ou hercínico, o MCM não faria parte do cortejo magmático alcalino que se pretendia estudar neste trabalho e que, por sua vez, de acordo com as datações isotópicas existentes, estaria associado a uma fase distensiva no Ordovícico inferior (ca. **480 Ma**: PRIEM *et al.*, 1970; LANCELOT & ALLEGRET, 1982; LOPES *et al.*, 1993). No entanto, dado que, em conjunto com os maciços de Alter do Chão (MAC) e de Elvas (ME), o MCM representa uma das unidades plutónicas máfico-ultramáficas mais importantes dos sectores da Zona de Ossa-Morena visados (Alter do Chão–Elvas e Faixa Blastomilonítica), foi decidido incorporá-lo como objecto de estudo, ainda que com as reservas inerentes às dúvidas expostas. Fica assim justificado o estatuto que aqui foi atribuído ao MCM, sempre tratado com menor minúcia e, às vezes, como mero termo de contraste em relação aos outros dois maciços (MAC e ME).

Ainda assim, na fase final do trabalho, foram conseguidos resultados isotópicos (a seguir apresentados) que obrigaram a recentrar atenções no MCM e que acabam por constituir importante contributo para o esclarecimento dos seus enquadramentos geocronológico, petrológico e geodinâmico.

VI.2.1.1. Geocronologia, petrogénese e geodinâmica

Esta parte da exposição inicia-se com a apresentação dos resultados Sm-Nd obtidos nos laboratórios do *Centro de Pesquisas Geocronológicas* da Universidade de São Paulo (Brasil).

A natureza do sistema Sm-Nd, ancorado em teores elementares e isotópicos de componentes habitualmente considerados imóveis, permitiu encontrar resultados bem expressivos da história petrogenética do MCM.

Veja-se a **Tabela VI.1**, e anote-se que todas as rochas gabróicas (gabros a monzogabros) apresentam valores de Sm/Nd semelhantes (0.22 a 0.30), situando-se os correspondentes à amostra anortosítica (C21) e à plagioclase do

| amostra | litotipo | Sm/Nd | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2\sigma$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2\sigma$ | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{370}$ | $\varepsilon \text{Nd}_{370}$ |
|---|-------------|-------|-----------------------------------|---------------|-----------------------------------|---------------|---|-------------------------------|
| C5-rt | G-opx,anf | 0.23 | 0.1383 | 0.0006 | 0.512189 | 0.000014 | 0.511854 | -6.00 |
| C20-rt | G-opx | 0.26 | 0.1555 | 0.0005 | 0.512227 | 0.000016 | 0.511860 | -6.12 |
| C21-rt | ANRT | 0.14 | 0.0836 | 0.0003 | 0.512085 | 0.000010 | 0.511888 | -5.58 |
| C39b-rt | G-opx,anf | 0.30 | 0.1804 | 0.0006 | 0.512319 | 0.000016 | 0.511894 | -5.47 |
| C39b-plg | plagioclase | 0.12 | 0.0699 | 0.0002 | 0.512064 | 0.000026 | 0.511899 | -5.36 |
| C17-rt | MG-opx,bi | 0.22 | 0.1325 | 0.0004 | 0.512208 | 0.000010 | 0.511896 | -5.43 |
| $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR-0}} = 0.1967$ $\lambda(\text{Sm-Nd}) = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$ $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR-0}} = 0.512638 ; ^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ | | | | | | | | |

Tabela VI.1 - Resultados das análises isotópicas Sm-Nd e respectivos cálculos das razões isotópicas iniciais (para 370 Ma) para o conjunto das amostras máficas do Maciço de Campo Maior. Ver texto.

gabro C39b (C39b-plg) um tanto mais abaixo daquele valor mínimo (0.14 e 0.12, respectivamente), devido aos muito fracos teores de Sm nelas encontrados (0.55 e 0.29 ppm).

Tal semelhança composicional entre as quatro fácies gabróicas mais comuns tem boa correspondência nas razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1325–0.1804) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512189–0.512319) que mostram, além disso, uma correlação positiva relativamente expressiva, como é de esperar em rochas co-genéticas (e.g. na amostra C39b atingem-se os máximos de Sm/Nd, e das duas razões isotópicas citadas).

Esta circunstância levou à construção de vários diagramas binários em que estas razões isotópicas foram projectadas para diferentes grupos de amostras, tendo-se chegado à conclusão que, considerando os valores dos erros analíticos (Tab. VI.1), a melhor correlação — medida pelo valor da *MSWD: Mean Square of Weighted Deviates* (segundo o algoritmo de LUDWIG, 1999 *in*: LUDWIG, 2001) — era obtida com as seguintes amostras: C21-RT (rocha total), C39b-RT, C39b-plg (todas do sector NW) e C17-RT (sector SE).

Na **Figura VI.1** reproduz-se o que pode ser considerada uma isócrona (interna) de apreciável qualidade que apontou, inicialmente,

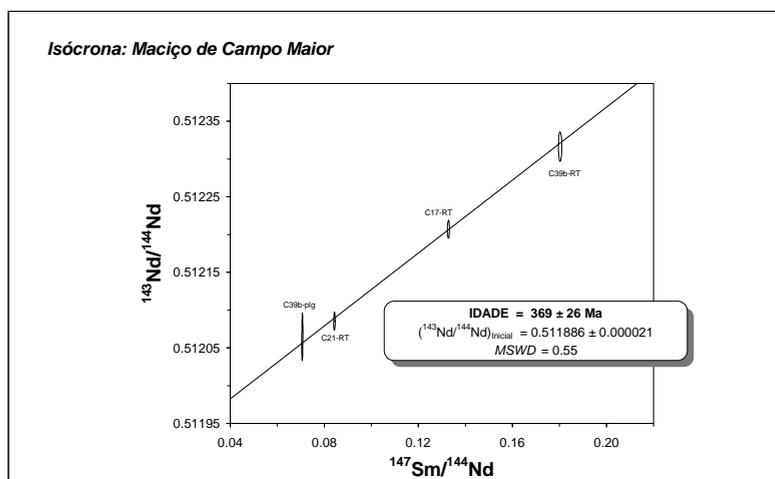


Figura VI.1 - Isócrona obtida com os dados isotópicos Sm-Nd de amostras representativas do Maciço de Campo Maior e de um concentrado de plagioclase (C39b-plg) de uma dessas amostras (C39b-RT). Ver texto.

como idade isotópica Sm-Nd para o Maciço de Campo Maior, o valor de 369 ± 26 Ma. Foram excluídos desta isócrona os dados isotópicos das amostras de gabro C5 e C20, por se situarem fora da regressão, devido a razões iniciais ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) algo mais baixas do que as restantes (Tab. VI.1A), que poderão traduzir, pelo menos em parte, fenómenos de contaminação ao nível dos magmas parentais (e.g. RASSKAZOV *et al.*, 2010).

É de salientar a relativa proximidade entre este número (369 ± 26 Ma) e o que tinha sido divulgado por COELHO *et al.* (1974): 342 ± 7 Ma em biotites destas rochas. Contrariando a hipótese então levantada que fazia corresponder estes resultados a reajustes de natureza metamórfica, ideia decerto influenciada pelo preconceito de considerar o MCM como manifestação magmática precâmblica, a nova isócrona agora revelada, construída com análises de rocha-total e da plagioclase de uma das amostras de gabro (isócrona *interna*) não deixa dúvidas quanto ao carácter eminentemente ígneo destes dados e, bem assim, ao valor indiscutível da nova aproximação geocronológica. Ao invés do que vinha sendo proposto há décadas com base em dados essencialmente estruturais e tectono-estratigráficos, o Maciço de Campo Maior não representa qualquer tipo de manifestação magmática proterozóica. Tampouco pode ser associado, é claro, à Província Alcalina ordovícica aqui estudada, mas essa hipótese, em função de todas as suas características, já se afigurava evidente.

Note-se que a escassez de dados não permite a determinação precisa do percurso termocronológico correspondente ao processo de arrefecimento deste maciço ígneo. No entanto, como mera aproximação, se 370 Ma representar o fecho do sistema à escala mesoscópica, a cerca de $900\text{ }^{\circ}\text{C}$ (geotermómetro opx-clpx de WELLS, 1977; ver Tab. IV.12), e se 340 Ma corresponder ao fecho do sistema K-Ar na biotite, próximo dos $300\text{ }^{\circ}\text{C}$, pode avançar-se, como sugestão, que a taxa de arrefecimento deverá ter rondado os $20\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, influenciada pela exumação deste complexo ígneo.

Em definitivo, o Maciço de Campo Maior constitui um corpo ígneo intrusivo no Devónico médio, em pleno desenvolvimento do regime compressivo associado à Orogenia Hercínica.

As razões iniciais, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{370}$, calculadas individualmente para cada amostra projectada e, por método gráfico, para o conjunto dos dados utilizados no traçado da isócrona (0.511886 ± 0.000021), bem como os respectivos valores de ϵNd_{370} no intervalo (-6.1 a -5.4), do conjunto expresso na Tabela VI.1 (página 282), apontando para processos petrogenéticos em que os magmas primários (de afinidade mantélica) terão sido significativamente contaminados por troços crustais, como, de resto, se julga verosímil relativamente aos mecanismos de diferenciação de outros granitóides hercínicos portugueses (e.g. DIAS & LETERRIER, 1994) e bastante prováveis em ambientes de colisão continental como este.

Posteriormente, com nova aproximação matemática, a idade mais provável para o Maciço de Campo Maior foi corrigida para **376 ± 22 Ma** (LOPES *et al.*, 2005).

VI.2.2. A Província Plutónica Alcalina

Nos mesmos moldes da abordagem anterior, segue-se agora a discussão dos (escassos) resultados isotópicos referentes aos conjuntos máficos (maciços de Alter do Chão, MAC, e de Elvas, ME) e félsicos (grupos peralcalino saturado em sílica, H-S, peralcalino sub-saturado, H-US, e alcalino sobre-saturado, granítico, A-OS) da província plutónica alcalina, alvo deste estudo.

Os dados Rb-Sr e Sm-Nd que agora se discutem foram obtidos nos laboratórios do *Centre National de la Recherche Scientifique* da Universidade Blaise Pascal, Clermont-Ferrand (França).

Ainda como ponto prévio aos comentários que se seguirão, deve dizer-se que, com base nas datações apresentadas em trabalhos anteriores, se toma como válida a idade de **480 Ma** para a província

alcalina em estudo (e.g. LOPES *et al.*, 1993; ver também FERNANDÉZ *et al.*, 2014).

O sistema Rb-Sr revelou-se ineficaz como instrumento de investigação petrogenética evidenciando ter-se exposto a processos de mobilização pós-magmáticos (quase sempre eficazes relativamente a estes elementos de baixo potencial iónico: *LILE*) que desvirtuam o seu potencial enquanto indicador das fontes envolvidas e dos processos de diferenciação. De facto, como referem vários autores (e.g. FAURE, 1986), os minerais de Ca-Sr (plagioclase, calcite) são mais vulneráveis aos processos (aquosos) de alteração (lixiviação) do que as fases cristalinas de K-Rb (micas e feldspatos potássicos). Em consequência, rochas mais afectadas por estes fenómenos tenderão a registar um incremento (secundário) da razão Rb/Sr e, portanto, também da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, configurando o que se pode designar por *abertura* do sistema (ígneo) Rb-Sr.

São, de outro modo, incompreensíveis as disparidades nas razões isotópicas iniciais (calculadas para **480 Ma**) de amostras do mesmo grupo litológico, como acontece, na sua máxima expressão, no grupo dos sienitos nefelínicos — ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₄₈₀ : 0.704306–0.706197 —, como se regista na **Tabela VI.2** (pág. seguinte). Ainda que se possam admitir, como referido anteriormente, contribuições crustais nos processos de diferenciação destas rochas, estas teriam que ser de tal forma díspares que, em face da afinidade petrográfica das amostras, parecem não constituir a causa determinante da citada dispersão composicional. Como atrás se tentou explicitar, é mais provável que estas discrepâncias correspondam a fenómenos mais ou menos aleatórios de lixiviação elementar, inseridos em processos metassomáticos, por definição erráticos e promotores de heterogeneidades.

Consequência desta abertura do sistema são também, evidentemente, os largos espectros obtidos para os respectivos valores de ϵSr_{480} (equação 20), de que é exemplo extremo o intervalo revelado

| amostra | litotipo | Rb/Sr | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $\pm 2\sigma$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | $\pm 2\sigma$ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{480}$ | $\varepsilon\text{Sr}_{480}$ |
|---------|-------------|-------|---------------------------------|---------------|---------------------------------|---------------|---|------------------------------|
| A51 | G-ol | 0.01 | 0.038 | 0.001 | 0.704349 | 0.000014 | 0.704089 | 2.09 |
| E11 | D | 0.16 | 0.470 | 0.009 | 0.709473 | 0.000015 | 0.706259 | 32.91 |
| E20 | G-ol,opx | 0.01 | 0.025 | 0.001 | 0.705904 | 0.000017 | 0.705733 | 25.44 |
| EF17 | H-S/SNT | 0.79 | 2.300 | 0.046 | 0.718875 | 0.000017 | 0.703145 | -11.33 |
| EF22 | H-S/SNT | 0.72 | 2.090 | 0.042 | 0.718660 | 0.000017 | 0.704366 | 6.02 |
| EA37 | A-OS/GRT | 0.05 | 0.130 | 0.003 | 0.709124 | 0.000016 | 0.708235 | 60.98 |
| AL13a | H-US/SNT-ne | 0.35 | 1.030 | 0.021 | 0.713241 | 0.000013 | 0.706197 | 32.03 |
| CC1a | H-US/SNT-ne | 21.29 | 60.600 | 1.212 | 1.119900 | 0.000002 | 0.705440 | 21.27 |
| CA12a | H-US/SNT-ne | 1.32 | 3.840 | 0.077 | 0.704357 | 0.000019 | 0.704306 | 5.17 |

$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR-0}} = 0.0816$
 $\lambda(\text{Rb-Sr}) = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$
 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR-0}} = 1_{\text{UR-0}} = 0.704500$; $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.056584$

Tabela VI.2 - Resultados das análises isotópicas Rb-Sr e respectivos cálculos das razões isotópicas iniciais (para 480 Ma) para o conjunto das amostras da Província Alcalina do NE alentejano. Rochas máficas: A51 (MAC), E11 e E20 (ME). Rochas félsicas: grupos H-S (sienitos riebequíticos), A-OS (granitos alcalinos) e H-US (sienitos nefelínicos). Ver texto.

no conjunto de amostras félsicas sieníticas e graníticas ($-11.3 < \varepsilon\text{Sr}_{480} < + 60.9$), sintomaticamente mais superficiais, mais deformadas / fracturadas e, por isso, em princípio, mais expostas aos referidos processos de mobilização.

No sistema isotópico Sm-Nd, os resultados denotam bem diversa consistência. Basta verificar a **Tabela VI.3** (pág. seguinte) para perceber muito maior homogeneidade composicional do que no caso anterior, o que não constitui surpresa dada a relativa imobilidade dos elementos em causa. Essa menor dispersão geral de resultados obriga, pois, a observação mais detalhada, resultando desta, alguns pontos importantes.

É interessante notar que, se comparados os valores Sm/Nd, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{480}$ e $\varepsilon\text{Nd}_{480}$ nas rochas máficas de Alter do Chão e de Elvas, resultam sempre mínimos os

| amostra | litotipo | Sm/Nd | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2\sigma$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2\sigma$ | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{480}$ | $\varepsilon\text{Nd}_{480}$ |
|---------|-------------|-------|-----------------------------------|---------------|-----------------------------------|---------------|---|------------------------------|
| A51 | G-ol | 0.27 | 0.1634 | 0.0003 | 0.512775 | 0.000008 | 0.512261 | 4.71 |
| E11 | D | 0.24 | 0.1478 | 0.0003 | 0.512325 | 0.000008 | 0.511860 | -3.12 |
| E20 | G-ol,opx | 0.27 | 0.1701 | 0.0003 | 0.512500 | 0.000014 | 0.511965 | -1.07 |
| EF17 | H-S/SNT | 0.26 | 0.1551 | 0.0003 | 0.512684 | 0.000007 | 0.512196 | 3.44 |
| EF22 | H-S/SNT | 0.26 | 0.1544 | 0.0003 | 0.512679 | 0.000007 | 0.512194 | 3.39 |
| EA37 | A-OS/GRT | 0.27 | 0.1613 | 0.0003 | 0.512655 | 0.000008 | 0.512148 | 2.50 |
| AL13a | H-US/SNT-ne | 0.18 | 0.1104 | 0.0002 | 0.512570 | 0.000007 | 0.512223 | 3.96 |
| CC1a | H-US/SNT-ne | 0.18 | 0.1103 | 0.0002 | 0.512557 | 0.000009 | 0.512210 | 3.71 |
| CA12a | H-US/SNT-ne | 0.14 | 0.0861 | 0.0002 | 0.512542 | 0.000008 | 0.512271 | 4.91 |

$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR-0}} = 0.1967$
 $\lambda(\text{Sm-Nd}) = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$
 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR-0}} = 0.512638$; $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$

Tabela VI.3 - Resultados das análises isotópicas Sm-Nd e respectivos cálculos das razões isotópicas iniciais (para 480 Ma) para o conjunto das amostras da Província Alcalina do NE alentejano. Rochas máficas: A51 (MAC), E11 e E20 (ME). Rochas félsicas: grupos H-S (sienitos riebequíticos), A-OS (granitos alcalinos) e H-US (sienitos nefelínicos). Valores *CHUR* e λ , iguais aos mostrados nas Tabs. VI.1. Ver texto.

valores correspondentes ao diorito de Elvas (E11: $\varepsilon\text{Nd}_{480} = -3.1$), facto que se ajusta a processos de diferenciação magmática com maior intervenção, nestas fácies, de material crustal, por norma enriquecido em Nd relativamente a Sm, dada a menor incompatibilidade deste último em relação às composições peridotíticas do manto.

É de assinalar, contudo, que no cômputo geral dos resultados, não se regista uma correlação linear perfeita entre a razão elementar Sm/Nd e as razões isotópicas, bem como, particularmente, entre as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, facto explicável, desta vez, por heterogeneidades nas fontes magmáticas, seja ao nível das fusões mantélicas, seja pela intervenção de processos de mistura entre estas e uma crosta composicionalmente descontínua no que àquela razão diz

respeito (**Figura VI.2**). É este aspecto, aliás, que impede a obtenção de isócronas com os resultados agora conseguidos, que permitiriam afinar a presumida idade de **480 Ma** para este complexo alcalino.

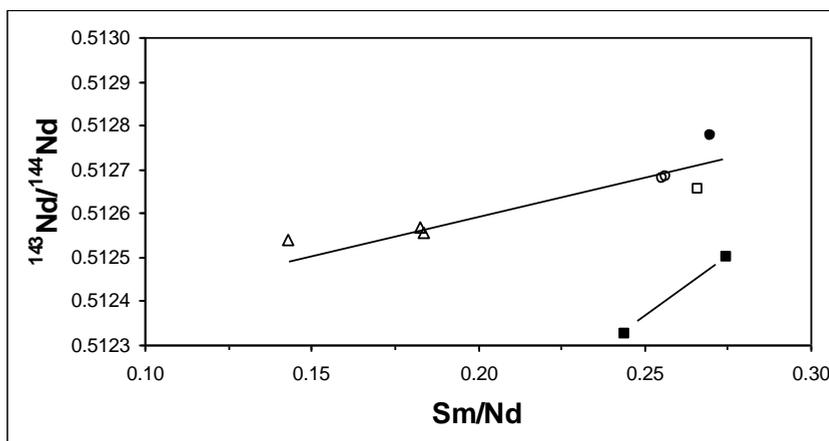


Figura VI.2 - Projeção das amostras máficas (MAC- círculo cheio; ME- quadrados cheios) e félsicas (H-S- círculos abertos; H-US- triângulos abertos; A-OS- quadrados abertos) da província alcalina e identificação de dois *trends* distintos. Ver texto. A simbologia mantém-se nas figuras deste capítulo.

Tal exercício foi tentado com diversos conjuntos de amostras (excluindo obviamente os mafitos de Elvas), mas a relativa dispersão dos valores de $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{480}$ já indiciava os excessivamente elevados valores de *MSWD* que essas correlações lineares vieram a revelar, confirmando a sua identidade como linhas de mistura entre componentes magmáticos distintos.

Ainda que o assunto seja retomado, mais em detalhe, no próximo ponto do trabalho, os resultados isotópicos agora revelados, parecem registar variações compatíveis com um sistema Sm-Nd relativamente aberto a eventuais processos de contaminação e mistura magmática, mas não violado, pelo menos de forma significativa, por episódios estranhos ao processo ígneo de diferenciação, como hipotéticas mobilizações metassomáticas, ou eventos metamórficos promotores

dos conhecidos mecanismos de homogeneização isotópica, aliás muito mais prováveis, mesmo a baixas temperaturas, no sistema Rb-Sr (e.g. FAURE, 1986).

Importante é salientar, desde já, que os resultados isotópicos Sm-Nd, obtidos nas várias amostras e resumidos pelo parâmetro ϵNd_{480} , põem a descoberto alguns factos novos e relevantes, como sejam: *i.*) o carácter relativamente primitivo da fonte dos magmas gabróicos de Alter do Chão ($\epsilon\text{Nd}_{480}=+4.7$), bem como das rochas félsicas (per)alcalinas ($+2.5 < \epsilon\text{Nd}_{480} < +4.9$); *ii.*) a confirmação de uma relação de parentesco entre os magmas básicos de Alter do Chão e as rochas (per)alcalinas representativas da província, sejam quais forem os seus níveis de saturação em sílica; *iii.*) o cunho híbrido (mistura: manto \pm crusta) das amostras do maciço básico de Elvas ($-3.1 < \epsilon\text{Nd}_{480} < -1.1$); *iv.*) a impossibilidade de considerar *estes* mafitos de Elvas ($\epsilon\text{Nd}_{480} < 0$) como precursores magmáticos *destas* rochas félsicas sieníticas e graníticas ($\epsilon\text{Nd}_{480} > 0$).

Confirma-se que as rochas nefelínicas são, relativamente ao conjunto félsico, as que, em termos isotópicos ($+3.7 < \epsilon\text{Nd}_{480} < +4.9$), mais próximas estarão das fusões mantélicas originais, necessariamente sub-saturadas em sílica e com elevadas razões (alcalis/sílica), descendendo delas, no essencial, por processos de cristalização fraccionada. Distintamente, as rochas graníticas ($\epsilon\text{Nd}_{480} : +2.5$), com mais elevados níveis de saturação e mais baixos graus de alcalinidade, devem traduzir maior contribuição de componentes crustais (graníticos s.l.) no processo de diferenciação dos magmas básicos precursores.

Entretanto, enquanto as conclusões avançadas nas alíneas *(i)* e *(ii)* constituem nova contribuição analítica que, em larga medida, vem confirmar o que, a partir de outros dados, já se suspeitava, as que se referem nas alíneas *(iii)* e *(iv)* revelam hipótese completamente nova e, até, surpreendente.

De facto, o aparente contínuo composicional entre dioritos, sienodioritos e sienitos, que foi posto em evidência na região de Falcato (Elvas), quer pelos dados petrográficos, quer pelos que resultaram do estudo químico-mineralógico (ver Cap. IV, ponto IV.2.4), parece agora ser desmentido.

É certo que a vastidão de unidades litológicas amostradas e os poucos recursos analíticos, nomeadamente isotópicos, obrigaram a uma selecção de amostras, talvez, demasiado constrangida, mas, ainda assim, seria coincidência muito improvável que as duas amostras máficas-ME escolhidas (sem dúvida representativas do conjunto) apresentassem resultados Sm-Nd concordantes com génese semelhante (manto \pm crosta) e incompatíveis com a hipótese de representarem fácies precursoras dos diferenciados sieníticos-EF (Falcato).

Assim, ponderando os diferentes dados deste trabalho, é mais seguro afirmar que o maciço básico de Elvas não pode ser considerado, pelo menos de forma global, como representante dos magmas precursores dos sienitos / granitos que lhe estão espacialmente associados, embora algumas fácies mesocratas deste maciço (e.g. Falcato) possam apresentar características petrográficas e químico-mineralógicas que (à escala local) induzem a ideia de continuidade composicional. Apesar da referida discrepância isotópica, os dados não permitem, contudo, excluir o ME do cortejo alcalino, mas antes afirmar que o seu processo de diferenciação sofreu muito maior contribuição crustal do que as restantes unidades litológicas (MAC, sienitos e granitos), mascarando-lhe, assim, o carácter mantélico / alcalino que, de outra forma seria, decerto, mais evidente.

VI.2.2.1. O Maciço de Elvas e as rochas alcalinas associadas

Obtidos a partir de trabalho relativamente recente (LOPES *et al.*, 2016 a), resultados isotópicos Sm-Nd, medidos num total de 18

amostras de rochas somente da região de Elvas (6 mafitos do grupo ME e 12 felsitos do grupo EH), expressos na **Tabela VI.4** permitem uma

| Amostras | Grupo | Sm/Nd | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2\sigma$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2\sigma$ | ϵNd_{480} |
|-----------|-------|-------|-----------------------------------|---------------|-----------------------------------|---------------|----------------------------|
| E4b | ME | 0,23 | 0,1411 | 0,0003 | 0,512286 | 0,000004 | -3,5 |
| E11 | ME | 0,24 | 0,1478 | 0,0003 | 0,512325 | 0,000008 | -3,1 |
| E20 | ME | 0,28 | 0,1707 | 0,0003 | 0,512512 | 0,000006 | -0,9 |
| E22 | ME | 0,28 | 0,1689 | 0,0003 | 0,512401 | 0,000003 | -2,9 |
| E29 | ME | 0,27 | 0,1632 | 0,0003 | 0,512339 | 0,000006 | -3,8 |
| E31 | ME | 0,28 | 0,1671 | 0,0003 | 0,512454 | 0,000002 | -1,8 |
| EF-5 | EH | 0,36 | 0,2175 | 0,0062 | 0,512752 | 0,000016 | 0,9 |
| EF17 | EH | 0,26 | 0,1551 | 0,0003 | 0,512684 | 0,000007 | 3,5 |
| EF22 | EH | 0,26 | 0,1544 | 0,0003 | 0,512679 | 0,000007 | 3,4 |
| EF-IV-2b | EH | 0,24 | 0,1478 | 0,0042 | 0,512699 | 0,000017 | 4,2 |
| EF-V-2 | EH | 0,24 | 0,1458 | 0,0078 | 0,512507 | 0,000018 | 0,6 |
| EVA-1 | EH | 0,26 | 0,1592 | 0,0045 | 0,512694 | 0,000015 | 3,4 |
| EVA-38 | EH | 0,25 | 0,1541 | 0,0044 | 0,512681 | 0,000019 | 3,4 |
| EVA-III-3 | EH | 0,25 | 0,1489 | 0,0042 | 0,512664 | 0,000014 | 3,4 |
| EA-24 | EH | 0,23 | 0,1394 | 0,0039 | 0,512562 | 0,000015 | 2,0 |
| EA-25 | EH | 0,27 | 0,1626 | 0,0046 | 0,512646 | 0,000014 | 2,3 |
| EA-30 | EH | 0,22 | 0,1346 | 0,0038 | 0,512503 | 0,000018 | 1,2 |
| EA37 | EH | 0,27 | 0,1613 | 0,0003 | 0,512655 | 0,000008 | 2,5 |

$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(t=0)} = 0,1967$
 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(t=0)} = 0,512638$

Tabela VI.4 – Resultados isotópicos Sm-Nd de rochas máficas do Maciço de Elvas (grupo ME) e de rochas félsicas (híper)alcalinas da região de Elvas (grupo EH).

interpretação nova e mais consistente sobre a petrogénese dessas rochas plutónicas. Assumindo uma idade de 480 Ma, as rochas félsicas do grupo EH fornecem o intervalo ($+0.6 < \epsilon\text{Nd}_{480} < +4.2$), refletindo extracções magmáticas de fontes mantélicas empobrecidas numa base integrada no tempo, seguidas por processos variáveis de mistura (e/ou de tipo *ACF*) com fontes enriquecidas, provavelmente crustais. Acredita-se que esse magmatismo (per)alcalino represente o principal registo regional do evento de adelgaçamento / rompimento crustal que, presumivelmente, levou à abertura do Oceano Rheic. Por outro lado, as rochas máficas plutónicas do maciço de Elvas, perante estes novos dados, não podem representar os precursores magmáticos destas rochas félsicas (sienitos e granitos), pois revelam razões

isotópicas de Nd completamente distintas: o grupo ME mostra uma gama de valores ($-3.8 < \epsilon\text{Nd}_{480} < -0.9$), indicando muito maior contribuição de fontes enriquecidas no tempo, provavelmente crustais. Ainda que sem datações radiométricas disponíveis, estes dados isotópicos indicam claramente, ao contrário do que tem sido assumido, até aqui, pela comunidade geológica e ao invés do pressuposto inicial (*vide* LOPES, 2004), que o Maciço de Elvas não faz parte da *Província Alcalina* aqui estudada podendo mesmo, hipoteticamente, estar mais próximo, em termos geocronológicos, do evento magmático gerador do Maciço de Campo Maior.

VI.2.2.2. Mistura Manto – Crusta continental (e ACF)

Como atrás se referiu, a quantificação de processos como a hibridização ou mistura magmática, e de mecanismos compostos por assimilação do encaixante e cristalização fraccionada (ACF), são susceptíveis de modelação quantitativa através de expressões algébricas propostas, respectivamente, por LANGMUIR *et al.* (1978) e DE PAOLO (1981):

A.) Equações de LANGMUIR *et al.* (1978) que traduzem os processos de *mistura* entre *dois* componentes

a.) para um elemento traço (*i*)

$$C_M^i = C_A^i f + C_B^i (1 - f) \quad \Leftrightarrow$$

$$\Leftrightarrow C_M^i = f (C_A^i - C_B^i) + C_B^i \quad (\text{recta com declive } f) \quad (24)$$

b.) para uma razão isotópica (R)

$$R_M^i = \frac{R_A^i C_A^i f + R_B^i C_B^i (1-f)}{C_A^i f + C_B^i (1-f)} \Leftrightarrow$$

$$\Leftrightarrow f = \frac{C_B^i (R_B^i - R_M^i)}{R_M^i (C_A^i - C_B^i) - R_A^i C_A^i + R_B^i C_B^i} \quad (25)$$

combinando as equações (24) e (25), obtém-se

$$R_M^i = \frac{R_A^i C_A^i}{C_M^i} f + \frac{R_B^i C_B^i}{C_M^i} (1-f) \quad (26)$$

onde C_A^i e C_B^i são as concentrações de i (ou as respectivas razões isotópicas, R) nos dois componentes da mistura, A e B, e f a proporção em peso (%) de A nessa mistura.

B.) Equações de DE PAOLO (1981) que traduzem os processos **ACF** (*assimilação + cristalização fracionada*); *intervêm três componentes: magma, contaminante e cristais acumulados*

a.) para um elemento traço:

$$C_m = C_m^0 F^{-Z} + r C_a \left(\frac{1 - F^{-Z}}{r - 1 + D} \right) \quad (27)$$

b.) para uma razão isotópica (e.g. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) ou relativa (e.g. εNd)

$$\varepsilon_m = \varepsilon_m^0 + (\varepsilon_a - \varepsilon_m^0) \left(1 - \left(\frac{C_m^0}{C_m} \right) F^{-z} \right) \quad (28)$$

em que:

$r = T_a/T_c$: razão entre as taxas (massa / tempo) de assimilação e de cristalização;

$F = M_m / M_m^0$: razão entre as massas dos magmas final, m, e inicial,

Q; $z = (r + D - 1)/(r - 1)$;

D é o coeficiente de distribuição global entre as fases cristalinas fraccionadas e o magma; nas duas equações, C representa concentrações de um elemento traço e ε as respectivas razões isotópicas; os índices a e m referem-se ao material assimilado e ao magma final, respectivamente, enquanto que o índice m e o expoente Q, quando associados em conjunto a um dos parâmetros (C, M, ou ε), se reportam às características do magma inicial.

Por tudo o que se disse anteriormente, parte-se do princípio de que a província alcalina em estudo teve origem em extracções de fundidos mantélicos, francamente sub-saturados em sílica que, evoluindo em ambiente crustal, foram dele assimilando, durante o processo de cristalização (ele próprio gerador do necessário calor), quantidades variáveis de componentes elementares e isotópicos que produziram o espectro geoquímico observado. É inevitável que assim tenha acontecido, pelo que, de facto, e como quase sempre acontece com rochas plutónicas, o processo de diferenciação, requer a evocação de sistemas ACF.

Atente-se na **Figura VI.3**, elaborada com base na equação (25), tradutora dos processos de mistura magmática.

Note-se que os processos *ACF*, embora mais complexos, podem ser, no entanto, entendidos como aproximações algo sofisticadas (e também mais falíveis, fruto da incorporação do parâmetro *D*: coeficiente de distribuição) aos mais simples e intuitivos processos de mistura magmática entre dois componentes, neste caso, fusões mantélicas e crustais.

Na citada projecção (Fig. VI.3) torna-se evidente que a hipérbole de mistura entre os valores $(\epsilon_{Sr}, \epsilon_{Nd})_{iniciais}$ de um magma primário, alcalino (basanítico), intraplaca (MATA, 1996) e os que aqui representam a crosta granítica (McCULLOCH & CHAPPELL, 1982) passa relativamente próximo, não só das rochas máficas, como de algumas amostras félsicas menos alteradas (EF17, EF22, CA12a). Desta figura também é possível inferir, de forma clara,

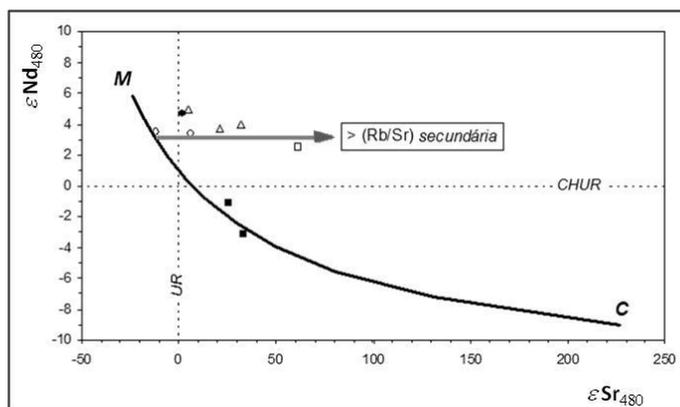


Figura VI.3 - Projecção ϵ_{Sr}_t vs. ϵ_{Nd}_t ($t = 480$ Ma) para as amostras máficas e félsicas da província alcalina e comparação com as linhas de mistura entre um magma basáltico alcalino (M) e composições médias da crosta continental (C). O vector horizontal (cinza) indica o sentido do enriquecimento na razão Rb/Sr das rochas que sofreram mobilização diferencial de Sr (mais intensa) e Rb (menos intensa) por processos pós-magmáticos registrando, portanto, razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (e valores de ϵ_{Sr}_t) superiores às das amostras cogenéticas menos atingidas por essas transformações secundárias. Ver texto.

que as amostras félsicas, se deslocadas para os seus (menores) valores ígneos iniciais de ϵSr , ocupariam uma posição, na linha de mistura, intercalar entre o gabro de Alter do Chão e os mafitos de Elvas, denunciando terem sido geradas a partir de magmas primários substancialmente menos contaminados do que estes.

O grau de incerteza deste tipo de abordagem está directamente relacionado com a falibilidade da escolha das composições-padrão (Manto / Crusta), extremos da hipérbole (equação 25), pelo que é mais sensato (e menos arriscado) apreciar, de forma semi-quantitativa e essencialmente comparativa (como se procedeu no ponto anterior), os valores iniciais das razões isotópicas de cada amostra ou grupo de amostras. Foi nesse espírito, e com o objectivo principal de fornecer mais dados para a citada confrontação de resultados, que se decidiu complementar as observações já feitas com a apresentação dos cálculos efectuados a partir da equação (25). Estes confirmam participações crustais moderadas no gabro do MAC (9 %) e nos precursores das rochas félsicas (de 7 %, num sienito nefelínico, a 26 %, num granito), situação que se altera drasticamente nas rochas máficas de Elvas (51 a 65 % de contribuição crustal). Este facto obriga a considerar que os magmas primários (mantélicos) que deram origem aos maciços de Alter do Chão e de Elvas, podem não ter sido, no início, composicionalmente muito distintos, mas, a admitir semelhante crusta encaixante, estes últimos terão tido muito maior capacidade de a assimilar (troços crustais mais hidratados?).

Acrescente-se, também, que parece haver algum paralelismo entre o decréscimo de valores ϵNd_t nas rochas félsicas e a anomalia negativa de Nb (atrás apontada, nos diagramas multi-elementares normalizados do Cap. V), dois critérios, um melhor (o isotópico) do que o outro, para medir os níveis de contaminação crustal dos líquidos originais; a ilustrá-lo apontem-se os dados referentes a um sienito nefelínico de Arronches ($\epsilon\text{Nd}_t = 4.9$; $(\text{Nb}/\text{Nb}^*)_N = 1.2$) e a um granito de Alcamins (2.5 ; 0.1).

Antes de terminar este ponto, e sem esquecer a debilidade do sistema Rb-Sr face às (mais que certas) reacções metassomáticas, procurou-se ainda ilustrar, com a apresentação da **Figura VI.4**, a inevitabilidade de considerar o desenvolvimento, neste contexto petrológico, de processos *ACF* ainda que a

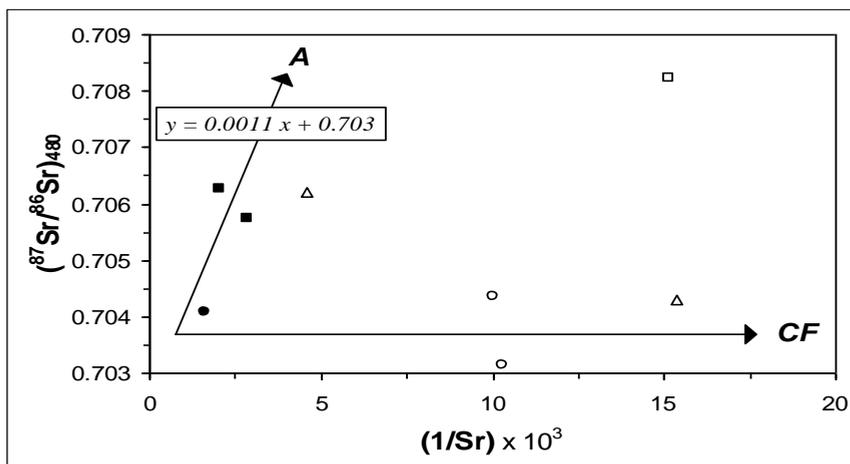


Figura VI.4 - Amostras máficas e félsicas da província alcalina. Identificação de graus diferentes de contaminação crustal. A equação mostrada obteve-se apenas com as amostras máficas (a cheio). Ver texto.

sua rigorosa modelação seja praticamente impossível com os dados disponíveis. Em todo o caso, o diagrama mostra claramente que algumas amostras (e.g. A51, CA12a) denunciam baixos níveis de contaminação, alinhando-se em torno do vector-*CF* que traduz o peso da cristalização fraccionada (como se sabe, incapaz de induzir variação nas razões isotópicas), enquanto outras (e.g. E11, E20), pela sua proximidade de vector-*A*, parecem mais afectadas por aquele processo.

VI.2.2.3. Cristalização Fraccionada

Os processos de cristalização dos magmas mantélicos, crustais ou mistos, não fraccionam as razões isotópicas, pelo que a sua modelação quantitativa tem que ser feita com recurso à variação de teores elementares que provocam ao gerar, em sistema fechado, fracções sólidas e líquidas em íntima dependência composicional.

Se relembradas as ilações retiradas da Tab. V.3 (Cap. V), resultará óbvio que as rochas máficas do maciço de Alter do Chão (MAC) são as que melhor se definem do ponto de vista das razões entre elementos incompatíveis e, em regra, considerados imóveis (discussão feita nessa fase do trabalho), facto que indica a sua maior proximidade geoquímica em relação aos magmas mantélicos originais desta província, aliás confirmada pelos dados isotópicos atrás expostos.

Com base nos comentários anteriormente elaborados (equação 14, Cap. V), um sistema magmático fechado, em processo de cristalização fraccionada, produzirá razões (C_i/C_j) praticamente constantes, desde que os coeficientes de distribuição dos elementos i e j se mantenham semelhantes e muito inferiores à unidade (próximos de zero). Sabe-se, contudo, que os coeficientes de distribuição de elementos incompatíveis (e.g. Th, Nb, Zr, Hf, REE) podem sofrer variações drásticas nos estádios terminais da diferenciação (ver comentários à Fig. V.19, Cap. V), e que, como é demonstrado pelo estudo isotópico anteriormente elaborado, é muito provável que os magmas primários desta província alcalina tenham sofrido diferentes graus de contaminação crustal. Nestas circunstâncias, não é de estranhar que o exercício (tentado para Sm/La, Th/Nb, Th/La, Zr/Hf e Hf/La) de verificar possíveis relações lineares entre as composições do MAC e das rochas félsicas (agrupadas ou separadas nos diferentes conjuntos) tenha produzido, repetidamente, muito fracos (baixos) valores do coeficiente de correlação (R^2).

Outro dos objectivos perseguidos nesta fase do trabalho, foi o de fazer aproximações quantitativas aos parâmetros C_0 (composição dos

líquidos originais) e F (proporção de líquido residual), em jogo num processo de diferenciação magmática influenciado pela cristalização fraccionada de Rayleigh (equações 10 e 13).

Quanto ao primeiro parâmetro (C_0) é, num contexto plutónico como o estudado, algo difícil de estimar. De facto, tendo em conta o que ficou dito a propósito daquelas equações (Cap. V), a composição (C_i^{RT}) de amostras máficas compostas por fracções *cumulus* e *intercumulus* seria próxima de

$$C_i^{RT} = C_i^{cumulus} \cdot S + C_i^{intercumulus} \cdot (I - S) \quad (29)$$

Ora, ainda que se possa afirmar, para a generalidade das fácies gabróicas, que a proporção de cristais *cumulus* (S) é, de longe, maioritária, a verdade é que não foi possível determinar com suficiente grau de precisão a representatividade das duas fracções em causa. Mesmo que fosse, note-se, persistiria o problema de as analisar em separado, nomeadamente para certos elementos traço incompatíveis (e.g. REE) que, neste caso (gabros), estariam decerto mais concentrados na fracção *intercumulus*. O exercício de aproximação quantitativa a C_0 foi, por estes motivos, considerado dispensável.

O mesmo não sucedeu relativamente ao parâmetro F . Assim, aplicando a equação da cristalização fraccionada (10) à razão (FeO/MgO) de olivinas que, fraccionadas a partir de um líquido original (0), geram um líquido residual (L), poderá escrever-se a expressão,

$$\left(\frac{FeO}{MgO} \right)_L = \left(\frac{FeO}{MgO} \right)_0 \cdot F^{(D_{FeO}^{Ol/L} - D_{MgO}^{Ol/L})} \quad (30)$$

Assuma-se que a olivina que cristaliza a partir de um magma primário terá uma composição próxima de $F_o=0.9$ (em equilíbrio com o Manto). Tendo em conta os pesos atômicos de Fe (55.85 u.m.a.), Mg (40.30) e O (15.99), a razão (FeO/MgO) é igual a 1.78 e, portanto, os índices molares F_o e F_a são convertíveis na correspondente razão ponderal (FeO/MgO)^{Ol} de acordo com a expressão

$$\left(\frac{FeO}{MgO} \right)_{\% \text{ peso}}^{Olivina} = 1.78 \cdot \left(\frac{F_a}{F_o} \right) \quad (31)$$

Assim, a razão (FeO/MgO) das olivinas mantélicas rondará o valor 0.2. Pela definição de coeficiente de distribuição, é também verdade que

$$D_{FeO/MgO}^{Olivina} = \frac{(FeO / MgO)^{Olivina}}{(FeO / MgO)^{Liquido}} \quad (32)$$

donde se pode inferir, de acordo com um valor de $D_{FeO/MgO}^{Olivina}$ próximo de 0.3 (ROEDER & EMSLIE, 1970), que o líquido residual em equilíbrio com aquelas composições olivínicas ($F_o=0.9$), deverá apresentar uma razão (FeO/MgO) próxima de 0.66 (=0.2/0.3).

Deste modo, conhecendo as composições (F_o) das olivinas das amostras peridotíticas deste estudo, pode fazer-se uma aproximação quantitativa aos valores de (FeO/MgO) dos líquidos magmáticos a partir dos quais cristalizaram (equação 32). Assumindo também que o expoente de F na equação 30, isto é ($D_{FeO}^{Ol/L} - D_{MgO}^{Ol/L}$), se aproxima do valor médio de (-3) para líquidos basálticos, pode, então, resolver-se a equação (30) em ordem a F , possibilitando uma aproximação à proporção de líquido residual resultante da fraccionação de olivina.

Admitindo, por simplificação, que as rochas ultrabásicas em causa (maciço de Alter do Chão, MAC), em princípio menos afectadas por contaminação crustal ($\epsilon\text{Nd}_{480}=+4.7$) são quase exclusivamente compostas por olivina e clinopiroxena, e que os valores de $D_{\text{FeO/MgO}}$ são semelhantes para estas duas fases, apresentam-se na **Tabela VI.5** os intervalos de variação para $(\text{FeO/MgO})_{\text{Liq}}$ e F , calculados pelo exercício acima descrito.

Na referida tabela (Tab. VI.5), figuram também os resultados calculados para F a partir das composições das olivinas das rochas gabróicas do MAC. Aqui, como não podia deixar de ser, contempla-se, para além de olivina e clinopiroxena, a presença de plagioclase, fase desprovida de FeO e MgO e, portanto, cuja fraccionação não afecta a razão FeO/MgO dos líquidos residuais. Deste modo, assumindo que, em termos médios, a proporção de plagioclase se aproxima de 50%,

| Cálculo de F a partir da composição das olivinas: peridotitos-MAC | | | | mol FeO/MgO | % peso FeO/MgO | % peso FeO/MgO | F (peridot.) % LR |
|---|--------------------|-------|-------|-------------|----------------|--------------------|---------------------|
| Litotipo | Análise de olivina | F_o | F_a | Olivina | Olivina | Liq. residual (LR) | (Oliv+Clpx) |
| PDT | As1.60/2 | 0.88 | 0.12 | 0.13 | 0.23 | 0.78 | 0.95 |
| PDT | As9.33/4 | 0.83 | 0.17 | 0.21 | 0.37 | 1.22 | 0.81 |
| Cálculo de F a partir da composição das olivinas: gabros-MAC | | | | mol FeO/MgO | % peso FeO/MgO | % peso FeO/MgO | F (gabros) % LR |
| Litotipo | Análise de olivina | F_o | F_a | Olivina | Olivina | Liq. residual (LR) | (Ol+Clpx+Plg) |
| G | A26/4 | 0.71 | 0.29 | 0.41 | 0.73 | 2.42 | 0.30 |
| G | A51/2 | 0.67 | 0.33 | 0.50 | 0.90 | 2.98 | 0.21 |

Tabela VI.5 - Intervalos de variação (máximos e mínimos) dos valores calculados para aproximação aos parâmetros F (proporção de líquido residual) e razão FeO/MgO do líquido resultante da fraccionação de olivina. Para os peridotitos-MAC (PDT) assume-se fraccionação exclusiva de olivina e clinopiroxena, enquanto que para os gabros-MAC (G) se acrescenta a fraccionação de cerca de 50% de plagioclase. Ver explicação no texto.

a fracção sólida $(1-F)$ calculada a partir da razão FeO/MgO das olivinas deverá ser incrementada de acordo com a contribuição de plagioclase no conjunto cristalino fraccionado.

Assim,

$$S_{Ol+Clpx+Plg} = \frac{(1 - F)}{0.5} \quad (33)$$

pelo que a proporção de líquido residual após a fraccionação de olivina, clinopiroxena e plagioclase (F_{gabros}), virá dada por

$$F_{gabros} = 1 - S_{Ol+Clpx+Plg} \quad (34)$$

Como esperado, os valores de $(FeO/MgO)_{Liq}$ e de F mencionados para peridotitos na Tab. VI.4 são, respectivamente, inferiores e superiores aos encontrados para gabros, sendo que, nestas litologias, os intervalos de variação daqueles parâmetros, denunciam claramente que a olivina se separou de líquidos com graus de evolução magmática já consideravelmente avançados.

Muito mais difícil é quantificar um modelo baseado na cristalização fraccionada de Rayleigh, para justificar as composições-REE dos diferentes conjuntos de rochas félsicas. A **Figura VI.5** é particularmente eloquente. Nela se comparam os teores normalizados

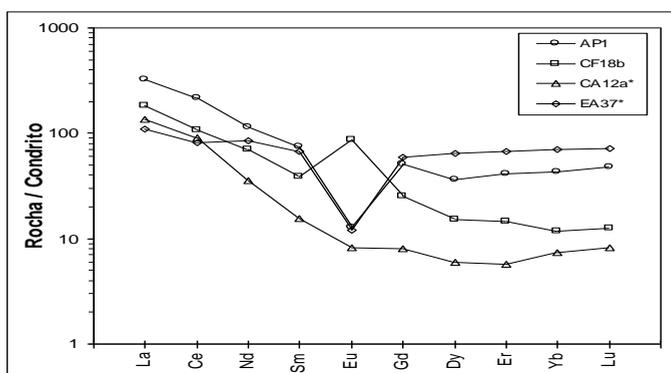


Figura VI.5 - Assinaturas-REE de amostras félsicas representativas dos grupos H-S (AP1), H-US (CA12a), A-S (CF18b) e A-OS (EA37). Ver explicação no texto.

correspondentes a quatro amostras representativas dos diferentes grupos félsicos: sienitos (riebequíticos) peralcalinos saturados, H-S (Alter Pedroso: AP1), sienitos (nefelínicos) peralcalinos sub-saturados, H-US (Arronches: CA12a), sienitos (hastingsíticos) alcalinos saturados, A-S (Fialha: CF18b) e granitos (hedembergíticos) alcalinos, A-OS (Alcamins: EA37). As diferenças verificadas entre estas quatro assinaturas geoquímicas deverão, em grande medida, ser justificadas, como realçado em pontos anteriores, pela combinação de diferentes factores intervenientes no processo de diferenciação magmática destas rochas: heterogeneidades composicionais dos magmas precursores; variações dramáticas nos $D_{REE}^{S/L}$ características destes líquidos residuais; fraccionação prévia de fases cristalinas com diferentes capacidades de armazenamento de REE.

Assim, e porque se distingue apreciavelmente das restantes assinaturas-REE da Fig. VI.5, merece referência especial a correspondente à amostra CA12a (Arronches), que se apresenta, no conjunto projectado, bastante empobrecida em HREE (Gd — Lu). Note-se, entretanto, que a proximidade entre os valores de ϵNd_{480} revelados nesta amostra (+4.9) e no gabro-MAC A51 (+4.7), permite afirmar, com alguma segurança, que os respectivos magmas parentais deverão ter sido cogenéticos.

Ora, tendo em conta (i) a paragénese claramente residual que apresentam as fácies sieníticas de tipo CA12a (e.g. abundantes pertites), (ii) o padrão-REE típico dos coeficientes de distribuição $D_{REE}^{S/L}$ de fases como a anfíbola ($D_{HREE} > D_{LREE}$), bem como (iii) as assinaturas-REE características dos magmas alcalinos (elevados valores da razão normalizada La/Lu), conclui-se que o padrão-REE observado na amostra em causa (CA12a) deverá resultar de fraccionação prévia e significativa de anfíbola (ver também comentários à Fig. V.22, Cap. V) relacionando-se, assim, por cristalização fraccionada, com magmas

alcalinos semelhantes àqueles que se presume estejam na origem do Maciço de Alter do Chão.

VI.2.2.3.1. Sobre a relação entre F e D

A evolução das concentrações dos elementos traço num processo de diferenciação magmática dominado pelo mecanismo de cristalização fraccionada segundo a Lei de Rayleigh (cf-R) merece reflexão mais profunda. De facto, se relativamente à composição dos líquidos residuais (C_L), ou à sua relação com a composição dos líquidos originais (C_0), é unanimemente aceite a expressão

$$C_L = C_0 F^{(D-1)} \quad (\text{equação CL.1})$$

donde,

$$D = 1 - \left(\frac{\log (C_0 / C_L)}{\log F} \right) \quad (\text{eq. D.1}) \quad \left(\neq \frac{C_S}{C_L} \right)$$

o mesmo não acontece no que diz respeito à composição dos sólidos fraccionados (C_S). A questão centra-se na imposição, em sistemas fechados e mesmo em condições fora do equilíbrio, da validade da expressão que traduz o **balanço de massa**:

$$C_0 = C_L F + C_S (1 - F) \quad (\text{EBM})$$

Uma vez aceite esta equação, resulta que a composição (ou seja, a concentração de um determinado elemento traço) do sólido fraccionado virá expressa por

$$C_s = \frac{C_0 - C_L F}{1 - F} \quad (\text{Cs.1})$$

que, utilizando a expressão (CL.1), se demonstra equivalente a

$$C_s = C_0 \left(\frac{1 - F^D}{1 - F} \right) \quad (\text{Cs.2})$$

igualdade sugerida por alguns autores (e.g. RUIZ & GOMEZ, 1990). Note-se agora como a aceitação desta equação e, portanto também da que exprime o balanço de massa em sistemas fechados, estejam ou não as fracções sólidas em equilíbrio com os líquidos residuais, obriga a rejeitar a definição algébrica de coeficiente de distribuição ($D = C_s / C_L$), esta sim, apenas válida em condições de equilíbrio líquido-sólido, sendo bem diferente da que se obtém resolvendo (Cs.2) em ordem a D

$$D = \frac{\log \left(1 - \frac{C_s (1 - F)}{C_0} \right)}{\log F} \quad (\text{D.2}) \left(\neq \frac{C_s}{C_L} \right)$$

Outras expressões algébricas, não equivalentes a (Cs.2), têm sido igualmente sugeridas para definir a mesma grandeza (C_s), não se vislumbrando, muitas vezes, todos os pressupostos que as sustentam (e.g. COX *et al.*, 1979; ROLLINSON, 1993; FAURE, 2001). Nestas obras, admite-se que na cf-R, o sólido só *instantâneamente*, ou nos momentos iniciais, para um incremento *infinitesimal* da cristalização, pode considerar-se em equilíbrio com o líquido, daí resultando,

nessas condições, as expressões

$$C_S = C_0 D F^{(D-1)} \quad (\text{Cs.3})$$

e

$$D = \frac{C_S F^{(1-D)}}{C_0} \quad (\text{D.3}) \left(= \frac{C_S}{C_L} \right)$$

Esta última (D.3) é de facto equivalente à expressão clássica ($D=C_S/C_L$) o que reforça a sua aplicabilidade em situações de equilíbrio. Não está, no entanto, de acordo com (D.2) e portanto com a equação de balanço de massa, obrigatoriamente válida nestas condições. Eis o primeiro paradoxo (?). É verdade, entretanto, que a cristalização de Rayleigh se assume como um processo em que as fracções sólidas são rapidamente separadas dos líquidos que as geraram e que, também em função de diferentes taxas de difusão elementar nos dois meios, dificilmente evoluem em condições de equilíbrio químico (os cristais quimicamente zonados são disso uma evidência). Assim, dada a constante variação da composição modal do sólido fraccionado ao longo do processo, há que admitir, obviamente, uma não menos constante variação do valor de D a considerar (ver ZOU, 2007).

Este é talvez o problema central a resolver, algebricamente, nos processos de diferenciação comandados pela cf-R. Nas obras supracitadas a expressão supostamente válida para quantificar a variação *média* (?) da concentração de um elemento traço nas fracções cumuladas que não atingiram o equilíbrio com os líquidos residuais é

$$C_S = C_0 (1 - F)^{(D-1)} \quad (\text{Cs.4})$$

e, portanto,

$$D = 1 - \left(\frac{\log (C_0 / C_S)}{\log (1 - F)} \right) \quad (\mathbf{D.4}) \left(\neq \frac{C_S}{C_L} \right)$$

A equação (Cs.4) é formalmente idêntica a (CL.1), tal como (D.4) o é em relação a (D.1), assumindo que a proporção em peso do sólido, $(1-F)$, é complementar da do líquido residual, (F) . As duas equações validam-se mutuamente em sistemas fechados e, portanto, deveriam ser concordantes com a equação de balanço de massa, o que, no entanto, não acontece.

Um exemplo elucidava a questão. Considere-se um magma primário com 100 ppm do elemento traço i , evoluindo ao longo de um processo de cristalização fraccionada segundo a lei de Rayleigh. Se o coeficiente de distribuição desse elemento relativamente aos sólidos fraccionados, D_i , se mantiver próximo do valor 0.1 (o que faz dele um elemento *incompatível* relativamente às fracções sólidas), qual será a sua concentração nos sólidos fraccionados correspondentes a 20, 50 e 80% de cristalização? O resultado dos cálculos, utilizando as várias expressões algébricas até aqui mencionadas, está na tabela seguinte (Tabela 1).

| Tabela.1 | | | A: balanço de massa | | | | B: C_s -instantâneo | | | C: C_s -médio | | |
|----------|-----|-----|---------------------|------|-----|-----------|-----------------------|-----|-----------|-----------------|-----|-----------|
| C_0 | F | D | CL.1 | Cs.2 | D.2 | Cs.2/CL.1 | Cs.3 | D.3 | Cs.3/CL.1 | Cs.4 | D.4 | Cs.4/CL.1 |
| 100 | 0.8 | 0.1 | 122 | 11.0 | 0.1 | 0.09 | 12.2 | 0.1 | 0.1 | 426 | 0.1 | 3.48 |
| 100 | 0.5 | 0.1 | 187 | 13.4 | 0.1 | 0.07 | 18.7 | 0.1 | 0.1 | 187 | 0.1 | 1.00 |
| 100 | 0.2 | 0.1 | 426 | 18.6 | 0.1 | 0.04 | 42.6 | 0.1 | 0.1 | 122 | 0.1 | 0.29 |

A leitura crítica deste quadro mostra que nas hipóteses A e B o elemento incompatível, ainda que veja progressivamente aumentada a sua concentração no sólido fraccionado ao longo do processo (F decrescente), apresenta neste, teores sempre inferiores aos registados nos líquidos residuais (CL.1) e no líquido original (C_0); quando F tende

para zero, os valores $C_s.2$ e $C_s.3$ tendem para C_0 e $C_L.1$ tende para infinito. Tendo em conta o conceito de incompatibilidade, estes são comportamentos esperados para um elemento *incompatível*. A diferença entre as hipóteses A e B é, no entanto, significativa. Assim, a formulação adoptada em A invalida a definição ($D=C_s/C_L$), como era de esperar tratando-se de um processo onde o equilíbrio químico não é atingido (embora o cálculo desta razão, entre 0.09 e 0.04, não deixe dúvidas quanto ao comportamento incompatível do elemento em causa ao longo do processo), mas respeita a equação do balanço de massa (EBM) para qualquer F , ou fase/momento do processo, o que parece imprescindível. A hipótese B, formulada para situações (teóricas) de equilíbrio *instantâneo*, está de acordo com ($D=C_s/C_L$), mas afasta-se dos constrangimentos impostos pelo balanço de massa: para $F=0.2$, $C_L=426$ e $C_s=42.6$, o valor calculado para C_0 seria de 119, o que representa um erro de quase 20% relativamente ao valor dado ($C_0=100$); sendo B uma situação de equilíbrio em sistema fechado, parece inaceitável tal discrepância. Quanto à hipótese C, é bizarro admitir, mesmo assumindo tratar-se de um processo fora do equilíbrio, que um elemento incompatível ($D=0.1$) possa atingir nas fracções sólidas iniciais ($F=0.8$) concentrações 3.5 vezes superiores às registadas nos correspondentes líquidos residuais. Se assim fosse, então, o elemento em causa seria, afinal, fortemente compatível, contrariando a premissa imposta. Reforça esta ideia o facto de, a meio do processo ($F=0.5$), as concentrações no sólido fraccionado e no líquido residual resultarem iguais; de acordo com esta hipótese, D só se aproxima de 0.1 para ($F < 0.1$). A hipótese C não cumpre a expressão ($D=C_s/C_L$) e contraria drasticamente o balanço de massa: para $F=0.2$, $C_L=426$ e $C_s=122$, o valor calculado para C_0 (=183) apresenta um desvio relativamente ao teor imposto ($C_0=100$) de mais de 80% (!!).

A título de ilustração gráfica, atente-se na **Figura VI.8** e na **Figura VI.9** (ambas na página seguinte).

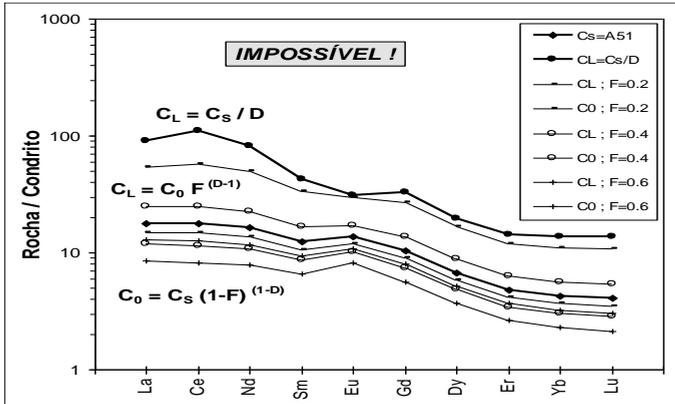


Figura VI.8 - Demonstração gráfica da inadequação da equação de C_0 , mostrada na parte inferior da figura. Note-se que, dada a incompatibilidade ($D < 1$) dos REE com o gabro-A51 ($=C_S$), deveria resultar, não só $C_L > C_0$ (como acontece), como também, e sempre, $C_S < C_0 < C_L$, relação **nunca** alcançada com a referida equação. Composição modal (%) do gabro-A51: plg-45, clpx-40, oliv-5, hbl-5, mgt-5. Coeficientes de distribuição ($D^{A51/L}$), a partir dos valores tabelados em ROLLINSON (1993): La-0.20, Ce-0.16, Nd-0.20, Sm-0.29, Eu-0.44, Gd-0.32, Dy-0.34, Er-0.34, Yb-0.31, Lu-0.30.

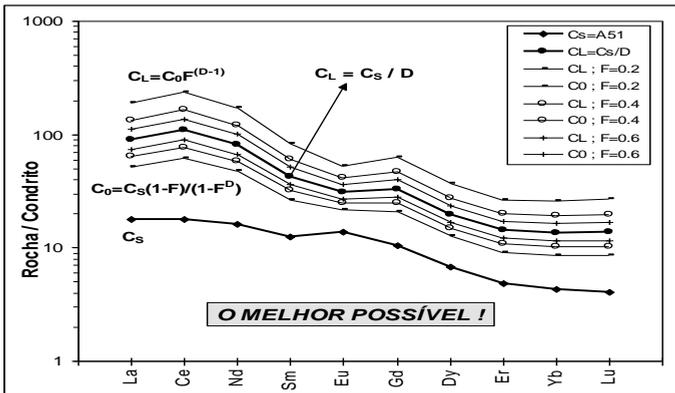


Figura VI.9 - Representação gráfica de uma solução satisfatória, mas ainda assim eivada de erro, para o cálculo de C_0 e C_L a partir das equações expostas. Com os mesmos dados da figura anterior, aqui já se cumprem, sempre, as desigualdades impostas pela incompatibilidade dos REE relativamente a C_S , isto é, $C_L > C_0$ e $C_S < C_0 < C_L$. Também se mostra nesta figura que, como esperado, C_0 e C_L aproximam-se um do outro e de (C_S/D) , quando F tende para 1. Contudo, à medida que o processo de cristalização avança ($F \rightarrow 0$), aumenta a discrepância entre os valores de C_L obtidos pela expressão clássica, $C_L = C_0 F^{(D-1)}$, e os que resultam da *contraditória* (já que concebida para o equilíbrio; ver texto) equação $C_L = C_S/D$.

Veja-se, a este respeito, a discrepância entre os resultados obtidos para C_0 e C_L com as equações ($C_L = C_S / D$), como referência, Cs.4 e Cs.2, respectivamente, nas Figs. VI.8 e VI.9 (página anterior); partindo de composições, C_S , assumidas como equivalentes aos teores-REE normalizados de uma rocha gabróica do presente trabalho, com sinais evidentes de acumulação cristalina (amostra A51: maciço de Alter do Chão), faz-se variar F (que assume os valores 0.2, 0.4 e 0.6) e demonstra-se a total inadequação da expressão Cs.4.

Para consolidar esta apreciação crítica, atente-se no quadro a seguir apresentado (Tabela.2), construída de forma análoga à anterior (Tab.1), mas utilizando um elemento fortemente compatível, neste caso com $D=10$.

| Tabela.2 | | | | A: balanço de massa | | | B: C_S -instantâneo | | | C: C_S -médio | | |
|----------|-----|----|--------------------|---------------------|-----|-------------------|-----------------------|-----|-----------|--------------------|-----|--------------------|
| C_0 | F | D | CL.1 | Cs.2 | D.2 | Cs.2/CL.1 | Cs.3 | D.3 | Cs.3/CL.1 | Cs.4 | D.4 | Cs.4/CL.1 |
| 100 | 0.8 | 10 | 13.42 | 446.31 | 10 | 33.25 | 134.22 | 10 | 10 | 1×10^{-4} | 10 | 4×10^{-6} |
| 100 | 0.5 | 10 | 0.20 | 199.80 | 10 | 1023.00 | 1.95 | 10 | 10 | 0.20 | 10 | 1.00 |
| 100 | 0.2 | 10 | 5×10^{-5} | 125.00 | 10 | 2.4×10^6 | 5×10^{-4} | 10 | 10 | 13.42 | 10 | 2.6×10^5 |

Mais uma vez, só os resultados encontrados com as expressões da hipótese A são condizentes com a evolução esperada para a concentração de um elemento fortemente compatível com o sólido separado do líquido, num processo de cristalização fraccionada sem equilíbrio sólido-líquido. Só a coluna Cs.2 regista um decréscimo da concentração desse elemento à medida que avança o processo; só neste caso se confirma que C_S tende para C_0 quando F tende para zero, como é inevitável em sistema fechado.

Pelas razões expostas, só parece aceitável a expressão Cs.2, e consequentemente D.2. Desta reflexão ressalta ainda a inadequação da expressão ($D=C_S/C_L$) para definir o coeficiente de distribuição num processo cf-R mas, parece ser essa a definição universal de *coeficiente de distribuição*, quer se trate de um processo de fusão parcial em

equilíbrio (*batch melting*), onde ela é válida, quer se aborde um mecanismo de cf-R, nomeadamente quando se explicita o significado da variável D na clássica expressão CL.1 .

Os coeficientes de distribuição são fixados (e tabelados) experimentalmente assumindo, sempre, a expressão de equilíbrio ($D=C_s/C_L$). Para além de se reconhecer o erro cometido ao fixar D , sabendo que este varia com a composição e estrutura dos líquidos (e.g. MATA, 1996), bem como com a temperatura, pressão e fugacidade de oxigénio dos magmas (e.g. D_{Eu}^{plg} é inversamente proporcional à f_{O_2} : ver síntese destes factores em WOOD & FRASER, 1992), é de admitir que esse erro resulte ampliado ao ignorar a influência de F no valor de D , durante os processos de diferenciação do tipo cf-R. Se a composição modal dos sólidos fraccionados varia com F , inevitavelmente e por definição, D terá de variar com ela. Assim, o peso da dúvida desloca-se para a equação (CL.1) que descreve a evolução dos líquidos residuais num processo cf-R e, conseqüentemente, para todas as que dela resultam por dedução algébrica, como as que definem C_s , F e D .

Note-se que, sendo D determinado através de análises químicas, a partir do simples quociente dos teores nos dois meios (por exemplo em rocha porfírica: *sólido*≈fenocristais e *líquido*≈matriz) em equilíbrio, haveria, desde logo, que provar a obtenção desse *equilíbrio termodinâmico* (i.e. $\Delta G=0$) no momento da medição, o que raramente é explicitado. Admitindo, mesmo assim, que aqueles valores correspondem, de facto, a condições de *equilíbrio* sólido–líquido (e.g. GANGULY, 2008), então, não parece aceitável que sejam utilizados numa equação (CL.1), trave mestra da cristalização fraccionada de Rayleigh, justamente desenvolvida no pressuposto contrário, ou seja, de que *os sólidos fraccionados não atingem, senão “instantaneamente”, o equilíbrio químico com os líquidos residuais*. A equação que descreve a cristalização em *equilíbrio* é outra e formalmente igual à que determina a composição dos fundidos nos

processos de fusão parcial (*batch melting*), estes sim, considerados em *equilíbrio* com os sólidos refractários até ao momento (F) da sua extracção e, portanto, passíveis de com estes serem composicionalmente comparados, em ordem à obtenção do valor de D . Neste caso, bem diferente do anterior, trata-se apenas de avaliar a evolução composicional para F crescente ($0 \rightarrow 1$: *batch melting*) ou decrescente ($1 \rightarrow 0$: *fraccionação em equilíbrio*).

Será que uma parte dos intervalos de variação de D (mineral/líquido) patentes nas tabelas, para além dos factores correcta e tipicamente invocados, traduz também, e de forma não menos significativa, a determinação deste parâmetro em diferentes (e não mencionados) patamares (leia-se valores de F) do processo de cristalização? Seria, pois, muito útil que as tabelas que sugerem valores de D para cada mineral mencionassem o valor de F correspondente a cada D .

Deve notar-se que raciocínio análogo pode igualmente aplicar-se à expressão da fusão parcial, apesar da sua concordância com a equação de balanço de massa (**EBM**) e com a que define D em equilíbrio (C_S/C_L). Basta imaginar a fusão parcial de um lherzolito granatífero no Manto, para reconhecer que o sólido refractário vai modificando a sua composição modal ao longo do processo, facto que obrigaria a considerar, para cada elemento (compatível ou incompatível), diferentes valores de D para distintos graus de fusão (F). As curvas traçadas nos clássicos diagramas C_L/C_0 vs. F , para os vários D , são pois, tanto nos casos de fusão parcial como nos de cristalização fraccionada, representações gráficas necessariamente irreais, nas quais sólido refractário / fraccionado mantém a mesma composição durante todo o processo. Assim, seria mais razoável legendar cada curva, não como a representação da evolução C_L/C_0 vs. F para *um elemento* com um valor fixo de D , mas como o alinhamento dos valores C_L/C_0 para *diferentes elementos* que mantivessem, para cada valor de F , e portanto com sólidos sucessivamente diferentes, um valor fixo de $D^{S/L}$. O objectivo

final, o de ilustrar da diferenciação química dos magmas ao longo destes processos, seria igualmente atingido. É verdade que alguns autores fazem chamadas de atenção ao carácter eminentemente teórico destas aproximações (e.g. COX *et al.*, 1979; WOOD & FRASER, 1992; FAURE, 2001), mas o seu número é manifestamente escasso entre os petrólogos.

Parece, pois, fundamental melhorar as formulações algébricas (ou outras) associadas à cf-R e, depois disso, rever a validade de muitos exercícios de quantificação entretanto efectuados.

VI.2.3. O Complexo Plutónico de Santa Eulália

Como atrás já foi referido (ponto V.4.; rever Fig.V.25, pág. 265), o Complexo Plutónico de Santa Eulália (CPSE) representa um evento magmático completamente distinto dos anteriores, tendo ocorrido numa fase tardia da Orogenia Hercínica. Trata-se de um maciço anelar, com cerca de 500 km² de área aflorante e contorno grosseiramente elíptico. É constituído por fácies graníticas, granitóides e gabróicas. Da periferia para o centro, distinguem-se (*i*) um anel externo de granito rosa, de granulação média a grosseira (grupo G0) envolvendo (*ii*) grandes massas alongadas de rochas máficas e intermédias, representadas por gabros, dioritos e granodioritos (grupo M) e, na zona central do CPSE, (*iii*) um granito cinzento de grão médio (grupo G1).

Novos dados geocronológicos (U-Pb em zircões) corrigem ligeiramente a idade do CPSE previamente obtida por outros métodos (290 Ma, PINTO, 1984). Foram agora obtidas idades de 306 ± 2 Ma para o grupo M, 305 ± 6 Ma para o grupo G1 e 301 ± 4 Ma para o grupo G0 (LOPES *et al.*, 2016 b; ver também PEREIRA *et al.*, 2017), o que confirma o carácter tardi-varisco do CPSE, indicando, no entanto, uma idade de instalação ligeiramente mais antiga, durante o Carbónico Superior.

A avaliar pelos resultados centrais (em Ma), esta sequência cronológica do fecho do sistema U-Pb nos três grupos ($M_{306} \rightarrow G1_{305} \rightarrow G0_{301}$) – embora possa considerar-se, dentro da margem de erro, praticamente simultânea –, obtém apoio na cartografia (inérita) realizada por OLIVEIRA (1975) que, em notável trabalho cartográfico, assinalou a presença de fácies com tendência porfiróide no grupo G1, com fenocristais de feldspato potássico junto ao contacto com o anel periférico G0 (ver também LOPES *et al.*, 1997), facto que, atendendo a numerosos estudos, pode ser explicado pela influência química de fluidos metassomáticos de origem posterior (e.g. HOLNESS, 2003), neste acaso associados à fase terminal de instalação dos granitos periféricos do grupo G0.

Obtidos em rocha-total, dados isotópicos (Sr-Nd) recentes mostram que o sistema Rb-Sr sofreu uma perturbação pós-magmática significativa, mas revelam um conjunto consistente de resultados Sm-Nd (**Tabela VI.6**, pág. seguinte), valiosos na abordagem das fontes magmáticas deste maciço.

Resumindo:

- grupo M ($-3.0 < \epsilon Nd_{300} < +1.8$) ;
- grupo G0 ($-2.2 < \epsilon Nd_{300} < -0.8$) ;
- grupo G1 ($-5.8 < \epsilon Nd_{300} < -4.6$) .

Estes dados geoquímicos sugerem um modelo petrogenético para o CPSE explicado por um evento magmático desenvolvido em duas etapas. Inicialmente, magmas derivados de fontes mantélicas empobrecidas ao longo do tempo, representados pelo grupo M ($-3.0 < \epsilon Nd_{300} < +1.8$), foram extraídos para a crosta (ver AREIAS *et al.*, 2019), promovendo sua fusão parcial e extensa mistura e/ou evolução magmática de tipo ACF, gerando os granitos G1 ($-5.8 < \epsilon Nd_{300} < -4.6$). Uma extração posterior de magmas primários similares, no mesmo local ou próximo, pode ter causado

| Amostra | Grupo | Sm/Nd | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $\pm 2\sigma$ | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{300}$ | $\varepsilon\text{Nd}_{300}$ |
|---------|-------|-------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------|---|------------------------------|
| M-3 | M | 0,25 | 0,1515 | 0,512639 | 0,000005 | 0,512341 | 1,8 |
| M-7 | M | 0,23 | 0,1397 | 0,512445 | 0,000005 | 0,512171 | -1,6 |
| M-10 | M | 0,26 | 0,1576 | 0,512410 | 0,000005 | 0,512100 | -3,0 |
| M-2.1 | M | 0,21 | 0,1256 | 0,512395 | 0,000006 | 0,512148 | -2,0 |
| M-2.2 | M | 0,22 | 0,1301 | 0,512496 | 0,000006 | 0,512240 | -0,2 |
| G0-3 | G0 | 0,21 | 0,1289 | 0,512424 | 0,000005 | 0,512171 | -1,6 |
| G0-4 | G0 | 0,25 | 0,1486 | 0,512503 | 0,000005 | 0,512211 | -0,8 |
| G0-2.1 | G0 | 0,17 | 0,1058 | 0,512383 | 0,000006 | 0,512175 | -1,5 |
| G0-2.2 | G0 | 0,23 | 0,1370 | 0,512433 | 0,000005 | 0,512164 | -1,7 |
| G0-2.3 | G0 | 0,19 | 0,1177 | 0,512369 | 0,000005 | 0,512138 | -2,2 |
| G1-1 | G1 | 0,19 | 0,1142 | 0,512239 | 0,000006 | 0,512015 | -4,6 |
| G1-6 | G1 | 0,19 | 0,1142 | 0,512232 | 0,000005 | 0,512008 | -4,8 |
| G1-2.1 | G1 | 0,18 | 0,1110 | 0,512192 | 0,000006 | 0,511974 | -5,4 |
| G1-2.2 | G1 | 0,18 | 0,1073 | 0,512166 | 0,000006 | 0,511955 | -5,8 |
| G1-2.3 | G1 | 0,18 | 0,1096 | 0,512169 | 0,000006 | 0,511954 | -5,8 |

$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR-0}} = 0.1967$
 $\lambda(\text{Sm-Nd}) = 6.54 \cdot 10^{-12} \text{ ano}^{-1}$
 $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR-0}} = 0.512638; ^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$

Tabela VI.6 – Resultados isotópicos Sm-Nd para amostras representativas do CPSE.

fusão parcial de algumas fácies intermédias do grupo M (e.g. dioritos), seguido de processos de diferenciação magmática, principalmente cristalização fraccionada capaz de produzir líquidos residuais composicionalmente próximos dos granitos G0 ($-2.2 < \varepsilon\text{Nd}_{300} < -0.8$). Note-se que enquanto a gama de valores de $\varepsilon\text{Nd}_{300}$ do grupo M inclui a do grupo G0, os valores deste parâmetro para o grupo G1 afastam-se dos verificados para os outros dois grupos, sendo claramente inferiores.

A energia cinética associada ao movimento, estruturalmente controlado, dos líquidos G0 para a periferia – em grande parte promovida pelo abatimento dos granitos G1, entretanto já praticamente consolidados e, por isso, mais densos –, terá sido, neste caso, suficientemente elevada para arrastar, em movimento ascendente, os blocos do grupo M (mais densos) que afloram envolvidos pelo anel periférico dos granitos rosa do grupo G0 (ver, por exemplo, O'DRISCOLL *et al.*, 2006).

A **Figura VI.10** procura ilustrar, ainda que de forma muito simplificada, o modelo de instalação dos três grupos que compõem o CPSE.

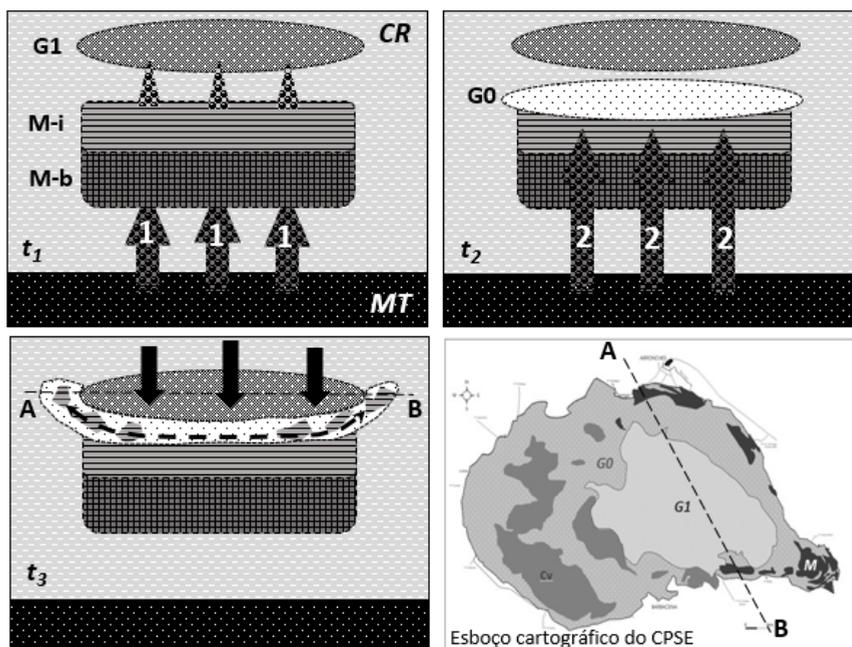


Figura VI.10 – Proposta para o processo de instalação do CPSE segundo a sequência temporal ($t_1 \rightarrow t_2 \rightarrow t_3$). *MT*- Manto; *CR*- Crusta; *M-b*: fácies básicas do grupo M; *M-i*: fácies intermédias do grupo M; *G1*- granitos centrais, cinzentos; *G0*- granitos periféricos, rosa. Nas imagens de cima, representam-se os dois eventos de fusão mantélica (1 e 2) preconizados neste modelo. Nas imagens de baixo, o segmento A–B (hipotético) é equivalente nos esboços da esquerda (corte / perfil) e da direita (planta / esboço cartográfico). Ver explicação no texto.

(página em branco)

VII. CONCLUSÕES

Este último sector é simplesmente uma revisão de todo o trabalho já realizado e escrito. Trata-se apenas de uma repetição, ordenada por capítulos, tendente a facilitar a identificação de alguns pontos que se pretendem sublinhar e que marcam todo o percurso interpretativo que se foi elaborando. Não dispensa, por isso, a leitura dos textos onde se encontram integrados, designadamente os capítulos onde se trataram e comentaram dados novos, como os que receberam as denominações de Petrografia (III), Química Mineral (IV), Litogeoquímica (V) e Petrogénese (VI).

VII.1. Petrografia

No que diz respeito ao primeiro destes capítulos (III. Petrografia), merecem destaque os seguintes pontos.

A evidente distinção entre as rochas máficas dos três maciços estudados, sendo que os gabros de Alter do Chão se caracterizam pela presença generalizada de (olivina + caersutite), os de Elvas por (olivina + clinopiroxena + horneblenda) e os de Campo Maior por (ortopiroxena + clinopiroxena + horneblenda + biotite). Neste último foi possível identificar fácies algo distintas, apesar da mineralogia máfica semelhante, num e noutro lado da falha da Messejana (sectores MCM-NW e MCM-SE), sendo o bloco NW maioritariamente gabróico (incluindo fácies anortosítica), com textura granular, enquanto que a SE foi possível distinguir algumas texturas com tendência granoblástica e composições globalmente mais evoluídas, passíveis de serem classificadas como monzoníticas. Desde logo esta distinção petrográfica aponta para graus decrescentes de alcalinidade e de saturação em sílica no sentido (MAC→ME→MCM).

A possibilidade de ordenar todo o cortejo de rochas félsicas da província alcalina em três grupos principais, correspondentes aos diferentes graus de saturação em sílica e alcalinidade encontrados.

Do primeiro fazem parte os sienitos mais carismáticos desta associação ígnea, onde se atingem níveis de sobre-saturação muito baixos, embora positivos, e graus de alcalinidade bastante elevados (peralcalinas) que se exprimem na presença de inossilicatos essencialmente sódicos (e.g. Alter Pedroso: riebequite, aegirina) ou sódico-cálcicos (e.g. Cevadais, Varche, Falcato: richterite, aegirina-augite).

O segundo grupo é constituído por rochas igualmente sieníticas, mas agora sub-saturadas (nefelina \pm sodalite) e com graus de alcalinidade que, embora elevados (taramite \pm aegirina-augite), parecem abaixo dos do grupo anterior. São representados tipicamente pelos afloramentos de Cevadais (*ouguelito*), Arronches e Almanhares.

O último dos conjuntos félsicos caracteriza-se por níveis de alcalinidade substancialmente mais baixos mas, ainda assim, dentro do que se considera a família alcalina, traço que, aliás, lhe é conferido pela presença de feldspatos alcalinos (maioritariamente pertíticos) acompanhados de anfíbola hastingsítica, ou piroxena hedembergítica. A identificação destes inossilicatos, bem como o aumento da participação modal de quartzo, identificado numa parte destes afloramentos, permite sub-dividir este conjunto de rochas em sienitos (hastingsíticos: e.g. Fialha) e granitos (hedembergíticos: e.g. Alcamins), revelando, assim, que, nesta classe alcalina, se atinge muito maior variabilidade no grau de saturação em sílca.

É também de registar que, nalgumas fácies da província alcalina, foram sintomaticamente observadas fases mineralógicas relativamente incomuns, embora características destes ambientes geoquímicos, como sejam, a esfena, o zircão, a aenigmatite, a alanite e a fluorite.

VII.2. Química mineral

No que se refere ao Capítulo IV (Química Mineral), e como facilmente dele se depreende, centraram-se as atenções analíticas nos inossilcatos primários, fases em regra valiosas para tecer considerações

geoquímicas e petrogenéticas sobre as fácies, ou associações paragenéticas, em que ocorrem. Anote-se, entretanto, que, apesar de nesta altura não serem referidos, o estudo dos feldspatos (principalmente nas rochas máficas) e das biotites (mafitos e felsitos) forneceram também dados úteis nos exercícios discriminativos que constituíram o fulcro deste capítulo.

VII.2.1. Piroxenas

O diagrama $J (=2Na)$ vs. $Q (=Ca+Mg+Fe^{2+})$, ao registar o carácter *QUAD* ("quadrilateral") de todas as piroxenas analisadas nas rochas máficas, assinala também a menor dispersão do componente J nas clinopiroxenas do MAC (0.04-0.08) relativamente ao que se passa nos outros dois maciços (ME: 0.03-0.14; MCM: 0.02-0.13), bem como o empobrecimento relativo deste parâmetro nas ortopiroxenas (ME: 0.00-0.01; MCM: 0.00-0.02) na razão directa dos seus muito baixos valores de Na_2O .

As ortopiroxenas das rochas máficas de Elvas (ME) e de Campo Maior (MCM-NW e MCM-SE), varrem os espectros composicionais,
 ME: $W_{0.1}En_{76.9}Fs_{21.0}$ -- $W_{0.1.6}En_{62.0}Fs_{36.4}$; En (méd.) = 70.7%
 MCM-NW: $W_{0.1.3}En_{74.6}Fs_{24.1}$ -- $W_{0.2.1}En_{69.6}Fs_{28.3}$; En (méd.) = 71.3%
 MCM-SE: $W_{0.1.0}En_{65.5}Fs_{33.5}$ -- $W_{0.2.5}En_{46.3}Fs_{51.3}$; En (méd.) = 55.9%

podendo estabelecer-se correlação positiva entre os seus teores em FeO e o grau de evolução das rochas hospedeiras (E#-ME ; C#-MCM):

E20 (Mg#=77.2 %): $13.1 < (FeO)^{OPX} < 14.1$ %

E4b (Mg#=69.3 %): $15.9 < (FeO)^{OPX} < 22.2$ %

C32 (Mg#=77.0 %): $13.9 < (FeO)^{OPX} < 14.5$ %

C54 (Mg#=70.7 %): $15.1 < (FeO)^{OPX} < 17.1$ %

Nota-se ainda que as ortopiroxenas-ME são, comparativamente com as do MCM-NW, um pouco mais ricas em TiO_2 , empobrecidas em Al_2O_3 e, de forma mais acentuada, em Cr_2O_3 e Fe_2O_3 .

A projecção desta fase em diagramas compostos pelos óxidos de Fe, Mg, Ca e Al confirma posição ambígua para as ortopiroxenas do MCM, entre os campos metamórfico e ígneo, revelando os cristais-ME nítida preferência pelo campo magmático.

As clinopiroxenas das rochas máficas correspondem às composições,

MAC: $Wo_{47.0}En_{46.4}Fs_{6.6}$ -- $Wo_{48.4}En_{37.9}Fs_{13.7}$; En (méd.) = 42.1 %

ME: $Wo_{45.8}En_{45.5}Fs_{8.7}$ -- $Wo_{48.7}En_{27.2}Fs_{24.2}$; En (méd.) = 36.9 %

MCM-NW: $Wo_{45.1}En_{43.9}Fs_{11.1}$ -- $Wo_{48.7}En_{40.3}Fs_{11.0}$; En (méd.) = 42.4 %

registando-se muito maior dispersão ($32.9 < Wo < 46$) nas amostras colhidas no sub-grupo MCM-SE.

A projecção dos cristais-clpx analisados em diagramas que assinalam as correlações Al_2O_3 - SiO_2 , TiO_2 - MnO - Na_2O e $(Ca+Na)$ - Ti , mostram sempre dois pólos composicionais corporizados pelas piroxenas cálcicas do MAC e do MCM, ocupando as do ME posição intercalar, sendo que as manchas definidas por aqueles dois conjuntos assinalam, respectivamente, afinidades composicionais com fases cristalinas desenvolvidas em magmas alcalinos e não-alcalinos.

A reacção ($clpx-Ti,Al + SiO_2 = clpx-Al,Si + TiO_2$) e os baixos valores de (SiO_2/TiO_2) que caracterizam os magmas alcalinos, sustentam o valor diagnóstico da razão (Al/Ti) nas clinopiroxenas, tendo-se revelado que o intervalo de variação e valor médio deste parâmetro nas clpx-MAC (3.5-9.9; méd.=5.9) são de longe os mais baixos dos três conjuntos, confirmando a alcalinidade dos magmas ali envolvidos. Argumentos análogos justificam também os tendencialmente mais baixos valores da razão (Si/Al^{IV}) patenteados pelo grupo Clpx-MAC.

Assinalam-se também correlações positivas entre as proporções de alumínio tetraédrico e de titânio octaédrico, podendo anotar-se que os mais elevados teores de Ti (0.017-0.057; méd.= 0.036 afu) encontrados nas Clpx-MAC, correspondem às mais elevadas razões Ti/Al^{iv} , sendo semelhantes às encontradas noutros estudos de rochas intrusivas similares e algo distintas das registadas em equivalentes vulcânicas, sugerindo que se correlacionem com a velocidade (lenta) a que se desenvolveu o seu percurso de cristalização.

Também a posição desta fase, em todos os maciços básicos estudados, acima da linha ($Al^{vi}/Al^{iv} = 0.25$), aponta para a sua cristalização em regime de *alta pressão*, confirmando, como seria de esperar, o carácter plutónico das respectivas fácies. A resenha estatística destes valores pode sintetizar-se da seguinte forma:

$(Al^{vi}/Al^{iv})^{Clpx-MAC} : > 0.25 (>70\%); \text{ méd.} = 0.42$

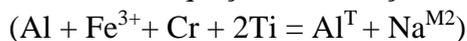
$(Al^{vi}/Al^{iv})^{Clpx-ME} : > 0.25 (>90\%); \text{ méd.} = 0.69$

$(Al^{vi}/Al^{iv})^{Clpx-MCM} : > 0.25 (>70\%); \text{ méd.} = 0.55$

Os *trends* desenhados pelas clinopiroxenas dos grupos MAC e ME, em diagramas $Fe/(Fe+Mg) - Ti$, são diagnósticos e mostram a dificuldade em conceber estes dois conjuntos como expressões de um mesmo (e prolongado) processo de cristalização fraccionada.

Constituindo mais um factor de distinção, as clinopiroxenas do MCM são tendencialmente mais enriquecidas em Cr (0.010-0.012), particularmente os cristais relativamente menos evoluídos ($Mg\#^{CLPX} > 79$).

Partindo da equação de balanço de cargas,



aponta-se o papel que, neste contexto, foi presumivelmente desempenhado pelo Fe^{3+} , parecendo que este terá sido mais influente nos equilíbrios atingidos nos grupos MAC e ME do que nos alcançados pelas clinopiroxenas-MCM.

A correlação entre os teores Mg# (clpx e rocha), os teores de ferro férrico e as proporções de componente acmítico nalguns cristais zonados dos grupos MAC e ME, mostra que, nas cinco análises em que a molécula aegirínica excede 3%, a sua incorporação só atinge algum relevo no grupo-ME, com uma variação radial que parece oscilatória, distinta da do cristal-MAC que regista um decréscimo centrífugo.

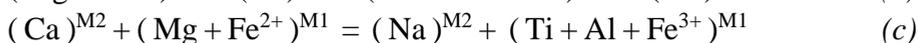
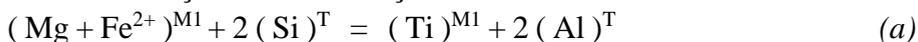
Para além da (escassa) participação de componente acmítico, a fraca correlação algumas vezes detectada entre Na e Fe^{3+} , e o registo de algumas análises com altas proporções de (Na,Al^{iv}), ou (Na,Ti,Al^{iv}), fazem apelo, respectivamente e nesses casos, à contribuição das moléculas jadeítica e *NATAL* (NaTiAlSiO₆), parecendo a primeira importante nas clpx-ME e as duas nas clpx-MAC.

No conjunto Clpx-MCM, a maior parte dos cristais regista composições com Wo superior a 43%, indicando menores envolvimentos de Na e de Fe^{3+} do que nos grupos MAC e ME e contibições de Ti e Al^{vi} semelhantes às deste último. O metal alcalino parece incorporado preferencialmente na forma jadeítica, existindo embora casos onde se pode admitir a participação de molécula acmítica. A excepção a esta tendência é protagonizada por duas amostras do sector SE (*monzoníticas*) onde as clinopiroxenas são augites (Wo<36%) com díspares concentrações de Na e de Fe^{3+} , e altos teores de K (>0.010 afu) e de Al^{vi} (>0.150). As características químicas gerais das clinopiroxenas-MCM configuram composições marcadas por algum hibridismo, decerto compatível com processos de diferenciação controlados por fusões crustais, em si mesmas heterogéneas.

No diagrama quadrilateral (En-Wo₅₀-Fs), os *trends* desenhados com parte das clinopiroxenas-ME e também com clinopiroxenas escolhidas nas rochas félsicas (aliás só com estes dois grupos é possível identificá-los), registam semelhanças com séries de clinopiroxenas referidas noutros complexos alcalinos, expressas, não só pela posição de alguns cristais-ME acima da linha Ca=50 (devida a provável

contribuição de cátions não-QUAD), como também pelo desenvolvimento de (tímidas) evoluções (Di → Hd).

As reacções de substituição



podem aplicar-se aos três conjuntos de clinopiroxenas. As do tipo (a) assumem máxima importância no grupo MAC e mínima no MCM; o Cr (b) tem maior peso neste último, mas o par $(Al+Fe^{3+})^{M1}$, (b) e (c), é mais representativo nos três grupos, sendo mais importante em ME; a reacção (c) mostra também a influência do par $(Ti+Al)^{M1}$ no MAC, bem como a do Al (pontualmente ultrapassado pelo Fe^{3+}) no conjunto MCM.

No que às clinopiroxenas das rochas félsicas diz respeito, os diagramas *J-Q*, *Jd-Q-Ae* e, também *Fe/(Fe+Mg)-Na*, mostram que é possível ocupar, embora com algumas descontinuidades, todo o espectro composicional possível, de acordo com a diversidade químico-petrográfica que caracteriza esta província alcalina. Assim se, em ordem à sua localização e características geoquímicas gerais, como o grau de saturação em sílica, subdividirmos o cortejo félsico com piroxenas analisadas em ACH (próximas de Alter do Chão), EH (próximas de Elvas), CMH (maioritariamente na carta geológica de Campo Maior, Faixa Blastomilonítica), bem como em S (sienitos próximos da saturação), US (sienitos sub-saturados, nefelínicas) e OS (sobre-saturadas, graníticas), resultará uma distribuição composicional do tipo:

Sienitos (ACH-S)

- Alter Pedroso / Ae: $Q_{10.1} - Jd_{6.7} - Ae_{83.2} — Q_{3.7} - Jd_{5.3} - Ae_{91.0}$

- Vaiamonte / Aeg-aug: $Q_{69.1} - Jd_{0.0} - Ae_{30.9} — Q_{52.3} - Jd_{3.4} - Ae_{44.2}$

Sienitos (ACH-US)

- Almanhares / Aeg-aug: $Q_{58.0} - Jd_{4.8} - Ae_{37.2} — Q_{25.2} - Jd_{1.5} - Ae_{73.3}$

Sieno-dioritos (*monzonitos*) (EH-S)

- Falcato / Di-Hd: $Q_{95.8} - Jd_{0.9} - Ae_{3.3} \text{ — } Q_{87.7} - Jd_{0.3} - Ae_{12.0}$

Sienitos (EH-S)

- Falcato / Aeg-aug: $Q_{39.8} - Jd_{0.1} - Ae_{60.1} \text{ — } Q_{31.5} - Jd_{1.6} - Ae_{66.9}$

- Varche / Aeg-aug: $Q_{67.7} - Jd_{0.1} - Ae_{32.2} \text{ — } Q_{40.5} - Jd_{0.0} - Ae_{59.5}$

- Outeirão (EO13) / Aeg-aug: $Q_{66.3} - Jd_{0.0} - Ae_{33.7} \text{ — } Q_{62.0} - Jd_{0.4} - Ae_{37.6}$

Granitos (EH-OS)

- Alcamins / Hed: $Q_{93.8} - Jd_{0.3} - Ae_{5.9} \text{ — } Q_{92.2} - Jd_{0.2} - Ae_{7.6}$

Sienitos (CMH-S)

- *Cevadaisito* / Aeg-aug: $Q_{53.2} - Jd_{3.7} - Ae_{43.1} \text{ — } Q_{32.7} - Jd_{2.0} - Ae_{65.3}$

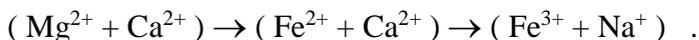
Sienitos (CMH-US)

- *Ouguelito* / Aeg-aug: $Q_{46.9} - Jd_{3.4} - Ae_{49.7} \text{ — } Q_{26.0} - Jd_{0.6} - Ae_{73.3}$

E, como resulta também da projecção Di-Ac-Hd, evoluções químicas do tipo:

- grupo ACH-S: aegirina-augite → aegirina
- grupo ACH-US: aegirina-augite
- grupo EH-S: diópsido → hedembergite → aegirina-augite
- grupo EH-OS: hedembergite
- grupo CMH-S: aegirina-augite
- grupo CMH-US: aegirina-augite

Em condições de decréscimo lento da f_{O_2} com a temperatura é possível admitir, para as piroxenas, sequências composicionais como as indicadas (Di → Hd → Ae) que correspondem, ao longo da evolução físico-química dos líquidos, a substituições catiónicas do tipo:



VII.2.2. Anfíbolas

Por ordem decrescente de casos analisados, as anfíbolas das rochas máficas merecem a seguinte classificação:

- MAC: caersutite, pargasite, magnésio-horneblenda, edenite, magnésio-hastingsite;
- ME: magnésio-horneblenda, tschermaquite, pargasite, edenite;
- MCM: magnésio-hastingsite, tschermaquite, magnésio-horneblenda.

No que diz respeito aos teores relativos de K_2O e Na_2O , aqui traduzidos no parâmetro $K/(K+Na)$ – elementos expressos em *afu*, da fórmula estrutural –, pode dizer-se que os valores médios se situam, para a generalidade das anfíbolas analisadas, entre 0.22 (nas pargasites-ME e nas magnésio-hastingsites do grupo MCM-NW) e 0.29 (tschermaquites-MCM-NW); a exceção é protagonizada pelas magnésio-horneblendas (em regra com mais elevadas razões Na/K) do MAC (0.06-0.15; méd.=0.09).

Quanto à variação dos teores de SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 e Cr_2O_3 , foram observados:

i.) ligeiro enriquecimento em SiO_2 de pargasites (méd.=42.7%) e tschermaquites (43.4) do grupo-ME relativamente às suas congéneres do MAC (41.5) e do MCM-NW (42.9); leve empobrecimento neste componente das magnésio-horneblendas do ME (48.3) relativamente às do MAC (50.0); valores inferiores de SiO_2 (<42.4) nas caersutites-MAC e nas magnésio-hastingsites do grupo MCM-NW;

ii.) valores (obviamente) mais elevados de TiO_2 nas caersutites-MAC (méd.=5.2%) e mais baixos nas magnésio-horneblendas do MAC (0.6) e do ME (1.6); valores intermédios deste componente para as restantes anfíbolas, situados entre 2.2 nas pargasites-MAC e 3.6 nas magnésio-hastingsites dos gabros MCM-NW.

iii.) baixos teores de Al_2O_3 (méd.<7.0%) nas magnésio-horneblendas do MAC e do ME; claramente mais elevados para as

restantes anfíbolas, com teores médios de 10.5 nas tschermaquites-ME e de 13.2 nas pargasites-MAC;

iv.) valores mais elevados de Cr_2O_3 nas tschermaquites de MCM-NW (méd.=0.6%), intermédios (méd.: 0.2-0.3) nas pargasites-ME, caersutites-MAC e magnesio-hastingsites de MCM-NW; teores médios mais baixos (≤ 0.05) nas restantes anfíbolas analisadas.

É de reconhecer que nos grupos MAC e ME as anfíbolas com mais altas razões $\text{SiO}_2/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ são também relativamente mais enriquecidas em alcalis do que as que apresentam aquela razão mais baixa.

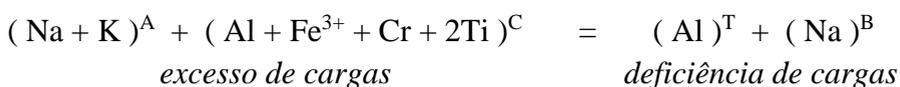
A projecção conjunta das anfíbolas e das respectivas rochas hospedeiras em diagrama normativo losangular (*Clpx-Ne-Plg-Q*), corrobora informação análoga já obtida com as piroxenas, ou seja, que os magmas envolvidos na diferenciação do MAC são claramente empobrecidos em sílica quando comparados com os líquidos (sobressaturados) relacionados com o MCM, ocupando o conjunto ME posição intercalar entre ambos. As fácies-ME menos evoluídas ($\text{Mg}\# > 75$) podem, no entanto, apresentar anfíbolas com graus de sub-saturação relativamente elevados ($\text{Ne} > 10\%$), revelando pendor inicial para líquidos insaturados (mais próximos dos do grupo MAC), provavelmente afectados, mais tarde, por processos de contaminação crustal.

Nas relações $(\text{Si}+\text{Na}+\text{K})$ vs. $(\text{Al}^{\text{iv}}+\text{Ca})$ as anfíbolas dos grupos MAC e ME, definem tendências de variação que parecem corresponder a séries dominadas por relativamente baixos valores iniciais da actividade da sílica, condições que terão promovido, ao longo da diferenciação e a par de um decréscimo de Ti, substituições catiónicas do tipo $(\text{Ca}+\text{Al}^{\text{iv}} \leftrightarrow \text{Na}+\text{Si})$, similares às que ocorrem em séries plutónicas alcalinas de pendor insaturado. De forma bem distinta, o grupo de anfíbolas do MCM revela tendências de variação incompatíveis – $\Delta(\text{Ca}+\text{Al}^{\text{iv}})$ muito inferior: 3.4-3.8 – com as que

aqueles autores consideram normais (2.5-4.0) em rochas alcalinas sobre-saturadas geradas em ambientes anorogénicos, facto que constitui mais um argumento geoquímico para afastar o MCM da província alcalina do NE alentejano.

Da correlação entre as proporções de Si e a razão Fe/(Fe+Mg), mostram-se tendências de evolução que confirmam, para o grupo MCM, um contexto químico de cristalização bem distinto do que é sugerido nos outros dois grupos. Se considerados apenas valores de Si no intervalo 5.8-6.8 afu (anfíbolas de fácies menos diferenciadas, gabróicas, dos três maciços) é fácil reconhecer que o "trend" delineado pelo grupo MCM-NW define, ao contrário dos outros dois, uma relação de proporcionalidade inversa entre os parâmetros utilizados, plausível em ambientes geoquímicos calco-alcalinos, originalmente sobressaturados em sílica, em que a actividade deste componente potencia o incremento de molécula tremolítica nas anfíbolas, em estágios relativamente precoces da diferenciação.

Uma das equações de balanço de cargas nas anfíbolas pode escrever-se, relativamente aos componentes *QUAD* (Si, Ca, Mg e Fe²⁺) e tendo em conta a presença de Cr na posição octaédrica, da seguinte forma:



E a projecção conjunta em diagrama quadrilateral (B-A₅₀-T), facilita a identificação das principais substituições *não QUAD* nestas anfíbolas. Assim, o grupo MCM projecta-se em área mais restrita, decorrente de apertados intervalos de variação, particularmente no que diz respeito ao Na^B (0.132-0.284 afu). No grupo MAC, o predomínio de caersutites com relativamente elevados valores de Al^{iv} (e.g. 2.111) e de (Na+K)^A (0.802), mas com alguma variabilidade no Na^B (Máx.=0.298, méd.=209), é responsável pela disposição da mancha correspondente a

este grupo, grosseiramente paralela ao lado $\text{Na}^{\text{B}}-\text{Al}^{\text{iv}}$ do diagrama em análise. A maior dispersão química revelada pelo conjunto de anfíbolos do ME, fica a dever-se ao facto de este grupo se encontrar representado por uma gama litológica muito mais variada (de gabros a granodioritos), sendo assim evidente, também por esta forma, o controlo químico exercido pelo grau de evolução dos magmas sobre as anfíbolos com eles relacionadas. A significativa dispersão do grupo ME relativamente ao vértice $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$, fica-se a dever, no essencial, a variações importantes dentro do sub-grupo mais restrito das magnesio-horneblendas (mg-Hbl) das fácies (grano)dioríticas ($\text{Mg}^{\#\text{RT}} < 60$) revelando que, no decorrer desta fase (avançada) da diferenciação, poderá ter-se assistido a modificações marcantes nas condições de cristalização das anfíbolos. A variação dos níveis de oxigenação deve ter jogado papel importante, a avaliar pela variabilidade da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ destas anfíbolos (0.015 - 0.647). Com o potencial energético de certa forma já enfraquecido, é de crer que processos de assimilação diferencial de material crustal (provavelmente influentes em estádios mais primitivos da diferenciação deste maciço) tenham sido, nesta altura, menos condicionantes na variação da f_{O_2} do que eventuais mecanismos de desvolatilização com perda de H_2 , pontualmente capazes de fazer incrementar aquele parâmetro nos líquidos magmáticos.

A seguir, seleccionaram-se cristais de anfíbola no intervalo ($75 < \text{Mg}^{\#} < 77$) correspondentes a fácies gabróicas com semelhante grau de evolução ($74 < \text{Mg}^{\#\text{RT}} < 78$) e procedeu-se à sua confrontação com base nas respectivas fórmulas estruturais. Desse exercício sobressaem os seguintes factos:

- i.) a caersutite-MAC apresenta mais baixa razão $\text{Si}/\text{Al}^{\text{t}}$ (2.738), do que a pargasite-ME (2.897) ou a magnesio-hastingsite do MCM (3.210);
- ii.) as razões $(\text{Na}^{\text{t}}+\text{K})/\text{Al}^{\text{t}}$, ou $(\text{Na}^{\text{t}}+\text{K})/\text{Ca}^{\text{t}}$ são máximas na caersutite-MAC (0.419 e 0.479, respectivamente) e mínimas na magnesio-hastingsite do MCM (0.385; 0.414), colocando-se a pargasite-ME em

posição intercalar (0.395; 0.471) mas, em relação à razão (alcalis/cálcio), bastante mais próxima dos valores da caersutite-MAC; *iii.*) a razão Al^{IV}/Ti é mínima na caersutite-MAC (3.847), intermédia na mg-hastingsite do MCM (5.334) e máxima na pargasite-ME (6.110); no caso da anfíbola do ME deverá ter-se em conta a presença de esfena (prévia à anfíbola) em fácies semelhantes, facto que contribuiu para o incremento da razão em causa.

Quanto às anfíbolas das rochas félsicas, a sua projecção nos diagramas classificativos revela:

i.) anfíbolas cálcicas do grupo das hastingsites, ocorrentes nos afloramentos representativos de Monte da Fome, Monte do Tapadão, Assumar e Monte da Fialha, em amostras classificadas como sienitos próximos da saturação em sílica (grupo A-S);

ii.) anfíbolas sódico-cálcicas taramíticas, únicas anfíbolas e exclusivas dos sienitos insaturados (H-US) em sílica (ouguelitos) do Monte de Cevadais, Arronches, Monte da Tinoca e Almanhares, sendo que estas últimas revelam relativo enriquecimento em Si;

iii.) outras anfíbolas sódico-cálcicas (grupo H-S); no sub-conjunto (catoforite + ferro-richterite), o grupo EH revela enriquecimento na razão Mg# relativamente ao grupo CMH, ao contrário do que se passa no sub-conjunto (ferro-barroisite + ferro-vinchite) onde as anfíbolas-CMH apresentam valores de Mg# mais elevados e de Si mais baixos do que as suas congéneres do grupo EH; estas parecem definir um "trend" composicional cujo extremo rico em Si e pobre na razão Mg# é materializado pelas análises de ferro-vinchite de uma das amostras de Falcato (Elvas);

iv.) anfíbolas sódicas (H-S); as riebequites-EH e arfvedsonites-CMH são claramente enriquecidas na razão Mg/Fe²⁺, em comparação com as que foram analisadas noutras amostras;

v.) anfíbolas sódico-cálcicas e sódicas coexistem nos afloramentos de Falcato (ferro-vinchites e riebequites), nos *cevadaisitos* do M.^{te} de Cevadais (ferro-richterite, arfvedsonite e riebequite);

vi.) as anfíbolas sódico-cálcicas são as únicas anfíbolas presentes nos sienitos saturados dos afloramentos de Varche (ferro-vinchite, catoforite e ferro-richterite), Outeirão (ferro-barroisite), Figueira de Cima (catoforite, ferro-barroisite e ferro-richterite);

vii.) as anfíbolas sódicas são as únicas anfíbolas nos sienitos saturados representativos de Alter Pedroso (riebequites e arfvedsonites) e de Vaiamonte (riebequites);

Na tentativa de avaliar as principais substituições catiónicas foram utilizadas, em primeiro lugar, as proporções relativas de Na^{B} , $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$ e Al^{iv} , pelas quais se consegue obter uma boa separação entre os campos de projecção dos três grupos mencionados (H-S, H-US e A-S). Particularmente distintiva parece ser a razão $\text{Na}^{\text{B}}/\text{Al}^{\text{iv}}$ que é mínima nas hastingsites (0.07–0.16), intermédia nas taramites (0.34–0.59) e bastante superior nas restantes anfíbolas sódico-cálcicas (2.45–38.15) e sódicas (4.73–14.21). Relativamente às proporções de Na^{B} , as taramites dos sienitos nefelínicos apresentam valores médios (0.877 afu) e intervalos de variação (0.687–1.066) bastante menores do que as anfíbolas Na-Ca dos termos hipercálcicos saturados (1.216 e 0.981–1.486, respectivamente). A razão $(\text{Na}/\text{Ca})^{\text{B}}$, expressão da alcalinidade, é obviamente máxima nas anfíbolas sódicas, mas é interessante notar a grande diferença que existe, nesta classe, entre os valores do referido cociente achados para as riebequites / arfvedsonites do grupo ACH (11.05–85.56), presentes nas fácies de Alter Pedroso e de Vaiamonte, e os que se registam nas suas congéneres dos grupos EH (Falcato: 4.08–5.42) e CMH (Cevadais: 3.03–4.24), igualmente em sienitos hipercálcicos. A ocorrência conjunta de anfíbolas sódico-cálcicas e sódicas nas fácies do Falcato e nos *cevadaisitos*, bem como a ausência das primeiras nos sienitos riebequíticos de A. Pedroso e Vaiamonte, aponta para a possibilidade de as anfíbolas sódicas do grupo ACH materializarem estádios de diferenciação magmática relativamente mais avançados do que as anfíbolas dos outros dois grupos, onde

parecem estar ainda preservados diferentes termos de uma evolução composicional (em solução sólida) na qual a substituição (Ca→Na) assumiu papel determinante.

Estes inossilicatos agrupam-se em dois conjuntos distintos, correspondentes a rochas com diferentes graus de alcalinidade (índice agpaítico: IA):

- i.) IA < 0.9: anfíbolos com $(Ca + Al^{iv}) > 2.5$ e $(Si + Na + K) \leq 8$;
- ii.) IA > 0.9: anfíbolos com $(Ca + Al^{iv}) < 2.5$ e $(Si + Na + K) > 8$.

Como se registou, embora pertencendo a rochas com IA entre 0.94 e 1.08, as taramites analisadas apresentam valores de $(Ca+Al^{iv})$ superiores a 2.5 (2.7–3.4), bem como proporções de $(Si+Na+K)$ inferiores a 8 no grupo CMH (7.61–7.97) e cruzando essa fronteira em Almanhares (7.95–8.26). Adicionalmente, podem também ser consideradas "pobres em sílica" (CMH: 5.77–6.16; ACH: 6.15–6.32), característica que se coaduna com o relativo empobrecimento em Si manifestado também pelas aegirina-augites que as acompanham nas fácies insaturadas (e.g. Almanhares e Tinoca), quando comparadas com as que ocorrem nos sienitos saturados em sílica. Note-se que a taramite é, por vezes, acompanhada por biotite secundária (e.g. Almanhares e Arronches) nalguns sienitos nefelínicos que, mesmo assim, mantêm índices agpaíticos superiores a 0.9 (entre 0.94 e 1.08), facto que só pode reforçar o carácter hiperalcalino original destas rochas. As composições das anfíbolos reforçam a hipótese de pertencerem à diferenciação de três séries magmáticas, com evoluções distintas, na província alcalina alentejana, provavelmente resultantes de diferentes combinações entre os parâmetros alcalinidade e saturação em sílica ao nível dos magmas originais.

No grupo das hastingsites, o intervalo de variação dos parâmetros em jogo é bastante restrito – $3.6 < (Ca+Al^{iv}) < 3.8$; $6.8 < (Si+Na+K) < 7.1$

–, dificultando a identificação das principais substituições catiónicas. Quando se comparam, por exemplo, as composições formulares das análises AF50/1 e CF18a/2 – representantes, respectivamente, dos extremos máximo e mínimo do espectro de diferenciação, medido por $(Ca+Al^{iv})$ – não pode preconizar-se, neste caso, a substituição $(Na^A+Al^{iv} \rightarrow Si)$, como preferencial em anfíbolos de rochas alcalinas com elevados graus de saturação em sílica, já que, apesar de mais baixos valores de Na^A+Al^{iv} (2.134; com $Al^{iv}=1.830$ afu) e mais elevadas proporções de Si (6.144), a hastingsite CF18a/2 regista também mais altos valores de Na^A (0.304) do que a análise AF50/1 ($Si=5.990$; $Na^A+Al^{iv}=2.208$; com $Na^A=0.198$ e $Al^{iv}=2.010$). Numa visão de conjunto, é provável que os sienitos saturados com hastingsite possam representar fracções residuais de líquidos originalmente sub-saturados, após a fraccionação de piroxenas (e.g. diópsidos) e anfíbolos cálcicos (e.g. caersutites) – que apresentam composições normativas ricas em nefelina – de significativa representatividade (principalmente) nas rochas gabróicas acumuladas do Maciço de Alter do Chão. Entretanto, recorrendo às análises de hastingsite citadas, parece confirmar-se a importância de substituições do tipo $(Ca+Al^{iv} \rightarrow Na+Si)$:

- AF50/1: $(Ca+Al^{iv})=3.84$; $(Si+Na)=6.36$; $Ca=1.83$; $Al^{iv}=2.01$; $Si=5.99$; $Na=0.37$;
- CF18a/2: $(Ca+Al^{iv})=3.55$; $(Si+Na)=6.73$; $Ca=1.72$; $Al^{iv}=1.83$; $Si=6.14$; $Na=0.59$.

Por outro lado, também não é provável a continuidade composicional entre hastingsites de fácies saturadas e taramites de sienitos nefelínicos que, à primeira vista, poderia ser equacionada, quer em face da proximidade dos campos de projecção, quer pela comparação dos parâmetros $(Ca+Al^{iv})$ e $(Na+Si)$ registados nos dois grupos de anfíbolos e usados para avaliar o grau de consanguinidade entre hastingsites e taramites em séries alcalinas insaturadas. De facto,

se forem escolhidos para termos de comparação, a hastingsite mais evoluída (CF18a/2; Fialha) e a taramite (CA12d/3, Arronches) que, em relação a ela, regista maior proximidade composicional (sendo, portanto, a menos evoluída das taramites analisadas), verifica-se um decréscimo de $(Ca+Al^{iv})$ e um incremento de $(Na+Si)$ no sentido (hastingsite→taramite), mas a comparação dos valores de Al^{iv} e de Si não permite considerar válida a solução-sólida proposta:

- Hastingsite (CF18a/2): $(Ca+Al^{iv})=3.55$; $(Na+Si)=6.73$; $Al^{iv}=1.83$;
Si=6.14 ;
- Taramite (CA12d/3) : $(Ca+Al^{iv})=3.34$; $(Na+Si)=7.19$; $Al^{iv}=2.03$;
Si=5.97 .

Na verdade, só no grupo de taramites dos sienitos nefelínicos hipercalcinos são satisfeitas, como esperado, todas as condições da solução-sólida considerada característica de séries sub-saturadas, facto que se demonstra pela confrontação entre a análise CA12d/3 (atrás mencionada) e a que se situa no extremo mais evoluído desta série (AL13a/2; Almanhares):

- AL13a/2: $(Ca+Al^{iv})=2.70$; $(Na+Si)=7.80$; $Ca=1.00$; $Al^{iv}=1.70$; $Na=1.50$;
Si=6.30 .

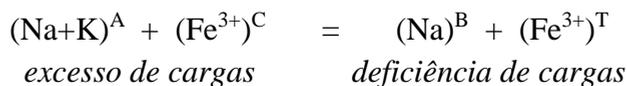
Acresce referir que a ferro-pargasite (CT3c/2) analisada na rocha intermédia (sienodiorítica) que aparece associada aos sienitos nefelínicos no afloramento do M.^{te} da Tinoca, apresenta parâmetros formulares compatíveis – i.e. menos Si e mais Al, para semelhantes $Mg\#$ e Ca^B , do que as anfíbolas cálcicas (neste caso hastingsíticas) das séries sobre-saturadas – com uma posição precedente às taramites, na linha de evolução química das anfíbolas em séries sub-saturadas.

Para as anfíbolas com $Ca < 1.34$, sódico-cálcicas (pobres em Na: taramites; ricas em Na: ferro-richterites, catoforites, ferro-vinchites e ferro-barroisites) e sódicas (arfvedsonites e riebequites), a projecção

(Si+Na+K)-(Al^{iv}+Ca) mostra a descontinuidade química entre as taramites e as restantes anfíbolos das fácies peralcalinas o que, como se tentou explicar, reflecte a diferenciação de séries relativamente próximas em termos de alcalinidade mas muito distintas no grau de saturação em sílica.

Se observada a ocupação da posição A da rede cristalina nas anfíbolos sódico-cálcicas, detectam-se sequências do tipo (catoforite→ferro-richterite), com $(Na+K)^A > 0.5$, nas rochas de Varche (máximo Mg#^{ANF}) e de Figueira de Cima (mínimo Mg#^{ANF}), sendo marcante, nessa evolução, o incremento da razão Si/Al (17.7-22.6 e 19.1-25.9, respectivamente). Nas anfíbolos sódico-cálcicas com $(Na+K)^A < 0.5$, foram analisadas ferro-barroisites, catoforites e ferro-vinchites, sendo que os cristais desta espécie, detectados em fácies do Falcato, revelam muito baixos valores do índice Mg# (<0.03) e altíssimas razões Si/Al (>62), conjugados com as baixas quantidades de alcalis (1.27-1.52), conferindo-lhes características composicionais que as destacam do grupo das anfíbolos sódico-cálcicas, indiciando gênese associada a líquidos residuais com mais alta actividade da sílica e mais baixos níveis de alcalinidade.

Ainda no grupo de anfíbolos sódico-cálcicas é de assinalar que em amostras de Varche foram encontrados termos com $(Na+K)^A$ superior e inferior a 0.5 afu, apresentando valores de Fe^t e razões (Fe³⁺/Fe²⁺) algo distintos. Os dados apontam para balanços de carga onde o principal papel foi desempenhado pelos seguintes catiões:



Uma visão de conjunto sobre as anfíbolos sódicas (Al^{iv}+Ca<1.5), faz admitir a possibilidade de se terem desenvolvido "trends" evolutivos distintos entre anfíbolos sódico-cálcicas e sódicas nas fácies hiperalcalinas levemente sobre-saturadas, em resposta a diferentes

condições de oxidação. Sugere-se a existência de duas sequências: uma correspondente a razões ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$) globalmente mais elevadas que estabelece a ligação entre composições ferro-barroisíticas (ou ferro-vinchíticas) e riebequíticas, a outra, desenvolvida em ambientes relativamente mais redutores, correlaciona quimicamente ferro-richterites (ou catoforites) com arfvedsonites. A divisão referida pode ser quantificada numa apreciação aos intervalos de variação daquele cociente:

- ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$): ferro-barroisites/vinchites (0.30-0.57); riebequites (0.25-0.68) ;
- ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$): ferro-richterites (catoforites) (0.14-0.33); arfvedson. (0.31-0.41).

Entretanto, com os parâmetros ($\text{Ca}+\text{Al}^{\text{iv}}$) e ($\text{Si}+\text{Na}+\text{K}$), se forem seleccionadas três análises que correspondam aos pontos extremos e intermédio de cada sequência evolutiva, verifica-se que as substituições catiónicas são, nos dois casos, dominadas pela expressão ($\text{Ca}+\text{Al}^{\text{iv}} \rightarrow \text{Si}+\text{Na}$), como é típico das anfíbolos geradas nos estádios terminais da diferenciação em séries alcalinas (sobre-)saturadas; o conjunto de dados composicionais a seguir apresentado, assim o demonstram:

i.) ferro-barroisite \rightarrow riebequite:

- EO13/1 (ferro-barroisite): $\text{Ca}=0.913$; $\text{Al}^{\text{iv}}=0.422$; $\text{Si}=7.468$;
 $\text{Na}=1.250$;
- EF5/1 (riebequite): $\text{Ca}=0.394$; $\text{Al}^{\text{iv}}=0.253$; $\text{Si}=7.613$; $\text{Na}=1.782$;
- AV27/2 (riebequite): $\text{Ca}=0.041$; $\text{Al}^{\text{iv}}=0.138$; $\text{Si}=7.862$; $\text{Na}=2.017$;

ii.) ferro-richterite \rightarrow arfvedsonite:

- EVA9/1 (ferro-richterite): $\text{Ca}=1.019$; $\text{Al}^{\text{iv}}=0.382$; $\text{Si}=7.514$;
 $\text{Na}=1.395$;
- CC5a/2 (arfvedsonite): $\text{Ca}=0.496$; $\text{Al}^{\text{iv}}=0.269$; $\text{Si}=7.731$; $\text{Na}=1.838$;
- AP46/3 (arfvedsonite): $\text{Ca}=0.035$; $\text{Al}^{\text{iv}}=0.247$; $\text{Si}=7.753$; $\text{Na}=2.335$.

A diferença assinalada para a razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (menor nas arfvedsonites) deverá correlacionar-se com a ocupação da posição A

pelos metais alcalinos, significativamente maior nas arfvedsonites (0.599-0.788) do que nas riebeckites (0.147-0.499). Tal diferença composicional, é atribuível à variação das condições de oxidação que estiveram subjacentes à cristalização de arfvedsonites (ambientes mais redutores) e riebeckites (ambientes mais oxidantes).

A este respeito a projecção $(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}})$ -(Na+K) assinala uma correlação grosseiramente positiva entre a presença de alcalis e a razão $(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}})$ nas anfíbolas com $\text{Ca}^{\text{B}} < 1.34$. As anfíbolas sódicas distribuem-se acima da linha $(\text{Na}+\text{K})=2.0$, mas as arfvedsonites apenas se projectam no quadrante correspondente a baixos valores de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}$ (0.24-0.29), ao contrário das riebeckites com uma variação mais ampla desta razão. No que diz respeito às anfíbolas sódico-cálcicas (com $\text{Na}+\text{K} < 2.0$), a mesma projecção evidencia a singularidade composicional das taramites (elevado Fe^{3+} e alcalis baixo) destacando-as da maior parte das restantes anfíbolas Na-Ca, em regra com valores mais baixos de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}$. É de registar, também, que dentro do grupo de anfíbolas Na-Ca das fácies (sobre-)saturadas, o sub-conjunto ferro-barroisite/vinchite apresenta, no geral, mais altos valores da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}$ (0.22-0.37) do que as catoforites-ferro-richterites (0.13-0.26), facto que, à semelhança do que foi sugerido a partir do diagrama $(\text{Si}+\text{Na}+\text{K})$ vs. $(\text{Al}^{\text{iv}}+\text{Ca})$, assinala provavelmente dois regimes de cristalização: um, relativamente mais oxidante (i.e. mais elevados valores de $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{T}}$), proporcionaria evolução do tipo (ferro-barroisite / vinchite → riebeckite), o outro, associado a ambientes comparativamente mais redutores, facilitaria, por seu turno, variações químicas protagonizadas pelo "trend" (catoforite / ferro-richterite → arfvedsonite).

Estudos experimentais apontados aos campos de estabilidade das anfíbolas, nomeadamente à interdependência entre os parâmetros temperatura e fugacidade de oxigénio indicam, por exemplo, que a ferro-richterite não será estável acima de 750 °C e que, até aproximadamente

550 °C, a sua cristalização pode processar-se, dentro de uma relativamente alargada gama de valores da f_{O_2} (10^{-16} a 10^{-31} bar), num campo de estabilidade situado abaixo dos valores ($T - f_{O_2}$) definidos pelo tampão *QFM* (quartzo-faialite-magnetite). Este tipo de estudos parecem também concluir que o incremento de Na e de Fe^{3+} na estrutura das anfíbolas, pode responder a num regime decrescente da f_{O_2} . Assim, pelo menos em parte e numa apreciação global, as sequências (ferro-richterite → arfvedsonite) e (ferro-barroisite → riebeckite) poderiam compatibilizar-se com regimes decrescentes da f_{O_2} com a T, em fase terminal da diferenciação magmática, embora tenha que se admitir, em função dos dados experimentais, que a segunda destas sequências, com riebeckite, possa corresponder a valores de f_{O_2} relativamente mais elevados.

No entanto, tendo em conta a significativa dispersão composicional encontrada, é possível que vários factores tenham influenciado o teor de alcalis e a razão Fe^{3+}/Fe^T das anfíbolas das rochas félsicas, sendo pois de admitir que a instalação destas fácies em contextos geológicos e estruturais tão diversos como os que ocorrem na vasta área em estudo (Sector Alter do Chão-Elvas e Faixa Blastomilonítica), tenha promovido a variação local e irregular da f_{O_2} , fenómeno aliás relativamente comum nos processos de diferenciação de complexos plutónicos, pela sua vulnerabilidade à intervenção de mecanismos como, entre outros, a contaminação crustal ("oxidantes" ou "redutores" consoante o tipo de material incorporado), ou a dissociação de água e subsequente escape do H_2 .

A utilização conjunta dos parâmetros Si, Ca^B e Mg# no conjunto total das anfíbolas dos felsitos, volta a sugerir a ferro-pargasite da Tinoca (rocha insaturada) como precursora química da taramite típica dos sienitos nefelínicos, permitindo visualizar, talvez com maior facilidade, a relativa independência entre os conjuntos de anfíbolas dos três grupos de fácies. Em termos evolutivos as anfíbolas dos conjuntos

hiperalcalinos (H-S e H-US) parecem progredir (Mg# decrescente) para razões Si/Ca^B sucessivamente mais elevadas, de forma bem distinta das do grupo A-S, onde o incremento daquela razão, ainda que se registre, é significativamente menor.

Em função de estudos anteriores sobre anfíbolos de províncias ígneas (per)alcalinas, os dados agora expostos inserem-se sem dificuldade nos designados *primary magmatic trends*, reforçando um dos pressupostos deste trabalho, segundo o qual a associação espacial do conjunto de rochas félsicas estudado na província alcalina alentejana, deverá corresponder a um evento ígneo (-geodionâmico) comum, sem prejuízo de reconhecer que a sua diversidade composicional pode reflectir alguma heterogeneidade, tanto ao nível da química dos líquidos magmáticos originais, como dos processos petrogenéticos intervenientes na sua diferenciação. Entre outros aspectos, as anfíbolos estudadas são um dos pilares importantes desse reconhecimento, já que exibem grande parte dos critérios químicos considerados diagnósticos, designadamente, (i) extensas variações composicionais com sequências do tipo (hastingsite→catoforite→ferro-richterite→arfvedsonite), (ii) anfíbolos ferro-pargasíticas como extremo cálcico precursor de algumas sequências evolutivas, (iii) a presença de taramites (nos termos insaturados) com teores de Si inversamente proporcionais aos das rochas hospedeiras (comparação Arronches vs. Almanhares) e, finalmente, (iv) o facto de não terem sido detectadas outras anfíbolos nos sienitos nefelínicos, com mais elevada razão (Na/Ca)^B do que a registada nas taramites.

VII.2.3. Condições de instalação

O cálculo numérico das condições de pressão (e profundidade), temperatura, fugacidade do oxigénio e fugacidade da água, incidiu exclusivamente sobre amostras de rochas máficas, em princípio mais

próximas das condições termodinâmicas originais dos magmas envolvidos.

Antes, no entanto, de elencar as metodologias e resultados correspondentes a esse exercício, apresenta-se, agora, um sumário das considerações qualitativas, ou semi-quantitativas, que, a este respeito, foi possível observar com critérios petrográficos e químico-mineralógicos:

i.) a presença nos gabros de Alter do Chão (MAC) de caersutite e a sua ausência nas rochas máficas e intermédias de Elvas (ME) onde são frequentes hornblenda, biotite e esfena, a par de um enriquecimento em molécula acmítica ($>a_{\text{Fe}^{3+}}$) nas clinopiroxenas mais tardias dos mafitos de Elvas, parecem indicar, para este maciço, condições de instalação subjugadas por valores de f_{O_2} comparativamente mais elevados (tavez acima do tampão QFM) do que no maciço de Alter do Chão ou, pelo menos, que o decréscimo deste parâmetro com a temperatura tenha sido mais lento no ME;

ii.) entretanto, a observação petrográfica dos óxidos ferro-titanados nas rochas máficas permitiu identificar, também, nalgumas amostras dos três maciços em estudo (MAC, ME e MCM), sequências de cristalização em que a magnetite parece preceder a ilmenite apontando, nesses casos, para a valores de f_{O_2} iguais ou superiores aos que, durante o arrefecimento, se alinham ao longo do equilíbrio (*Faialite* \leftrightarrow *Magnetite* + *Quartzo*);

iii.) por outro lado, a presença de esfena e de aenigmatite em amostras diferentes da mancha de Falcato (rochas félsicas do complexo plutónico de Elvas - EH) assinala, por certo, grande variabilidade no decréscimo de f_{O_2} com T neste conjunto, já que uma e outra fase são por norma interpretadas, em contextos petrogenéticos semelhantes, como indicadoras de variações f_{O_2} vs. T acima (esfena) e abaixo (aenigmatite) do tampão QFM, podendo mesmo esta fase estabilizar abaixo da linha evolutiva marcada pela reacção (Fe–Wüstite);

iv.) ainda de assinalar que, nas rochas félsicas, as tendências composicionais das anfíbolas sódico-cálcicas e sódicas não são nítidas indiciando, tal como se admitiu a partir dos dados das clinopiroxenas, uma certa instabilidade nos valores da f_{O_2} vigentes durante o processo de diferenciação. Apesar disso, no cômputo geral, e perante o espectro analisado, as evoluções do tipo (ferro-barroisite→riebequite) parecem predominar sobre as do tipo (ferro-richterite→arfvedsonite) o que poderia indicar, em termos comparativos, um regime relativamente oxidante. Tendo em conta dados experimentais obtidos sobre ferro-richterites, esta fase parece não ser estável acima de 750 °C e, até cerca de 550 °C, é larga a banda de valores admissíveis para f_{O_2} (10^{-16} a 10^{-31} bar), inferiores aos fixados pelo tampão QFM. Assim, as ferro-richterites detectadas em afloramentos de Varche (grupo EH), Cevadais e Figueira de Cima (ambas do grupo CMH) poderiam, em primeira análise, servir de marcadores da evolução f_{O_2} – T, mas a presença conjunta de ferro-barroisite (correspondente a razões Fe^{3+}/Fe^{2+} tendencialmente mais elevadas), por vezes em amostras da mesma mancha (e.g. Figueira de Cima), confirmando a variabilidade atrás referida, parece inviabilizar tal exercício;

v.) por último, o conjunto dados analíticos correspondentes às nefelinas dos sienitos insaturados de Cevadais, apontam para temperaturas de fecho do sistema superiores às consideradas típicas para rochas plutónicas, mais concretamente no intervalo (700–800 °C), sugerindo que estas rochas possam ter sido atingidas por um evento de recristalização — texturalmente sustentado e mais do que provável no sector geotectónico em causa: a Faixa Blastomilonítica — seguido de um processo de arrefecimento suficientemente rápido para impedir reajustamentos químicos a temperaturas inferiores.

VII.2.3.1. Geobarometria e Profundidade

Os cálculos geobarométricos (P_{total}) foram realizados com base no Al^T de anfíbolos cálcicos seleccionadas em função dos constrangimentos impostos pelo geobarómetro de Schmidt (1992), corrigido por Anderson e Smith (1995).

Os resultados obtidos pelo geobarómetro- (Al^T_{Hbl}) e a apreciação crítica que se lhes exige, indicam, globalmente, pressões próximas de 2-3 kbar correspondentes a profundidades de instalação entre os 6 e os 9 km.

VII.2.3.2. Geotermometria

Foram feitas duas aproximações à temperatura de instalação dos maciços básicos. A primeira condicionada pela formulação algébrica e constrangimentos do geotermómetro de Wells (1977), sobre pares (opx-clpx), a segunda com a observação das condições definidas por Holland e Blundy (1994) para pares (anf-plg) adoptando, neste caso, a equação correspondente à reacção (*edenite-richterite*) e valores de P (kbar) de 3.0, 2.5 e 3.5 para os conjuntos MAC, ME e MCM, respectivamente.

Pode afirmar-se que os resultados (anf-plg) — MAC (796-966 °C) e ME (764-861 °C) — são globalmente concordantes com os que foram obtidos com o geotermómetro (opx-clpx) — E20-ME (824-924 °C) —, sendo que na amostra gabróica de Elvas, E20, é ainda maior a sobreposição de valores da temperatura (anf-plg: 852-861 °C). Ora, dado que a anfíbola é, em todas estas fácies, uma fase claramente posterior à piroxena, tal concordância parece corroborar a hipótese de um carácter *sub-solidus*, para os equilíbrios atingidos pelas piroxenas daquelas amostras, aspecto que, no caso do MCM, é particularmente evidente (opx-clpx: 857-940 °C ; anf-plg: 850-932 °C).

Comparando o conjunto de resultados termométricos (anf-plg) nos três conjuntos de fácies (Alter do Chão, Elvas e Campo Maior),

revela-se uma temperatura média mais baixa no grupo ME (819 °C) do que nos grupos MAC (889 °C) e MCM (892 °C), o que parece concordar com a tipologia patenteada pelas fácies de Elvas, em regra magmaticamente mais evoluídas do que nos outros maciços. Reforçando a aplicabilidade do geotermómetro ao presente contexto ígneo, é sintomático verificar que, no grupo-ME, os extremos do intervalo térmico são registados numa amostra de diorito (764 °C) e numa de gabro olivínico (861 °C) correspondentes, precisamente, aos limites do espectro petrográfico aqui em causa.

VII.2.3.3. $T - f_{O_2} - f_{H_2O}$

O binómio $T-f_{O_2}$ foi calculado com recurso a pares de cristais (*mgt-ilm*) que, por pertencerem a rochas (plutónicas) associadas a lentos percursos de arrefecimento (e, no seu decurso, provavelmente afectadas por processos hidrotermais), correspondem a composições químicas de reequilíbrio sub-*solidus*. Tendo sido inviável a reconstrução petrográfica das possíveis composições originais destes cristais de óxidos Fe-Ti, os resultados termo-barométricos com eles obtidos não permitem mais do que aproximações semi-quantitativas.

Ilustram esta afirmação, não só os valores absolutos encontrados, muito baixos para o tipo de rochas ígneas básicas em causa, como também o caso particular das temperaturas calculadas nas amostras A2 (MAC), C41 e C14 (MCM), onde os valores máximos deste parâmetro (795, 393 e 568 °C, respectivamente) se revelam inferiores aos fornecidos pelo geotermómetro (*anf-plg*) nas mesmas amostras (996, 912 e 874 °C), discrepância incompatível com a sequência de cristalização estabelecida pela análise petrográfica. Mesmo assim, o conjunto de dados térmicos parece distinguir, em termos meramente relativos, os gabros olivínicos A2 como as fácies correspondentes às mais altas temperaturas (697–795 °C), em aparente concordância com o carácter menos diferenciado desta amostra relativamente às restantes;

no grupo ME é também na fácies menos evoluída que se regista o valor mais alto (626 °C) do grupo.

No que diz respeito aos valores da f_{O_2} é igualmente evidente que os valores encontrados estão claramente inflacionados em relação aos que terão controlado a fraccionação primária destes óxidos, correspondendo a processos de reequilíbrio tardios a que já se aludiu. Para os pares (*mgt-ilm*) seleccionados nas amostras E24, C41 e C14, a diferença entre os valores da f_{O_2} calculados — com $T_{(mgt-ilm)}$, $P=3$ kbar — e os que, para igual temperatura, são fixados para o tampão *QFM* (i.e. o parâmetro ΔQFM), situa-se no intervalo (4.2–9.6), significativamente acima dos valores em regra referenciados para as rochas plutónicas de carácter calco-alcálico (< 3.0) que costumam marcar, em contextos ígneos, o patamar mais alto daquele indicador oxibarmétrico. Numa apreciação comparada e meramente qualitativa, o conjunto de valores ΔQFM parece, no entanto, discriminar as fácies olivínicas de Alter do Chão (de -1.28 a 0.46) das restantes fácies gabróicas, para as quais aquele parâmetro acusa acentuada subida. Ainda que longe das condições de génese dos óxidos ferri-titanados, estas diferenças podem ainda reflectir traços de um certo pendor alcalino associado ao magmatismo de Alter do Chão ou, paralelamente, de uma maior contribuição crustal nas fusões correspondentes aos maciços de Elvas e de Campo Maior.

As análises químicas de minerais executadas nas amostras dos três maciços aqui em estudo, perseguindo embora, como um dos objectivos, a avaliação das condições hidrobarométricas de instalação destas fácies, não permitiram, contudo, a obtenção de um conjunto de resultados suficientemente consistente para que este assunto possa aqui ser tratado de forma sistemática.

Entretanto, com o simples intuito de executar uma aproximação semi-quantitativa ao parâmetro f_{H_2O} nalguns exemplares dos conjuntos máficos MAC e ME onde, via óxidos Fe-Ti, se avaliou o binómio $T-f_{O_2}$

foi aplicada a formulação correspondente a paragénese com biotite, feldspato alcalino e magnetite. Como amostras de referência de cada grupo, foram escolhidas as que produziram temperaturas (*mgt-ilm*) mais elevadas, designadamente A2 (MAC) e E22 (ME), partindo do princípio de que os processos sub-*solidus* de reequilíbrio químico tenham alcançado, nestas amostras, menor desenvolvimento do que nas restantes fácies estudadas. Neste espírito anotam-se, em relação às paragénese seleccionadas, valores da f_{H_2O} globalmente inferiores a 1 kbar.

VII.3. Litogeoquímica

Após uma apreciação conjunta, através de diagramas dos tipos *TAS* e *R1-R2*, que fazem sobressair os caracteres bimodal e bifurcado da província alcalina em estudo, bem como evidenciam o distinto quimismo do Maciço de Campo Maior, a ela estranho, procedeu-se à observação mais detalhada da geoquímica das rochas constituintes dos diferentes conjuntos máficos (MAC, ME, MCM) e félsicos (sienitos riebequíticos: H-S ; sienitos nefelínicos: H-US; sienitos hastingsíticos: A-S; granitos hedembergíticos: A-OS).

VII.3.1. Rochas máficas dos grupos MAC, ME e MCM

Relativamente aos mafitos, a confrontação dos dados oligoelementares realça o relativo empobrecimento em sílica do conjunto MAC, ou do seu enriquecimento em titânio, registando também os valores comparativamente mais baixos de MgO no grupo-ME, de CaO no grupo-MCM e os mais elevados teores de alcalis destes dois conjuntos quando comparados com os do grupo MAC.

Quanto aos elementos em traço, e ainda para os conjuntos gabróicos, foram assinaladas características geoquímicas que, tendo em conta o carácter eminentemente cumulado das fácies em causa, não permitiram uma abordagem convencional (leia-se baseada na

investigação de líquidos magmáticos originais, vulgarmente representados por rochas vulcânicas) ao quimismo e enquadramento geodinâmico dos respectivos magmas.

Mesmo assim, e privilegiando a fiabilidade dos chamados *HFSE*, foram comparadas as razões Ti/V (>50 em todos os grupos), Zr/Y (MAC: 3.5-5.4; ME: 1.9-3.9; MCM: 1.4-8.4) e Y/Nb (MAC: 1.8-4.0; ME: 4.0-10.7; MCM: 2.3-13.2), tendo-se concluído que, apesar de reflectirem processos de acumulação de diferentes fases minerais (e.g. piroxenas, anfíbulas, magnetite), deixam vislumbrar no grupo de Alter do Chão, relativa proximidade com o quimismo característico dos magmas alcalinos.

A irregularidade das correlações entre elementos como, por exemplo, o Zr, Cr e Ni afasta, contudo, a possibilidade de modelar, pela tradicional via vectorial, os óbvios processos de fraccionação cristalina que proporcionaram o espectro de diferenciação observado. Ainda assim, parece que o relativo enriquecimento em Ni e Cr dos gabros-MCM (opx, clpx, hbl, bi, mgt) pode correlacionar-se com a ocorrência de condições químicas e termodinâmicas propícias à acumulação intensa de plagioclase-Ca (bitownititos) e inibidoras da fraccionação de olivina, de cujas fácies gabróicas estão desprovidas, ao contrário do que acontece nos outros dois maciços, onde podem até ocorrer termos duníticos (MAC).

Da confrontação entre as razões elementares de alguns elementos altamente incompatíveis relativamente às composições mantélicas, sai reforçada a ideia de que os maciços de Alter do Chão e de Campo Maior representam dois pólos magmáticos substancialmente diferentes, com aquelas razões situadas, na esmagadora maioria dos casos, nos extremos de um intervalo cuja zona intermédia é, quase sempre, ocupada pelo maciço de Elvas. Pode também concluir-se que o grupo MAC apresenta sistematicamente as melhores correlações lineares ($R^2 \geq 0.9$), o que poderá ser atribuído à intervenção de mecanismos de diferenciação essencialmente conduzidos por cristalização fraccionada em sistema

fechado. Ao contrário, o grupo formado pelas rochas básicas e intermédias do ME só manifesta uma certa homogeneidade composicional para as razões Th/La e U/La ($R^2 \cong 0.8$), verificando-se assinaláveis discrepâncias nos restantes casos. Tendo em conta o reconhecimento neste conjunto, de fácies com minerais (e.g. esfena, apatite, alanite) capazes de alojar teores consideráveis destes elementos, não surpreende que se assista no grupo ME à referida heterogeneidade.

Duas daquelas razões elementares parecem significativamente contrastantes entre os grupos MAC, ME e MCM: Th/La (0.07; 0.17 e 0.21, pela ordem mencionada) e Th/Nb (0.08; 0.24; 0.56), exprimindo, ao mesmo tempo, as afinidades mantélicas de tipo alcalino intracontinental do conjunto MAC, o cunho crustal dominante dos gabros-MCM e o carácter híbrido (entre estes dois pólos) dos mafitos-ME.

A partir de diagramas-REE e multi-elementares elaborados com teores normalizados (padrão condrítico) avaliaram-se, em piroxenitos (MAC+ME+MCM), gabros olivínicos (MAC+ME) e mafitos não olivínicos (ME+MCM), as razões La/Sm, La/Lu e Gd/Lu, bem como as anomalias de Eu, Nb, Zr, Sr e Ti. Esse estudo revelou que os gabros olivínicos-MAC apresentam sempre, relativamente aos seus congéneres de Elvas, superiores razões La/Sm (1.3-1.7 ; 1.2-1.4), La/Lu (3.6-6.0 ; 2.7-3.2) e Gd/Lu (2.0-3.1 ; 1.9-2.0), bem como mais altas anomalias de Eu (1.1-1.5 ; 1.0-1.2). As rochas máficas não olivínicas de Elvas e Campo Maior exibem semelhanças em termos da variação das razões La/Lu (1.8-7.7 ; 1.7-8.9) e Gd/Lu (1.2-2.6 ; 1.3-2.3); a anomalia de Eu é tendencialmente negativa em ambos os conjuntos (ME: 0.6-0.9; MCM-6 amostras: 0.7-1.0; MCM-3 amostras: 1.2-1.5), parecendo indicar que estas rochas sucedem, no processo de diferenciação, a fácies menos evoluídas (e.g. gabros olivínicos-ME e anortositos-MCM) enriquecidas em plagioclase e, portanto, em Eu.

A anomalia de Nb, $(Nb/Nb^*)_N$, é variável nos gabros olivínicos-MAC (0.8-1.4) e francamente negativa nos congéneres de Elvas (0.4-

0.8), mesmo em amostras com forte enriquecimento em Ti (as fases titanadas retêm Nb relativamente a Th e La), denunciando as afinidades mantélicas (alcalinas) dos primeiros e a influência da assimilação crustal na diferenciação do ME. Os enriquecimentos em Sr, Ti e Zr são também mais consistentes nas fácies olivínicas-MAC do que nestes gabros de Elvas, reforçando também o seu potencial para gerar líquidos residuais de pendor alcalino.

Nos outros mafitos (ME e MCM) são sistemáticas as anomalias negativas de Ti (mais acentuadas em ME) e de Nb (0.2-0.8 ; 0.2-0.5), mostrando o primeiro conjunto teores de Sr mais dispersos e de Zr tendencialmente superiores aos do grupo-MCM. Também estes dados, tornam possível admitir que os processos de contaminação crustal intervenientes na diferenciação dos magmas ME se tenham intensificado no grupo MCM.

VII.3.2. Rochas félsicas da Província Alcalina

A geoquímica das rochas félsicas é igualmente esclarecedora, tendo sido abordada sob os prismas dos elementos maiores e dos elementos em traço.

Em relação aos primeiros, a utilização dos teores molares de Na_2O , K_2O , CaO , Al_2O_3 e SiO_2 e o cálculo respectivo dos componentes normativos *Q*, *Ne*, *Ac*, *C*, *Ks*, *Ab* e *Or*, permitiu uma razoável discriminação dos termos félsicos, pondo em evidência que, em termos de química de rocha-total, é possível encontrar fácies (per)alcalinas (acima e abaixo da saturação em sílica), metaluminosas e mesmo, nalguns casos, peraluminosas, sendo que estas duas classes se colocam preferencialmente no campo da sobressaturação.

As fácies (sobre-)saturadas mereceram, a seguir, projecção em clássicos diagramas de discriminação geoquímica e geodinâmica com a utilização combinada dos teores de Y, Nb, Rb, Hf, Ta, Ga, Al, Zr, Ce, bem como dos óxidos de Na, K, Al, Ca, Fe e Mg, tendo desse exercício resultado, como esperado, uma clara tendência destas amostras para se

integrarem nos campos dos designados *granitos-A* (anorogénicos e alcalinos) intrusivos em ambiente intraplaca (*WPG*). O desvio às vezes revelado em relação a estes posicionamentos, foi atribuído a possíveis subtracções de alguns destes elementos, em particular do Rb, componente, como se sabe, facilmente mobilizável em solução aquosa, dado o seu elevado raio iónico (*LILE*).

As rochas félsicas foram depois sujeitas à projecção em diagramas de variação entre elementos de elevada incompatibilidade (mantélica), nomeadamente La-Sm,Th,Hf e Nb-Th,Y,Zr, tendo-se concluído que é relativamente difícil desenhar tendências de correlação linear, facto atribuível, quer a eventuais processos de abertura (contaminação) do sistema ígneo original, quer à extrema variabilidade dos coeficientes de distribuição de alguns dos elementos projectados em líquidos magmáticos capazes de fraccionar fases cristalinas como a esfena, o zircão e a alanite, por exemplo. Mesmo assim, nos últimos dois diagramas citados é possível vislumbrar algumas tendências que correspondem, em termos numéricos aos seguintes agrupamentos: o conjunto H-US e o grupo de sienitos riebequíticos de Alter Pedroso e Cevadais (ambos do tipo H-S) parecem caracterizar-se por $(Zr/Nb) < 10.0$, $(Y/Nb) < 0.7$ e $(Th/Nb) < 0.3$; o grupo formado pelos sienitos hastingsíticos (A-S) e granitos alcalinos (A-OS), em conjunto com os sienitos peralcalinos de Vaiamonte, Falcato e Varche (todos H-S) atingem com frequência valores superiores a 15.0, a 2.0 e a 0.6, respectivamente.

Se, como é sugerido nalguns estudos, se considerarem como manifestação de alcalinidade teores de Zr superiores a 500 ppm, verifica-se existir boa correspondência entre a classificação petrográfica aqui privilegiada (com minerais primários) e os teores encontrados para este elemento, sendo que aquele patamar é atingido para 29 das 36 amostras do grupo H-S (valor máximo: EF17= 4800 ppm) e em 6/10 das amostras H-US, enquanto que no conjunto A-(O)S

essa fracção resulta inferior (10/20), ocorrendo aqui o valor mais baixo de Zr (CV11: 135 ppm) de todo o espectro analisado.

À excepção de algumas amostras de Alter Pedroso, Falcato, Varche, Fig.^a de Cima e Cevadais, com (La>150 ppm), as restantes parecem aglomerar-se abaixo deste valor para teores de Sm, Th e Hf, em regra inferiores a 30 ppm. Pode, no entanto, notar-se que o grupo de sienitos nefelínicos (H-US) apresenta mais baixa razão Sm/La (0.05-0.17) do que os demais conjuntos (H-S: 0.08-0.64 ; A-(O)S: 0.13-0.50), facto que traduz mais um aspecto dos seus elevados índices de alcalinidade e encontra paralelo noutros complexos alcalinos que incluem fácies com feldspatóides.

Da confrontação entre os teores de halogéneos (F, Cl) e parâmetros como o índice agpaítico e o Σ REE, não é fácil estabelecer correlações eloquentes, mas conseguem destacar-se alguns dados. Em primeiro lugar é de registar que teores elevados de Cl (>3500 ppm) relativamente a F (<1500) só foram alcançados nas amostras sodalíticas de Almanhares, sendo que, no entanto, as suas congéneres de Cevadais (*ouguelitos*) se apresentam empobrecidas nos dois halogéneos. Também se anotou que uma larga maioria das amostras se situa abaixo do patamar F=1500, independentemente dos valores do índice agpaítico, e que apenas 11 amostras, todas pertencentes ao grupo de sienitos riebequíticos (H-S), atingem valores superiores (F>4000), com máximos a serem atingidos em amostras de Varche e de Alter Pedroso, registando, uma destas, fluorite modal. A maior parte das amostras, independentemente dos grupos a que pertençam, não atinge valores de Σ REE superiores a 400 ppm e, destas, só uma pequena parte (4 de H-S, A. Pedroso e Falcato; 3 de H-US, Almanhares) apresenta (F+Cl) acima de 1500 ppm.

Finalmente utilizaram-se teores normalizados (padrão condrítico) para desenhar os habituais diagramas REE e multi-elementares. Da sua leitura, mesmo tendo em conta os factores enunciados (e.g alta variabilidade dos coeficientes de distribuição), resultaram

interpretações que ajudam a caracterizar estas rochas do ponto de vista geoquímico. Assim, pode notar-se que as fácies peralcalinas denotam, em regra, fortes anomalias negativas de Eu (0.07-0.77; média \cong 0.4), sendo estas, no entanto, menos acentuadas em amostras onde os inossilatos presentes têm razões Ca/Na mais altas, nomeadamente anfíbolos richteríticos (H-S) ou taramíticos (H-US) e piroxenas aegirina-augíticas.

O ligeiro arqueamento (concurvidade virada para cima) das linhas correspondentes a algumas amostras dos conjuntos AP (H-S) e CC (H-US), pode reflectir a fraccionação prévia de fases retentoras de REE-intermédias (Sm-Gd), como apatite e/ou anfíbola, enquanto que a variação (vertical) das concentrações de REE intra- e inter-grupos (AP+CC+CFC < AV < EF+EVA) deverá corresponder a diferenças nos graus de evolução magmática das amostras/grupos em causa.

As razões normalizadas La/Lu, La/Sm e Gd/Lu, são habitualmente usadas para medir o grau de fraccionação dos REE e, nas rochas peralcalinas, costumam atingir valores elevados. Apesar da oscilação patenteada pelo conjunto (H-S + H-US), é nele que se registam os mais altos valores daqueles três índices (29.6 , 11.6 e 2.4, respectivamente), o que ajuda a distinguir estas rochas dos termos menos alcalinos (grupos A-S e A-OS), onde os mesmos índices registam valores máximos de (14.8 , 4.8 e 2.0) e de (4.0 , 3.1 e 1.7), respectivamente. Nestes últimos, as anomalias negativas de Eu são tendencialmente menos vincadas (A-S: 0.2-0.5 ; A-OS: 0.2-0.9), concordando com a descida da alcalinidade destas fácies. Nos sienitos hastingsíticos da Fialha (CF2b e CF18b) e na amostra CV9 (Vidigão) esta anomalia muda mesmo de sinal (1.7 - 2.7) o que pode ser atribuído aos factores já anteriormente evocados, sendo que aqui o efeito se exerce sobre fácies com razões $(Eu/Eu^*)_N$ originalmente mais altas (embora < 1) e, por isso, mais susceptíveis de vir a registar valores superiores à unidade.

Os diagramas referentes às rochas graníticas mostram um claro desvanecimento da anomalia de Eu no sentido (EA>EPO>EO>ASA) que é, neste caso, acompanhada por sucessivo decréscimo na fraccionação de LREE, traduzido por razões La/Sm progressivamente mais baixas — (1.6–3.1)-EA; (2.3–2.4)-EPO; (1.6–1.7)-EO; (1.2–1.4)-ASA —, reflectindo-se no progressivo achatamento das respectivas assinaturas geoquímicas. Note-se que, em relação ao conjunto A-OS, os valores mais elevados da razão La/Sm nos granitos de Alcamins-EA são comparáveis aos encontrados nos granitos-A e justificáveis pela presença (confirmada) de alanite nestas amostras (e.g. EA37), podendo utilizar-se igual argumento no que concerne a algumas amostras do grupo (A-S) de sienitos hastingsíticos (e.g. AF51).

Os diagramas multi-elementares mostraram ainda, como é característico dos complexos (per)alcalinos intracontinentais, nítidas anomalias positivas de Zr, bem como acentuadas depressões de Ti (devida a fraccionação prévia de magnetite, caersutite, e/ou esfena, fases encontradas nalgumas amostras dos mafitos de Alter do Chão e de Elvas) e de Sr, esta relacionada com processos de fraccionação intensa de plagioclase cálcica (fase abundante nas rochas máficas de Alter do Chão e de Elvas) anteriores à diferenciação dos magmas residuais correspondentes a estas rochas félsicas. Como seria de esperar e é confirmado pelos respectivos diagramas, estas marcas geoquímicas são tendencialmente mais vincadas nos conjuntos de maior índice de alcalinidade (H-S + H-US), sendo embora igualmente nítidas nos grupos A-S (sienitos hastingsíticos) e A-OS (granitos).

Outro aspecto que sobressai destas projecções diz respeito à anomalia de Nb, isto é $(\text{Nb}/\text{Nb}^*)_{\text{N}}$, que, sendo variável é, na maior parte dos casos negativa, só mudando de sinal nas amostras de Alter Pedroso e nalguns exemplares do Falcato (EF5), Arronches (CA12c) e Fialha (CF18b). Susceptível de medir a comparticipação crustal no processo de diferenciação (nomeadamente ao nível dos magmas básicos precursores), a amplitude desta anomalia é igualmente influenciada

(tornando-se mais cavada) pela fraccionação prévia de fases titanadas, capazes de reter Nb relativamente a Th e La. Ora, constatando que é nas fácies peralcalinas (H-S e H-US) que a anomalia de Ti é mais vincada e que é justamente nestas fácies que se atingem valores médios mais moderados da anomalia de Nb (0.9 e 0.7, respectivamente), terá de concluir-se que a contribuição de material crustal nestas fácies terá sido quase nula ou, quando muito, bastante discreta. Note-se, contudo, que o conjunto AV (H-S: Vaiafonte) regista valores muito inferiores à média do grupo (máx.= 0.36 em AV10c) e, comparativamente, menos acentuadas anomalias de Ti, o que, sendo uma exceção neste grupo, indicia processos de contaminação que, mesmo subsidiários, podem alcançar taxas menos irrisórias. Raciocínio análogo e conclusões semelhantes podem igualmente aplicar-se às tendências composicionais dos grupos A-S e A-OS, onde as mais acentuadas anomalias de Nb (méd. de 0.6 e 0.4, respectivamente) também não parecem corresponder às mais cavadas depressões de Ti.

Os baixos níveis de participação crustal nos magmas que geraram líquidos residuais de composição granítica são ainda sublinhados pelo diagrama normalizado (padrão *ORG*: *Ocean Ridge Granites*) obtido com um granito de Aldeia do Pombal (Elvas). A semelhança entre a sua assinatura e a que se julga típica dos *granitos-A* (A de alcalinos e anorogénicos), bem como a hipótese, cada vez mais consistente, de que estes se geram, na maioria dos casos, a partir de fusões essencialmente mantélicas, constitui mais um argumento geoquímico para a origem primária dos magmas aqui envolvidos.

VII.3.3. O Complexo Plutónico de Santa Eulália

O Complexo Plutónico de Santa Eulália (CPSE), exemplar bem conhecido do plutonismo tardi-hercínico da Zona de Ossa-Morena, é um corpo maciço plutónico, composto por fácies graníticas, granitóides e gabróicas com diferentes cores e texturas. Da periferia para o centro, existe (*i*) um granito rosa de granulação média a grosseira (grupo G0)

envolvendo (ii) grandes massas alongadas de rochas máficas e intermédias, de gabros a granodioritos (grupo M), e, na zona central do CPSE (iii) um granito central cinzento de grão médio (grupo G1).

Resumidamente, as rochas máficas a intermédias (grupo M) são metaluminosas e apresentam composições amplas: 3.34–13.51% em peso de MgO; 0.70 a 7.20 ppm de Th; 0.84-1.06 (Eu/Eu*)_N (Eu* calculado entre Sm e Tb); 0.23 a 0.97 (Nb/Nb*)_N (Nb* calculado entre Th e La). Embora envolvendo os corpos do tipo M e formando o anel externo, os granitos G0 são as rochas magmáticas mais diferenciadas da CPSE, com carácter transicional entre metaluminosas e peraluminosas: 0.00 a 0.62% em peso de MgO; 15.00 – 56.00 ppm de Th; e 0.19 a 0.42 (Eu/Eu*)_N ; 0.08-0.19 (Nb/Nb*)_N . O grupo G1 é composto por granitos monzoníticos de carácter peraluminoso dominante e representa o grupo composicional mais homogéneo do CPSE: 0.65 a 1.02% em peso de MgO; 13.00 – 16.95 ppm de Th; 0.57 a 0.70 (Eu/Eu*)_N ; 0.14 – 0.16 (Nb/Nb*)_N. De acordo com as relações SiO₂ vs. (Na₂O + K₂O - CaO), os grupos M e G1 predominam no campo calco-alcalino, enquanto o grupo G0 é essencialmente alcali-cálcico; com base na correlação SiO₂ vs. FeO^t / (FeO^t + MgO), o CPSE deve ser considerado como uma associação plutónica *magnesiânica*.

VII.4. Petrogénese e Geocronologia Isotópica

Grande parte da história petrogenética das rochas em estudo (Província plutónica alcalina e Maciço de Campo Maior) fora já contada com os dados petrográficos, químico-mineralógicos e litogeoquímicos, mas a notável fiabilidade de alguns sistemas isotópicos, e o privilégio que constituiu poder usá-los na parte final deste trabalho, enriquece sobremaneira o seu conteúdo e completa (ainda que parcialmente) a panóplia de resultados que aqui se oferece sobre estas unidades geológicas do Nordeste alentejano.

VII.4.1. Maciço de Campo Maior

Os novos valores Sm-Nd agora obtidos oferecem grande fiabilidade, permitindo a tão desejada aproximação à história geológica deste maciço hipersténico, instalado no *eixo* da Faixa Blastomilonítica (Zona de Ossa-Morena).

A semelhança composicional (Sm/Nd) entre as cinco fácies gabróicas mais comuns tem boa correspondência nas razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0.1325–0.1804) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512189–0.512319). Nestas circunstâncias, construíram-se vários diagramas binários em que estas razões foram projectadas para diferentes grupos de amostras, tendo-se chegado à conclusão que, considerando os valores dos erros analíticos, a melhor correlação era obtida com as amostras: C21-RT, C39b-RT, C39b-plg (todas do sector NW) e C17-RT (sector SE). Este conjunto produziu isócrona interna de grande qualidade ($MSWD = 0.55$) que apontou, inicialmente, como idade isotópica Sm-Nd para o Maciço de Campo Maior, o valor de 369 ± 26 Ma, mais tarde matematicamente corrigido para 376 ± 22 Ma.

Ao contrário do que vinha sendo proposto há décadas com base em dados essencialmente estruturais e tectono-estratigráficos, o Maciço de Campo Maior não representa qualquer tipo de manifestação magmática proterozóica. Tampouco pode ser associado, é claro, à Província Alcalina ordovícica aqui estudada, mas essa hipótese, em função de todas as suas características, já se afigurava evidente.

Pode então afirmar-se, pela primeira vez, que o Maciço de Campo Maior constitui um corpo ígneo intrusivo no Devónico médio, em pleno desenvolvimento do regime compressivo associado à Orogenia Hercínica.

As razões iniciais, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{370}$, calculadas individualmente para cada amostra projectada, e por método gráfico para o conjunto (0.511886 ± 0.000021), bem como os respectivos valores de ϵNd_{370} (–6.1 a –5.4), apontam para processos petrogenéticos em que os

magmas primários terão sido fortemente contaminados por troços crustais, diferenciando-se por mecanismos análogos aos invocados para outros granitóides hercínicos portugueses e mais do que prováveis em ambientes de colisão continental como este.

VII.4.2. Província plutónica alcalina

Com um conjunto de novos dados Rb-Sr e Sm-Nd avançou-se para a caracterização isotópica de amostras máficas (grupos MAC e ME) e félsicas (grupos H-S, H-US e A-OS) consideradas representativas do complexo plutónico alcalino que constituiu o fulcro deste projecto de investigação.

As datações (Rb-Sr, U-Pb e K-Ar) obtidas em estudos anteriores sobre algumas destas rochas, indicam para a província alcalina a idade de 480 Ma, dado que constituiu base de trabalho importante.

O sistema Rb-Sr revelou-se relativamente ineficaz como instrumento de investigação petrogenética, denotando ter sido afectado por processos secundários que, mobilizando diferencialmente o Sr relativamente ao Rb, modificaram a razão original (magmática) Rb/Sr e, portanto, também as razões isotópicas que dela dependem. São de outro modo incompreensíveis as disparidades nas razões isotópicas iniciais ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₄₈₀ patenteadas em amostras do mesmo grupo litológico, como acontece, na sua máxima expressão, nos sienitos nefelínicos (0.704306 - 0.706197).

Com base nos dados Sm-Nd (mais fiáveis neste contexto dada a relativa imobilidade dos elementos em causa), é interessante notar que, se comparados as razões Sm/Nd, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)₄₈₀ e ϵNd_{480} nas rochas máficas de Alter do Chão e de Elvas, resultam sempre mínimos os valores correspondentes ao diorito de Elvas (E11: $\epsilon\text{Nd}_{480} = -3.1$), facto que se ajusta a processos de diferenciação magmática com maior intervenção, nestas fácies, de material crustal, por norma enriquecido em Nd relativamente a Sm,

dada a menor incompatibilidade deste último em relação às composições peridotíticas do manto.

É de assinalar, contudo, que no cômputo geral dos resultados, não se regista uma correlação linear perfeita entre a razão elementar Sm/Nd e as razões isotópicas, bem como, particularmente, entre as razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, facto explicável, desta vez, por heterogeneidades nas fontes magmáticas, seja ao nível das fusões mantélicas, seja pela intervenção de processos de mistura entre estas e uma crosta composicionalmente descontínua no que àquela razão diz respeito. É este aspecto, aliás, que impede, a obtenção de isócronas com os resultados agora conseguidos, que permitiriam afinar a presumida idade de 480 Ma para este complexo alcalino.

Importante é salientar que os resultados isotópicos Sm-Nd, obtidos nas várias amostras e resumidos pelo parâmetro ϵNd_{480} , põem a descoberto alguns factos novos e relevantes, como sejam: *i.*) o carácter essencialmente mantélico dos gabros de Alter do Chão ($\epsilon\text{Nd}_{480}=+4.7$), bem como das rochas félsicas (per)alcalinas ($+2.5 < \epsilon\text{Nd}_{480} < +4.9$), cujos baixos níveis de contaminação crustal atingem mínimos nos sienitos nefelínicos de Arronches (+4.9) e máximos nos granitos de Alcamins (+2.5); *ii.*) a confirmação de uma relação de parentesco entre os magmas básicos de Alter do Chão e as rochas (per)alcalinas representativas da província, sejam quais forem os seus níveis de saturação em sílica; *iii.*) o cunho híbrido (mistura: manto \pm crosta) das amostras representativas dos maciço básico de Elvas ($-3.1 < \epsilon\text{Nd}_{480} < -1.1$); *iv.*) a impossibilidade de considerar *estes* mafitos de Elvas ($\epsilon\text{Nd}_{480} < 0$) como precursores magmáticos *destas* rochas félsicas sieníticas e graníticas ($\epsilon\text{Nd}_{480} > 0$).

Enquanto as conclusões avançadas nas alíneas *(i)* e *(ii)* constituem nova contribuição analítica que, em larga medida, vem confirmar o que, a partir de outros dados, já se suspeitava, as que se referem nas alíneas *(iii)* e *(iv)* revelam hipótese completamente nova e, até, surpreendente.

É certo que a vastidão de unidades litológicas amostradas e os (ainda) poucos recursos analíticos, nomeadamente isotópicos, obrigaram a uma selecção de amostras, talvez, demasiado constrangida, mas, ainda assim, seria coincidência muito improvável que as duas amostras máficas-ME escolhidas (sem dúvida representativas do conjunto) apresentassem resultados Sm-Nd concordantes com génese semelhante (manto \pm crosta) e incompatíveis com a hipótese de representarem fácies precursoras dos diferenciados félsicos (e.g sienitos-EF, Falcato).

Assim, ponderando os diferentes dados deste trabalho, é mais seguro afirmar que o maciço básico de Elvas não pode ser considerado precursor dos felsitos que lhe estão espacialmente associados, embora (localmente) algumas fácies mesocratas deste maciço possam apresentar características petrográficas e químico-mineralógicas que induzem a ideia de continuidade composicional.

Apesar desta discrepância isotópica, os dados não permitem, contudo, excluir o ME do cortejo alcalino, mas antes afirmar que o seu processo de diferenciação sofreu muito maior contribuição crustal do que as restantes unidades litológicas (MAC, sienitos e granitos), mascarando-lhe, assim, o carácter mantélico / alcalino que, de outra forma seria, decerto, mais evidente.

A tentativa de modelação (semi-)quantitativa dos processos de diferenciação magmática que erigiram esta província plutónica contemplou, em primeira aproximação, a construção de um diagrama binário ϵSr_{480} vs. ϵNd_{480} onde, em conjunto com os novos dados, se projectou uma hipérbole de mistura entre uma fonte mantélica, alcalina, intraplaca e uma fonte granítica da crosta continental. Tal diagrama torna claro que esta hipérbole de mistura passa relativamente próximo, não só das rochas máficas, como de algumas amostras félsicas menos alteradas (EF17, EF22, CA12a), sendo possível inferir, também, que as amostras félsicas, se deslocadas para os seus (menores) valores ígneos de ϵSr_{480} ocupariam uma posição, na linha de mistura, intercalar entre

o gabro de Alter do Chão e os mafitos de Elvas, denunciando terem sido geradas a partir de magmas mantélicos substancialmente menos contaminados do que estes. Com a ressalva de que, tendo em conta a falibilidade desta aproximação, se trata de aproximações semi-quantitativas, os cálculos efectuados com a correspondente equação indicam participações crustais moderadas no gabro do MAC (9 % de crosta granítica) e nas rochas félsicas (de 7 %, num sienito nefelínico, a 26 %, num granito), situação que se altera drasticamente nas rochas máficas de Elvas (51 a 65 % de fusões crustais). Este facto obriga a considerar que os magmas primários (mantélicos) que deram origem aos maciços de Alter do Chão e de Elvas, podem não ter sido, no início, composicionalmente muito distintos, mas, a admitir semelhante crosta encaixante, estes últimos terão tido muito maior capacidade de a assimilar.

Também parece haver algum paralelismo entre o decréscimo de valores ϵNd_t nas rochas félsicas e a anomalia negativa de Nb, dois critérios, um melhor (o isotópico) do que o outro, para medir a contaminação crustal; a ilustrá-lo apontem-se os dados referentes a um sienito nefelínico de Arronches ($\epsilon Nd_t = 4.9$; $(Nb/Nb^*)_N = 1.2$) e a um granito de Alcamins (2.5 ; 0.1).

Os processos de cristalização dos magmas mantélicos, crustais ou mistos, não fraccionam as razões isotópicas, pelo que a sua modelação quantitativa tem que ser feita com recurso à variação de teores elementares que provocam ao gerar, em sistema fechado, fracções sólidas e líquidas em dependência composicional. Dada a impossibilidade de, neste trabalho, analisar separadamente as fracções *cumulus* e *intercumulus* que constituem as fácies gabróicas, tornou-se inviável a quantificação dos processos de cristalização fraccionada através das composições de rocha-total.

Em alternativa, e mais uma vez como exercício de aproximação à realidade petrológica, procedeu-se, através das composições (FeO/MgO) das olivinas-MAC, à estimativa dos intervalos de variação

dos parâmetros C_L e F referentes, respectivamente, à composição e proporção dos líquidos residuais gerados por fraccionação destas olivinas. Os resultados obtidos com as olivinas dos peridotitos apontam para o intervalo de $(\text{FeO}/\text{MgO})_L$ entre 0.78 e 1.22, de que resultam valores de F entre 0.95 e 0.81, respectivamente. Para as fácies gabróicas, assumindo como semelhantes as proporções de (olivina + piroxena) e plagioclase (~50%), chegou-se a valores de $(\text{FeO}/\text{MgO})_L$ entre 2.42 e 2.98, a que correspondem proporções de líquido residual, F , entre 0.30 e 0.21. Em face destes resultados, pode afirmar-se que os processos de fraccionação de olivina tiveram lugar a partir de líquidos com grau de evolução já consideravelmente avançados.

Por razões já apontadas, não é fácil conceber e, acima de tudo, quantificar um modelo baseado na cristalização fraccionada de Rayleigh, para justificar as composições-REE dos diferentes conjuntos de rochas félsicas. Assim, e numa perspectiva meramente comparativa, projectaram-se os teores normalizados de quatro amostras representativas dos diferentes grupos félsicos: sienitos (riebequíticos) peralcalinos saturados, H-S (Alter Pedroso: AP1); sienitos (nefelínicos) peralcalinos sub-saturados, H-US (Arronches: CA12a); sienitos (hastingsíticos) alcalinos saturados, A-S (Fialha: CF18b); granitos (hedembergíticos) alcalinos, A-OS (Alcamins: EA37). O exercício gráfico faz sobressair a especificidade da assinatura-REE da amostra CA12a (Arronches). Os seus teores-REE só se assemelham aos das restantes amostras para La e Ce, sendo todos os outros, sem excepção (Nd — Lu), bastante inferiores. Em função deste padrão-REE e dos valores de ϵNd_{480} revelados nesta amostra (+ 4.9) e no gabro-MAC, A51 (+ 4.7), deve considerar-se provável que o sienito nefelínico em causa corresponda à diferenciação de magmas alcalinos semelhantes aos que vieram a originar os gabros do Maciço de Alter do Chão, representando líquidos residuais composicionalmente influenciados por significativa fraccionação prévia de fases retentoras de HREE como, por exemplo, a anfíbola.

VII.4.3. Rochas máficas e félsicas da região de Elvas

Obtidos a partir de trabalho recente, resultados isotópicos Sm-Nd, medidos num total de 18 amostras de rochas somente da região de Elvas (6 mafitos do grupo ME e 12 felsitos do grupo EH), permitem uma interpretação nova e mais consistente sobre a petrogénese dessas rochas plutónicas. Assumindo uma idade próxima da que é atribuída à Província Alcalina (480 Ma), as rochas félsicas do grupo EH ocupam um intervalo de $(+0.6 < \epsilon Nd_{480} < +4.2)$, refletindo extrações magmáticas de fontes mantélicas empobrecidas numa base de tempo integrada, seguidas por processos variáveis de mistura (e/ou de tipo *ACF*) com fontes enriquecidas, provavelmente crustais. Acredita-se que este magmatismo alcalino / peralcalino represente o principal registro regional do evento de rompimento que presumivelmente levou à abertura do Oceano Rheic. Perante estes novos dados, as rochas máficas plutónicas do maciço de Elvas (ME) não podem representar os precursores magmáticos destas rochas félsicas (sienitos e granitos), pois mostram razões isotópicas de Nd completamente distintas: o grupo ME situa-se na gama $(-3.8 < \epsilon Nd_{480} < -0.9)$, indicando importante contribuição de fontes enriquecidas no tempo (provavelmente crustais).

VII.4.4. O Complexo Plutónico de Santa Eulália

Os novos dados geoquímicos conseguidos no Complexo Plutónico de Santa Eulália (CPSE), com idades isotópicas U-Pb obtidas em zircões, de 306 ± 2 Ma (grupo M: rochas máficas e intermédias), 305 ± 6 Ma (grupo G1, granitos cinzentos, centrais) e 301 ± 4 Ma (grupo G0, granitos rosa, periféricos) sugerem um modelo petrogenético explicado por um evento magmático desenvolvido em duas etapas. Inicialmente, magmas derivados de fontes mantélicas empobrecidas ao longo do tempo, representados pelo grupo M $(-3.0 < \epsilon Nd_{300} < +1.8)$, foram extraídos para a crosta, promovendo sua fusão parcial e extensa mistura e/ou evolução magmática de tipo *ACF*, gerando os granitos G1 $(-5.8 < \epsilon Nd_{300} < -4.6)$. Uma extração posterior de magmas primários

similares, no mesmo local ou próximo, pode ter causado fusão parcial de algumas fácies intermédias do grupo M (e.g. dioritos), seguido de processos de diferenciação magmática, principalmente cristalização fraccionada, capaz de produzir líquidos residuais composicionalmente próximos dos granitos G0 ($-2.2 < \epsilon\text{Nd}_{300} < -0.8$). Note-se que a gama de valores de ϵNd_{300} dos grupos M e G0 se intersectam e que os valores de G1 se afastam destes dois grupos.

VII.5. Petrologia, uma ciência “exacta”?

A Petrologia, quando devidamente sustentada por dados geoquímicos, numéricos, tanto quanto possível *exactos*, é um domínio de investigação que, sem virar costas às suas raízes histórico-naturais, assume-se cada vez mais, com o poder que lhe é conferido por esta via, como um domínio *quantitativo*. Seja com objectivos aplicados (mineiros, ambientais e outros) ou, a montante destes, de modelação numérica de processos naturais, e apesar de incertezas como as referidas no ponto VI.2.2.3.1. (Sobre a relação entre *F* e *D*), são óbvias as afinidades desta petrologia/geoquímica moderna com as denominadas *ciências exactas*, físico-químicas. Quem nela(s) trabalha vai sentindo algum incómodo na utilização (pelo menos escrita) de termos como *grande*, *pequeno*, *maior*, *menor* e afins. Em *Petrologia e Geoquímica* as coisas são o que são e valem *quanto* valem. O trabalho agora escrito pretende ser disto um exemplo.

(página em branco)

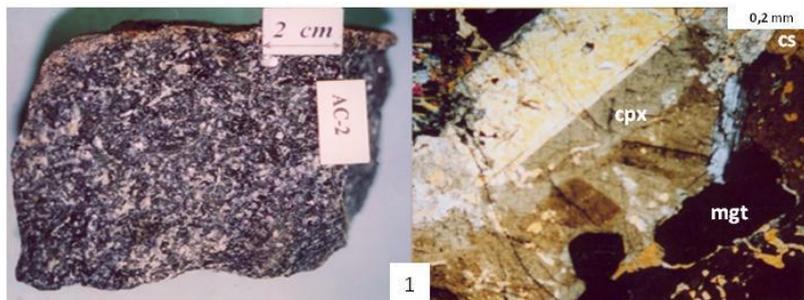
ANEXO 1

Fotografias

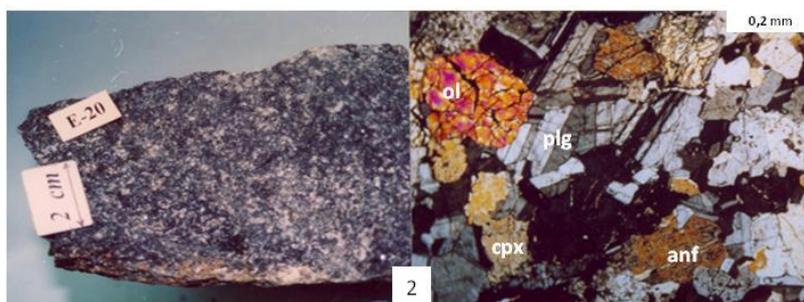


Rochas hiperalcalinas. Fácies sieníticas emblemáticas da província alcalina estudada Em cima, sienito com riebequite; textura pegmatítica. Em baixo, sienito com riebequite e fenocristais euédricos de aegirina; textura porfiróide.

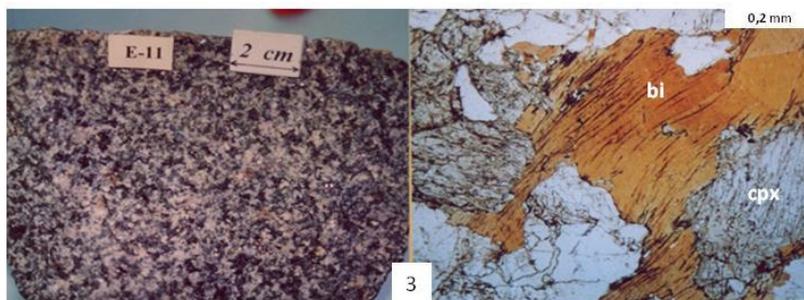
(página em branco)



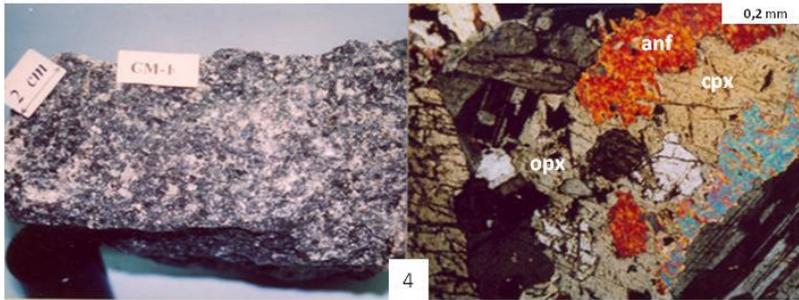
Fotos 1 – Macro e microfotografia (40x, Nc) de um gabro olivínico com caersutite (cs), do Maciço de Alter do Chão; (mgt, plg, cpx, anf); referência AC-2 (foto) = A2 (texto).



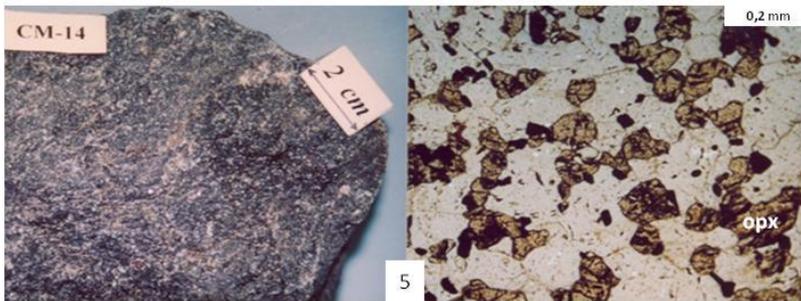
Fotos 2 – Macro e microfotografia (40x, Nc) de um gabro olivínico do Maciço de Elvas; (ol, plg, cpx, anf); ref.^a E-20 (foto) = E20 (texto).



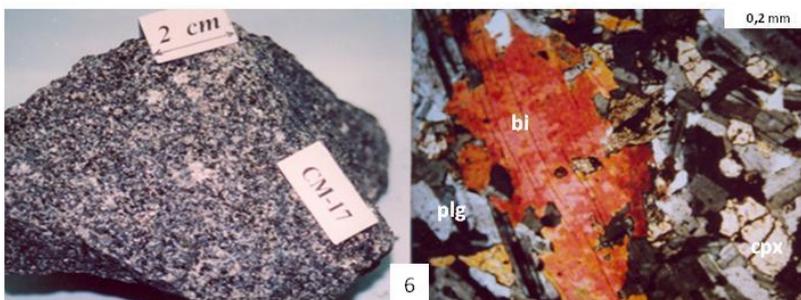
Fotos 3 – Macro e microfotografia (40x, Np) de um diorito do Maciço de Elvas; (plg, cpx, bi); ref.^a E-11 (foto) = E11 (texto).



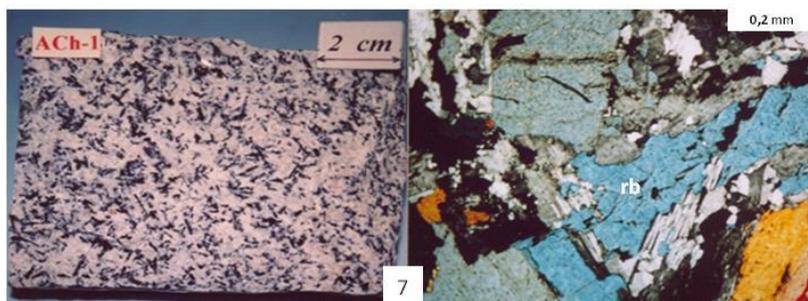
Fotos 4 – Macro e microfotografia (40x, Nc) de um gabro norítico do sector NW do Maciço de Campo Maior; (plg, opx, cpx, anf); ref.^a CM-1 (foto) = C1 (texto).



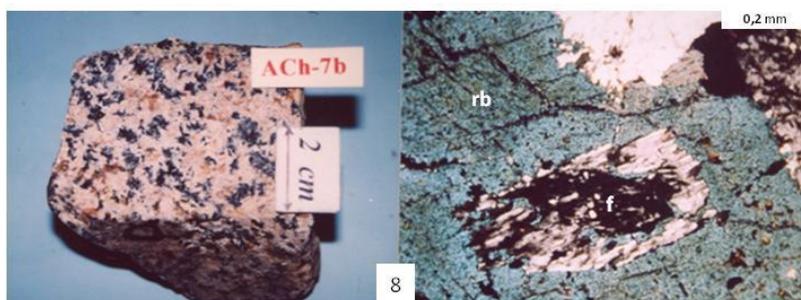
Fotos 5 – Macro e microfotografia (40x, Np) de um gabro com tendência granoblástica, do sector SE do Maciço de Campo Maior; (mgt, plg, opx, cpx); ref.^a CM-14 (foto) = C14 (texto).



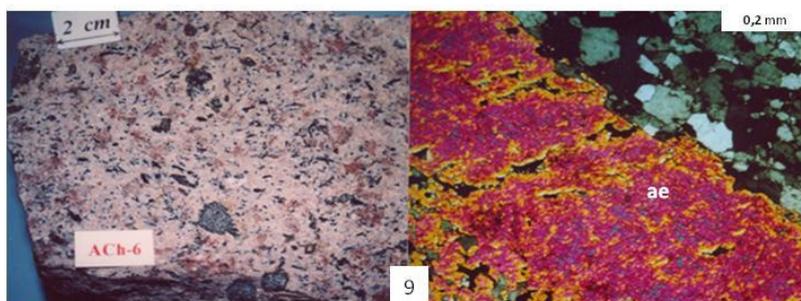
Fotos 6 – Macro e microfotografia (40x, Nc) de um monzogabro do sector SE do Maciço de Campo Maior; (plg, opx, cpx, bi); ref.^a CM-17 (foto) = C17 (texto).



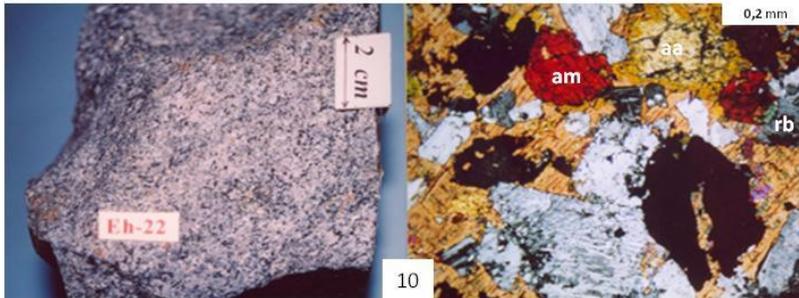
Fotos 7 – Macro e microfotografia (40x, Nc) de um sienito riebequítico de Alter Pedroso; (riebequite *agpaítica* - rb, feldspato); ref.^a ACh-1 (foto) = AP1 (texto).



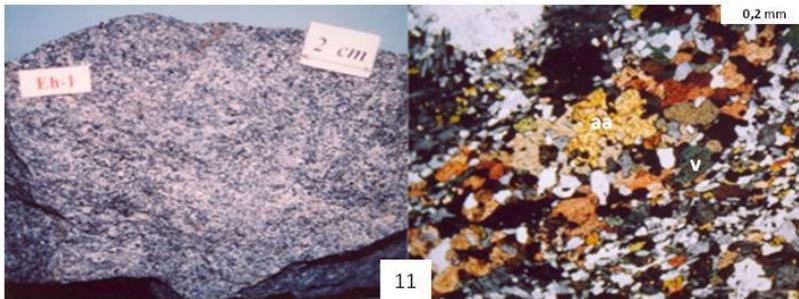
Fotos 8 – Macro e microfotografia (40x, Nc) de um sienito riebequítico de Alter Pedroso; (riebequite *agpaítica* - rb, feldspato - f); ref.^a ACh-7b (foto) = AP7b (texto).



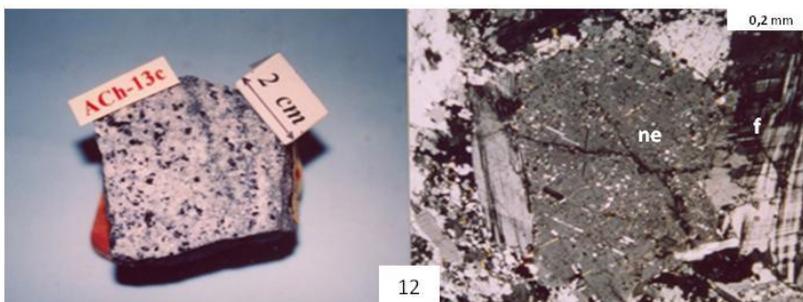
Fotos 9 – Macro e microfotografia (40x, Nc) de um sienito com riebequite e aegirina (ae), de Alter Pedroso; (aegirina *fenocristalina*, feldspato); ref.^a ACh-6 (foto) = AP6 (texto).



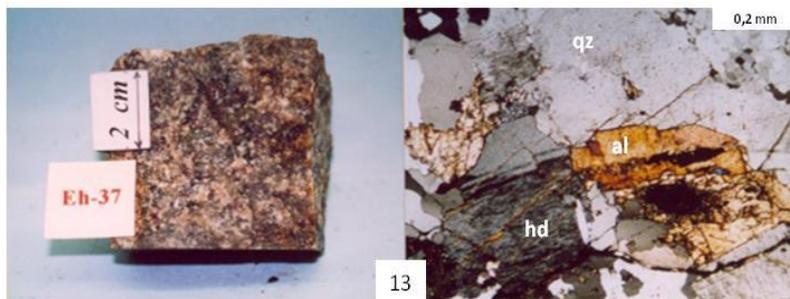
Fotos 10 – Macro e microfotografia (40x, Nc) de um sienito com riebequite (rb) e aegirina-augite (aa), de Falcato; (aenigmatite - am, riebequite, aegirina-augite, feldspato); ref.^a Eh-22 (foto) = EF22 (texto).



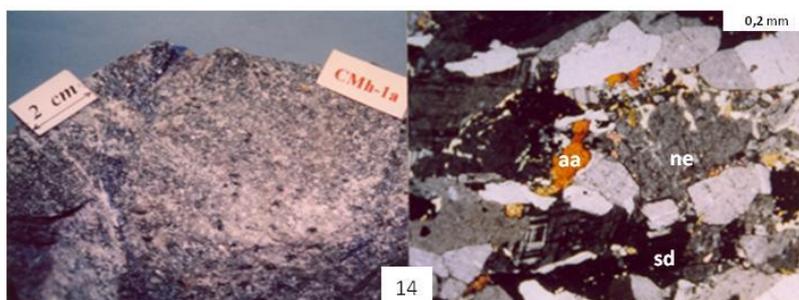
Fotos 11 – Macro e microfotografia (40x, Nc) de um sienito com vinchite (v) e aegirina-augite (aa), de Varche; (vinchite, aegirina-augite, feldspato); ref.^a Eh-1 (foto) = EVA1 (texto).



Fotos 12 – Macro e microfotografia (40x, Nc) de um sienito nefelino-sodalítico com aegirina-augite, de Almanhares; (nephelina - ne, sodalite intersticial, aegirina-augite, feldspato - f); ref.^a ACh-13a-1 (foto) = AL13c (texto).



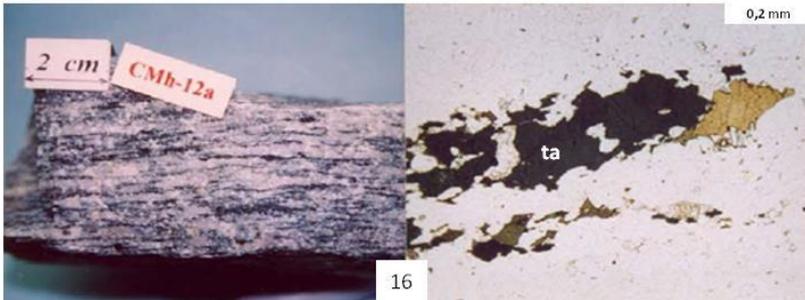
Fotos 13 – Macro e microfotografia (40x, Nc) de um granito hedembergítico de Alcamins; (hedembergite - hd, esfena, alanite - al, feldspato, quartzo - qz); ref.^a Eh-37 (foto) = EA37 (texto).



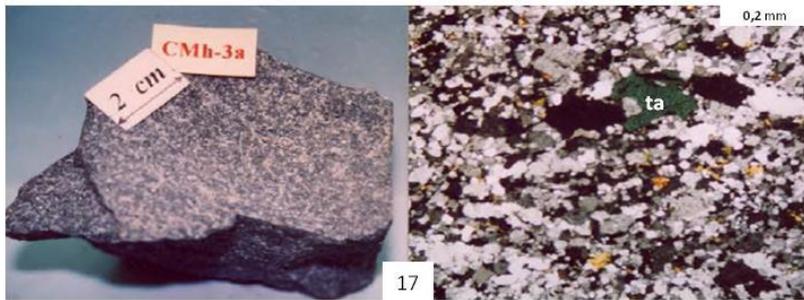
Fotos 14 – Macro e microfotografia (40x, Nc) de um sienito com nefelina e sodalite (aegirina –augite, nefelina, sodalite, feldspatos), de Cevadais (*ouquelito*); ref.^a CMh-1a (foto) = CC1a (texto).



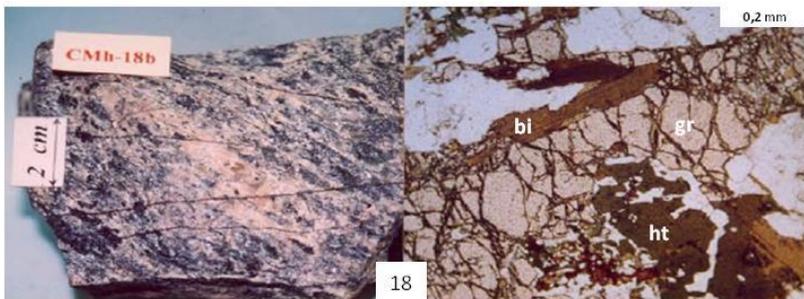
Fotos 15 – Macro e microfotografia (40x, Nc) de um sienito com arfvedsonite (af) e richterite (rt), de Cevadais (*cevadaisito*); (arfvedsonite, richterite, feldspato); ref.^a CMh-5b (foto) = CC5b (texto).



Fotos 16 – Macro e microfotografia (40x, Np) de um sienito nefelínico de Arronches (taramite - ta, feldspato); ref.^a CMh-12a (foto) = CA12a (texto).



Fotos 17 – Macro e microfotografia (40x, Nc) de um sienito nefelínico de Tinoca; (aegirina-augite, taramite - ta, feldspato); ref.^a CMh-3a (foto) = CT3a (texto).



Fotos 18 – Macro e microfotografia (40x, Np) de um sienito hastingsítico de Fialha; (hastingsite - ht, feldspato, biotite - bi, granada - gr); ref.^a CMh-18b (foto) = CF18b (texto).

ANEXO 2***Petrografia / Quadros Paragenéticos***

(página em branco)

Rochas máficas (grupos MAC, ME e MCM)

| Conjunto | | MAC | | | | | | | | | | |
|----------|----------|------|-----------|-----------|------|------|------|-----------|------|------|-----------|--|
| Amostra | A2 | A24 | A26 | A37 | A51 | A58 | A63 | A86a | A90 | A91 | All.4 | |
| Litotipo | G-ol,anf | G-ol | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol | PXT | PDT | G-ol,anf | PDT | DNT | G-ol,anrt | |
| Textura | gr-m | gr-m | gr-m | gr-m | gr-m | gr-g | gr-m | gr-m | gr-m | gr-m | gr-m | |
| oliv | v | v | + | + | + | + | ++ | + | ++ | +++ | ± | |
| óxid | + | | v | | ± | v | | + | | + | ± | |
| opx | | | | | | | | | | | | |
| clpx | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | + | ++ | + | | ++ | |
| hbl-c | + | + | | v | + | v | | + | + | | v | |
| hbl-v | | s | | | | | | s | | | s | |
| bi | | | | | | | v | v | | | | |
| plg | ++ | + | ++ | ++ | ++ | + | + | ++ | + | | ++ | |
| fel-K | | | | | | | | | | | | |
| qzo | | | | | | | | | | | | |
| outros | | | | | | | | src (plg) | | | | |

| Conjunto | | ME | | | | | | | | | |
|----------|-----------|----------|--------|------|------|--------|---------|----------|--------|-------|--|
| Amostra | E1 | E3 | E4b | E8 | E11* | E13 | E14 | E20 | E22 | E24 | |
| Litotipo | GRD | GRD | D-opx | D | D | D | D | G-ol,opx | G-ol | G-anf | |
| Textura | gr-m | gr-m | gr-m/g | gr-m | gr-m | gr-m/g | gr-m/g | gr-m | gr-m/f | gr-m | |
| oliv | | | | | | | | + | + | | |
| óxid | ± | ± | | | ± | | ± | | + | + | |
| opx | | | + | | | | | + | | | |
| clpx | | | | ± | ++ | ++ | ± | + | ++ | + | |
| hbl-c | ± | ± | + | | | | + | + | | ++ | |
| hbl-v | + | + | ± | + | ± | ± | ± | | | | |
| bi | + | + | + | + | + | | ± | | | | |
| plg | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | |
| fel-K | ++ | ++ | + | ++ | | + | v | | | | |
| qzo | ± | ± | ± | v | v | v | v | | | | |
| outros | esf, alan | cl, apat | | | esf | esf | esf, cl | | | | |

Grupos: MAC (A...); ME (E...); MCM (C...).

Litotipos: DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico).

variedades: ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).

Texturas: granular (gr), granoblástica (grbl), grosseira (g), média (m), fina (f).

Ocorrência: > 80 % vol. (+++), essencial (++), acessório principal (+), acessório menor (±), vestigial (v), secundário (s).

Rochas máficas (grupos MAC, ME e MCM)

| Conjunto | | ME | | | | | | | | | | |
|----------|--------|--------|---------|--------|------|-----------|---------|------|------|------|-----------|--|
| Amostra | E26 | E28 | E29 | E30 | E31 | E34 | E38a | E39a | E42 | E44 | EIII.1 | |
| Litotipo | GD-anf | G | G | GD | G-ol | G-anf | D | PXT | GRD | GRD | GD | |
| Textura | gr-m | gr-m | gr-m/g | gr-m/g | gr-m | gr-m | gr-m/f | gr-m | gr-m | gr-m | gr-m | |
| oliv | | | | | + | | | | | | | |
| óxid | | + | | | | | | v | | | ± | |
| opx | | | | | | | | | | | | |
| clpx | + | ++ | ++ | ++ | ++ | + | ++ | +++ | ++ | | ++ | |
| hbl-c | ++ | + | + | | ± | ++ | | + | | | | |
| hbl-v | | | | | | s | s | | | + | s | |
| bi | + | | | | | | | | | + | | |
| plg | ++ | ++ | ++ | + | ++ | ++ | ++ | + | ++ | ++ | ++ | |
| fel-K | v | | | ± | | v | + | | + | ++ | ± | |
| qzo | | | | | | | v | | | ± | ± | |
| outros | | cc (v) | esf, cc | esf | | esf, epid | esf (v) | | esf | cl | esf,cc,tm | |

| Conjunto | | MCM-NW | | | | | | | | |
|----------|-----------|-----------|-------|------|------|------|----------|-----------|-------|-----------|
| Amostra | C1 | C5 | C20 | C21 | C23 | C32 | C39a | C39b | C41 | C51 |
| Litotipo | G-opx,anf | G-opx,anf | G-opx | ANRT | D-bi | PXT | G-opx | G-opx,anf | G-anf | G-opx,anf |
| Textura | gr-m | gr-m | gr-m | gr-g | gr-g | gr-g | gr-g | gr-m | gr-g | gr-g |
| oliv | | | | | | | | | | |
| óxid | | | ± | v | ± | | | ± | ± | + |
| opx | + | + | + | | | + | + | + | | + |
| clpx | ++ | ++ | ++ | | + | ++ | ++ | ++ | | ++ |
| hbl-c | + | + | + | | | ± | + | ++ | ++ | + |
| hbl-v | | | | | ++ | | | | | |
| bi | + | + | + | | ++ | | | | | v |
| plg | ++ | ++ | ++ | +++ | ++ | + | ++ | ++ | ++ | ++ |
| fel-K | v | v | | | ± | | | | | |
| qzo | v | v | | | v | | | | | |
| outros | | | | | | | cl, epid | | | |

Grupos: MAC (A...); ME (E...); MCM (C...).

Litotipos: DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico).

variedades: ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).

Texturas: granular (gr), granoblástica (grbl), grosseira (g), média (m), fina (f).

Ocorrência: > 80 % vol. (+++), essencial (++), acessório principal (+), acessório menor (±), vestigial (v), secundário (s).

Rochas máficas (grupos MAC, ME e MCM)

| Conjunto | MCM-NW | | MCM-SE | | | | | | |
|----------|---------|-----------|--------|----------|------|------|-----------|------|-----|
| | Amostra | C52 | C54 | C11 | C14 | C15 | C16 | C17 | C18 |
| Litotipo | G-anf | G-opx,anf | M-bi | GRLT-opx | M-bi | GRD | MG-opx,bi | G | |
| Textura | gr-m | gr-m | gr-m | grbl-f | gr-m | gr-m | gr(bl)-m | gr-f | |
| oliv | | | | | | | | | |
| óxid | + | + | | + | | | | | ± |
| opx | | + | | + | | | + | | |
| clpx | ++ | ++ | ± | ++ | ± | | ++ | ++ | |
| hbl-c | + | + | ++ | + | ++ | | | | |
| hbl-v | | | | | | | | | |
| bi | + | v | ++ | + | ++ | + | ++ | v | |
| plg | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | |
| fel-K | | | ± | ± | ± | ++ | ± | | |
| qzo | | | ± | ± | ± | + | v | | |
| outros | | | | | | | | | |

Grupos: MAC (A...); ME (E...); MCM (C...).

Litotipos: DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico).

variedades: ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).

Texturas: granular (gr), granoblástica (grbl), grosseira (g), média (m), fina (f).

Ocorrência: > 80 % vol. (+++), essencial (++), acessório principal (+), acessório menor (±), vestigial (v), secundário (s).

Rochas félsicas (Província Alcalina)

| Conjunto | ACH | | | | | | | | | | |
|----------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| Mancha | A. Pedroso | Almanhares | Almanhares |
| Amostra | AP1 | AP6 | AP7b | AP8 | AP44 | AP46 | APII5 | APIII7 | AL13a | AL13c | |
| Grupo | H-S | H-US | H-US | |
| Litotipo | SNT | SNT-ne | SNT-ne | |
| Côr | L | L | L | HL | L | M | LM | L | M | L | |
| Textura | m | mf | mg | mg | m | f | f | mf | f | m | |
| Deform. | 2 | 2 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | |
| qzo | | | | | | | | | | | |
| nef | | | | | | | | | + | + | |
| sod | | | | | | | | | ± | ± | |
| Fel-alc | ++ | ++ | ++ | +++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ |
| anf-az | + (rbq) | + | + (rbq) | | | | + (arf) | | | + (tar) | + |
| clpx-v | | + | | | | | ± (aeg) | + (aeg) | | ± (ae-au) | ± |
| hbl-v | | | | | | | | | | | |
| tr-act | | | | | | | | | | | |
| bi | | | | s | | | s | s | s | s | |
| clor | | | | | | | | | | | |
| opac | | | s | s | sa | | s | s | | | |
| esf | | | | | v | | | | | | |
| zirc | ± | ± | | | | | | | | | |
| alan | v | | | | | | | | | | |
| aenig | | | | | | | | | | | |
| fluor | | | ± | | | | | | | | |
| mos | | | | | | | | | | | |
| carb | | | | | | | | s | | | |
| gran | | | | | | | | | s | s | |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).

Manchas: são indicados os nomes dos afloramentos padrão.

Grupos: H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobressaturadas).

Litotipos: SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).

Cor: mesocrata (M), leuco-mesocrata (LM), leucocrata (L), hololeucocrata (HL).

Textura (granulom.): grosseira (g), média-grosseira (mg), média (m), média-fina (mf), fina (f).

Deformação: incipiente (1), nítida (2), intensa (3), muito intensa (4).

Ocorrência: > 80 % vol. (+++), essencial (++), acessório principal (+), acessório menor (±), vestigial (v), secundário (s), secundário abundante (sa).

Abreviaturas de inossilicatos (analisados em microsonda): aegirina (aeg), aegirina-augite (ae-au), diópsido-hedembergite (di-hd), hedembergite (hd), riebeckite (rbq), arfvedsonite (arf), taramite (tar), catoforite (cat), richterite (ric), barroisite (bar), vinchite (vin), hastingsite (hst).

Rochas félsicas (Província Alcalina)

| Conjunto | ACH | | | | | | | | | |
|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|------------|
| Mancha | Almanhães | Vaiamonte | S. António | S. António |
| Amostra | AL49 | AV9a | AV10c | AV25 | AV28b | AV35b | AV39 | AV41 | ASA31 | ASA33 |
| Grupo | H-US | H-S | A-S | A-S |
| Litotipo | SNT-ne | SNT | GRT | GRT |
| Côr | LM | M | L | LM | M | L | L | M | LM | M |
| Textura | m | m | m | m | m | f | f | mg | m | m |
| Deform. | 1 | 3 | 2 | 3 | 4 | 3 | 3 | 2 | 2 | 2 |
| qzo | | | sa | | sa | sa | | | ± | ± |
| nef | + | | | | | | | | | |
| sod | ± | | | | | | | | | |
| Fel-alc | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ |
| anf-az | + | | ± | +(rbq) | +(hst-s) | | | | | |
| clpx-v | ± | +(ae-au) | + | | ± | + | | +(ae-au) | | |
| hbl-v | | | | | s | | s | | s | s |
| tr-act | | | | | | | | | s | s |
| bi | | s | | | | | s | s | | |
| clor | s | s | | | s | | | | s | s |
| opac | | | | | | | | | s | s |
| esf | | | | | | | | | | |
| zirc | | | ± | | | | | | | |
| alan | | | | | v | | | | | |
| aenig | | | | | | | | | | |
| fluor | | | | | | | | | | |
| mos | | | | | | | | | | |
| carb | | | s | | | | s | | | |
| gran | | | | sa | | | | | | |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).

Manchas: são indicados os nomes dos afloramentos padrão.

Grupos: H-S (hipercalc.-saturadas); H-US (hipercalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobresaturadas).

Litotipos: SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).

Cor: mesocrata (M), leuco-mesocrata (LM), leucocrata (L), hololeucocrata (HL).

Textura (granulom.): grosseira (g), média-grosseira (mg), média (m), média-fina (mf), fina (f).

Deformação: incipiente (1), nítida (2), intensa (3), muito intensa (4).

Ocorrência: > 80 % vol. (+++), essencial (++) , acessório principal (+), acessório menor (±), vestigial (v), secundário (s), secundário abundante (sa).

Abreviaturas de inossilicatos (analisados em microsonda): aegirina (aeg), aegirina-augite (ae-au), diópsido-hedembergite (di-hd), hedembergite (hd), riebeckite (rbq), arfvedsonite (arf), taramite (tar), catoforite (cat), richterite (ric), barrosite (bar), vinchite (vin), hastingsite (hst).

Rochas félsicas (Província Alcalina)

| Conjunto | ACH | | | | EH | | | | | |
|----------|---------|---------|---------|---------|-----------|---------|---------|---------|---------|-----------|
| | M. Fome | M. Fome | Tapadão | Tapadão | Falcato | Falcato | Falcato | Falcato | Falcato | Falcato |
| Mancha | | | | | | | | | | |
| Amostra | AF20a | AF51 | AT17 | AT22 | EF5 | EF17* | EF22* | EF25t | EFIV2b | EFV2 |
| Grupo | A-S | A-S | A-S | A-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S |
| Litotipo | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT |
| Côr | L | LM | L | L | LM | M | M | M | M | M |
| Textura | f | f | mf | m | f | mf | mf | f | mg | m |
| Deform. | 3 | 4 | 2 | 2 | 1 | 2 | 2 | 2 | 1 | 1 |
| qzo | sa | sa | sa | sa | s | s | | | | |
| nef | | | | | | | | | | |
| sod | | | | | | | | | | |
| Fel-alc | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ |
| anf-az | | ± (hst) | ± (hst) | | + (rbq) | | ± | | + (vin) | |
| clpx-v | | | | | + (ae-au) | + | + | + (hd) | ± | + (di-hd) |
| hbl-v | | | | | | | | | | s |
| tr-act | | | | | | | | | | |
| bi | | s | s | s | | | | | | |
| clor | | | s | s | | | | | | |
| opac | | | | s | | ± | | | | |
| esf | | | | | | | | | | ± |
| zirc | | | | | | | | | | ± |
| alan | | v | | | | | | | | |
| aenig | | | | | | | ± | | | |
| fluor | | | | | | | | | | |
| mos | s | | | | | | | | | |
| carb | | | | | | | | | | |
| gran | | | | | | | | | | |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).

Manchas: são indicados os nomes dos afloramentos padrão.

Grupos: H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobressaturadas).

Litotipos: SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).

Cor: mesocrata (M), leuco-mesocrata (LM), leucocrata (L), hololeucocrata (HL).

Textura (granulom.): grosseira (g), média-grosseira (mg), média (m), média-fina (mf), fina (f).

Deformação: incipiente (1), nítida (2), intensa (3), muito intensa (4).

Ocorrência: > 80 % vol. (+++), essencial (++), acessório principal (+), acessório menor (±), vestigial (v), secundário (s), secundário abundante (sa).

Abreviaturas de inossilicatos (analisados em microsonda): aegirina (aeg), aegirina-augite (ae-au), diópsido-hedembergite (di-hd), hedembergite (hd), riebeckite (rbq), arfvedsonite (arf), taramite (tar), catoforite (cat), richterite (ric), barroisite (bar), vinchite (vin), hastingsite (hst).

Rochas félsicas (Província Alcalina)

| Conjunto | EH | | | | | | | | | |
|----------|-----------|-------------|---------|-----------|-----------|----------|----------|----------|----------|-----------|
| Mancha | Varche | Varche | Varche | A. Pombal | A. Pombal | Alcamins | Alcamins | Alcamins | Alcamins | Outeirão |
| Amostra | EVA1 | EVA38 | EVAIII3 | EPO8 | EPO44 | EA24 | EA25 | EA30 | EA37 | EO13 |
| Grupo | H-S | H-S | H-S | A-S | A-S | A-S | A-S | A-S | A-S | H-S |
| Litotipo | SNT | SNT | SNT | GRT | GRT | GRT | GRT | GRT | GRT | SNT |
| Côr | M | M | LM | L | L | L | L | HL | L | M |
| Textura | mf | mf | mf | mf | mf | m | m | mf | m | m |
| Deform. | 3 | 3 | 3 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| qzo | | | s | + | + | + | + | + | + | |
| nef | | | | | | | | | | |
| sod | | | | | | | | | | |
| Fel-alc | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ |
| anf-az | + (vin) | + (cat,ric) | + | | | | | | | ± (bar) |
| clpx-v | + (ae-au) | + (ae-au) | | | | | | | ± (hd) | + (ae-au) |
| hbl-v | | | | | | | | | | |
| tr-act | | | | s | s | | | s | | |
| bi | | | | s | s | | ± | | | |
| clor | | | | | | | | | | |
| opac | | | ± | | | ± | v | | | |
| esf | ± | ± | | | | | | | v | |
| zirc | | | | v | v | | | | | |
| alan | | | | | | | | v | v | |
| aenig | | | | | | | | | | |
| fluor | | | | | | | v | | | |
| mos | | | | | | | | | | |
| carb | | | | | | s | s | | s | |
| gran | | | | | | | | | | |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).

Manchas: são indicados os nomes dos afloramentos padrão.

Grupos: H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsat.); A-S (alcal.-sobressat.).

Litotipos: SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).

Cor: mesocrata (M), leuco-mesocrata (LM), leucocrata (L), hololeucocrata (HL).

Textura (granulom.): grosseira (g), média-grosseira (mg), média (m), média-fina (mf), fina (f).

Deformação: incipiente (1), nítida (2), intensa (3), muito intensa (4).

Ocorrência: > 80 % vol. (+++), essencial (++) , acessório principal (+), acessório menor (±), vestigial (v), secundário (s), secundário abundante (sa).

Abreviaturas de inossilicatos (analisados em microsonda): aegirina (aeg), aegirina-augite (ae-au), diópsido-hedembergite (di-hd), hedembergite (hd), riebequite (rbq), arfvedsonite (arf), taramite (tar), catoforite (cat), richterite (ric), barrosite (bar), vinchite (vin), hastingsite (hst).

Rochas félsicas (Província Alcalina)

| Conjunto | EH | | | | | | CMH | | | | |
|----------|--------|----------|----------|--------|--------|----------|-----------|-----------|----------|----------|-------------|
| | Mancha | Outeirão | Outeirão | Degola | Degola | Gebarela | Gebarela | Cevadais | Cevadais | Cevadais | Cevadais |
| Amostra | EO40 | EOV12 | ED15 | ED47a | EG5t | EG6 | CC1a | CC1b | CC8 | CC5b | |
| Grupo | A-S | A-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-US | H-US | H-US | H-S | |
| Litotipo | GRT | GRT | PRT | PRT | SD | ALB | SNT-ne | SNT-ne | SNT-ne | SNT | |
| Côr | L | HL | L | L | M | HL | L | L | L | L | |
| Textura | m | m | mf | mf | g | mg | m | m | f | f | |
| Deform. | 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 3 | 3 | 3 | |
| qzo | + | + | | | | | | | | | |
| nef | | | | | | | ± | ± | ± | | |
| sod | | | | | | | + | ± | ± | | |
| Fel-alc | ++ | ++ | +++ | +++ | ++ | +++ | ++ | ++ | ++ | ++ | |
| anf-az | | | | | | | | | | | + (arf,ric) |
| clpx-v | | | | | | | + (ae-au) | + (ae-au) | + | | |
| hbl-v | | | | | | | | | | | |
| tr-act | | | | | | | | | | | |
| bi | ± | | | | s | | | s | | | |
| clor | | | s | s | | | | s | | | |
| opac | s | s | s | s | ± | | | s | | | |
| esf | | | | | | | | | v | | |
| zirc | | | v | v | | v | ± | | | | |
| alan | | | | | | | | | | | |
| aenig | | | | | | | | | | | |
| fluor | | | | | | | | | | | |
| mos | | | s | s | | | | | | | |
| carb | s | s | s | s | | s | | | | | |
| gran | | | | | | | | | | | |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).

Manchas: são indicados os nomes dos afloramentos padrão.

Grupos: H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobressaturadas).

Litotipos: SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).

Cor: mesocrata (M), leuco-mesocrata (LM), leucocrata (L), hololeucocrata (HL).

Textura (granulom.): grosseira (g), média-grosseira (mg), média (m), média-fina (mf), fina (f).

Deformação: incipiente (1), nítida (2), intensa (3), muito intensa (4).

Ocorrência: > 80 % vol. (+++), essencial (++), acessório principal (+), acessório menor (±), vestigial (v), secundário (s), secundário abundante (sa).

Abreviaturas de inossilicatos (analisados em microsonda): aegirina (aeg), aegirina-augite (ae-au), diópsido-hedembergite (di-hd), hedembergite (hd), riebeckite (rbq), arfvedsonite (arf), taramite (tar), catoforite (cat), richterite (ric), barroisite (bar), vinchite (vin), hastingsite (hst).

Rochas félsicas (Província Alcalina)

| Conjunto | CMH | | | | | | | | | |
|----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|----------|---------|------------|----------------|--------|
| Mancha | Cevadais | Cevadais | Arronches | Arronches | Arronches | Tinoca | Assumar | Asseiceir. | Fig. Cima | Fialha |
| Amostra | CC7 | CC20a | CA12a | CA12b | CA12c | CT3a | CAU14b | CAE16 | CFC4b | CF2b |
| Grupo | H-S | H-S | H-US | H-US | H-US | H-US | A-S | H-S | H-S | A-S |
| Litotipo | SNT | SNT | SNT-ne | SNT-ne | SNT-ne | SNT-ne | SNT | SNT | SNT | SNT |
| Côr | L | LM | LM | M | LM | M | LM | LM | M | LM |
| Textura | f | f | m | f | m | f | mf | f | mf | mf |
| Deform. | 4 | 4 | 4 | 4 | 4 | 3 | 4 | 4 | 4 | 4 |
| qzo | | | | | | | sa | | | |
| nef | | | v | ± | v | v | | | | |
| sod | | | | | | | | | | |
| Fel-alc | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ | ++ |
| anf-az | +(rbq) | + | +(tar) | +(tar) | +(tar) | +(tar) | +(hst) | + | ±(cat,ric,bar) | ±(hst) |
| clpx-v | ±(ae-au) | | | | | +(ae-au) | | | +(ae-au) | |
| hbl-v | | | | | | | | | | |
| tr-act | | | | | | | | | | |
| bi | | | | s | | | | | | s |
| clor | | | | | | | | | | |
| opac | | v | | | | | | | | |
| esf | | | | | | | | ± | v | |
| zirc | ± | | ± | | | | | | ± | ± |
| alan | v | | | v | | | | | | |
| aenig | | | | | | | | | | |
| fluor | | | | | | | | | | |
| mos | | | | | | | | | | |
| carb | | | | | | | | | | |
| gran | | | | | | | | | | |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).

Manchas: são indicados os nomes dos afloramentos padrão.

Grupos: H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsat.); A-S (alcal.-sobressat.).

Litotipos: SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).

Cor: mesocrata (M), leuco-mesocrata (LM), leucocrata (L), hololeucocrata (HL).

Textura (granulom.): grosseira (g), média-grosseira (mg), média (m), média-fina (mf), fina (f).

Deformação: incipiente (1), nítida (2), intensa (3), muito intensa (4).

Ocorrência: > 80 % vol. (+++), essencial (++) , acessório principal (+), acessório menor (±), vestigial (v), secundário (s), secundário abundante (sa).

Abreviaturas de inossilatos (analisados em microsonda): aegirina (aeg), aegirina-augite (ae-au), diópsido-hedembergite (di-hd), hedembergite (hd), riebeckite (rbq), arfvedsonite (arf), taramite (tar), catoforite (cat), richterite (ric), barrosite (bar), vinchite (vin), hastingsite (hst).

Rochas félsicas (Província Alcalina)

| Conjuntio | CMH | | | |
|-----------|--------|---------|---------|---------|
| Mancha | Faixa | Voligão | Voligão | Voligão |
| Amostra | CF18b | CV9 | CV10 | CV11 |
| Grupo | A-S | A-S | A-S | A-S |
| Litotipo | SNT | SNT | SNT | SNT |
| Cor | M | LM | L | L |
| Textura | mf | mf | f | f |
| Deform. | 4 | 4 | 4 | 2 |
| qtz | | | sa | sa |
| nef | | | | |
| sod | | | | |
| Fei-alc | ++ | ++ | ++ | ++ |
| arf-az | +(hst) | + | | |
| clpx-v | | | | |
| hbl-v | | | | |
| tr-act | | | | |
| bi | s | s | | s |
| clor | | | s | |
| opac | | s | s | s |
| esf | | | | |
| zirc | | | | |
| alan | | | | |
| aenig | | | | |
| flucr | | | | |
| mos | | | | |
| carb | | | | |
| gran | sa | sa | | |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).

Manchas: são indicados os nomes dos afloramentos padrão.

Grupos: H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobressaturadas).

Litotipos: SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).

Cor: mesocrata (M), leuco-mesocrata (LM), leucocrata (L), hololeucocrata (HL).

Textura (granulom.): grosseira (g), média-grosseira (mg), média (m), média-fina (mf), fina (f).

Deformação: incipiente (1), nítida (2), intensa (3), muito intensa (4).

Ocorrência: > 80 % vol. (+++), essencial (++) , acessório principal (+), acessório menor (\pm), vestigial (v), secundário (s), secundário abundante (sa).

Abreviaturas de inossilicatos (analisados em microsonda): aegirina (aeg), aegirina-augite (ae-au), diópsido-hedembergite (di-hd), hedembergite (hd), riebeckite (rbq), arfvedsonite (arf), taramite (tar), catoforite (cat), richterite (ric), barrosite (bar), vinchite (vin), hastingsite (hst).

ANEXO 3***Análises Químicas de Minerais***

(página em branco)

OLIVINAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **4 oxigénios**

| Litotipo | PDT | PDT | PDT | PDT | PDT | PXT | PXT | PXT |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | A63/1 | A63/2 | A63/3 | A63/4 | A63/5 | A70/1 | A70/2 | A70/3 |
| SiO ₂ (%) | 40.02 | 40.11 | 40.48 | 40.08 | 40.08 | 38.35 | 38.81 | 38.68 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.02 | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 0.03 |
| Al ₂ O ₃ | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| NiO | 0.27 | 0.20 | 0.22 | 0.23 | 0.25 | 0.14 | 0.19 | 0.20 |
| FeO | 14.87 | 15.24 | 15.18 | 14.23 | 15.32 | 15.59 | 15.34 | 15.53 |
| MnO | 0.24 | 0.19 | 0.21 | 0.19 | 0.22 | 0.21 | 0.09 | 0.21 |
| MgO | 44.51 | 44.14 | 44.40 | 44.73 | 43.78 | 45.15 | 45.03 | 44.89 |
| CaO | 0.07 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.06 | 0.09 | 0.07 | 0.08 |
| Total | 100.01 | 99.97 | 100.58 | 99.51 | 99.74 | 99.54 | 99.55 | 99.62 |
| Si (afu) | 1.004 | 1.008 | 1.010 | 1.007 | 1.010 | 0.974 | 0.983 | 0.981 |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| Al | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Ni | 0.005 | 0.004 | 0.004 | 0.005 | 0.005 | 0.003 | 0.004 | 0.004 |
| Fe ²⁺ | 0.312 | 0.320 | 0.317 | 0.299 | 0.323 | 0.331 | 0.325 | 0.329 |
| Mn | 0.005 | 0.004 | 0.004 | 0.004 | 0.005 | 0.005 | 0.002 | 0.005 |
| Mg | 1.665 | 1.653 | 1.652 | 1.676 | 1.645 | 1.710 | 1.700 | 1.697 |
| Ca | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.002 |
| catiões | 2.995 | 2.992 | 2.989 | 2.992 | 2.989 | 3.026 | 3.017 | 3.019 |
| carga | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| (Mg/Mg+Fe) | 0.842 | 0.838 | 0.839 | 0.849 | 0.836 | 0.838 | 0.840 | 0.837 |
| %Fo | 84.006 | 83.612 | 83.730 | 84.689 | 83.376 | 83.588 | 83.876 | 83.561 |
| %Fa | 15.994 | 16.388 | 16.270 | 15.311 | 16.624 | 16.412 | 16.124 | 16.439 |
| Nome | Crisólito |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

OLIVINAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **4 oxigénios**

| Litotipo | PXT | DNT |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | A70/4 | As1.15/1c | As1.15/1b | As1.15/2c | As1.15/2b | As1.15/4c | As1.15/4b | As1.15/5c |
| SiO ₂ (%) | 38.87 | 40.20 | 39.36 | 40.10 | 39.17 | 40.98 | 39.23 | 41.11 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| NiO | 0.07 | 0.23 | 0.24 | 0.24 | 0.25 | 0.26 | 0.25 | 0.21 |
| FeO | 15.67 | 12.31 | 11.68 | 12.05 | 12.08 | 11.79 | 12.04 | 11.23 |
| MnO | 0.16 | 0.09 | 0.02 | 0.10 | 0.14 | 0.00 | 0.15 | 0.02 |
| MgO | 44.84 | 46.72 | 47.34 | 46.10 | 47.26 | 46.31 | 47.67 | 47.14 |
| CaO | 0.06 | 0.13 | 0.17 | 0.16 | 0.17 | 0.13 | 0.15 | 0.11 |
| Total | 99.70 | 99.69 | 98.87 | 98.76 | 99.15 | 99.49 | 99.53 | 99.83 |
| Si (afu) | 0.984 | 1.000 | 0.987 | 1.006 | 0.982 | 1.017 | 0.980 | 1.014 |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| Al | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Ni | 0.001 | 0.005 | 0.005 | 0.005 | 0.005 | 0.005 | 0.005 | 0.004 |
| Fe ²⁺ | 0.332 | 0.256 | 0.245 | 0.253 | 0.253 | 0.245 | 0.251 | 0.232 |
| Mn | 0.003 | 0.002 | 0.000 | 0.002 | 0.003 | 0.000 | 0.003 | 0.000 |
| Mg | 1.692 | 1.733 | 1.769 | 1.724 | 1.767 | 1.713 | 1.775 | 1.733 |
| Ca | 0.002 | 0.003 | 0.005 | 0.004 | 0.005 | 0.003 | 0.004 | 0.003 |
| catiões | 3.015 | 3.000 | 3.012 | 2.994 | 3.017 | 2.983 | 3.019 | 2.986 |
| carga | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| (Mg/Mg+Fe) | 0.836 | 0.871 | 0.878 | 0.872 | 0.875 | 0.875 | 0.876 | 0.882 |
| %Fo | 83.468 | 87.039 | 87.823 | 87.118 | 87.331 | 87.503 | 87.453 | 88.193 |
| %Fa | 16.532 | 12.961 | 12.177 | 12.882 | 12.669 | 12.497 | 12.547 | 11.807 |
| Nome | Crisólito |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

OLIVINAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **4 oxigénios**

| Litotipo | DNT | DNT | DNT | DNT | DNT | PDT | PDT | PDT |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | As1.15/5b | As1.15/6 | As1.15/7 | As1.15/8 | As1.15/9 | As1.27/1 | As1.27/2 | As1.27/3 |
| SiO ₂ (%) | 38.99 | 40.14 | 40.49 | 41.14 | 40.46 | 38.56 | 38.68 | 38.37 |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.05 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.03 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.04 | 0.02 |
| NiO | 0.28 | 0.22 | 0.18 | 0.19 | 0.21 | 0.19 | 0.21 | 0.18 |
| FeO | 11.85 | 11.68 | 11.57 | 11.56 | 11.81 | 16.33 | 16.56 | 16.11 |
| MnO | 0.15 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.21 | 0.19 | 0.20 |
| MgO | 47.67 | 46.48 | 46.99 | 47.25 | 46.63 | 44.37 | 44.76 | 44.42 |
| CaO | 0.16 | 0.16 | 0.09 | 0.12 | 0.16 | 0.11 | 0.10 | 0.07 |
| Total | 99.14 | 98.76 | 99.38 | 100.29 | 99.30 | 99.77 | 100.57 | 99.37 |
| Si (afu) | 0.978 | 1.005 | 1.006 | 1.011 | 1.007 | 0.980 | 0.976 | 0.978 |
| Ti | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| Al | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 |
| Ni | 0.006 | 0.004 | 0.004 | 0.004 | 0.004 | 0.004 | 0.004 | 0.004 |
| Fe ²⁺ | 0.248 | 0.245 | 0.240 | 0.238 | 0.246 | 0.347 | 0.350 | 0.344 |
| Mn | 0.003 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.005 | 0.004 | 0.004 |
| Mg | 1.782 | 1.735 | 1.740 | 1.732 | 1.730 | 1.681 | 1.684 | 1.689 |
| Ca | 0.004 | 0.004 | 0.002 | 0.003 | 0.004 | 0.003 | 0.003 | 0.002 |
| catiões | 3.022 | 2.994 | 2.994 | 2.988 | 2.992 | 3.020 | 3.023 | 3.021 |
| carga | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| (Mg/Mg+Fe) | 0.878 | 0.876 | 0.879 | 0.879 | 0.876 | 0.829 | 0.828 | 0.831 |
| %Fo | 87.624 | 87.617 | 87.845 | 87.922 | 87.560 | 82.703 | 82.647 | 82.918 |
| %Fa | 12.376 | 12.383 | 12.155 | 12.078 | 12.440 | 17.297 | 17.353 | 17.082 |
| Nome | Crisólito |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

OLIVINAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **4 oxigénios**

| Litotipo | PDT | PDT | PDT | DNT | DNT | DNT | DNT | DNT |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | As1.30/2c | As1.30/2b | As1.30/3 | As1.60/1 | As1.60/2 | As1.60/3 | As1.60/4 | As2.5/1 |
| SiO ₂ (%) | 39.84 | 40.23 | 39.68 | 39.44 | 39.52 | 39.33 | 39.58 | 40.15 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.03 | 0.02 | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 0.03 | 0.03 | 0.09 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| NiO | 0.05 | 0.20 | 0.11 | 0.10 | 0.24 | 0.14 | 0.21 | 0.17 |
| FeO | 15.74 | 13.76 | 13.70 | 11.26 | 11.16 | 11.37 | 11.39 | 12.12 |
| MnO | 0.03 | 0.06 | 0.13 | 0.16 | 0.09 | 0.07 | 0.10 | 0.11 |
| MgO | 43.34 | 45.15 | 45.52 | 47.69 | 48.06 | 47.70 | 47.89 | 46.60 |
| CaO | 0.11 | 0.26 | 0.27 | 0.13 | 0.13 | 0.11 | 0.12 | 0.12 |
| Total | 99.10 | 99.72 | 99.50 | 98.81 | 99.22 | 98.75 | 99.31 | 99.29 |
| Si (afu) | 1.010 | 1.007 | 0.996 | 0.987 | 0.985 | 0.986 | 0.986 | 1.002 |
| Ti | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 |
| Al | 0.001 | 0.001 | 0.003 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Ni | 0.001 | 0.004 | 0.002 | 0.002 | 0.005 | 0.003 | 0.004 | 0.003 |
| Fe ²⁺ | 0.334 | 0.288 | 0.288 | 0.236 | 0.233 | 0.238 | 0.237 | 0.253 |
| Mn | 0.001 | 0.001 | 0.003 | 0.003 | 0.002 | 0.001 | 0.002 | 0.002 |
| Mg | 1.639 | 1.684 | 1.704 | 1.780 | 1.786 | 1.782 | 1.779 | 1.734 |
| Ca | 0.003 | 0.007 | 0.007 | 0.003 | 0.003 | 0.003 | 0.003 | 0.003 |
| catiões | 2.989 | 2.992 | 3.002 | 3.012 | 3.015 | 3.014 | 3.013 | 2.998 |
| carga | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| (Mg/Mg+Fe) | 0.831 | 0.854 | 0.856 | 0.883 | 0.885 | 0.882 | 0.882 | 0.873 |
| %Fo | 83.048 | 85.345 | 85.437 | 88.156 | 88.392 | 88.141 | 88.136 | 87.165 |
| %Fa | 16.952 | 14.655 | 14.563 | 11.844 | 11.608 | 11.859 | 11.864 | 12.835 |
| Nome | Crisólito |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

OLIVINAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **4 oxigénios**

| Litotipo | DNT |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | As2.5/2 | As2.16/1 | As3.8/1 | As3.8/2 | As3.8/3 | As9.33/1 | As9.33/2 | As9.33/3 |
| SiO ₂ (%) | 38.86 | 38.66 | 40.15 | 40.10 | 39.90 | 38.60 | 38.62 | 38.93 |
| TiO ₂ | 0.04 | 0.02 | 0.05 | 0.03 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.02 |
| NiO | 0.21 | 0.09 | 0.17 | 0.11 | 0.13 | 0.09 | 0.08 | 0.18 |
| FeO | 13.24 | 13.29 | 12.48 | 13.23 | 13.33 | 16.30 | 16.02 | 13.90 |
| MnO | 0.12 | 0.09 | 0.13 | 0.09 | 0.03 | 0.08 | 0.05 | 0.01 |
| MgO | 46.51 | 46.41 | 45.49 | 45.83 | 45.47 | 44.58 | 44.75 | 45.58 |
| CaO | 0.15 | 0.20 | 0.15 | 0.16 | 0.16 | 0.09 | 0.08 | 0.16 |
| Total | 99.15 | 98.78 | 98.64 | 99.56 | 99.05 | 99.75 | 99.60 | 98.80 |
| Si (afu) | 0.980 | 0.978 | 1.010 | 1.003 | 1.003 | 0.980 | 0.981 | 0.987 |
| Ti | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Al | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| Ni | 0.004 | 0.002 | 0.003 | 0.002 | 0.003 | 0.002 | 0.002 | 0.004 |
| Fe ²⁺ | 0.279 | 0.281 | 0.262 | 0.277 | 0.280 | 0.346 | 0.340 | 0.295 |
| Mn | 0.003 | 0.002 | 0.003 | 0.002 | 0.001 | 0.002 | 0.001 | 0.000 |
| Mg | 1.748 | 1.751 | 1.705 | 1.708 | 1.704 | 1.687 | 1.694 | 1.722 |
| Ca | 0.004 | 0.005 | 0.004 | 0.004 | 0.004 | 0.002 | 0.002 | 0.004 |
| catiões | 3.019 | 3.021 | 2.989 | 2.997 | 2.996 | 3.020 | 3.019 | 3.013 |
| carga | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| (Mg/Mg+Fe) | 0.862 | 0.862 | 0.867 | 0.861 | 0.859 | 0.830 | 0.833 | 0.854 |
| %Fo | 86.121 | 86.077 | 86.541 | 85.980 | 85.849 | 82.910 | 83.232 | 85.383 |
| %Fa | 13.879 | 13.923 | 13.459 | 14.020 | 14.151 | 17.090 | 16.768 | 14.618 |
| Nome | Crisólito |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

OLIVINAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **4 oxigénios**

| Litotipo | DNT | DNT | DNT | DNT | DNT | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | As9.33/4 | As9.33/5 | As9.33/6 | As9.33/7 | As9.33/8 | A26/1 | A26/2 | A26/3 |
| SiO ₂ (%) | 38.29 | 38.84 | 38.53 | 38.49 | 38.11 | 37.79 | 38.17 | 38.03 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.06 | 0.02 | 0.00 | 0.03 | 0.04 |
| Al ₂ O ₃ | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| NiO | 0.21 | 0.19 | 0.18 | 0.22 | 0.15 | 0.09 | 0.12 | 0.03 |
| FeO | 15.95 | 14.54 | 14.47 | 14.25 | 14.11 | 25.80 | 25.40 | 25.30 |
| MnO | 0.19 | 0.02 | 0.17 | 0.28 | 0.13 | 0.32 | 0.30 | 0.37 |
| MgO | 44.03 | 45.03 | 45.15 | 45.17 | 46.04 | 35.38 | 34.84 | 35.74 |
| CaO | 0.13 | 0.10 | 0.12 | 0.11 | 0.22 | 0.02 | 0.00 | 0.03 |
| Total | 98.80 | 98.76 | 98.63 | 98.58 | 98.84 | 99.40 | 98.87 | 99.55 |
| Si (afu) | 0.982 | 0.988 | 0.982 | 0.982 | 0.969 | 1.006 | 1.018 | 1.008 |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 |
| Al | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Ni | 0.004 | 0.004 | 0.004 | 0.005 | 0.003 | 0.002 | 0.003 | 0.001 |
| Fe ²⁺ | 0.342 | 0.309 | 0.309 | 0.304 | 0.300 | 0.574 | 0.567 | 0.561 |
| Mn | 0.004 | 0.000 | 0.004 | 0.006 | 0.003 | 0.007 | 0.007 | 0.008 |
| Mg | 1.683 | 1.707 | 1.716 | 1.717 | 1.746 | 1.404 | 1.386 | 1.412 |
| Ca | 0.004 | 0.003 | 0.003 | 0.003 | 0.006 | 0.001 | 0.000 | 0.001 |
| catiões | 3.018 | 3.012 | 3.018 | 3.017 | 3.029 | 2.994 | 2.981 | 2.991 |
| carga | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| (Mg/Mg+Fe) | 0.831 | 0.847 | 0.848 | 0.850 | 0.853 | 0.710 | 0.710 | 0.716 |
| %Fo | 82.942 | 84.646 | 84.608 | 84.710 | 85.213 | 70.730 | 70.714 | 71.277 |
| %Fa | 17.058 | 15.354 | 15.392 | 15.290 | 14.787 | 29.270 | 29.286 | 28.723 |
| Nome | Crisólito |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

OLIVINAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **4 oxigénios**

| Litotipo Análise | MAC | | | | | | ME | |
|--------------------------------|--------------------|--------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-------------------|-----------|
| | G-ol,anrt A26/4 | G-ol,anrt A26/5 | G-ol A51/1 | G-ol A51/2 | G-ol A51/3 | G-ol A51/4 | G-ol,opx E20/2 | |
| SiO ₂ (%) | 38.01 | 38.05 | 37.73 | 37.27 | 37.34 | 37.32 | 37.36 | 38.48 |
| TiO ₂ | 0.02 | 0.02 | 0.05 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.02 | 0.00 |
| Al ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| NiO | 0.06 | 0.02 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.05 |
| FeO | 25.31 | 25.81 | 28.98 | 28.89 | 28.37 | 28.03 | 27.77 | 22.97 |
| MnO | 0.36 | 0.38 | 0.51 | 0.45 | 0.51 | 0.38 | 0.44 | 0.31 |
| MgO | 35.29 | 35.40 | 32.05 | 32.73 | 33.61 | 33.32 | 33.07 | 39.03 |
| CaO | 0.01 | 0.00 | 0.07 | 0.06 | 0.02 | 0.13 | 0.05 | 0.02 |
| Total | 99.06 | 99.68 | 99.41 | 99.48 | 99.93 | 99.28 | 98.77 | 100.86 |
| Si (afu) | 1.012 | 1.009 | 1.019 | 1.007 | 1.002 | 1.006 | 1.011 | 0.995 |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 |
| Al | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Ni | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 |
| Fe ²⁺ | 0.564 | 0.572 | 0.655 | 0.653 | 0.637 | 0.632 | 0.629 | 0.497 |
| Mn | 0.008 | 0.009 | 0.012 | 0.010 | 0.012 | 0.009 | 0.010 | 0.007 |
| Mg | 1.401 | 1.400 | 1.291 | 1.318 | 1.345 | 1.339 | 1.335 | 1.505 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.004 | 0.001 | 0.001 |
| catiões | 2.987 | 2.990 | 2.980 | 2.992 | 2.997 | 2.992 | 2.988 | 3.005 |
| carga | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| (Mg/Mg+Fe) | 0.713 | 0.710 | 0.663 | 0.669 | 0.679 | 0.679 | 0.680 | 0.752 |
| %Fo | 71.009 | 70.671 | 65.935 | 66.532 | 67.452 | 67.626 | 67.629 | 74.925 |
| %Fa | 28.991 | 29.329 | 34.065 | 33.468 | 32.548 | 32.374 | 32.371 | 25.075 |
| Nome | Crisólito | Crisólito | Hialosid. | Hialosid. | Hialosid. | Hialosid. | Hialosid. | Crisólito |

Grupos: MAC afloweramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

OLIVINAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **4 oxigénios**

| Litotipo Análise | G-ol,opx E20/3 | G-ol,opx E20/4 | G-ol,opx E20/5 | G-ol,opx E20/6 | G-ol,opx E20/7 | G-ol,opx E20/8 | G-ol,opx E20/9 | G-ol,opx E20/10 |
|--------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|--------------------|
| SiO ₂ (%) | 38.25 | 38.28 | 38.13 | 38.90 | 38.62 | 38.61 | 38.49 | 38.52 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.02 |
| NiO | 0.09 | 0.05 | 0.11 | 0.10 | 0.07 | 0.07 | 0.13 | 0.09 |
| FeO | 24.94 | 23.10 | 24.41 | 22.39 | 22.77 | 22.87 | 24.38 | 23.12 |
| MnO | 0.20 | 0.19 | 0.19 | 0.29 | 0.32 | 0.30 | 0.36 | 0.34 |
| MgO | 36.85 | 38.36 | 37.77 | 38.81 | 38.16 | 38.06 | 36.41 | 37.53 |
| CaO | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.02 |
| Total | 100.34 | 100.00 | 100.66 | 100.51 | 99.95 | 99.93 | 99.79 | 99.66 |
| Si (afu) | 1.003 | 0.999 | 0.995 | 1.006 | 1.006 | 1.007 | 1.012 | 1.009 |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Al | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| Ni | 0.002 | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.003 | 0.002 |
| Fe ²⁺ | 0.547 | 0.504 | 0.533 | 0.484 | 0.496 | 0.499 | 0.536 | 0.506 |
| Mn | 0.004 | 0.004 | 0.004 | 0.006 | 0.007 | 0.007 | 0.008 | 0.008 |
| Mg | 1.440 | 1.492 | 1.469 | 1.496 | 1.482 | 1.479 | 1.428 | 1.465 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| catiões | 2.997 | 3.001 | 3.005 | 2.994 | 2.994 | 2.993 | 2.987 | 2.991 |
| carga | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| (Mg/Mg+Fe) | 0.725 | 0.747 | 0.734 | 0.756 | 0.749 | 0.748 | 0.727 | 0.743 |
| %Fo | 72.319 | 74.592 | 73.238 | 75.327 | 74.660 | 74.509 | 72.414 | 74.027 |
| %Fa | 27.681 | 25.408 | 26.762 | 24.673 | 25.340 | 25.491 | 27.586 | 25.973 |
| Nome | Crisólito |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

OLIVINAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **4 oxigénios**

| Litotipo | G-ol,opx | G-ol,opx | G-ol,opx | G-ol | G-ol | G-ol | G-ol | G-ol |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | E20/11 | E20/12 | E20/13 | E22/1 | E22/3 | E22/4 | E22/5 | E22/6 |
| SiO ₂ (%) | 38.76 | 38.32 | 38.42 | 37.36 | 37.52 | 37.97 | 38.04 | 38.05 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.04 |
| Al ₂ O ₃ | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.01 | 0.02 |
| NiO | 0.13 | 0.08 | 0.08 | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.07 | 0.05 |
| FeO | 22.43 | 25.15 | 23.92 | 27.03 | 27.76 | 28.08 | 28.17 | 24.79 |
| MnO | 0.34 | 0.33 | 0.34 | 0.47 | 0.48 | 0.43 | 0.48 | 0.46 |
| MgO | 37.37 | 36.61 | 37.06 | 35.40 | 34.22 | 33.76 | 34.04 | 36.64 |
| CaO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 99.04 | 100.51 | 99.82 | 100.34 | 100.05 | 100.37 | 100.81 | 100.05 |
| Si (afu) | 1.017 | 1.004 | 1.008 | 0.992 | 1.002 | 1.011 | 1.009 | 1.001 |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| Al | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 |
| Ni | 0.003 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 |
| Fe ²⁺ | 0.492 | 0.551 | 0.525 | 0.600 | 0.620 | 0.625 | 0.625 | 0.546 |
| Mn | 0.008 | 0.007 | 0.008 | 0.011 | 0.011 | 0.010 | 0.011 | 0.010 |
| Mg | 1.462 | 1.430 | 1.450 | 1.402 | 1.363 | 1.340 | 1.345 | 1.438 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| catiões | 2.983 | 2.995 | 2.992 | 3.007 | 2.997 | 2.988 | 2.991 | 2.997 |
| carga | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| (Mg/Mg+Fe) | 0.748 | 0.722 | 0.734 | 0.700 | 0.687 | 0.682 | 0.683 | 0.725 |
| %Fo | 74.516 | 71.932 | 73.122 | 69.643 | 68.355 | 67.848 | 67.895 | 72.116 |
| %Fa | 25.484 | 28.068 | 26.878 | 30.357 | 31.645 | 32.152 | 32.105 | 27.884 |
| Nome | Crisólito | Crisólito | Crisólito | Hialosid. | Hialosid. | Hialosid. | Hialosid. | Crisólito |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

OLIVINAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **4 oxigénios**

| Litotipo Análise | G-ol E22/7b1 | G-ol E22/7c1 | G-ol E22/7c2 | G-ol E22/7b2 | G-ol E31/1 | G-ol E31/2 | G-ol E31/3 | G-ol E31/4 |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| SiO ₂ (%) | 37.49 | 37.63 | 38.17 | 37.86 | 38.58 | 38.37 | 38.79 | 39.13 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.03 |
| Al ₂ O ₃ | 0.02 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| NiO | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.02 | 0.04 | 0.09 | 0.08 | 0.08 |
| FeO | 27.04 | 27.53 | 27.15 | 27.13 | 22.21 | 22.57 | 22.28 | 21.79 |
| MnO | 0.50 | 0.48 | 0.54 | 0.45 | 0.21 | 0.22 | 0.17 | 0.27 |
| MgO | 34.88 | 34.81 | 34.77 | 34.73 | 39.32 | 39.56 | 39.55 | 38.87 |
| CaO | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.00 |
| Total | 99.96 | 100.47 | 100.70 | 100.18 | 100.39 | 100.85 | 100.90 | 100.17 |
| Si (afu) | 0.999 | 0.999 | 1.008 | 1.006 | 0.998 | 0.991 | 0.998 | 1.011 |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 |
| Al | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Ni | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.002 |
| Fe ²⁺ | 0.603 | 0.611 | 0.600 | 0.603 | 0.481 | 0.487 | 0.480 | 0.471 |
| Mn | 0.011 | 0.011 | 0.012 | 0.010 | 0.005 | 0.005 | 0.004 | 0.006 |
| Mg | 1.386 | 1.378 | 1.369 | 1.375 | 1.517 | 1.523 | 1.518 | 1.498 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| catiões | 3.000 | 3.000 | 2.991 | 2.994 | 3.002 | 3.009 | 3.002 | 2.988 |
| carga | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| (Mg/Mg+Fe) | 0.697 | 0.693 | 0.695 | 0.695 | 0.759 | 0.758 | 0.760 | 0.761 |
| %Fo | 69.300 | 68.900 | 69.107 | 69.165 | 75.763 | 75.574 | 75.846 | 75.848 |
| %Fa | 30.700 | 31.100 | 30.893 | 30.835 | 24.237 | 24.426 | 24.154 | 24.152 |
| Nome | Hialosid. | Hialosid. | Hialosid. | Hialosid. | Crisólito | Crisólito | Crisólito | Crisólito |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

OLIVINAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **4 oxigénios**

| Libtipo | G-ol | G-ol | G-ol |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | E31/6 | E31/6 | E31/7 |
| SiO ₂ (%) | 39.20 | 38.75 | 38.81 |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Al ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| NiO | 0.06 | 0.11 | 0.04 |
| FeO | 22.13 | 22.59 | 21.56 |
| MnO | 0.31 | 0.32 | 0.32 |
| MgO | 38.78 | 38.85 | 38.57 |
| CaO | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 100.48 | 100.62 | 99.31 |
| Si (afu) | 1.011 | 1.002 | 1.012 |
| Ti | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Al | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Ni | 0.001 | 0.002 | 0.001 |
| Fe ²⁺ | 0.478 | 0.489 | 0.470 |
| Mn | 0.007 | 0.007 | 0.007 |
| Mg | 1.492 | 1.498 | 1.499 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| cátions | 2.989 | 2.998 | 2.988 |
| carga | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| (Mg/Mg+Fe) | 0.757 | 0.754 | 0.761 |
| %Fo | 75.468 | 75.125 | 75.860 |
| %Fa | 24.532 | 24.875 | 24.140 |
| Nome | Crisólito | Crisólito | Crisólito |

Grupos: MAC afloweramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ORTOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | D-opx E4b/1 | D-opx E4b/2 | D-opx E4b/4 | D-opx E4b/5 | D-opx E4b/6 | D-opx E4b/7 | D-opx E4b/8 | D-opx E4b/9 |
|----------------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| Análise | 54.93 | 54.93 | 53.63 | 53.31 | 53.64 | 52.69 | 52.93 | 53.25 |
| SiO ₂ (%) | 0.13 | 0.28 | 0.17 | 0.13 | 0.28 | 0.18 | 0.15 | 0.17 |
| Al ₂ O ₃ | 1.23 | 1.23 | 1.21 | 0.82 | 1.04 | 0.78 | 0.77 | 0.78 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.12 | 0.04 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.11 | 0.04 |
| Fe ₂ O ₃ * | 0.00 | 0.00 | 0.21 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO * | 15.89 | 16.56 | 17.73 | 20.74 | 16.40 | 22.18 | 21.49 | 21.99 |
| MnO | 0.24 | 0.11 | 0.38 | 0.48 | 0.34 | 0.63 | 0.61 | 0.58 |
| MgO | 26.73 | 26.29 | 25.33 | 23.25 | 25.72 | 21.80 | 22.35 | 21.88 |
| CaO | 0.79 | 1.31 | 0.55 | 0.75 | 1.37 | 0.80 | 0.83 | 0.96 |
| Na ₂ O | 0.01 | 0.04 | 0.04 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 100.07 | 100.80 | 99.37 | 99.46 | 98.82 | 99.08 | 99.24 | 99.65 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.979 | 1.973 | 1.967 | 1.981 | 1.970 | 1.982 | 1.982 | 1.988 |
| Al ^{iv} | 0.021 | 0.027 | 0.033 | 0.019 | 0.030 | 0.018 | 0.018 | 0.012 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.031 | 0.025 | 0.020 | 0.017 | 0.015 | 0.017 | 0.015 | 0.022 |
| Ti | 0.003 | 0.008 | 0.005 | 0.004 | 0.008 | 0.005 | 0.004 | 0.005 |
| Cr | 0.003 | 0.001 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.003 | 0.001 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.006 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ²⁺ | 0.479 | 0.497 | 0.544 | 0.644 | 0.504 | 0.698 | 0.673 | 0.687 |
| Mn | 0.007 | 0.003 | 0.012 | 0.015 | 0.011 | 0.020 | 0.019 | 0.018 |
| Mg | 1.435 | 1.407 | 1.385 | 1.288 | 1.408 | 1.222 | 1.247 | 1.218 |
| Ca | 0.031 | 0.050 | 0.021 | 0.030 | 0.054 | 0.032 | 0.033 | 0.038 |
| Na | 0.001 | 0.003 | 0.003 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 1.991 | 1.995 | 2.000 | 1.997 | 2.000 | 1.995 | 1.996 | 1.989 |
| Q | 1.945 | 1.955 | 1.950 | 1.962 | 1.966 | 1.952 | 1.953 | 1.943 |
| J | 0.001 | 0.006 | 0.006 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Mg# | 74.99 | 73.89 | 71.80 | 66.67 | 73.64 | 63.65 | 64.95 | 63.94 |
| Cr# | 6.10 | 2.14 | 3.28 | 0.00 | 0.00 | 2.78 | 8.33 | 2.86 |
| %Wo | 1.57 | 2.57 | 1.07 | 1.52 | 2.73 | 1.62 | 1.67 | 1.94 |
| %En | 73.54 | 71.86 | 70.38 | 65.15 | 71.22 | 61.97 | 63.24 | 62.11 |
| %Fs | 24.89 | 25.56 | 28.56 | 33.33 | 26.05 | 36.41 | 35.09 | 35.95 |
| %Q | 99.93 | 99.72 | 99.69 | 100.00 | 99.90 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |
| %Jd | 0.07 | 0.28 | 0.24 | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| %Ae | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Nome | Hip |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diortito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfíbólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ORTOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | D-opx E4b/10 | D-opx E4b/11 | G-ol,opx E20/4 | G-ol,opx E20/5 | G-ol,opx E20/6 | G-ol,opx E20/8 | G-ol,opx E20/9 | G-ol,opx E20/10 |
|----------------------------------|-----------------|-----------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|--------------------|
| Análise | | | | | | | | |
| SiO ₂ (%) | 53.14 | 53.26 | 55.63 | 55.10 | 55.49 | 55.15 | 54.85 | 55.08 |
| TiO ₂ | 0.17 | 0.20 | 0.22 | 0.40 | 0.26 | 0.03 | 0.33 | 0.15 |
| Al ₂ O ₃ | 0.95 | 1.26 | 1.29 | 1.58 | 1.60 | 1.61 | 1.48 | 1.26 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.12 | 0.02 | 0.00 | 0.06 | 0.06 | 0.10 | 0.08 | 0.09 |
| Fe ₂ O ₃ * | 0.09 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO * | 21.16 | 17.88 | 13.52 | 13.65 | 14.07 | 13.34 | 13.10 | 13.89 |
| MnO | 0.56 | 0.45 | 0.18 | 0.11 | 0.22 | 0.35 | 0.31 | 0.28 |
| MgO | 22.96 | 24.52 | 28.16 | 27.87 | 28.12 | 28.01 | 27.53 | 27.41 |
| CaO | 0.77 | 1.17 | 1.09 | 1.28 | 1.00 | 1.07 | 1.13 | 0.90 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.04 | 0.04 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 |
| Total | 99.95 | 98.82 | 100.13 | 100.06 | 100.85 | 99.68 | 98.85 | 99.06 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.972 | 1.969 | 1.981 | 1.967 | 1.967 | 1.973 | 1.978 | 1.986 |
| Al ^{iv} | 0.028 | 0.031 | 0.019 | 0.033 | 0.033 | 0.027 | 0.022 | 0.014 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.013 | 0.024 | 0.035 | 0.033 | 0.034 | 0.041 | 0.041 | 0.040 |
| Ti | 0.005 | 0.006 | 0.006 | 0.011 | 0.007 | 0.001 | 0.009 | 0.004 |
| Cr | 0.004 | 0.001 | 0.000 | 0.002 | 0.002 | 0.003 | 0.002 | 0.003 |
| Fe ³⁺ | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ²⁺ | 0.657 | 0.553 | 0.403 | 0.407 | 0.417 | 0.399 | 0.395 | 0.419 |
| Mn | 0.018 | 0.014 | 0.005 | 0.003 | 0.007 | 0.011 | 0.009 | 0.009 |
| Mg | 1.270 | 1.352 | 1.495 | 1.483 | 1.486 | 1.494 | 1.480 | 1.473 |
| Ca | 0.030 | 0.046 | 0.042 | 0.049 | 0.038 | 0.041 | 0.044 | 0.035 |
| Na | 0.000 | 0.003 | 0.003 | 0.001 | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.000 |
| K | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 1.999 | 1.988 | 1.989 | 1.993 | 1.991 | 1.982 | 1.982 |
| Q | 1.957 | 1.951 | 1.939 | 1.939 | 1.941 | 1.934 | 1.919 | 1.927 |
| J | 0.000 | 0.006 | 0.006 | 0.001 | 0.004 | 0.002 | 0.002 | 0.000 |
| Mg# | 65.91 | 70.97 | 78.78 | 78.45 | 78.08 | 78.92 | 78.93 | 77.85 |
| Cr# | 8.33 | 1.79 | 0.00 | 2.48 | 2.45 | 4.23 | 3.08 | 5.26 |
| %Wo | 1.52 | 2.34 | 2.14 | 2.52 | 1.95 | 2.11 | 2.28 | 1.81 |
| %En | 64.21 | 68.80 | 76.88 | 76.34 | 76.30 | 76.81 | 76.76 | 76.08 |
| %Fs | 34.28 | 28.85 | 20.98 | 21.14 | 21.75 | 21.08 | 20.95 | 22.11 |
| %Q | 100.00 | 99.69 | 99.72 | 99.93 | 99.79 | 99.90 | 99.90 | 100.00 |
| %Jd | 0.00 | 0.31 | 0.28 | 0.07 | 0.21 | 0.10 | 0.10 | 0.00 |
| %Ae | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Nome | Hip | Hip | Hip | Hip | Hip | Hip | Hip | Hip |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ORTOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | G-opx,anf | G-opx,anf | G-opx,anf | GRLT-opx | MG-opx,bi | G-opx | G-opx | G-opx |
|----------------------------------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|--------|--------|--------|
| Análise | C1/1 | C5/1 | C5/2 | C14/1 | C17/1 | C20/1 | C20/2 | C20/4 |
| SiO ₂ (%) | 53.00 | 53.18 | 52.68 | 50.74 | 52.67 | 53.80 | 52.86 | 53.61 |
| TiO ₂ | 0.12 | 0.24 | 0.20 | 0.18 | 0.15 | 0.22 | 0.17 | 0.10 |
| Al ₂ O ₃ | 1.48 | 1.64 | 1.16 | 0.79 | 1.47 | 1.14 | 1.99 | 0.84 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.79 | 0.27 | 0.17 | 0.00 | 0.46 | 0.12 | 0.60 | 0.11 |
| Fe ₂ O ₃ * | 1.13 | 1.72 | 0.99 | 0.00 | 1.39 | 0.30 | 1.76 | 0.22 |
| FeO * | 16.65 | 16.12 | 17.29 | 30.13 | 19.86 | 18.05 | 15.73 | 17.97 |
| MnO | 0.37 | 0.29 | 0.32 | 0.99 | 0.41 | 0.39 | 0.25 | 0.34 |
| MgO | 25.27 | 25.58 | 25.26 | 15.78 | 23.62 | 25.34 | 25.77 | 25.53 |
| CaO | 0.87 | 1.12 | 0.39 | 1.18 | 0.50 | 0.67 | 1.03 | 0.30 |
| Na ₂ O | 0.06 | 0.07 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.00 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Total | 99.73 | 100.24 | 98.45 | 99.81 | 100.55 | 100.03 | 100.19 | 99.01 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.940 | 1.934 | 1.953 | 1.977 | 1.939 | 1.964 | 1.921 | 1.974 |
| Al ^{iv} | 0.060 | 0.066 | 0.047 | 0.023 | 0.061 | 0.036 | 0.079 | 0.026 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.004 | 0.004 | 0.004 | 0.013 | 0.003 | 0.013 | 0.006 | 0.011 |
| Ti | 0.003 | 0.007 | 0.006 | 0.005 | 0.004 | 0.006 | 0.005 | 0.003 |
| Cr | 0.023 | 0.008 | 0.005 | 0.000 | 0.013 | 0.003 | 0.017 | 0.003 |
| Fe ³⁺ | 0.031 | 0.047 | 0.028 | 0.000 | 0.038 | 0.008 | 0.048 | 0.006 |
| Fe ²⁺ | 0.510 | 0.490 | 0.536 | 0.982 | 0.611 | 0.551 | 0.478 | 0.553 |
| Mn | 0.011 | 0.009 | 0.010 | 0.033 | 0.013 | 0.012 | 0.008 | 0.011 |
| Mg | 1.379 | 1.387 | 1.396 | 0.916 | 1.296 | 1.379 | 1.396 | 1.401 |
| Ca | 0.034 | 0.044 | 0.015 | 0.049 | 0.020 | 0.026 | 0.040 | 0.012 |
| Na | 0.004 | 0.005 | 0.001 | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.000 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 1.923 | 1.920 | 1.947 | 1.947 | 1.927 | 1.956 | 1.914 | 1.966 |
| J | 0.008 | 0.010 | 0.002 | 0.004 | 0.003 | 0.002 | 0.003 | 0.000 |
| Mg# | 73.00 | 73.88 | 72.26 | 48.26 | 67.95 | 71.45 | 74.50 | 71.70 |
| Cr# | 19.49 | 6.21 | 5.95 | 0.00 | 11.58 | 5.00 | 11.45 | 6.52 |
| %Wo | 1.73 | 2.21 | 0.76 | 2.47 | 1.00 | 1.32 | 2.04 | 0.61 |
| %En | 70.18 | 70.15 | 70.33 | 46.26 | 65.51 | 69.79 | 70.87 | 70.65 |
| %Fs | 28.09 | 27.64 | 28.92 | 51.26 | 33.49 | 28.90 | 27.10 | 28.74 |
| %Q | 99.59 | 99.49 | 99.90 | 99.79 | 99.85 | 99.90 | 99.85 | 100.00 |
| %Jd | 0.05 | 0.04 | 0.01 | 0.21 | 0.01 | 0.06 | 0.02 | 0.00 |
| %Ae | 0.37 | 0.47 | 0.09 | 0.00 | 0.14 | 0.04 | 0.13 | 0.00 |
| Nome | Hip | Hip | Hip | Hip(Fs) | Hip | Hip | Hip | Hip |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diortito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfíblica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ORTOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | PXT | PXT | PXT | G-opx | G-opx,anf | G-opx,anf | G-opx,anf | G-opx,anf |
|----------------------------------|--------|-------|--------|--------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | C32/2 | C32/3 | C32/4 | C39a/2 | C39b/1 | C39b/4 | C39b/5 | C51/1 |
| SiO ₂ (%) | 54.54 | 52.83 | 53.70 | 53.84 | 52.65 | 53.84 | 53.18 | 53.61 |
| TiO ₂ | 0.16 | 0.12 | 0.19 | 0.24 | 0.19 | 0.12 | 0.19 | 0.22 |
| Al ₂ O ₃ | 1.25 | 1.64 | 2.03 | 1.11 | 1.76 | 1.34 | 1.78 | 1.36 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.11 | 0.11 | 0.14 | 0.17 | 0.06 | 0.40 | 0.06 | 0.25 |
| Fe ₂ O ₃ * | 1.33 | 1.56 | 2.03 | 0.38 | 1.59 | 0.00 | 0.00 | 0.68 |
| FeO * | 14.54 | 13.89 | 14.19 | 15.90 | 15.85 | 17.30 | 17.28 | 16.44 |
| MnO | 0.31 | 0.27 | 0.29 | 0.32 | 0.38 | 0.34 | 0.38 | 0.31 |
| MgO | 27.84 | 26.41 | 27.64 | 26.77 | 25.53 | 25.80 | 24.78 | 26.07 |
| CaO | 0.65 | 1.49 | 0.49 | 0.51 | 0.97 | 0.63 | 0.98 | 0.68 |
| Na ₂ O | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.03 | 0.03 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 |
| Total | 100.74 | 98.34 | 100.70 | 99.24 | 99.00 | 99.76 | 98.65 | 99.68 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.950 | 1.939 | 1.923 | 1.962 | 1.935 | 1.963 | 1.962 | 1.953 |
| Al ^{iv} | 0.050 | 0.061 | 0.077 | 0.038 | 0.065 | 0.037 | 0.038 | 0.047 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.003 | 0.010 | 0.008 | 0.010 | 0.011 | 0.020 | 0.039 | 0.012 |
| Ti | 0.004 | 0.003 | 0.005 | 0.007 | 0.005 | 0.003 | 0.005 | 0.006 |
| Cr | 0.003 | 0.003 | 0.004 | 0.005 | 0.002 | 0.012 | 0.002 | 0.007 |
| Fe ³⁺ | 0.036 | 0.043 | 0.055 | 0.010 | 0.044 | 0.000 | 0.000 | 0.019 |
| Fe ²⁺ | 0.435 | 0.426 | 0.425 | 0.484 | 0.487 | 0.527 | 0.533 | 0.501 |
| Mn | 0.009 | 0.008 | 0.009 | 0.010 | 0.012 | 0.010 | 0.012 | 0.010 |
| Mg | 1.484 | 1.445 | 1.475 | 1.454 | 1.399 | 1.402 | 1.363 | 1.416 |
| Ca | 0.025 | 0.058 | 0.019 | 0.020 | 0.038 | 0.025 | 0.039 | 0.027 |
| Na | 0.001 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.002 | 0.002 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 1.999 | 1.994 | 2.000 |
| Q | 1.944 | 1.929 | 1.919 | 1.959 | 1.924 | 1.954 | 1.935 | 1.944 |
| J | 0.001 | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.000 | 0.004 | 0.004 |
| Mg# | 77.34 | 77.23 | 77.64 | 75.01 | 74.18 | 72.68 | 71.89 | 73.86 |
| Cr# | 3.39 | 2.56 | 2.74 | 7.78 | 1.64 | 17.39 | 2.53 | 8.54 |
| %Wo | 1.25 | 2.93 | 0.95 | 1.01 | 1.92 | 1.27 | 2.00 | 1.35 |
| %En | 74.61 | 72.98 | 74.41 | 73.49 | 70.66 | 71.38 | 70.01 | 71.81 |
| %Fs | 24.14 | 24.09 | 24.64 | 25.51 | 27.42 | 27.34 | 27.99 | 26.85 |
| %Q | 99.93 | 99.79 | 100.00 | 100.00 | 99.79 | 100.00 | 99.79 | 99.78 |
| %Jd | 0.01 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.21 | 0.08 |
| %Ae | 0.07 | 0.17 | 0.00 | 0.00 | 0.17 | 0.00 | 0.00 | 0.13 |
| Nome | Hip | Hip | Hip | Hip | Hip | Hip | Hip | Hip |

Grupos: MAC afluoramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ORTOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos ME e MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | G-opx,anf |
|----------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | C51/2 | C51/3 | C51/4 | C51/5 | C54/1 | C54/2 | C54/3 | C54/6 |
| SiO ₂ (%) | 52.76 | 53.26 | 54.27 | 54.37 | 53.03 | 54.10 | 53.64 | 53.78 |
| TiO ₂ | 0.30 | 0.21 | 0.21 | 0.23 | 0.18 | 0.18 | 0.10 | 0.20 |
| Al ₂ O ₃ | 1.20 | 1.21 | 1.51 | 1.07 | 1.28 | 1.14 | 2.04 | 1.52 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.16 | 0.19 | 0.18 | 0.12 | 0.28 | 0.21 | 0.44 | 0.41 |
| Fe ₂ O ₃ * | 0.48 | 0.18 | 0.00 | 0.00 | 0.51 | 1.01 | 1.51 | 0.00 |
| FeO * | 17.09 | 17.58 | 16.29 | 16.96 | 17.10 | 16.84 | 15.14 | 16.46 |
| MnO | 0.35 | 0.37 | 0.31 | 0.37 | 0.35 | 0.32 | 0.25 | 0.35 |
| MgO | 25.01 | 24.99 | 24.82 | 25.89 | 25.52 | 26.18 | 26.59 | 25.22 |
| CaO | 0.95 | 1.03 | 1.25 | 0.75 | 0.36 | 0.69 | 0.87 | 1.13 |
| Na ₂ O | 0.02 | 0.00 | 0.11 | 0.00 | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.01 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.02 |
| Total | 98.30 | 99.03 | 98.97 | 99.76 | 98.64 | 100.70 | 100.66 | 99.10 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.958 | 1.963 | 1.984 | 1.977 | 1.958 | 1.955 | 1.930 | 1.968 |
| Al ^{iv} | 0.042 | 0.037 | 0.016 | 0.023 | 0.042 | 0.045 | 0.070 | 0.032 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.010 | 0.016 | 0.050 | 0.023 | 0.013 | 0.004 | 0.016 | 0.034 |
| Ti | 0.008 | 0.006 | 0.006 | 0.006 | 0.005 | 0.005 | 0.003 | 0.006 |
| Cr | 0.005 | 0.005 | 0.005 | 0.003 | 0.008 | 0.006 | 0.013 | 0.012 |
| Fe ³⁺ | 0.013 | 0.005 | 0.000 | 0.000 | 0.014 | 0.028 | 0.041 | 0.000 |
| Fe ²⁺ | 0.530 | 0.542 | 0.498 | 0.516 | 0.528 | 0.509 | 0.456 | 0.504 |
| Mn | 0.011 | 0.011 | 0.010 | 0.011 | 0.011 | 0.010 | 0.008 | 0.011 |
| Mg | 1.383 | 1.373 | 1.353 | 1.403 | 1.404 | 1.410 | 1.426 | 1.376 |
| Ca | 0.038 | 0.041 | 0.049 | 0.029 | 0.014 | 0.027 | 0.034 | 0.044 |
| Na | 0.001 | 0.000 | 0.008 | 0.000 | 0.003 | 0.002 | 0.003 | 0.001 |
| K | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 1.979 | 1.992 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 1.988 |
| Q | 1.951 | 1.956 | 1.900 | 1.948 | 1.946 | 1.946 | 1.915 | 1.924 |
| J | 0.002 | 0.000 | 0.016 | 0.000 | 0.006 | 0.004 | 0.007 | 0.002 |
| Mg# | 72.29 | 71.70 | 73.10 | 73.11 | 72.67 | 73.49 | 75.79 | 73.19 |
| Cr# | 7.14 | 7.94 | 7.04 | 6.12 | 10.39 | 7.30 | 8.94 | 15.38 |
| %Wo | 1.92 | 2.08 | 2.57 | 1.48 | 0.71 | 1.35 | 1.71 | 2.27 |
| %En | 70.03 | 69.62 | 70.84 | 71.62 | 71.23 | 71.11 | 72.62 | 71.11 |
| %Fs | 28.05 | 28.30 | 26.60 | 26.90 | 28.06 | 27.54 | 25.67 | 26.61 |
| %Q | 99.90 | 100.00 | 99.16 | 100.00 | 99.69 | 99.78 | 99.64 | 99.90 |
| %Jd | 0.04 | 0.00 | 0.84 | 0.00 | 0.15 | 0.03 | 0.10 | 0.10 |
| %Ae | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.16 | 0.19 | 0.26 | 0.00 |
| Nome | Hip |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diortito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfíbólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | G-ol,anf | G-ol | G-ol | G-ol | G-ol | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt |
|----------------------------------|----------|--------|--------|--------|--------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | A2/1 | A24/1 | A24/2c | A24/2m | A24/3 | A26/1 | A26/2 | A26/3 |
| SiO ₂ (%) | 51.36 | 49.25 | 49.02 | 48.39 | 50.21 | 49.93 | 49.64 | 48.86 |
| TiO ₂ | 1.04 | 1.48 | 1.53 | 1.59 | 1.23 | 1.62 | 1.57 | 1.81 |
| Al ₂ O ₃ | 2.62 | 4.88 | 5.22 | 5.75 | 4.63 | 4.30 | 4.80 | 4.71 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.05 | 0.08 | 0.06 | 0.03 | 0.11 | 0.01 | 0.07 | 0.01 |
| Fe ₂ O ₃ * | 0.10 | 2.46 | 2.92 | 3.52 | 1.97 | 1.57 | 1.51 | 2.01 |
| FeO * | 7.70 | 4.76 | 4.15 | 3.67 | 4.84 | 5.39 | 6.48 | 5.74 |
| MnO | 0.21 | 0.23 | 0.01 | 0.06 | 0.03 | 0.06 | 0.09 | 0.04 |
| MgO | 13.53 | 13.48 | 13.95 | 13.80 | 14.09 | 14.07 | 13.42 | 13.03 |
| CaO | 22.25 | 23.10 | 23.00 | 23.06 | 23.22 | 22.46 | 22.04 | 22.48 |
| Na ₂ O | 0.39 | 0.35 | 0.33 | 0.31 | 0.29 | 0.40 | 0.44 | 0.47 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.02 |
| Total | 99.25 | 100.06 | 100.18 | 100.18 | 100.65 | 99.81 | 100.06 | 99.18 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.925 | 1.829 | 1.814 | 1.792 | 1.847 | 1.853 | 1.845 | 1.834 |
| Al ^{iv} | 0.075 | 0.171 | 0.186 | 0.208 | 0.153 | 0.147 | 0.155 | 0.166 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.041 | 0.043 | 0.041 | 0.043 | 0.048 | 0.041 | 0.055 | 0.042 |
| Ti | 0.029 | 0.041 | 0.043 | 0.044 | 0.034 | 0.045 | 0.044 | 0.051 |
| Cr | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.003 | 0.000 | 0.002 | 0.000 |
| Fe ³⁺ | 0.003 | 0.069 | 0.081 | 0.098 | 0.055 | 0.044 | 0.042 | 0.057 |
| Fe ²⁺ | 0.241 | 0.148 | 0.128 | 0.114 | 0.149 | 0.167 | 0.201 | 0.180 |
| Mn | 0.007 | 0.007 | 0.000 | 0.002 | 0.001 | 0.002 | 0.003 | 0.001 |
| Mg | 0.756 | 0.746 | 0.769 | 0.762 | 0.773 | 0.778 | 0.743 | 0.729 |
| Ca | 0.893 | 0.919 | 0.912 | 0.915 | 0.915 | 0.893 | 0.878 | 0.904 |
| Na | 0.028 | 0.025 | 0.023 | 0.022 | 0.021 | 0.029 | 0.032 | 0.034 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 1.891 | 1.813 | 1.809 | 1.790 | 1.837 | 1.839 | 1.822 | 1.813 |
| J | 0.057 | 0.050 | 0.047 | 0.044 | 0.041 | 0.058 | 0.063 | 0.068 |
| Mg# | 75.79 | 83.48 | 85.70 | 87.01 | 83.83 | 82.31 | 78.69 | 80.17 |
| Cr# | 1.24 | 0.82 | 0.56 | 0.25 | 1.24 | 0.13 | 0.81 | 0.11 |
| %Wo | 47.02 | 48.65 | 48.21 | 48.39 | 48.36 | 47.39 | 46.99 | 48.31 |
| %En | 39.78 | 39.52 | 40.69 | 40.30 | 40.83 | 41.31 | 39.81 | 38.96 |
| %Fs | 13.20 | 11.84 | 11.10 | 11.31 | 10.81 | 11.30 | 13.20 | 12.73 |
| %Q | 97.09 | 97.32 | 97.47 | 97.60 | 97.80 | 96.96 | 96.64 | 96.36 |
| %Jd | 2.73 | 1.02 | 0.85 | 0.73 | 1.03 | 1.47 | 1.90 | 1.55 |
| %Ae | 0.18 | 1.65 | 1.67 | 1.67 | 1.17 | 1.56 | 1.46 | 2.08 |
| Nome | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | PXT | PXT | PXT |
|----------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------|-------|-------|
| Análise | A37/1b' | A37/1c | A37/1b'' | A37/2 | A37/3 | A58/1 | A58/3 | A58/4 |
| SiO ₂ (%) | 49.87 | 51.39 | 49.94 | 51.48 | 51.65 | 50.24 | 49.96 | 50.15 |
| TiO ₂ | 1.60 | 0.61 | 1.51 | 0.67 | 0.62 | 1.19 | 1.13 | 1.39 |
| Al ₂ O ₃ | 4.46 | 3.68 | 4.54 | 3.71 | 3.91 | 5.00 | 5.05 | 4.76 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.14 | 0.12 | 0.16 | 0.11 | 0.17 | 0.23 | 0.41 | 0.11 |
| Fe ₂ O ₃ * | 0.64 | 0.35 | 0.50 | 0.99 | 0.92 | 0.00 | 0.10 | 0.33 |
| FeO * | 4.25 | 4.41 | 4.82 | 3.64 | 3.18 | 5.07 | 4.94 | 5.85 |
| MnO | 0.07 | 0.12 | 0.08 | 0.11 | 0.07 | 0.03 | 0.02 | 0.03 |
| MgO | 14.80 | 15.58 | 14.65 | 15.91 | 16.12 | 14.47 | 14.74 | 13.94 |
| CaO | 22.33 | 22.02 | 22.12 | 22.36 | 22.71 | 21.72 | 22.07 | 21.89 |
| Na ₂ O | 0.38 | 0.32 | 0.37 | 0.29 | 0.26 | 0.33 | 0.27 | 0.52 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Total | 98.53 | 98.59 | 98.69 | 99.29 | 99.62 | 98.28 | 98.70 | 98.98 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.860 | 1.907 | 1.862 | 1.896 | 1.893 | 1.875 | 1.860 | 1.869 |
| Al ^{iv} | 0.140 | 0.093 | 0.138 | 0.104 | 0.107 | 0.125 | 0.140 | 0.131 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.056 | 0.068 | 0.061 | 0.057 | 0.062 | 0.094 | 0.081 | 0.078 |
| Ti | 0.045 | 0.017 | 0.042 | 0.019 | 0.017 | 0.033 | 0.032 | 0.039 |
| Cr | 0.004 | 0.004 | 0.005 | 0.003 | 0.005 | 0.007 | 0.012 | 0.003 |
| Fe ³⁺ | 0.018 | 0.010 | 0.014 | 0.028 | 0.025 | 0.000 | 0.003 | 0.009 |
| Fe ²⁺ | 0.132 | 0.137 | 0.150 | 0.112 | 0.097 | 0.158 | 0.154 | 0.182 |
| Mn | 0.002 | 0.004 | 0.003 | 0.003 | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.001 |
| Mg | 0.823 | 0.862 | 0.814 | 0.874 | 0.881 | 0.805 | 0.818 | 0.775 |
| Ca | 0.892 | 0.876 | 0.884 | 0.882 | 0.892 | 0.868 | 0.880 | 0.874 |
| Na | 0.027 | 0.023 | 0.027 | 0.021 | 0.018 | 0.024 | 0.020 | 0.038 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 1.991 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 1.848 | 1.875 | 1.848 | 1.868 | 1.870 | 1.831 | 1.852 | 1.831 |
| J | 0.055 | 0.046 | 0.053 | 0.041 | 0.037 | 0.048 | 0.039 | 0.075 |
| Mg# | 86.13 | 86.30 | 84.41 | 88.64 | 90.03 | 83.57 | 84.18 | 80.94 |
| Cr# | 1.89 | 2.02 | 2.16 | 1.67 | 2.47 | 2.99 | 5.15 | 1.46 |
| %Wo | 47.77 | 46.38 | 47.39 | 46.47 | 46.99 | 47.39 | 47.44 | 47.47 |
| %En | 44.06 | 45.66 | 43.67 | 46.00 | 46.41 | 43.93 | 44.08 | 42.06 |
| %Fs | 8.17 | 7.96 | 8.95 | 7.53 | 6.59 | 8.69 | 8.47 | 10.46 |
| %Q | 97.11 | 97.60 | 97.19 | 97.83 | 98.06 | 97.46 | 97.92 | 96.06 |
| %Jd | 2.19 | 2.10 | 2.29 | 1.47 | 1.37 | 2.54 | 2.01 | 3.52 |
| %Ae | 0.70 | 0.30 | 0.52 | 0.70 | 0.57 | 0.00 | 0.07 | 0.42 |
| Nome | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diortito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | PXT | PDT | PDT | PDT | G-ol,anf | G-ol,anf | PDT | PDT |
|----------------------------------|-------|-------|-------|-------|----------|----------|-------|-------|
| Análise | A58/6 | A63/1 | A63/2 | A63/3 | A86a/1 | A86a/2 | A90/1 | A90/2 |
| SiO ₂ (%) | 50.41 | 50.89 | 51.20 | 50.20 | 50.69 | 51.67 | 48.57 | 48.81 |
| TiO ₂ | 1.25 | 1.03 | 1.06 | 1.05 | 0.86 | 0.60 | 1.34 | 1.37 |
| Al ₂ O ₃ | 4.86 | 4.60 | 4.29 | 4.49 | 4.71 | 3.11 | 5.51 | 5.64 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.08 | 0.37 | 0.38 | 0.45 | 0.10 | 0.06 | 1.00 | 1.01 |
| Fe ₂ O ₃ * | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.01 | 0.95 | 0.64 | 1.49 | 1.07 |
| FeO * | 5.81 | 4.45 | 4.71 | 3.96 | 5.81 | 5.74 | 4.49 | 4.80 |
| MnO | 0.10 | 0.03 | 0.09 | 0.09 | 0.08 | 0.16 | 0.14 | 0.10 |
| MgO | 14.53 | 15.01 | 14.96 | 14.99 | 14.70 | 15.44 | 13.96 | 14.06 |
| CaO | 21.40 | 21.68 | 21.84 | 21.99 | 21.69 | 21.41 | 22.09 | 21.86 |
| Na ₂ O | 0.41 | 0.35 | 0.40 | 0.43 | 0.31 | 0.31 | 0.31 | 0.35 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| Total | 98.85 | 98.43 | 98.93 | 98.67 | 99.93 | 99.15 | 98.91 | 99.08 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.875 | 1.889 | 1.895 | 1.867 | 1.871 | 1.917 | 1.817 | 1.820 |
| Al ^{iv} | 0.125 | 0.111 | 0.105 | 0.133 | 0.129 | 0.083 | 0.183 | 0.180 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.088 | 0.091 | 0.082 | 0.064 | 0.075 | 0.053 | 0.059 | 0.068 |
| Ti | 0.035 | 0.029 | 0.030 | 0.029 | 0.024 | 0.017 | 0.038 | 0.038 |
| Cr | 0.002 | 0.011 | 0.011 | 0.013 | 0.003 | 0.002 | 0.030 | 0.030 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.028 | 0.026 | 0.018 | 0.042 | 0.030 |
| Fe ²⁺ | 0.181 | 0.138 | 0.146 | 0.123 | 0.179 | 0.178 | 0.140 | 0.150 |
| Mn | 0.003 | 0.001 | 0.003 | 0.003 | 0.003 | 0.005 | 0.004 | 0.003 |
| Mg | 0.806 | 0.831 | 0.825 | 0.831 | 0.809 | 0.854 | 0.778 | 0.782 |
| Ca | 0.853 | 0.862 | 0.866 | 0.876 | 0.858 | 0.851 | 0.885 | 0.873 |
| Na | 0.030 | 0.025 | 0.029 | 0.031 | 0.022 | 0.022 | 0.022 | 0.025 |
| K | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 1.997 | 1.989 | 1.991 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 1.839 | 1.831 | 1.837 | 1.831 | 1.846 | 1.883 | 1.804 | 1.805 |
| J | 0.059 | 0.050 | 0.058 | 0.062 | 0.044 | 0.045 | 0.045 | 0.051 |
| Mg# | 81.68 | 85.74 | 85.00 | 87.09 | 81.84 | 82.74 | 84.72 | 83.92 |
| Cr# | 1.09 | 5.12 | 5.66 | 5.55 | 1.25 | 1.13 | 9.40 | 9.67 |
| %Wo | 46.29 | 47.07 | 47.07 | 47.07 | 45.75 | 44.65 | 47.84 | 47.52 |
| %En | 43.73 | 45.34 | 44.86 | 44.64 | 43.14 | 44.80 | 42.07 | 42.52 |
| %Fs | 9.98 | 7.59 | 8.07 | 8.29 | 11.11 | 10.55 | 10.09 | 9.96 |
| %Q | 96.88 | 97.32 | 96.94 | 96.72 | 97.65 | 97.69 | 97.57 | 97.27 |
| %Jd | 3.12 | 2.68 | 3.06 | 2.27 | 1.74 | 1.73 | 1.43 | 1.89 |
| %Ae | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.00 | 0.61 | 0.59 | 1.01 | 0.84 |
| Nome | Di | Di | Di | Di | Di | Aug | Di | Di |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | D | D |
|----------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|--------|--------|
| Análise | All4/1c | All4/1m | All4/1b | All4/2c | All4/2m | All4/2b | E13/1c | E13/1m |
| SiO ₂ (%) | 47.86 | 49.13 | 49.38 | 49.44 | 48.88 | 49.95 | 50.45 | 50.31 |
| TiO ₂ | 2.02 | 1.56 | 1.36 | 1.54 | 1.68 | 1.44 | 0.88 | 0.97 |
| Al ₂ O ₃ | 5.06 | 4.68 | 4.62 | 3.44 | 3.75 | 3.59 | 3.39 | 3.49 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.06 | 0.03 | 0.04 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 3.65 | 2.75 | 2.17 | 3.00 | 2.09 | 2.78 | 1.93 | 1.10 |
| FeO * | 4.75 | 5.15 | 5.82 | 6.23 | 6.44 | 5.55 | 8.10 | 8.69 |
| MnO | 0.16 | 0.22 | 0.18 | 0.17 | 0.20 | 0.18 | 0.10 | 0.09 |
| MgO | 12.77 | 13.51 | 13.57 | 13.09 | 12.79 | 13.69 | 12.34 | 12.27 |
| CaO | 22.68 | 22.37 | 21.83 | 22.53 | 22.30 | 22.77 | 21.22 | 20.73 |
| Na ₂ O | 0.48 | 0.42 | 0.41 | 0.41 | 0.42 | 0.37 | 0.76 | 0.77 |
| K ₂ O | 0.03 | 0.03 | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.08 |
| Total | 99.48 | 99.88 | 99.44 | 99.89 | 98.55 | 100.34 | 99.23 | 98.50 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.797 | 1.830 | 1.846 | 1.853 | 1.854 | 1.855 | 1.902 | 1.909 |
| Al ^{iv} | 0.203 | 0.170 | 0.154 | 0.147 | 0.146 | 0.145 | 0.098 | 0.091 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.021 | 0.035 | 0.049 | 0.005 | 0.022 | 0.013 | 0.052 | 0.065 |
| Ti | 0.057 | 0.044 | 0.038 | 0.043 | 0.048 | 0.040 | 0.025 | 0.028 |
| Cr | 0.001 | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ³⁺ | 0.103 | 0.077 | 0.061 | 0.085 | 0.060 | 0.078 | 0.055 | 0.031 |
| Fe ²⁺ | 0.149 | 0.160 | 0.182 | 0.195 | 0.204 | 0.172 | 0.255 | 0.276 |
| Mn | 0.005 | 0.007 | 0.006 | 0.005 | 0.006 | 0.006 | 0.003 | 0.003 |
| Mg | 0.715 | 0.750 | 0.756 | 0.731 | 0.723 | 0.758 | 0.693 | 0.694 |
| Ca | 0.913 | 0.893 | 0.874 | 0.905 | 0.906 | 0.906 | 0.857 | 0.843 |
| Na | 0.035 | 0.030 | 0.030 | 0.030 | 0.031 | 0.027 | 0.056 | 0.057 |
| K | 0.001 | 0.001 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.004 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 1.776 | 1.803 | 1.812 | 1.831 | 1.834 | 1.837 | 1.806 | 1.813 |
| J | 0.070 | 0.061 | 0.059 | 0.060 | 0.062 | 0.053 | 0.111 | 0.113 |
| Mg# | 82.75 | 82.39 | 80.62 | 78.92 | 77.97 | 81.47 | 73.10 | 71.56 |
| Cr# | 0.18 | 0.62 | 0.33 | 0.50 | 0.00 | 0.25 | 0.00 | 0.00 |
| %Wo | 48.42 | 47.30 | 46.53 | 47.09 | 47.70 | 47.20 | 45.99 | 45.63 |
| %En | 37.93 | 39.75 | 40.24 | 38.07 | 38.07 | 39.48 | 37.21 | 37.58 |
| %Fs | 13.65 | 12.95 | 13.23 | 14.85 | 14.23 | 13.32 | 16.80 | 16.79 |
| %Q | 96.21 | 96.75 | 96.82 | 96.85 | 96.74 | 97.18 | 94.20 | 94.12 |
| %Jd | 0.65 | 1.03 | 1.41 | 0.16 | 0.86 | 0.39 | 2.84 | 3.97 |
| %Ae | 3.14 | 2.23 | 1.76 | 2.99 | 2.39 | 2.43 | 2.96 | 1.91 |
| Nome | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diortito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | D | D | D | D | D | D | D | D |
|----------------------------------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|
| Análise | E13/1b | E13/2 | E13/3 | E13/4 | E13/6c | E13/6m | E13/6b | E13/7 |
| SiO ₂ (%) | 50.28 | 51.95 | 51.65 | 51.55 | 50.71 | 50.17 | 50.08 | 52.96 |
| TiO ₂ | 0.81 | 0.00 | 0.11 | 0.09 | 0.50 | 0.63 | 0.51 | 0.05 |
| Al ₂ O ₃ | 3.07 | 0.43 | 1.31 | 0.98 | 1.96 | 2.61 | 2.34 | 0.72 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.13 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.07 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 1.44 | 0.80 | 0.60 | 0.94 | 1.93 | 0.04 | 1.14 | 0.02 |
| FeO * | 9.53 | 12.25 | 12.24 | 12.47 | 10.12 | 12.45 | 13.21 | 10.22 |
| MnO | 0.10 | 0.10 | 0.08 | 0.12 | 0.10 | 0.02 | 0.08 | 0.04 |
| MgO | 10.84 | 10.53 | 10.45 | 10.01 | 10.91 | 9.67 | 9.03 | 11.95 |
| CaO | 22.71 | 23.40 | 22.98 | 22.90 | 22.68 | 22.31 | 22.50 | 23.83 |
| Na ₂ O | 0.59 | 0.22 | 0.31 | 0.42 | 0.51 | 0.49 | 0.46 | 0.27 |
| K ₂ O | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Total | 99.39 | 99.81 | 99.77 | 99.48 | 99.41 | 98.42 | 99.41 | 100.07 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.910 | 1.985 | 1.970 | 1.977 | 1.933 | 1.939 | 1.932 | 1.992 |
| Al ^{iv} | 0.090 | 0.015 | 0.030 | 0.023 | 0.067 | 0.061 | 0.068 | 0.008 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.047 | 0.004 | 0.029 | 0.022 | 0.021 | 0.058 | 0.038 | 0.024 |
| Ti | 0.023 | 0.000 | 0.003 | 0.003 | 0.014 | 0.018 | 0.015 | 0.001 |
| Cr | 0.000 | 0.004 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.002 | 0.000 |
| Fe ³⁺ | 0.041 | 0.023 | 0.017 | 0.027 | 0.055 | 0.001 | 0.033 | 0.001 |
| Fe ²⁺ | 0.303 | 0.391 | 0.390 | 0.400 | 0.322 | 0.402 | 0.426 | 0.321 |
| Mn | 0.003 | 0.003 | 0.003 | 0.004 | 0.003 | 0.001 | 0.003 | 0.001 |
| Mg | 0.614 | 0.600 | 0.594 | 0.572 | 0.620 | 0.557 | 0.519 | 0.670 |
| Ca | 0.924 | 0.958 | 0.939 | 0.941 | 0.926 | 0.924 | 0.930 | 0.961 |
| Na | 0.043 | 0.016 | 0.023 | 0.031 | 0.038 | 0.037 | 0.034 | 0.020 |
| K | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 1.841 | 1.949 | 1.924 | 1.913 | 1.869 | 1.884 | 1.875 | 1.952 |
| J | 0.087 | 0.033 | 0.046 | 0.062 | 0.075 | 0.073 | 0.069 | 0.039 |
| Mg# | 66.96 | 60.51 | 60.34 | 58.86 | 65.78 | 58.07 | 54.93 | 67.58 |
| Cr# | 0.00 | 8.47 | 1.18 | 0.00 | 0.00 | 1.01 | 1.51 | 0.00 |
| %Wo | 49.02 | 48.49 | 48.32 | 48.39 | 48.06 | 49.01 | 48.66 | 49.15 |
| %En | 32.56 | 30.36 | 30.57 | 29.43 | 32.17 | 29.56 | 27.18 | 34.30 |
| %Fs | 18.42 | 21.14 | 21.11 | 22.17 | 19.77 | 21.43 | 24.16 | 16.55 |
| %Q | 95.49 | 98.36 | 97.67 | 96.84 | 96.12 | 96.25 | 96.46 | 98.02 |
| %Jd | 2.41 | 0.26 | 1.46 | 1.40 | 1.06 | 3.68 | 1.89 | 1.92 |
| %Ae | 2.10 | 1.38 | 0.87 | 1.76 | 2.81 | 0.07 | 1.65 | 0.06 |
| Nome | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di |

Grupos: MAC afloweramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | D | G-ol,opx | G-ol,opx | G-ol,opx | G-ol,opx | GD | GD | GD |
|----------------------------------|--------|----------|----------|----------|----------|--------|-------|-------|
| Análise | E13/8 | E20/1 | E20/2 | E20/3 | E20/7 | E30/1 | E30/3 | E30/4 |
| SiO ₂ (%) | 52.21 | 52.20 | 52.88 | 52.74 | 52.44 | 48.84 | 49.76 | 50.23 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.62 | 0.45 | 0.41 | 0.38 | 1.00 | 0.58 | 0.31 |
| Al ₂ O ₃ | 0.46 | 2.94 | 2.43 | 2.39 | 2.26 | 4.56 | 3.96 | 3.24 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.52 | 0.11 | 0.20 | 0.34 | 0.00 | 0.04 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 1.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.93 | 4.50 | 3.07 | 3.52 |
| FeO * | 11.61 | 5.60 | 5.20 | 5.18 | 3.71 | 6.58 | 7.75 | 8.24 |
| MnO | 0.26 | 0.11 | 0.14 | 0.07 | 0.18 | 0.18 | 0.15 | 0.09 |
| MgO | 9.94 | 15.28 | 15.60 | 15.51 | 15.44 | 10.34 | 10.33 | 10.20 |
| CaO | 24.60 | 22.02 | 21.85 | 22.22 | 23.28 | 23.11 | 23.27 | 23.00 |
| Na ₂ O | 0.28 | 0.46 | 0.28 | 0.30 | 0.37 | 0.97 | 0.84 | 0.94 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.04 | 0.03 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 100.38 | 99.79 | 98.97 | 99.02 | 99.36 | 100.08 | 99.75 | 99.77 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.986 | 1.924 | 1.955 | 1.951 | 1.936 | 1.842 | 1.882 | 1.903 |
| Al ^{iv} | 0.014 | 0.076 | 0.045 | 0.049 | 0.064 | 0.158 | 0.118 | 0.097 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.006 | 0.052 | 0.061 | 0.056 | 0.035 | 0.045 | 0.058 | 0.048 |
| Ti | 0.000 | 0.017 | 0.013 | 0.011 | 0.011 | 0.028 | 0.016 | 0.009 |
| Cr | 0.000 | 0.015 | 0.003 | 0.006 | 0.010 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| Fe ³⁺ | 0.029 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.026 | 0.128 | 0.087 | 0.100 |
| Fe ²⁺ | 0.369 | 0.173 | 0.161 | 0.160 | 0.115 | 0.208 | 0.245 | 0.261 |
| Mn | 0.008 | 0.003 | 0.004 | 0.002 | 0.006 | 0.006 | 0.005 | 0.003 |
| Mg | 0.564 | 0.840 | 0.860 | 0.855 | 0.850 | 0.581 | 0.582 | 0.576 |
| Ca | 1.002 | 0.870 | 0.866 | 0.881 | 0.921 | 0.934 | 0.943 | 0.934 |
| Na | 0.021 | 0.033 | 0.020 | 0.022 | 0.026 | 0.071 | 0.062 | 0.069 |
| K | 0.000 | 0.002 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.005 | 1.989 | 1.993 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 1.935 | 1.882 | 1.886 | 1.897 | 1.886 | 1.723 | 1.770 | 1.771 |
| J | 0.042 | 0.066 | 0.040 | 0.043 | 0.052 | 0.142 | 0.123 | 0.138 |
| Mg# | 60.45 | 82.95 | 84.25 | 84.22 | 88.08 | 73.69 | 70.38 | 68.81 |
| Cr# | 0.00 | 10.61 | 2.95 | 5.32 | 7.41 | 0.00 | 0.45 | 0.00 |
| %Wo | 50.81 | 46.13 | 45.78 | 46.39 | 48.02 | 50.31 | 50.63 | 49.82 |
| %En | 28.60 | 44.54 | 45.48 | 45.05 | 44.32 | 31.32 | 31.27 | 30.74 |
| %Fs | 20.59 | 9.34 | 8.74 | 8.56 | 7.66 | 18.37 | 18.11 | 19.44 |
| %Q | 97.88 | 96.62 | 97.92 | 97.78 | 97.32 | 92.39 | 93.49 | 92.77 |
| %Jd | 0.36 | 3.38 | 2.08 | 2.22 | 1.54 | 1.97 | 2.60 | 2.34 |
| %Ae | 1.76 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.14 | 5.64 | 3.90 | 4.90 |
| Nome | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diortito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfíblica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | G-ol | G-ol | G-ol | GD | GD | GD | GD | GD |
|----------------------------------|--------|-------|-------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Análise | E31/1 | E31/2 | E31/3 | EIII1/1c | EIII1/1m | EIII1/1b | EIII1/2c | EIII1/2m |
| SiO ₂ (%) | 52.51 | 51.60 | 51.14 | 51.49 | 52.22 | 50.34 | 52.99 | 51.39 |
| TiO ₂ | 0.72 | 0.81 | 0.78 | 0.50 | 0.48 | 0.71 | 0.08 | 0.50 |
| Al ₂ O ₃ | 3.10 | 3.34 | 3.27 | 2.93 | 2.39 | 2.64 | 1.13 | 2.66 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.20 | 0.54 | 0.23 | 0.11 | 0.05 | 0.00 | 0.09 | 0.15 |
| Fe ₂ O ₃ * | 0.03 | 0.23 | 1.15 | 0.68 | 0.50 | 2.90 | 2.02 | 2.28 |
| FeO * | 6.23 | 6.17 | 5.48 | 6.89 | 5.05 | 7.54 | 5.04 | 5.84 |
| MnO | 0.20 | 0.25 | 0.15 | 0.20 | 0.24 | 0.28 | 0.29 | 0.24 |
| MgO | 15.67 | 15.26 | 15.51 | 14.43 | 14.91 | 12.04 | 14.24 | 14.21 |
| CaO | 21.53 | 21.11 | 21.11 | 20.88 | 22.75 | 22.78 | 24.74 | 21.77 |
| Na ₂ O | 0.32 | 0.38 | 0.33 | 0.47 | 0.40 | 0.51 | 0.22 | 0.54 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 |
| Total | 100.51 | 99.68 | 99.14 | 98.67 | 98.99 | 99.74 | 100.84 | 99.61 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.921 | 1.907 | 1.899 | 1.929 | 1.941 | 1.899 | 1.952 | 1.914 |
| Al ^{iv} | 0.079 | 0.093 | 0.101 | 0.071 | 0.059 | 0.101 | 0.048 | 0.086 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.055 | 0.053 | 0.042 | 0.059 | 0.046 | 0.016 | 0.001 | 0.030 |
| Ti | 0.020 | 0.023 | 0.022 | 0.014 | 0.013 | 0.020 | 0.002 | 0.014 |
| Cr | 0.006 | 0.016 | 0.007 | 0.003 | 0.001 | 0.000 | 0.003 | 0.004 |
| Fe ³⁺ | 0.001 | 0.006 | 0.032 | 0.019 | 0.014 | 0.082 | 0.056 | 0.064 |
| Fe ²⁺ | 0.191 | 0.191 | 0.170 | 0.216 | 0.157 | 0.238 | 0.155 | 0.182 |
| Mn | 0.006 | 0.008 | 0.005 | 0.006 | 0.008 | 0.009 | 0.009 | 0.008 |
| Mg | 0.855 | 0.841 | 0.859 | 0.806 | 0.826 | 0.677 | 0.782 | 0.789 |
| Ca | 0.844 | 0.836 | 0.840 | 0.838 | 0.906 | 0.921 | 0.976 | 0.869 |
| Na | 0.023 | 0.027 | 0.024 | 0.034 | 0.029 | 0.037 | 0.016 | 0.039 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 1.890 | 1.868 | 1.869 | 1.860 | 1.889 | 1.835 | 1.914 | 1.839 |
| J | 0.045 | 0.054 | 0.048 | 0.068 | 0.058 | 0.075 | 0.031 | 0.078 |
| Mg# | 81.75 | 81.52 | 83.47 | 78.87 | 84.03 | 74.01 | 83.43 | 81.26 |
| Cr# | 4.12 | 9.42 | 3.71 | 2.15 | 1.22 | 0.00 | 2.43 | 2.39 |
| %Wo | 44.50 | 44.43 | 44.08 | 44.45 | 47.42 | 47.78 | 49.34 | 45.46 |
| %En | 45.07 | 44.69 | 45.06 | 42.75 | 43.24 | 35.14 | 39.52 | 41.29 |
| %Fs | 10.43 | 10.88 | 10.86 | 12.80 | 9.34 | 17.08 | 11.14 | 13.26 |
| %Q | 97.65 | 97.17 | 97.52 | 96.46 | 97.04 | 96.09 | 98.38 | 95.93 |
| %Jd | 2.31 | 2.53 | 1.41 | 2.67 | 2.27 | 0.63 | 0.02 | 1.31 |
| %Ae | 0.03 | 0.30 | 1.07 | 0.87 | 0.69 | 3.27 | 1.59 | 2.75 |
| Nome | Aug | Aug | Aug | Aug | Di | Di | Di | Di |

Grupos: MAC a floramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | GD | GRLT-opx | M-bi | M-bi | MG-opx,bi | MG-opx,bi | MG-opx,bi | MG-opx,bi |
|----------------------------------|----------|----------|-------|-------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | EIII1/2b | C14/2 | C15/1 | C15/2 | C17/2 | C17/3c | C17/3m | C17/3b |
| SiO ₂ (%) | 52.19 | 51.21 | 52.03 | 50.36 | 53.12 | 53.56 | 52.99 | 53.43 |
| TiO ₂ | 0.24 | 0.27 | 0.58 | 1.15 | 0.23 | 0.15 | 0.15 | 0.09 |
| Al ₂ O ₃ | 1.29 | 1.62 | 5.71 | 6.66 | 1.14 | 1.07 | 0.98 | 0.85 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.07 | 0.00 | 0.15 | 0.24 | 0.21 | 0.18 | 0.16 | 0.13 |
| Fe ₂ O ₃ * | 1.76 | 2.18 | 0.00 | 0.00 | 0.41 | 0.75 | 0.58 | 0.82 |
| FeO * | 9.16 | 12.80 | 9.92 | 10.56 | 7.21 | 6.86 | 6.54 | 6.93 |
| MnO | 0.32 | 0.47 | 0.19 | 0.17 | 0.18 | 0.21 | 0.21 | 0.21 |
| MgO | 12.89 | 11.15 | 17.63 | 17.24 | 14.75 | 15.15 | 14.91 | 15.12 |
| CaO | 21.95 | 20.77 | 10.97 | 11.35 | 22.40 | 22.34 | 22.50 | 22.20 |
| Na ₂ O | 0.44 | 0.37 | 0.63 | 0.94 | 0.29 | 0.32 | 0.29 | 0.31 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.22 | 0.29 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 100.31 | 100.84 | 98.03 | 98.96 | 99.94 | 100.59 | 99.31 | 100.08 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.955 | 1.939 | 1.922 | 1.860 | 1.970 | 1.971 | 1.974 | 1.977 |
| Al ^{iv} | 0.045 | 0.061 | 0.078 | 0.140 | 0.030 | 0.029 | 0.026 | 0.023 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.012 | 0.011 | 0.170 | 0.150 | 0.020 | 0.017 | 0.017 | 0.014 |
| Ti | 0.007 | 0.008 | 0.016 | 0.032 | 0.006 | 0.004 | 0.004 | 0.003 |
| Cr | 0.002 | 0.000 | 0.004 | 0.007 | 0.006 | 0.005 | 0.005 | 0.004 |
| Fe ³⁺ | 0.050 | 0.062 | 0.000 | 0.000 | 0.012 | 0.021 | 0.016 | 0.023 |
| Fe ²⁺ | 0.287 | 0.405 | 0.306 | 0.326 | 0.224 | 0.211 | 0.204 | 0.214 |
| Mn | 0.010 | 0.015 | 0.006 | 0.005 | 0.006 | 0.007 | 0.007 | 0.007 |
| Mg | 0.720 | 0.629 | 0.971 | 0.949 | 0.816 | 0.831 | 0.828 | 0.834 |
| Ca | 0.881 | 0.842 | 0.434 | 0.449 | 0.890 | 0.881 | 0.898 | 0.880 |
| Na | 0.032 | 0.027 | 0.045 | 0.067 | 0.021 | 0.023 | 0.021 | 0.022 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.010 | 0.014 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 1.963 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 1.888 | 1.877 | 1.711 | 1.724 | 1.929 | 1.923 | 1.930 | 1.928 |
| J | 0.064 | 0.054 | 0.090 | 0.134 | 0.042 | 0.046 | 0.042 | 0.044 |
| Mg# | 71.50 | 60.83 | 76.01 | 74.43 | 78.49 | 79.75 | 80.26 | 79.56 |
| Cr# | 1.91 | 0.00 | 1.73 | 2.36 | 9.12 | 7.24 | 7.36 | 5.98 |
| %Wo | 45.24 | 43.11 | 25.28 | 25.97 | 45.73 | 45.16 | 45.99 | 44.95 |
| %En | 36.96 | 32.20 | 56.53 | 54.89 | 41.90 | 42.62 | 42.41 | 42.60 |
| %Fs | 17.80 | 24.69 | 18.19 | 19.14 | 12.37 | 12.22 | 11.60 | 12.44 |
| %Q | 96.73 | 97.19 | 94.99 | 92.79 | 97.88 | 97.68 | 97.88 | 97.75 |
| %Jd | 0.63 | 0.42 | 5.01 | 7.21 | 1.34 | 1.06 | 1.09 | 0.86 |
| %Ae | 2.64 | 2.39 | 0.00 | 0.00 | 0.77 | 1.26 | 1.03 | 1.40 |
| Nome | Di | Aug | Aug | Aug | Di | Di | Di | Aug |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diortito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfíbolica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | G | G | G | G | G | G | G-opx | G-opx-anf |
|----------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-----------|
| Análise | C18/1c | C18/1m | C18/1b | C18/2c | C18/2m | C18/2b | C39a/1 | C39b/2 |
| SiO ₂ (%) | 52.38 | 51.71 | 50.34 | 52.13 | 51.78 | 51.68 | 52.08 | 53.04 |
| TiO ₂ | 0.37 | 0.37 | 0.66 | 0.47 | 0.39 | 0.39 | 0.53 | 0.24 |
| Al ₂ O ₃ | 1.75 | 1.74 | 1.56 | 1.71 | 1.68 | 1.75 | 1.97 | 1.40 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.03 | 0.02 | 0.00 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.13 | 0.24 |
| Fe ₂ O ₃ * | 1.28 | 1.15 | 1.55 | 1.10 | 1.60 | 1.58 | 1.74 | 0.32 |
| FeO * | 8.58 | 12.03 | 16.34 | 11.01 | 9.60 | 8.99 | 5.75 | 6.45 |
| MnO | 0.16 | 0.22 | 0.36 | 0.28 | 0.23 | 0.26 | 0.19 | 0.18 |
| MgO | 17.20 | 15.85 | 12.93 | 16.14 | 16.30 | 16.52 | 15.21 | 15.40 |
| CaO | 17.68 | 16.22 | 15.74 | 17.06 | 17.58 | 17.69 | 22.02 | 22.02 |
| Na ₂ O | 0.19 | 0.19 | 0.18 | 0.16 | 0.18 | 0.17 | 0.32 | 0.29 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 99.63 | 99.50 | 99.68 | 100.13 | 99.38 | 99.06 | 99.94 | 99.58 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.940 | 1.941 | 1.930 | 1.940 | 1.936 | 1.934 | 1.928 | 1.965 |
| Al ^{iv} | 0.060 | 0.059 | 0.070 | 0.060 | 0.064 | 0.066 | 0.072 | 0.035 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.017 | 0.018 | 0.001 | 0.015 | 0.010 | 0.011 | 0.014 | 0.026 |
| Ti | 0.010 | 0.010 | 0.019 | 0.013 | 0.011 | 0.011 | 0.015 | 0.007 |
| Cr | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.004 | 0.007 |
| Fe ³⁺ | 0.036 | 0.032 | 0.045 | 0.031 | 0.045 | 0.045 | 0.049 | 0.009 |
| Fe ²⁺ | 0.266 | 0.378 | 0.524 | 0.343 | 0.300 | 0.281 | 0.178 | 0.200 |
| Mn | 0.005 | 0.007 | 0.012 | 0.009 | 0.007 | 0.008 | 0.006 | 0.006 |
| Mg | 0.950 | 0.887 | 0.739 | 0.895 | 0.908 | 0.921 | 0.839 | 0.851 |
| Ca | 0.702 | 0.652 | 0.647 | 0.680 | 0.704 | 0.709 | 0.873 | 0.874 |
| Na | 0.014 | 0.014 | 0.013 | 0.012 | 0.013 | 0.012 | 0.023 | 0.021 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 1.917 | 1.917 | 1.910 | 1.918 | 1.912 | 1.911 | 1.890 | 1.925 |
| J | 0.027 | 0.028 | 0.027 | 0.023 | 0.026 | 0.024 | 0.046 | 0.042 |
| Mg# | 78.13 | 70.14 | 58.51 | 72.32 | 75.17 | 76.62 | 82.50 | 80.98 |
| Cr# | 0.78 | 0.54 | 0.00 | 1.10 | 0.83 | 0.81 | 2.75 | 9.11 |
| %Wo | 35.84 | 33.35 | 32.89 | 34.74 | 35.85 | 36.10 | 44.90 | 45.08 |
| %En | 48.51 | 45.34 | 37.59 | 45.73 | 46.23 | 46.89 | 43.15 | 43.86 |
| %Fs | 15.65 | 21.31 | 29.53 | 19.53 | 17.92 | 17.01 | 11.96 | 11.06 |
| %Q | 98.60 | 98.58 | 98.62 | 98.81 | 98.66 | 98.76 | 97.63 | 97.88 |
| %Jd | 0.45 | 0.52 | 0.02 | 0.39 | 0.24 | 0.24 | 0.52 | 1.58 |
| %Ae | 0.95 | 0.91 | 1.36 | 0.80 | 1.10 | 1.00 | 1.86 | 0.54 |
| Nome | Aug | Di |

Grupos: MAC afluoramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | G-opx,anf |
|----------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | C51/6 | C51/7 | C51/8 | C54/4 | C54/5 | C54/7 | C54/8 | C54/9 |
| SiO ₂ (%) | 52.56 | 51.56 | 51.92 | 52.13 | 52.77 | 52.18 | 53.16 | 53.33 |
| TiO ₂ | 0.58 | 0.59 | 0.61 | 0.56 | 0.47 | 0.45 | 0.32 | 0.38 |
| Al ₂ O ₃ | 2.47 | 2.72 | 2.81 | 2.42 | 1.87 | 2.21 | 1.50 | 1.62 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.33 | 0.27 | 0.37 | 0.42 | 0.20 | 0.33 | 0.18 | 0.14 |
| Fe ₂ O ₃ * | 0.00 | 0.92 | 0.40 | 0.39 | 0.00 | 0.64 | 0.00 | 0.24 |
| FeO * | 6.31 | 5.72 | 6.20 | 6.55 | 6.55 | 6.68 | 6.59 | 5.87 |
| MnO | 0.17 | 0.17 | 0.18 | 0.18 | 0.21 | 0.18 | 0.17 | 0.15 |
| MgO | 14.26 | 13.96 | 13.87 | 14.75 | 14.75 | 14.61 | 14.90 | 15.00 |
| CaO | 22.26 | 23.03 | 23.27 | 21.75 | 21.74 | 22.10 | 22.56 | 23.46 |
| Na ₂ O | 0.38 | 0.41 | 0.37 | 0.40 | 0.40 | 0.34 | 0.28 | 0.28 |
| K ₂ O | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.03 | 0.00 | 0.02 | 0.00 |
| Total | 99.36 | 99.35 | 100.00 | 99.58 | 98.99 | 99.72 | 99.68 | 100.46 |
| Si ^{iv} (afu) | 1.951 | 1.922 | 1.924 | 1.935 | 1.965 | 1.938 | 1.969 | 1.959 |
| Al ^{iv} | 0.049 | 0.078 | 0.076 | 0.065 | 0.035 | 0.062 | 0.031 | 0.041 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.059 | 0.041 | 0.047 | 0.041 | 0.047 | 0.034 | 0.034 | 0.029 |
| Ti | 0.016 | 0.017 | 0.017 | 0.016 | 0.013 | 0.013 | 0.009 | 0.010 |
| Cr | 0.010 | 0.008 | 0.011 | 0.012 | 0.006 | 0.010 | 0.005 | 0.004 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.026 | 0.011 | 0.011 | 0.000 | 0.018 | 0.000 | 0.007 |
| Fe ²⁺ | 0.196 | 0.178 | 0.192 | 0.203 | 0.204 | 0.208 | 0.204 | 0.180 |
| Mn | 0.005 | 0.005 | 0.006 | 0.006 | 0.007 | 0.006 | 0.005 | 0.005 |
| Mg | 0.789 | 0.776 | 0.766 | 0.816 | 0.819 | 0.809 | 0.823 | 0.821 |
| Ca | 0.885 | 0.920 | 0.924 | 0.865 | 0.867 | 0.879 | 0.895 | 0.923 |
| Na | 0.028 | 0.030 | 0.027 | 0.029 | 0.029 | 0.024 | 0.020 | 0.020 |
| K | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 1.989 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 1.993 | 2.000 | 1.997 | 2.000 |
| Q | 1.870 | 1.874 | 1.882 | 1.884 | 1.890 | 1.896 | 1.922 | 1.924 |
| J | 0.056 | 0.060 | 0.054 | 0.058 | 0.058 | 0.048 | 0.040 | 0.040 |
| Mg# | 80.10 | 81.34 | 79.96 | 80.08 | 80.06 | 79.55 | 80.14 | 82.02 |
| Cr# | 8.47 | 5.23 | 7.59 | 9.30 | 6.82 | 8.06 | 7.14 | 4.94 |
| %Wo | 47.20 | 48.29 | 48.66 | 45.50 | 45.70 | 45.78 | 46.45 | 47.68 |
| %En | 42.08 | 40.73 | 40.34 | 42.92 | 43.17 | 42.14 | 42.71 | 42.41 |
| %Fs | 10.72 | 10.97 | 11.01 | 11.57 | 11.12 | 12.08 | 10.85 | 9.92 |
| %Q | 97.09 | 96.90 | 97.21 | 97.01 | 97.02 | 97.53 | 97.96 | 97.96 |
| %Jd | 2.91 | 1.90 | 2.26 | 2.35 | 2.98 | 1.61 | 2.04 | 1.64 |
| %Ae | 0.00 | 1.20 | 0.53 | 0.63 | 0.00 | 0.85 | 0.00 | 0.40 |
| Nome | Di |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diortito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfíblica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Mancha | A. Pedroso |
|----------------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| Grupo | H-S |
| Litotipo | SNT |
| Análise | AP46/1 | AP46/2 | APII5/1 | APII5/2 | APII5/3 | APII5/4 | APII5/5 | APII5/6 |
| SiO ₂ | 51.14 | 52.52 | 51.02 | 51.12 | 51.44 | 51.14 | 51.28 | 51.69 |
| TiO ₂ | 0.18 | 0.14 | 0.16 | 0.08 | 0.16 | 0.16 | 0.14 | 0.13 |
| Al ₂ O ₃ | 1.44 | 1.68 | 1.91 | 1.80 | 1.99 | 1.93 | 1.77 | 1.47 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Fe ₂ O ₃ * | 31.07 | 30.88 | 30.08 | 28.95 | 29.08 | 29.31 | 30.12 | 29.82 |
| FeO * | 1.97 | 1.87 | 2.24 | 2.70 | 3.01 | 4.59 | 3.99 | 4.30 |
| MnO | 0.01 | 0.03 | 0.16 | 0.16 | 0.14 | 0.11 | 0.15 | 0.09 |
| MgO | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 0.25 | 0.20 | 1.05 | 1.18 | 1.07 | 1.08 | 1.07 | 0.46 |
| Na ₂ O | 12.73 | 13.08 | 12.38 | 12.25 | 12.32 | 11.88 | 12.06 | 12.28 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 98.79 | 100.44 | 99.00 | 98.24 | 99.22 | 100.25 | 100.58 | 100.24 |
| Si ^{iv} | 1.987 | 1.999 | 1.978 | 1.995 | 1.989 | 1.971 | 1.970 | 1.989 |
| Al ^{iv} | 0.013 | 0.001 | 0.022 | 0.005 | 0.011 | 0.029 | 0.030 | 0.011 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.053 | 0.075 | 0.066 | 0.078 | 0.079 | 0.058 | 0.050 | 0.056 |
| Ti | 0.005 | 0.004 | 0.005 | 0.002 | 0.005 | 0.005 | 0.004 | 0.004 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ³⁺ | 0.908 | 0.885 | 0.877 | 0.850 | 0.846 | 0.850 | 0.870 | 0.864 |
| Fe ²⁺ | 0.064 | 0.059 | 0.073 | 0.088 | 0.097 | 0.148 | 0.128 | 0.138 |
| Mn | 0.000 | 0.001 | 0.005 | 0.005 | 0.005 | 0.004 | 0.005 | 0.003 |
| Mg | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.000 | 0.000 |
| Ca | 0.010 | 0.008 | 0.043 | 0.049 | 0.044 | 0.045 | 0.044 | 0.019 |
| Na | 0.959 | 0.966 | 0.931 | 0.927 | 0.924 | 0.887 | 0.898 | 0.916 |
| K | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 0.074 | 0.069 | 0.116 | 0.137 | 0.141 | 0.196 | 0.172 | 0.157 |
| J | 1.918 | 1.931 | 1.862 | 1.854 | 1.848 | 1.774 | 1.796 | 1.832 |
| Mg# | 0.00 | 2.73 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.99 | 0.00 | 0.00 |
| Cr# | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| %Wo | 1.02 | 0.84 | 4.31 | 4.94 | 4.44 | 4.29 | 4.20 | 1.86 |
| %En | 0.00 | 0.17 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.29 | 0.00 | 0.00 |
| %Fs | 98.98 | 98.99 | 95.69 | 95.06 | 95.56 | 95.43 | 95.80 | 98.14 |
| %Q | 3.71 | 3.45 | 5.86 | 6.88 | 7.09 | 9.95 | 8.74 | 7.89 |
| %Jd | 5.31 | 7.51 | 6.59 | 7.83 | 7.94 | 5.75 | 4.96 | 5.61 |
| %Ae | 90.97 | 89.04 | 87.55 | 85.29 | 84.98 | 84.30 | 86.30 | 86.50 |
| Nome | Aeg |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsatur.); A-S (alcal.-sobressatur.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Mancha | A. Pedroso | A. Pedroso | A. Pedroso | Vaiamonte | Vaiamonte | Vaiamonte | Vaiamonte | Vaiamonte |
|----------------------------------|------------|------------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Grupo | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S |
| Litotipo | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT |
| Análise | APII5/7 | APII5/8 | APII5/9 | AV9a/1 | AV9a/4 | AV9a/5 | AV9a/6 | AV23c/1 |
| SiO ₂ | 51.76 | 51.34 | 51.23 | 49.19 | 49.13 | 49.92 | 49.41 | 49.30 |
| TiO ₂ | 0.13 | 0.14 | 0.12 | 0.07 | 0.02 | 0.09 | 0.04 | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 1.67 | 1.76 | 2.00 | 0.27 | 0.27 | 0.33 | 0.30 | 0.25 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.04 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 29.80 | 28.56 | 28.71 | 11.34 | 12.59 | 12.61 | 13.50 | 10.37 |
| FeO * | 4.13 | 4.73 | 4.38 | 19.09 | 18.25 | 18.45 | 17.33 | 19.71 |
| MnO | 0.08 | 0.13 | 0.10 | 0.92 | 0.83 | 1.07 | 1.08 | 0.80 |
| MgO | 0.03 | 0.00 | 0.02 | 0.32 | 0.31 | 0.17 | 0.15 | 0.86 |
| CaO | 0.88 | 1.17 | 0.83 | 13.11 | 12.72 | 13.23 | 12.51 | 14.76 |
| Na ₂ O | 12.19 | 11.90 | 12.03 | 4.63 | 4.92 | 4.94 | 5.26 | 3.88 |
| K ₂ O | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 100.71 | 99.72 | 99.45 | 98.98 | 99.07 | 100.88 | 99.57 | 99.95 |
| Si ^{iv} | 1.982 | 1.986 | 1.984 | 2.000 | 1.994 | 1.991 | 1.993 | 1.988 |
| Al ^{iv} | 0.018 | 0.014 | 0.016 | 0.000 | 0.006 | 0.009 | 0.007 | 0.012 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.058 | 0.067 | 0.075 | 0.013 | 0.007 | 0.007 | 0.007 | 0.000 |
| Ti | 0.004 | 0.004 | 0.003 | 0.002 | 0.001 | 0.003 | 0.001 | 0.001 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ³⁺ | 0.859 | 0.831 | 0.837 | 0.347 | 0.384 | 0.379 | 0.410 | 0.315 |
| Fe ²⁺ | 0.132 | 0.153 | 0.142 | 0.649 | 0.620 | 0.616 | 0.585 | 0.665 |
| Mn | 0.003 | 0.004 | 0.003 | 0.032 | 0.029 | 0.036 | 0.037 | 0.027 |
| Mg | 0.002 | 0.000 | 0.001 | 0.020 | 0.019 | 0.010 | 0.009 | 0.052 |
| Ca | 0.036 | 0.048 | 0.035 | 0.571 | 0.553 | 0.565 | 0.540 | 0.638 |
| Na | 0.905 | 0.892 | 0.903 | 0.365 | 0.387 | 0.382 | 0.412 | 0.303 |
| K | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 0.170 | 0.201 | 0.178 | 1.240 | 1.192 | 1.191 | 1.134 | 1.355 |
| J | 1.810 | 1.784 | 1.806 | 0.730 | 0.774 | 0.764 | 0.824 | 0.606 |
| Mg# | 1.49 | 0.00 | 0.70 | 2.99 | 2.97 | 1.58 | 1.52 | 7.25 |
| Cr# | 0.00 | 0.00 | 0.11 | 0.28 | 0.25 | 0.31 | 0.00 | 0.00 |
| %Wo | 3.49 | 4.63 | 3.44 | 35.27 | 34.45 | 35.22 | 34.16 | 37.60 |
| %En | 0.19 | 0.00 | 0.10 | 1.24 | 1.18 | 0.62 | 0.57 | 3.06 |
| %Fs | 96.32 | 95.37 | 96.46 | 63.50 | 64.36 | 64.17 | 65.28 | 59.34 |
| %Q | 8.59 | 10.13 | 8.97 | 62.94 | 60.63 | 60.92 | 57.92 | 69.10 |
| %Jd | 5.78 | 6.71 | 7.49 | 1.34 | 0.70 | 0.71 | 0.71 | 0.00 |
| %Ae | 85.63 | 83.17 | 83.54 | 35.72 | 38.66 | 38.37 | 41.38 | 30.90 |
| Nome | Aeg | Aeg | Aeg | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobressaturadas).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Mancha Grupo Litotipo Análise | ACH | | | | | EH | | |
|--|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| | Vaiamonte H-S SNT AV23c/2 | Vaiamonte H-S SNT AV23c/3 | Vaiamonte H-S SNT AV23c/4 | Vaiamonte H-S SNT AV23c/5 | Vaiamonte H-S SNT AV23c/6 | Falcato H-S SNT EF5/1 | Falcato H-S SNT EF5/3 | Falcato H-S SD EF25/1 |
| SiO ₂ | 50.04 | 50.24 | 49.09 | 49.11 | 49.15 | 50.88 | 50.70 | 49.14 |
| TiO ₂ | 0.08 | 0.07 | 0.08 | 0.05 | 0.03 | 0.11 | 0.15 | 0.11 |
| Al ₂ O ₃ | 0.75 | 1.23 | 0.68 | 0.51 | 0.44 | 0.35 | 0.35 | 0.38 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.00 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.02 |
| Fe ₂ O ₃ * | 14.43 | 12.36 | 11.80 | 10.58 | 13.90 | 22.15 | 20.17 | 3.50 |
| FeO * | 15.33 | 16.56 | 17.14 | 18.57 | 17.07 | 9.38 | 11.13 | 21.14 |
| MnO | 0.80 | 0.93 | 0.86 | 0.92 | 0.76 | 0.80 | 0.88 | 1.59 |
| MgO | 0.44 | 0.60 | 0.72 | 0.61 | 0.25 | 0.64 | 0.77 | 2.32 |
| CaO | 11.55 | 12.51 | 13.62 | 14.07 | 11.98 | 6.59 | 8.82 | 20.19 |
| Na ₂ O | 6.08 | 5.51 | 4.75 | 4.35 | 5.41 | 8.88 | 7.76 | 1.31 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 0.01 |
| Total | 99.51 | 100.03 | 98.77 | 98.76 | 99.03 | 99.82 | 100.79 | 99.71 |
| Si ^{iv} | 1.998 | 1.996 | 1.988 | 1.996 | 1.989 | 1.999 | 1.985 | 1.986 |
| Al ^{iv} | 0.002 | 0.004 | 0.012 | 0.004 | 0.011 | 0.001 | 0.015 | 0.014 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.034 | 0.054 | 0.020 | 0.020 | 0.010 | 0.015 | 0.001 | 0.004 |
| Ti | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.001 | 0.003 | 0.004 | 0.003 |
| Cr | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 |
| Fe ³⁺ | 0.434 | 0.370 | 0.360 | 0.324 | 0.423 | 0.655 | 0.594 | 0.106 |
| Fe ²⁺ | 0.512 | 0.550 | 0.580 | 0.631 | 0.578 | 0.308 | 0.364 | 0.714 |
| Mn | 0.027 | 0.031 | 0.029 | 0.032 | 0.026 | 0.027 | 0.029 | 0.054 |
| Mg | 0.026 | 0.035 | 0.043 | 0.037 | 0.015 | 0.037 | 0.045 | 0.140 |
| Ca | 0.494 | 0.533 | 0.591 | 0.612 | 0.520 | 0.277 | 0.370 | 0.874 |
| Na | 0.470 | 0.424 | 0.372 | 0.342 | 0.425 | 0.676 | 0.589 | 0.103 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.001 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 1.032 | 1.118 | 1.214 | 1.280 | 1.113 | 0.623 | 0.780 | 1.728 |
| J | 0.941 | 0.849 | 0.744 | 0.684 | 0.850 | 1.353 | 1.178 | 0.205 |
| Mg# | 4.88 | 6.05 | 6.90 | 5.54 | 2.53 | 10.80 | 11.03 | 16.36 |
| Cr# | 0.07 | 0.14 | 0.25 | 0.00 | 0.22 | 0.18 | 0.15 | 0.51 |
| %Wo | 33.10 | 35.06 | 36.87 | 37.41 | 33.29 | 21.25 | 26.37 | 46.27 |
| %En | 1.76 | 2.33 | 2.68 | 2.26 | 0.96 | 2.86 | 3.22 | 7.40 |
| %Fs | 65.14 | 62.61 | 60.45 | 60.33 | 65.75 | 75.89 | 70.41 | 46.33 |
| %Q | 52.32 | 56.86 | 62.00 | 65.17 | 56.70 | 31.53 | 39.82 | 89.38 |
| %Jd | 3.44 | 5.47 | 2.00 | 2.02 | 1.00 | 1.55 | 0.13 | 0.36 |
| %Ae | 44.24 | 37.67 | 36.00 | 32.80 | 42.30 | 66.92 | 60.06 | 10.25 |
| Nome | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Hd |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsatur.); A-S (alcal.-sobressatur.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Mancha | Falcato | Varche |
|----------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Grupo | H-S |
| Litotipo | SD | SNT |
| Análise | EF25t/3 | EFV2/1c | EFV2/1m | EFV2/1b | EFV2/2c | EFV2/2m | EFV2/2b | EVA1/1 |
| SiO ₂ | 49.07 | 50.39 | 47.77 | 50.87 | 49.84 | 50.74 | 49.24 | 50.46 |
| TiO ₂ | 0.15 | 0.46 | 0.21 | 0.06 | 0.32 | 0.59 | 0.19 | 0.19 |
| Al ₂ O ₃ | 0.44 | 2.59 | 5.47 | 0.97 | 2.73 | 2.56 | 1.84 | 0.31 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.02 |
| Fe ₂ O ₃ * | 4.09 | 2.93 | 5.04 | 2.24 | 4.52 | 2.59 | 3.80 | 19.88 |
| FeO * | 20.35 | 8.13 | 7.64 | 12.83 | 4.85 | 7.57 | 14.11 | 12.11 |
| MnO | 1.55 | 0.42 | 0.38 | 0.69 | 0.29 | 0.37 | 0.67 | 0.70 |
| MgO | 2.25 | 10.96 | 10.20 | 8.47 | 13.14 | 12.07 | 6.75 | 0.32 |
| CaO | 20.16 | 23.47 | 20.75 | 22.90 | 21.71 | 22.57 | 22.62 | 8.98 |
| Na ₂ O | 1.52 | 0.54 | 0.95 | 0.63 | 0.75 | 0.61 | 0.70 | 7.67 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Total | 99.59 | 99.89 | 98.45 | 99.65 | 98.16 | 99.70 | 99.92 | 100.65 |
| Si ^{iv} | 1.982 | 1.907 | 1.834 | 1.967 | 1.893 | 1.912 | 1.923 | 1.986 |
| Al ^{iv} | 0.018 | 0.093 | 0.166 | 0.033 | 0.107 | 0.088 | 0.077 | 0.014 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.003 | 0.023 | 0.081 | 0.011 | 0.015 | 0.025 | 0.007 | 0.000 |
| Ti | 0.005 | 0.013 | 0.006 | 0.002 | 0.009 | 0.017 | 0.006 | 0.006 |
| Cr | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 |
| Fe ³⁺ | 0.124 | 0.083 | 0.145 | 0.065 | 0.129 | 0.073 | 0.112 | 0.589 |
| Fe ²⁺ | 0.687 | 0.257 | 0.245 | 0.415 | 0.154 | 0.238 | 0.461 | 0.399 |
| Mn | 0.053 | 0.013 | 0.012 | 0.023 | 0.009 | 0.012 | 0.022 | 0.023 |
| Mg | 0.135 | 0.618 | 0.584 | 0.488 | 0.744 | 0.678 | 0.393 | 0.019 |
| Ca | 0.872 | 0.952 | 0.853 | 0.949 | 0.883 | 0.911 | 0.946 | 0.378 |
| Na | 0.119 | 0.040 | 0.071 | 0.047 | 0.055 | 0.045 | 0.053 | 0.585 |
| K | 0.001 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 1.694 | 1.828 | 1.682 | 1.852 | 1.781 | 1.827 | 1.800 | 0.796 |
| J | 0.238 | 0.079 | 0.141 | 0.094 | 0.110 | 0.089 | 0.106 | 1.171 |
| Mg# | 16.42 | 70.61 | 70.42 | 54.07 | 82.86 | 73.98 | 46.02 | 4.54 |
| Cr# | 0.68 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 0.48 | 0.00 | 0.10 |
| %Wo | 46.61 | 49.45 | 46.37 | 48.92 | 46.02 | 47.63 | 48.94 | 26.88 |
| %En | 7.22 | 32.13 | 31.72 | 25.17 | 38.75 | 35.44 | 20.32 | 1.35 |
| %Fs | 46.18 | 18.41 | 21.91 | 25.91 | 15.23 | 16.93 | 30.75 | 71.77 |
| %Q | 87.68 | 95.84 | 92.25 | 95.15 | 94.16 | 95.35 | 94.44 | 40.47 |
| %Jd | 0.29 | 0.89 | 2.78 | 0.72 | 0.61 | 1.19 | 0.35 | 0.02 |
| %Ae | 12.03 | 3.27 | 4.97 | 4.13 | 5.23 | 3.46 | 5.21 | 59.51 |
| Nome | Hd | Di | Di | Hd | Di | Di | Hd | Aeg-aug |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobressaturadas).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Mancha | Varche | Varche | Varche | Varche | Varche | Outeirão | Outeirão | Outeirão |
|----------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|----------|----------|----------|
| Grupo | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S |
| Litotipo | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT |
| Análise | EVA1/2 | EVA9/1 | EVA9/2 | EVA9/3 | EVA9/4 | EO13/1 | EO13/2 | EO13/4 |
| SiO ₂ | 50.04 | 50.91 | 51.05 | 49.96 | 50.91 | 49.25 | 48.99 | 49.20 |
| TiO ₂ | 0.21 | 0.16 | 0.52 | 0.33 | 0.62 | 0.19 | 0.34 | 0.31 |
| Al ₂ O ₃ | 0.32 | 0.40 | 0.46 | 0.42 | 0.38 | 0.40 | 0.34 | 0.35 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 18.41 | 12.40 | 11.07 | 10.66 | 11.23 | 10.81 | 12.16 | 10.86 |
| FeO * | 12.48 | 13.80 | 12.12 | 14.31 | 12.76 | 17.47 | 17.79 | 19.25 |
| MnO | 0.82 | 0.51 | 0.58 | 0.51 | 0.54 | 0.77 | 0.83 | 0.78 |
| MgO | 0.22 | 3.55 | 4.64 | 3.99 | 3.68 | 0.93 | 0.92 | 1.10 |
| CaO | 8.98 | 14.12 | 15.41 | 14.70 | 14.07 | 14.17 | 13.29 | 13.63 |
| Na ₂ O | 7.50 | 4.80 | 4.47 | 4.16 | 5.07 | 4.53 | 4.66 | 4.24 |
| K ₂ O | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 98.99 | 100.67 | 100.34 | 99.05 | 99.29 | 98.53 | 99.34 | 99.72 |
| Si ^{iv} | 2.000 | 1.986 | 1.981 | 1.981 | 2.000 | 1.998 | 1.979 | 1.983 |
| Al ^{iv} | 0.000 | 0.014 | 0.019 | 0.019 | 0.000 | 0.002 | 0.016 | 0.016 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 1.995 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.015 | 0.004 | 0.002 | 0.001 | 0.018 | 0.017 | 0.000 | 0.000 |
| Ti | 0.006 | 0.005 | 0.015 | 0.010 | 0.018 | 0.006 | 0.010 | 0.009 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ³⁺ | 0.554 | 0.364 | 0.323 | 0.318 | 0.332 | 0.330 | 0.370 | 0.329 |
| Fe ²⁺ | 0.417 | 0.450 | 0.393 | 0.475 | 0.419 | 0.592 | 0.601 | 0.649 |
| Mn | 0.028 | 0.017 | 0.019 | 0.017 | 0.018 | 0.026 | 0.028 | 0.027 |
| Mg | 0.013 | 0.206 | 0.268 | 0.236 | 0.216 | 0.056 | 0.055 | 0.066 |
| Ca | 0.384 | 0.590 | 0.641 | 0.624 | 0.592 | 0.616 | 0.575 | 0.589 |
| Na | 0.581 | 0.363 | 0.336 | 0.319 | 0.386 | 0.356 | 0.365 | 0.331 |
| K | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.005 | 2.000 |
| Q | 0.814 | 1.247 | 1.303 | 1.335 | 1.227 | 1.264 | 1.232 | 1.304 |
| J | 1.162 | 0.726 | 0.673 | 0.638 | 0.772 | 0.712 | 0.729 | 0.662 |
| Mg# | 2.99 | 31.44 | 40.56 | 33.19 | 34.02 | 8.67 | 8.45 | 9.23 |
| Cr# | 0.00 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.18 | 0.08 | 0.00 |
| %Wo | 27.54 | 36.26 | 38.95 | 37.37 | 37.54 | 37.99 | 35.29 | 35.48 |
| %En | 0.92 | 12.68 | 16.32 | 14.13 | 13.70 | 3.47 | 3.40 | 3.98 |
| %Fs | 71.54 | 51.06 | 44.73 | 48.50 | 48.76 | 58.54 | 61.31 | 60.54 |
| %Q | 41.21 | 63.20 | 65.95 | 67.66 | 61.38 | 63.96 | 62.81 | 66.33 |
| %Jd | 1.57 | 0.40 | 0.25 | 0.10 | 1.99 | 1.73 | 0.00 | 0.00 |
| %Ae | 57.22 | 36.40 | 33.80 | 32.24 | 36.63 | 34.31 | 37.19 | 33.67 |
| Nome | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsatur.); A-S (alcal.-sobressatur.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Mancha | EH | | CMH | | | | | |
|----------------------------------|----------|----------|----------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| | Outeirão | Outeirão | Cevadais | Fig. de Cima |
| | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S |
| Litotipo | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT |
| Análise | EO13/5 | EO13/6 | CC7/1 | CFC4a/1 | CFC4a/2 | CFC4b/1 | CFC4b/2 | CFC4b/3 |
| SiO ₂ | 48.86 | 50.06 | 50.20 | 49.40 | 50.03 | 50.22 | 50.23 | 49.29 |
| TiO ₂ | 0.25 | 0.32 | 0.22 | 0.32 | 0.33 | 0.43 | 0.49 | 0.36 |
| Al ₂ O ₃ | 0.37 | 0.19 | 0.61 | 0.67 | 0.59 | 0.79 | 0.73 | 0.35 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.08 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 11.10 | 11.90 | 21.51 | 15.51 | 15.43 | 14.48 | 13.36 | 15.15 |
| FeO * | 18.64 | 18.56 | 11.14 | 14.80 | 15.07 | 13.72 | 14.50 | 13.89 |
| MnO | 0.79 | 0.80 | 0.51 | 0.68 | 0.66 | 0.68 | 0.68 | 0.70 |
| MgO | 1.10 | 0.96 | 0.15 | 0.55 | 0.59 | 1.32 | 1.21 | 1.20 |
| CaO | 13.62 | 12.90 | 6.31 | 11.14 | 11.53 | 12.39 | 11.83 | 11.26 |
| Na ₂ O | 4.26 | 4.86 | 8.67 | 6.17 | 6.16 | 5.99 | 6.04 | 6.06 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 |
| Total | 99.01 | 100.61 | 99.31 | 99.24 | 100.43 | 100.03 | 99.15 | 98.26 |
| Si ^{iv} | 1.982 | 1.994 | 1.992 | 1.980 | 1.982 | 1.983 | 2.000 | 1.988 |
| Al ^{iv} | 0.018 | 0.006 | 0.008 | 0.020 | 0.018 | 0.017 | 0.000 | 0.012 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.000 | 0.003 | 0.020 | 0.012 | 0.010 | 0.020 | 0.034 | 0.005 |
| Ti | 0.007 | 0.010 | 0.006 | 0.010 | 0.010 | 0.013 | 0.015 | 0.011 |
| Cr | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.003 | 0.000 |
| Fe ³⁺ | 0.339 | 0.357 | 0.642 | 0.468 | 0.460 | 0.430 | 0.400 | 0.460 |
| Fe ²⁺ | 0.632 | 0.619 | 0.370 | 0.496 | 0.499 | 0.453 | 0.483 | 0.468 |
| Mn | 0.027 | 0.027 | 0.017 | 0.023 | 0.022 | 0.023 | 0.023 | 0.024 |
| Mg | 0.066 | 0.057 | 0.009 | 0.033 | 0.035 | 0.078 | 0.072 | 0.072 |
| Ca | 0.592 | 0.551 | 0.268 | 0.478 | 0.489 | 0.524 | 0.505 | 0.487 |
| Na | 0.335 | 0.375 | 0.667 | 0.480 | 0.473 | 0.459 | 0.466 | 0.474 |
| K | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Q | 1.291 | 1.226 | 0.647 | 1.008 | 1.024 | 1.055 | 1.059 | 1.027 |
| J | 0.671 | 0.751 | 1.334 | 0.959 | 0.946 | 0.917 | 0.933 | 0.948 |
| Mg# | 9.50 | 8.44 | 2.37 | 6.21 | 6.52 | 14.64 | 12.95 | 13.33 |
| Cr# | 0.09 | 0.51 | 0.00 | 0.00 | 0.26 | 0.00 | 0.58 | 0.00 |
| %Wo | 35.73 | 34.20 | 20.52 | 31.93 | 32.50 | 34.76 | 34.04 | 32.23 |
| %En | 4.01 | 3.54 | 0.69 | 2.19 | 2.31 | 5.15 | 4.84 | 4.77 |
| %Fs | 60.26 | 62.25 | 78.79 | 65.88 | 65.18 | 60.09 | 61.11 | 63.00 |
| %Q | 65.81 | 62.02 | 32.66 | 51.23 | 51.96 | 53.49 | 53.18 | 52.00 |
| %Jd | 0.00 | 0.35 | 2.03 | 1.23 | 1.01 | 2.07 | 3.68 | 0.52 |
| %Ae | 34.19 | 37.63 | 65.31 | 47.54 | 47.03 | 44.44 | 43.14 | 47.48 |
| Nome | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobressaturadas).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pértitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Mancha Grupo Litotipo Análise | EH | | | | ACH | | | |
|--|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|
| | Alcamins A-S GRT | Alcamins A-S GRT | Alcamins A-S GRT | Alcamins A-S GRT | Almanhares H-US SNT-ne | Almanhares H-US SNT-ne | Almanhares H-US SNT-ne | Almanhares H-US SNT-ne |
| | EA37/1 | EA37/2 | EA37/3 | EA37/4 | AL13b/1 | AL13b/2 | AL13b/3c | AL13b/3m |
| SiO ₂ | 49.22 | 48.52 | 48.72 | 48.87 | 49.82 | 49.86 | 47.18 | 49.83 |
| TiO ₂ | 0.05 | 0.11 | 0.05 | 0.05 | 0.10 | 0.01 | 0.11 | 0.02 |
| Al ₂ O ₃ | 0.12 | 0.08 | 0.10 | 0.11 | 1.03 | 0.84 | 1.25 | 0.91 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.04 | 0.05 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 1.90 | 2.07 | 2.05 | 2.42 | 11.95 | 14.76 | 20.89 | 15.81 |
| FeO * | 24.87 | 25.12 | 24.86 | 24.47 | 16.29 | 15.07 | 8.89 | 13.62 |
| MnO | 1.00 | 0.77 | 0.88 | 0.87 | 1.36 | 1.47 | 1.22 | 1.35 |
| MgO | 1.04 | 0.31 | 0.72 | 0.53 | 0.12 | 0.21 | 0.07 | 0.14 |
| CaO | 21.47 | 21.35 | 21.28 | 21.61 | 13.49 | 11.58 | 13.31 | 11.44 |
| Na ₂ O | 0.77 | 0.93 | 0.85 | 0.97 | 5.27 | 6.00 | 6.30 | 6.41 |
| K ₂ O | 0.03 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 100.50 | 99.31 | 99.53 | 99.94 | 99.45 | 99.80 | 99.22 | 99.54 |
| Si ^{iv} | 1.997 | 1.999 | 1.999 | 1.996 | 1.998 | 1.991 | 1.896 | 1.988 |
| Al ^{iv} | 0.003 | 0.001 | 0.001 | 0.004 | 0.002 | 0.009 | 0.059 | 0.012 |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 1.956 | 2.000 |
| Al ^{vi} | 0.003 | 0.003 | 0.004 | 0.002 | 0.046 | 0.031 | 0.000 | 0.031 |
| Ti | 0.002 | 0.003 | 0.002 | 0.002 | 0.003 | 0.000 | 0.003 | 0.001 |
| Cr | 0.001 | 0.002 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ³⁺ | 0.058 | 0.064 | 0.063 | 0.074 | 0.360 | 0.443 | 0.632 | 0.475 |
| Fe ²⁺ | 0.844 | 0.865 | 0.853 | 0.836 | 0.546 | 0.503 | 0.299 | 0.455 |
| Mn | 0.034 | 0.027 | 0.031 | 0.030 | 0.046 | 0.050 | 0.041 | 0.046 |
| Mg | 0.063 | 0.019 | 0.044 | 0.032 | 0.007 | 0.012 | 0.004 | 0.008 |
| Ca | 0.933 | 0.942 | 0.935 | 0.946 | 0.580 | 0.495 | 0.573 | 0.489 |
| Na | 0.061 | 0.074 | 0.068 | 0.077 | 0.410 | 0.464 | 0.491 | 0.496 |
| K | 0.002 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.000 |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.044 | 2.000 |
| Q | 1.840 | 1.826 | 1.832 | 1.814 | 1.133 | 1.010 | 0.876 | 0.952 |
| J | 0.122 | 0.148 | 0.136 | 0.154 | 0.819 | 0.928 | 0.982 | 0.992 |
| Mg# | 6.95 | 2.15 | 4.91 | 3.69 | 1.30 | 2.33 | 1.36 | 1.76 |
| Cr# | 1.54 | 2.86 | 0.00 | 1.23 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.00 |
| %Wo | 48.29 | 49.14 | 48.55 | 49.32 | 37.64 | 32.93 | 36.99 | 33.21 |
| %En | 3.26 | 0.99 | 2.28 | 1.67 | 0.47 | 0.80 | 0.27 | 0.55 |
| %Fs | 48.45 | 49.87 | 49.17 | 49.01 | 61.89 | 66.27 | 62.74 | 66.23 |
| %Q | 93.78 | 92.50 | 93.09 | 92.17 | 58.03 | 52.12 | 47.14 | 48.97 |
| %Jd | 0.31 | 0.34 | 0.41 | 0.21 | 4.79 | 3.13 | 0.00 | 3.16 |
| %Ae | 5.91 | 7.16 | 6.50 | 7.62 | 37.18 | 44.75 | 52.86 | 47.87 |
| Nome | Hd | Hd | Hd | Hd | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsát.); A-S (alcal.-sobressat.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

CLINOPIROXENAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **6 oxigénios**

| Mancha Grupo Litotipo Análise | ACH | | CMH | | | | Tinoca | |
|--|---|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|--|
| | Almanhães H-US SNT-ne AL13b/3b | Cevadais H-US SNT-ne CC1a/1 | Cevadais H-US SNT-ne CC1a/2 | Cevadais H-US SNT-ne CC1b/1 | Cevadais H-US SNT-ne CC1b/2 | Tinoca H-US SNT-ne CT3a/1 | Tinoca H-US SNT-ne CT3a/2 | |
| SiO ₂ | 50.90 | 50.94 | 51.54 | 51.24 | 50.04 | 49.52 | 49.66 | |
| TiO ₂ | 0.00 | 0.08 | 0.16 | 0.08 | 0.12 | 0.28 | 0.16 | |
| Al ₂ O ₃ | 0.65 | 1.84 | 2.25 | 0.49 | 0.83 | 1.32 | 1.37 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | |
| Fe ₂ O ₃ * | 24.90 | 21.44 | 23.28 | 25.05 | 21.94 | 16.32 | 18.35 | |
| FeO * | 6.54 | 9.26 | 6.95 | 6.37 | 7.78 | 11.56 | 10.87 | |
| MnO | 0.92 | 0.81 | 0.66 | 0.83 | 0.79 | 1.66 | 1.39 | |
| MgO | 0.15 | 0.05 | 0.06 | 0.63 | 0.95 | 0.65 | 0.38 | |
| CaO | 6.50 | 6.73 | 6.04 | 6.45 | 8.09 | 11.20 | 10.09 | |
| Na ₂ O | 9.66 | 9.10 | 9.98 | 9.65 | 8.48 | 6.61 | 7.25 | |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | |
| Total | 100.22 | 100.25 | 100.95 | 100.79 | 99.02 | 99.14 | 99.54 | |
| Si ^{iv} | 1.985 | 1.985 | 1.980 | 1.984 | 1.976 | 1.972 | 1.968 | |
| Al ^{iv} | 0.015 | 0.015 | 0.020 | 0.016 | 0.024 | 0.028 | 0.032 | |
| pos. T | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | |
| Al ^{vi} | 0.015 | 0.069 | 0.081 | 0.006 | 0.014 | 0.034 | 0.032 | |
| Ti | 0.000 | 0.002 | 0.005 | 0.002 | 0.004 | 0.008 | 0.005 | |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | |
| Fe ³⁺ | 0.731 | 0.629 | 0.673 | 0.730 | 0.652 | 0.489 | 0.547 | |
| Fe ²⁺ | 0.213 | 0.302 | 0.223 | 0.206 | 0.257 | 0.385 | 0.360 | |
| Mn | 0.030 | 0.027 | 0.021 | 0.027 | 0.026 | 0.056 | 0.047 | |
| Mg | 0.009 | 0.003 | 0.003 | 0.036 | 0.056 | 0.039 | 0.022 | |
| Ca | 0.271 | 0.281 | 0.249 | 0.268 | 0.342 | 0.478 | 0.428 | |
| Na | 0.731 | 0.687 | 0.743 | 0.724 | 0.649 | 0.510 | 0.557 | |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | |
| pos. M1,M2 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | |
| Q | 0.493 | 0.586 | 0.475 | 0.510 | 0.655 | 0.901 | 0.811 | |
| J | 1.461 | 1.375 | 1.486 | 1.449 | 1.298 | 1.021 | 1.114 | |
| Mg# | 3.85 | 0.95 | 1.52 | 14.99 | 17.88 | 9.11 | 5.87 | |
| Cr# | 0.00 | 0.00 | 0.08 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.10 | |
| %Wo | 21.64 | 22.64 | 21.25 | 21.11 | 25.67 | 33.04 | 30.49 | |
| %En | 0.68 | 0.23 | 0.29 | 2.87 | 4.19 | 2.67 | 1.60 | |
| %Fs | 77.68 | 77.13 | 78.45 | 76.02 | 70.14 | 64.30 | 67.91 | |
| %Q | 25.24 | 29.87 | 24.23 | 26.04 | 33.53 | 46.90 | 42.13 | |
| %Jd | 1.48 | 6.96 | 8.18 | 0.62 | 1.42 | 3.44 | 3.21 | |
| %Ae | 73.28 | 63.17 | 67.59 | 73.34 | 65.05 | 49.67 | 54.66 | |
| Nome | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | Aeg-aug | |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobressaturadas).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pértitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS caersutíticas**Rochas máficas (grupo MAC)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **23 oxigénios**

| Litotipo | G-ol,anf | G-ol,anf | G-ol | G-ol | G-ol | G-ol | G-ol | G-ol,anf |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Análise | A1/1 | A2/1 | A13/1 | A13/2 | A14/1 | A14/2 | A14/3 | A17/1 |
| SiO ₂ (%) | 40.14 | 40.69 | 40.23 | 39.28 | 39.89 | 39.26 | 40.08 | 41.21 |
| TiO ₂ | 5.33 | 5.08 | 5.11 | 5.06 | 5.13 | 4.65 | 5.29 | 5.30 |
| Al ₂ O ₃ | 11.50 | 11.67 | 12.46 | 13.25 | 12.99 | 13.83 | 13.11 | 12.08 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.01 | 0.10 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.01 | 0.01 |
| FeO [†] | 14.08 | 13.06 | 12.56 | 14.41 | 12.68 | 14.30 | 12.89 | 13.47 |
| MnO | 0.19 | 0.14 | 0.17 | 0.15 | 0.19 | 0.10 | 0.06 | 0.18 |
| MgO | 10.28 | 11.24 | 11.02 | 9.54 | 10.68 | 10.29 | 11.13 | 10.72 |
| CaO | 11.30 | 11.64 | 11.86 | 11.83 | 12.03 | 12.40 | 12.19 | 11.88 |
| Na ₂ O | 2.46 | 2.39 | 2.49 | 2.34 | 2.58 | 2.15 | 2.45 | 2.40 |
| K ₂ O | 1.39 | 1.06 | 0.92 | 1.15 | 1.12 | 0.88 | 1.08 | 1.02 |
| H ₂ O* | 1.96 | 1.99 | 1.98 | 1.96 | 1.98 | 1.99 | 2.01 | 2.00 |
| Total | 98.65 | 98.97 | 98.90 | 98.97 | 99.27 | 99.89 | 100.30 | 100.27 |
| Si (afu) | 6.102 | 6.120 | 6.045 | 5.957 | 5.987 | 5.889 | 5.953 | 6.121 |
| Al ^{iv} | 1.898 | 1.880 | 1.955 | 2.043 | 2.013 | 2.111 | 2.047 | 1.879 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.163 | 0.188 | 0.251 | 0.325 | 0.284 | 0.334 | 0.248 | 0.235 |
| Ti | 0.609 | 0.575 | 0.577 | 0.577 | 0.579 | 0.525 | 0.591 | 0.592 |
| Cr | 0.002 | 0.001 | 0.012 | 0.000 | 0.000 | 0.005 | 0.001 | 0.001 |
| Mg | 2.330 | 2.520 | 2.469 | 2.157 | 2.390 | 2.301 | 2.465 | 2.374 |
| Fe ²⁺ | 1.790 | 1.642 | 1.578 | 1.827 | 1.591 | 1.794 | 1.601 | 1.673 |
| Mn | 0.024 | 0.018 | 0.022 | 0.019 | 0.024 | 0.013 | 0.008 | 0.023 |
| Ca | 0.081 | 0.055 | 0.091 | 0.095 | 0.131 | 0.029 | 0.087 | 0.103 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.759 | 1.820 | 1.818 | 1.827 | 1.803 | 1.964 | 1.853 | 1.787 |
| Na | 0.241 | 0.180 | 0.182 | 0.173 | 0.197 | 0.036 | 0.147 | 0.213 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.484 | 0.517 | 0.543 | 0.515 | 0.553 | 0.590 | 0.558 | 0.479 |
| K | 0.270 | 0.203 | 0.176 | 0.222 | 0.214 | 0.168 | 0.205 | 0.193 |
| pos. A | 0.754 | 0.721 | 0.719 | 0.737 | 0.768 | 0.758 | 0.763 | 0.672 |
| Mg# | 0.566 | 0.605 | 0.610 | 0.541 | 0.600 | 0.562 | 0.606 | 0.587 |
| Nome | Caersut. |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS caersutíticas**Rochas máficas (grupo MAC)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **23 oxigénios**

| Litotipo | G-ol,anf | G-ol,anf | G-ol,anf | G-ol,anf | G-ol | G-ol | G-ol,anrt | G-ol |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|----------|
| Análise | A17/2 | A20/1 | A20/2 | A20/3 | A42/1 | A42/3 | A50/1 | A52/1 |
| SiO ₂ (%) | 40.24 | 40.91 | 41.27 | 41.00 | 40.68 | 39.47 | 41.07 | 40.49 |
| TiO ₂ | 5.25 | 4.92 | 4.51 | 5.21 | 6.21 | 5.07 | 5.63 | 4.75 |
| Al ₂ O ₃ | 11.69 | 12.62 | 12.22 | 12.05 | 12.61 | 13.25 | 11.91 | 12.24 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.08 | 0.04 | 0.04 | 0.06 |
| FeO [†] | 13.68 | 11.77 | 11.77 | 12.10 | 11.14 | 15.37 | 11.85 | 12.19 |
| MnO | 0.17 | 0.10 | 0.07 | 0.03 | 0.00 | 0.04 | 0.12 | 0.01 |
| MgO | 10.40 | 11.69 | 11.75 | 11.38 | 11.19 | 8.64 | 12.33 | 11.92 |
| CaO | 11.61 | 12.04 | 11.72 | 12.02 | 12.17 | 11.93 | 11.34 | 11.84 |
| Na ₂ O | 2.61 | 2.42 | 2.19 | 2.39 | 2.40 | 2.99 | 2.56 | 2.32 |
| K ₂ O | 1.12 | 1.17 | 1.21 | 1.17 | 0.84 | 0.96 | 0.89 | 1.04 |
| H ₂ O* | 1.96 | 2.00 | 2.00 | 1.99 | 1.99 | 1.95 | 2.02 | 2.00 |
| Total | 98.75 | 99.64 | 98.71 | 99.36 | 99.31 | 99.71 | 99.76 | 98.86 |
| Si (afu) | 6.096 | 6.075 | 6.172 | 6.115 | 6.037 | 5.969 | 6.082 | 6.071 |
| Al ^{iv} | 1.904 | 1.925 | 1.828 | 1.885 | 1.963 | 2.031 | 1.918 | 1.929 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.182 | 0.284 | 0.326 | 0.233 | 0.242 | 0.330 | 0.161 | 0.234 |
| Ti | 0.598 | 0.550 | 0.507 | 0.584 | 0.693 | 0.577 | 0.627 | 0.536 |
| Cr | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.009 | 0.005 | 0.005 | 0.007 |
| Mg | 2.349 | 2.588 | 2.620 | 2.530 | 2.476 | 1.948 | 2.722 | 2.664 |
| Fe ²⁺ | 1.733 | 1.462 | 1.472 | 1.509 | 1.382 | 1.944 | 1.467 | 1.528 |
| Mn | 0.022 | 0.013 | 0.009 | 0.004 | 0.000 | 0.005 | 0.015 | 0.001 |
| Ca | 0.114 | 0.104 | 0.067 | 0.137 | 0.197 | 0.192 | 0.002 | 0.030 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.770 | 1.812 | 1.811 | 1.784 | 1.738 | 1.741 | 1.797 | 1.872 |
| Na | 0.230 | 0.188 | 0.189 | 0.216 | 0.262 | 0.259 | 0.203 | 0.128 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.537 | 0.508 | 0.446 | 0.475 | 0.428 | 0.617 | 0.532 | 0.546 |
| K | 0.216 | 0.222 | 0.231 | 0.223 | 0.159 | 0.185 | 0.168 | 0.199 |
| pos. A | 0.753 | 0.730 | 0.677 | 0.697 | 0.587 | 0.802 | 0.700 | 0.745 |
| Mg# | 0.575 | 0.639 | 0.640 | 0.626 | 0.642 | 0.501 | 0.650 | 0.635 |
| Nome | Caersut. | Caersut. |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS caersutíticas**Rochas máficas (grupo MAC)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **23 oxigénios**

| Litotipo | G-ol,anf | PDT | PDT | PDT | G-ol,anf | PDT | G-ol,anf | PDT |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Análise | A73b/1 | A82/1 | A82/2 | A82/3 | A89/1 | A90/1 | A92/3 | As1.27/1 |
| SiO ₂ (%) | 40.99 | 40.63 | 40.91 | 41.04 | 41.06 | 40.53 | 41.14 | 41.81 |
| TiO ₂ | 5.60 | 6.56 | 5.76 | 4.96 | 5.50 | 5.12 | 4.68 | 4.99 |
| Al ₂ O ₃ | 12.17 | 12.19 | 12.37 | 12.36 | 12.28 | 12.56 | 12.35 | 12.22 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.06 | 0.69 | 0.99 | 1.44 | 0.00 | 0.35 | 0.03 | 0.68 |
| FeO [†] | 10.92 | 6.77 | 7.07 | 7.07 | 11.49 | 8.12 | 11.81 | 7.36 |
| MnO | 0.22 | 0.07 | 0.07 | 0.03 | 0.17 | 0.06 | 0.11 | 0.05 |
| MgO | 11.99 | 13.74 | 13.76 | 13.77 | 12.19 | 13.36 | 12.08 | 14.10 |
| CaO | 11.95 | 12.19 | 11.80 | 11.86 | 11.53 | 12.10 | 11.74 | 11.97 |
| Na ₂ O | 2.40 | 2.71 | 2.41 | 2.47 | 2.75 | 2.19 | 2.21 | 2.53 |
| K ₂ O | 1.43 | 1.01 | 1.51 | 1.52 | 0.73 | 1.54 | 1.22 | 1.54 |
| H ₂ O* | 2.00 | 2.00 | 2.01 | 2.01 | 2.02 | 1.99 | 2.01 | 2.02 |
| Total | 99.73 | 98.56 | 98.66 | 98.53 | 99.72 | 97.92 | 99.38 | 99.27 |
| Si (afu) | 6.074 | 5.989 | 6.033 | 6.065 | 6.073 | 6.045 | 6.118 | 6.125 |
| Al ^{iv} | 1.926 | 2.011 | 1.967 | 1.935 | 1.927 | 1.955 | 1.882 | 1.875 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.199 | 0.107 | 0.183 | 0.218 | 0.213 | 0.253 | 0.282 | 0.234 |
| Ti | 0.624 | 0.727 | 0.639 | 0.551 | 0.612 | 0.574 | 0.523 | 0.550 |
| Cr | 0.007 | 0.080 | 0.115 | 0.168 | 0.000 | 0.041 | 0.004 | 0.079 |
| Mg | 2.649 | 3.019 | 3.025 | 3.034 | 2.688 | 2.971 | 2.678 | 3.079 |
| Fe ²⁺ | 1.353 | 0.834 | 0.872 | 0.874 | 1.421 | 1.013 | 1.469 | 0.902 |
| Mn | 0.028 | 0.009 | 0.009 | 0.004 | 0.021 | 0.008 | 0.014 | 0.006 |
| Ca | 0.141 | 0.223 | 0.156 | 0.152 | 0.045 | 0.141 | 0.030 | 0.150 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.756 | 1.702 | 1.708 | 1.726 | 1.782 | 1.793 | 1.840 | 1.728 |
| Na | 0.244 | 0.298 | 0.292 | 0.274 | 0.218 | 0.207 | 0.160 | 0.272 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.446 | 0.477 | 0.397 | 0.434 | 0.571 | 0.426 | 0.477 | 0.447 |
| K | 0.270 | 0.190 | 0.284 | 0.287 | 0.138 | 0.293 | 0.231 | 0.288 |
| pos. A | 0.716 | 0.667 | 0.681 | 0.720 | 0.708 | 0.719 | 0.709 | 0.735 |
| Mg# | 0.662 | 0.783 | 0.776 | 0.776 | 0.654 | 0.746 | 0.646 | 0.774 |
| Nome | Caersut. |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**

Fórmulas estr. (afu) calc. na base de 23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K

| Litotipo | G-ol | G-ol | G-ol | G-ol | G-ol | G-ol | G-ol | G-ol |
|----------------------------------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|
| Análise | A14/4 | A14/5 | A24/1 | A28/1 | A28/3 | A28/5 | A42/4 | A42/5 |
| SiO ₂ (%) | 48.99 | 48.23 | 51.88 | 40.71 | 44.05 | 41.35 | 43.41 | 54.43 |
| TiO ₂ | 0.28 | 0.31 | 1.05 | 4.37 | 0.33 | 3.85 | 0.60 | 0.07 |
| Al ₂ O ₃ | 7.02 | 7.00 | 5.31 | 12.19 | 13.15 | 12.49 | 11.28 | 1.46 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 4.47 | 3.34 | 2.08 | 0.01 | 0.65 | 1.70 | 3.89 | 2.31 |
| FeO * | 9.61 | 10.66 | 7.46 | 13.70 | 14.16 | 12.58 | 14.49 | 12.16 |
| MnO | 0.13 | 0.11 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.06 | 0.04 | 0.03 |
| MgO | 14.21 | 14.00 | 16.64 | 11.06 | 10.45 | 11.03 | 10.08 | 15.40 |
| CaO | 12.17 | 12.50 | 12.29 | 12.30 | 12.45 | 12.00 | 12.15 | 12.69 |
| Na ₂ O | 1.25 | 1.25 | 0.65 | 1.28 | 1.58 | 1.26 | 1.88 | 0.25 |
| K ₂ O | 0.14 | 0.17 | 0.06 | 1.30 | 0.48 | 1.26 | 0.50 | 0.04 |
| H ₂ O * | 2.08 | 2.06 | 2.11 | 1.99 | 2.02 | 2.01 | 2.01 | 2.10 |
| Total | 100.35 | 99.69 | 99.54 | 98.99 | 99.34 | 99.61 | 100.36 | 100.94 |
| Si ^{IV} (afu) | 7.063 | 7.032 | 7.367 | 6.127 | 6.528 | 6.159 | 6.465 | 7.768 |
| Al ^{IV} | 0.937 | 0.968 | 0.633 | 1.873 | 1.472 | 1.841 | 1.535 | 0.232 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{VI} | 0.256 | 0.235 | 0.256 | 0.289 | 0.825 | 0.352 | 0.445 | 0.013 |
| Fe ³⁺ | 0.485 | 0.367 | 0.223 | 0.001 | 0.072 | 0.190 | 0.436 | 0.248 |
| Ti | 0.030 | 0.034 | 0.112 | 0.495 | 0.037 | 0.431 | 0.067 | 0.007 |
| Cr | 0.000 | 0.007 | 0.000 | 0.005 | 0.002 | 0.002 | 0.004 | 0.000 |
| Mg | 3.054 | 3.043 | 3.523 | 2.481 | 2.309 | 2.449 | 2.238 | 3.277 |
| Fe ²⁺ | 1.159 | 1.300 | 0.886 | 1.724 | 1.755 | 1.567 | 1.805 | 1.451 |
| Mn | 0.016 | 0.014 | 0.000 | 0.005 | 0.000 | 0.008 | 0.005 | 0.004 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.880 | 1.953 | 1.870 | 1.983 | 1.977 | 1.915 | 1.939 | 1.941 |
| Na | 0.120 | 0.047 | 0.130 | 0.017 | 0.023 | 0.085 | 0.061 | 0.059 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.229 | 0.306 | 0.049 | 0.357 | 0.431 | 0.279 | 0.482 | 0.009 |
| K | 0.026 | 0.032 | 0.011 | 0.250 | 0.091 | 0.239 | 0.095 | 0.007 |
| pos. A | 0.255 | 0.338 | 0.060 | 0.606 | 0.522 | 0.518 | 0.577 | 0.016 |
| Mg# | 0.725 | 0.701 | 0.799 | 0.590 | 0.568 | 0.610 | 0.554 | 0.693 |
| Nome | mg-hbl | mg-hbl | mg-hbl | parg | eden | parg | parg | actin |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfíbolica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estr. (afu) calc. na base de **23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K**

| Litotipo | MAC | | | | | | ME | |
|----------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|----------|--------|--------|
| | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anf | GRD | GRD |
| Análise | A92/1 | A92/2 | A92/4 | A93/1 | A93/2 | A96/3 | E3/1 | E3/3 |
| SiO ₂ (%) | 40.06 | 50.80 | 57.56 | 41.42 | 41.99 | 56.21 | 44.69 | 46.71 |
| TiO ₂ | 0.17 | 0.64 | 0.08 | 2.64 | 2.07 | 0.01 | 2.61 | 2.18 |
| Al ₂ O ₃ | 16.66 | 5.90 | 0.70 | 13.36 | 13.52 | 1.11 | 9.91 | 8.19 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.03 | 0.01 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 5.75 | 4.46 | 0.69 | 4.14 | 3.54 | 2.76 | 2.42 | 1.89 |
| FeO * | 12.09 | 6.86 | 4.54 | 7.35 | 7.46 | 6.44 | 12.32 | 11.05 |
| MnO | 0.13 | 0.20 | 0.08 | 0.10 | 0.14 | 0.12 | 0.17 | 0.15 |
| MgO | 8.55 | 15.93 | 20.80 | 13.32 | 13.59 | 18.13 | 11.51 | 12.77 |
| CaO | 11.49 | 11.79 | 12.88 | 11.33 | 11.58 | 11.89 | 11.40 | 11.36 |
| Na ₂ O | 2.23 | 0.99 | 0.08 | 2.80 | 2.82 | 0.20 | 1.30 | 1.13 |
| K ₂ O | 0.59 | 0.26 | 0.02 | 0.44 | 0.46 | 0.03 | 0.99 | 0.64 |
| H ₂ O * | 2.01 | 2.10 | 2.16 | 2.04 | 2.05 | 2.12 | 2.02 | 2.03 |
| Total | 99.76 | 99.95 | 99.59 | 98.96 | 99.22 | 99.03 | 99.36 | 98.09 |
| Si ^{iv} (afu) | 5.977 | 7.237 | 7.974 | 6.093 | 6.150 | 7.932 | 6.619 | 6.914 |
| Al ^{iv} | 2.023 | 0.763 | 0.026 | 1.907 | 1.850 | 0.068 | 1.381 | 1.086 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.906 | 0.227 | 0.089 | 0.409 | 0.483 | 0.117 | 0.349 | 0.343 |
| Fe ³⁺ | 0.645 | 0.479 | 0.072 | 0.458 | 0.390 | 0.294 | 0.270 | 0.210 |
| Ti | 0.019 | 0.069 | 0.008 | 0.292 | 0.228 | 0.001 | 0.291 | 0.243 |
| Cr | 0.004 | 0.001 | 0.000 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| Mg | 1.902 | 3.383 | 4.296 | 2.921 | 2.967 | 3.814 | 2.541 | 2.818 |
| Fe ²⁺ | 1.508 | 0.818 | 0.526 | 0.904 | 0.914 | 0.760 | 1.526 | 1.368 |
| Mn | 0.016 | 0.024 | 0.009 | 0.012 | 0.017 | 0.014 | 0.021 | 0.019 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.837 | 1.799 | 1.912 | 1.786 | 1.817 | 1.798 | 1.809 | 1.802 |
| Na | 0.163 | 0.201 | 0.021 | 0.214 | 0.183 | 0.055 | 0.191 | 0.198 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 1.933 | 2.000 | 2.000 | 1.852 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.482 | 0.073 | 0.000 | 0.584 | 0.618 | 0.000 | 0.182 | 0.126 |
| K | 0.112 | 0.047 | 0.004 | 0.083 | 0.086 | 0.005 | 0.187 | 0.121 |
| pos. A | 0.594 | 0.120 | 0.004 | 0.667 | 0.704 | 0.005 | 0.370 | 0.247 |
| Mg# | 0.558 | 0.805 | 0.891 | 0.764 | 0.765 | 0.834 | 0.625 | 0.673 |
| Nome | parg | mg-hbl | actin | mg-hast | parg | actin | mg-hbl | mg-hbl |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**

Fórmulas estr. (afu) calc. na base de 23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K

| Litotipo Análise | D-opx E4b/1 | D-opx E4b/2 | D-opx E4b/3 | D-opx E4b/4 | D E8/1 | D E8/2 | D E8/3 | D E8/4 |
|----------------------------------|----------------------|----------------|----------------|----------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | SiO ₂ (%) | 43.62 | 44.27 | 43.41 | 45.25 | 50.06 | 50.15 | 50.17 |
| TiO ₂ | 3.49 | 3.10 | 3.29 | 2.91 | 0.76 | 1.00 | 0.84 | 1.05 |
| Al ₂ O ₃ | 10.90 | 10.72 | 11.22 | 10.17 | 5.54 | 5.22 | 4.85 | 4.85 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.11 | 0.06 | 0.11 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 3.47 | 2.51 | 3.16 | 4.86 | 3.25 | 1.04 | 0.03 | 4.60 |
| FeO * | 10.51 | 10.59 | 10.82 | 8.78 | 10.46 | 12.13 | 12.23 | 9.37 |
| MnO | 0.15 | 0.08 | 0.18 | 0.07 | 0.29 | 0.14 | 0.17 | 0.19 |
| MgO | 11.89 | 12.43 | 11.65 | 12.91 | 14.09 | 13.95 | 14.25 | 14.21 |
| CaO | 11.04 | 11.42 | 11.33 | 11.18 | 11.60 | 11.96 | 12.24 | 10.90 |
| Na ₂ O | 1.64 | 1.54 | 1.40 | 1.28 | 1.11 | 0.91 | 0.78 | 1.16 |
| K ₂ O | 0.92 | 0.87 | 0.90 | 0.85 | 0.48 | 0.49 | 0.45 | 0.45 |
| H ₂ O * | 2.04 | 2.04 | 2.03 | 2.07 | 2.07 | 2.05 | 2.03 | 2.07 |
| Total | 99.78 | 99.62 | 99.50 | 100.33 | 99.71 | 99.03 | 98.12 | 99.32 |
| Si ^{IV} (afu) | 6.413 | 6.494 | 6.403 | 6.556 | 7.262 | 7.334 | 7.394 | 7.321 |
| Al ^{IV} | 1.587 | 1.506 | 1.597 | 1.444 | 0.738 | 0.666 | 0.606 | 0.679 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{VI} | 0.301 | 0.348 | 0.353 | 0.293 | 0.210 | 0.234 | 0.236 | 0.150 |
| Fe ³⁺ | 0.384 | 0.277 | 0.351 | 0.530 | 0.355 | 0.114 | 0.003 | 0.502 |
| Ti | 0.386 | 0.342 | 0.365 | 0.317 | 0.083 | 0.110 | 0.093 | 0.115 |
| Cr | 0.013 | 0.007 | 0.013 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.008 | 0.000 |
| Mg | 2.606 | 2.718 | 2.562 | 2.788 | 3.047 | 3.041 | 3.131 | 3.073 |
| Fe ²⁺ | 1.292 | 1.299 | 1.334 | 1.064 | 1.270 | 1.483 | 1.508 | 1.137 |
| Mn | 0.019 | 0.010 | 0.022 | 0.009 | 0.036 | 0.017 | 0.021 | 0.023 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.739 | 1.795 | 1.790 | 1.735 | 1.803 | 1.874 | 1.933 | 1.694 |
| Na | 0.261 | 0.205 | 0.210 | 0.265 | 0.197 | 0.126 | 0.067 | 0.306 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.206 | 0.233 | 0.191 | 0.095 | 0.115 | 0.132 | 0.155 | 0.020 |
| K | 0.173 | 0.163 | 0.169 | 0.157 | 0.089 | 0.091 | 0.085 | 0.083 |
| pos. A | 0.379 | 0.396 | 0.360 | 0.252 | 0.204 | 0.223 | 0.240 | 0.104 |
| Mg# | 0.669 | 0.677 | 0.658 | 0.724 | 0.706 | 0.672 | 0.675 | 0.730 |
| Nome | tsch | tsch | tsch | mg-hbl | mg-hbl | mg-hbl | mg-hbl | mg-hbl |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diortito); GD (gabro-diortito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt) anfíbolica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estr. (afu) calc. na base de **23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K**

| Litotipo | D | D | D | D | D | D | G-ol,opx | G-ol,opx |
|----------------------------------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|----------|----------|
| Análise | E8/5 | E8/6 | E11/1 | E14/2 | E14/3 | E14/4 | E20/1 | E20/2 |
| SiO ₂ (%) | 49.88 | 50.09 | 51.74 | 42.51 | 42.93 | 46.70 | 43.65 | 43.28 |
| TiO ₂ | 0.88 | 1.06 | 0.75 | 3.28 | 3.25 | 1.75 | 2.84 | 3.21 |
| Al ₂ O ₃ | 5.04 | 5.24 | 4.20 | 10.16 | 10.29 | 6.92 | 11.73 | 12.44 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.07 | 0.11 | 0.01 | 0.10 | 0.00 | 0.00 | 0.80 | 0.32 |
| Fe ₂ O ₃ * | 2.80 | 3.38 | 3.22 | 1.23 | 0.57 | 0.19 | 0.85 | 1.24 |
| FeO * | 10.81 | 10.31 | 10.03 | 13.89 | 14.01 | 11.96 | 7.94 | 6.54 |
| MnO | 0.19 | 0.17 | 0.13 | 0.24 | 0.15 | 0.13 | 0.09 | 0.10 |
| MgO | 14.07 | 14.09 | 14.84 | 10.78 | 10.87 | 13.34 | 14.64 | 15.13 |
| CaO | 11.64 | 11.39 | 11.76 | 11.04 | 11.22 | 11.45 | 11.78 | 11.57 |
| Na ₂ O | 0.97 | 1.05 | 0.85 | 2.15 | 1.92 | 1.47 | 2.49 | 2.44 |
| K ₂ O | 0.50 | 0.48 | 0.07 | 1.03 | 0.95 | 0.84 | 0.66 | 0.91 |
| H ₂ O * | 2.05 | 2.06 | 2.08 | 1.98 | 1.98 | 1.99 | 2.06 | 2.07 |
| Total | 98.90 | 99.43 | 99.67 | 98.39 | 98.15 | 96.74 | 99.54 | 99.24 |
| Si ^{iv} (afu) | 7.301 | 7.279 | 7.449 | 6.437 | 6.491 | 7.034 | 6.345 | 6.276 |
| Al ^{iv} | 0.699 | 0.721 | 0.551 | 1.563 | 1.509 | 0.966 | 1.655 | 1.724 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.170 | 0.176 | 0.161 | 0.251 | 0.324 | 0.262 | 0.355 | 0.402 |
| Fe ³⁺ | 0.308 | 0.370 | 0.348 | 0.141 | 0.065 | 0.022 | 0.093 | 0.135 |
| Ti | 0.097 | 0.116 | 0.081 | 0.374 | 0.370 | 0.198 | 0.310 | 0.350 |
| Cr | 0.008 | 0.013 | 0.001 | 0.012 | 0.000 | 0.000 | 0.092 | 0.037 |
| Mg | 3.070 | 3.052 | 3.185 | 2.434 | 2.450 | 2.995 | 3.173 | 3.271 |
| Fe ²⁺ | 1.323 | 1.253 | 1.207 | 1.759 | 1.772 | 1.506 | 0.966 | 0.793 |
| Mn | 0.024 | 0.021 | 0.016 | 0.031 | 0.019 | 0.017 | 0.011 | 0.012 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.825 | 1.773 | 1.814 | 1.791 | 1.817 | 1.848 | 1.835 | 1.798 |
| Na | 0.175 | 0.227 | 0.186 | 0.209 | 0.183 | 0.152 | 0.165 | 0.202 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.101 | 0.069 | 0.051 | 0.422 | 0.380 | 0.277 | 0.537 | 0.484 |
| K | 0.093 | 0.089 | 0.013 | 0.199 | 0.183 | 0.161 | 0.122 | 0.168 |
| pos. A | 0.194 | 0.158 | 0.064 | 0.621 | 0.564 | 0.438 | 0.659 | 0.652 |
| Mg# | 0.699 | 0.709 | 0.725 | 0.580 | 0.580 | 0.665 | 0.767 | 0.805 |
| Nome | mg-hbl | mg-hbl | mg-hbl | parg | parg | mg-hbl | parg | parg |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**

Fórmulas estr. (afu) calc. na base de 23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K

| Litotipo | G-anf | GD-anf | GD-anf | GD-anf | GD-anf | GD-anf | GD-anf | GRD |
|----------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Análise | E24/1 | E26/1 | E26/2 | E26/3c | E26/3b | E26/4 | E26/5 | E27/1 |
| SiO ₂ (%) | 40.89 | 51.95 | 51.24 | 52.62 | 51.80 | 52.67 | 50.71 | 43.93 |
| TiO ₂ | 3.64 | 0.54 | 0.85 | 0.68 | 0.87 | 0.68 | 1.15 | 1.76 |
| Al ₂ O ₃ | 11.93 | 4.58 | 5.64 | 4.34 | 5.45 | 4.36 | 6.59 | 10.36 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.12 | 0.02 | 0.07 | 0.04 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 1.30 | 5.86 | 4.71 | 2.84 | 5.15 | 3.18 | 6.18 | 4.25 |
| FeO * | 11.35 | 3.93 | 5.46 | 6.11 | 5.19 | 5.89 | 4.13 | 13.03 |
| MnO | 0.17 | 0.12 | 0.09 | 0.11 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.17 |
| MgO | 11.94 | 17.41 | 16.44 | 17.03 | 16.90 | 17.34 | 16.25 | 10.50 |
| CaO | 11.53 | 11.73 | 11.54 | 11.69 | 11.68 | 11.94 | 11.01 | 11.76 |
| Na ₂ O | 1.98 | 0.43 | 0.62 | 0.57 | 0.69 | 0.50 | 0.71 | 1.07 |
| K ₂ O | 1.29 | 0.23 | 0.37 | 0.27 | 0.37 | 0.31 | 0.44 | 0.94 |
| H ₂ O * | 1.99 | 2.11 | 2.10 | 2.10 | 2.13 | 2.11 | 2.12 | 2.01 |
| Total | 98.05 | 98.90 | 99.09 | 98.49 | 100.30 | 99.10 | 99.37 | 99.78 |
| Si ^{iv} (afu) | 6.171 | 7.380 | 7.301 | 7.511 | 7.292 | 7.476 | 7.186 | 6.538 |
| Al ^{iv} | 1.829 | 0.620 | 0.699 | 0.489 | 0.708 | 0.524 | 0.814 | 1.462 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.294 | 0.147 | 0.248 | 0.241 | 0.197 | 0.206 | 0.287 | 0.355 |
| Fe ³⁺ | 0.147 | 0.626 | 0.505 | 0.305 | 0.546 | 0.340 | 0.659 | 0.476 |
| Ti | 0.413 | 0.058 | 0.091 | 0.073 | 0.092 | 0.073 | 0.123 | 0.197 |
| Cr | 0.005 | 0.001 | 0.002 | 0.014 | 0.002 | 0.008 | 0.004 | 0.000 |
| Mg | 2.686 | 3.687 | 3.492 | 3.624 | 3.547 | 3.669 | 3.433 | 2.330 |
| Fe ²⁺ | 1.433 | 0.467 | 0.651 | 0.730 | 0.611 | 0.699 | 0.489 | 1.621 |
| Mn | 0.022 | 0.014 | 0.011 | 0.013 | 0.005 | 0.006 | 0.005 | 0.021 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.864 | 1.785 | 1.762 | 1.788 | 1.762 | 1.816 | 1.672 | 1.875 |
| Na | 0.136 | 0.118 | 0.171 | 0.158 | 0.188 | 0.138 | 0.195 | 0.125 |
| pos. B | 2.000 | 1.904 | 1.933 | 1.946 | 1.950 | 1.953 | 1.867 | 2.000 |
| Na | 0.444 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.184 |
| K | 0.248 | 0.042 | 0.067 | 0.049 | 0.066 | 0.056 | 0.080 | 0.178 |
| pos. A | 0.692 | 0.042 | 0.067 | 0.049 | 0.066 | 0.056 | 0.080 | 0.362 |
| Mg# | 0.652 | 0.888 | 0.843 | 0.832 | 0.853 | 0.840 | 0.875 | 0.590 |
| Nome | parg | mg-hbl | mg-hbl | actin | mg-hbl | mg-hbl | mg-hbl | mg-hbl |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (dióritito); GD (gabro-dióritito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estr. (afu) calc. na base de **23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K**

| Litotipo | GRD | GRD | G | G | G | G-ol | G-ol | G-ol |
|----------------------------------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|
| Análise | E27/2 | E27/3 | E29/1 | E29/2 | E29/3 | E31/1 | E31/2 | E31/3 |
| SiO ₂ (%) | 46.77 | 47.16 | 43.89 | 44.12 | 44.85 | 42.81 | 42.63 | 42.64 |
| TiO ₂ | 1.39 | 1.86 | 2.80 | 2.94 | 2.73 | 3.22 | 3.87 | 3.10 |
| Al ₂ O ₃ | 8.05 | 8.08 | 10.21 | 10.09 | 9.37 | 12.54 | 12.45 | 12.55 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.11 | 0.13 | 0.07 | 0.41 | 0.26 | 0.37 |
| Fe ₂ O ₃ * | 6.13 | 6.52 | 0.35 | 3.02 | 1.35 | 0.56 | 0.63 | 1.37 |
| FeO * | 9.98 | 9.07 | 12.71 | 9.98 | 10.95 | 8.19 | 8.97 | 7.54 |
| MnO | 0.23 | 0.21 | 0.16 | 0.15 | 0.18 | 0.07 | 0.09 | 0.09 |
| MgO | 12.37 | 12.76 | 11.94 | 12.68 | 13.08 | 14.18 | 13.96 | 14.55 |
| CaO | 11.32 | 11.08 | 11.72 | 11.08 | 11.74 | 11.57 | 11.56 | 11.76 |
| Na ₂ O | 1.00 | 1.01 | 1.51 | 1.68 | 1.47 | 2.37 | 2.55 | 2.44 |
| K ₂ O | 0.66 | 0.68 | 1.05 | 1.11 | 0.93 | 0.98 | 0.95 | 0.92 |
| H ₂ O * | 2.05 | 2.07 | 2.01 | 2.03 | 2.03 | 2.05 | 2.06 | 2.06 |
| Total | 99.95 | 100.50 | 98.45 | 99.01 | 98.74 | 98.95 | 99.98 | 99.38 |
| Si ^{iv} (afu) | 6.839 | 6.829 | 6.563 | 6.519 | 6.639 | 6.267 | 6.207 | 6.217 |
| Al ^{iv} | 1.161 | 1.171 | 1.437 | 1.481 | 1.361 | 1.733 | 1.793 | 1.783 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.227 | 0.208 | 0.362 | 0.277 | 0.274 | 0.430 | 0.343 | 0.374 |
| Fe ³⁺ | 0.675 | 0.711 | 0.039 | 0.336 | 0.150 | 0.062 | 0.069 | 0.151 |
| Ti | 0.153 | 0.203 | 0.315 | 0.327 | 0.304 | 0.354 | 0.424 | 0.340 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.013 | 0.015 | 0.008 | 0.047 | 0.030 | 0.043 |
| Mg | 2.697 | 2.755 | 2.662 | 2.793 | 2.886 | 3.094 | 3.030 | 3.163 |
| Fe ²⁺ | 1.221 | 1.099 | 1.589 | 1.233 | 1.355 | 1.003 | 1.093 | 0.919 |
| Mn | 0.028 | 0.026 | 0.020 | 0.019 | 0.023 | 0.009 | 0.011 | 0.011 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.774 | 1.719 | 1.878 | 1.754 | 1.862 | 1.815 | 1.803 | 1.837 |
| Na | 0.226 | 0.281 | 0.122 | 0.246 | 0.138 | 0.185 | 0.197 | 0.163 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.057 | 0.003 | 0.315 | 0.236 | 0.284 | 0.487 | 0.523 | 0.527 |
| K | 0.123 | 0.126 | 0.200 | 0.209 | 0.176 | 0.183 | 0.176 | 0.171 |
| pos. A | 0.180 | 0.128 | 0.516 | 0.445 | 0.459 | 0.670 | 0.700 | 0.698 |
| Mg# | 0.688 | 0.715 | 0.626 | 0.694 | 0.680 | 0.755 | 0.735 | 0.775 |
| Nome | mg-hbl | mg-hbl | eden | mg-hbl | mg-hbl | parg | parg | parg |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**

Fórmulas estr. (afu) calc. na base de 23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K

| Litotipo | G-anf | G-anf | G-anf | G-anf | G-anf | GRD | GRD | GRD |
|----------------------------------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| Análise | E34/1 | E34/2 | E34/3 | E34/4 | E34/5 | E44/1 | E44/2 | E44/3 |
| SiO ₂ (%) | 43.93 | 43.46 | 43.98 | 43.65 | 44.91 | 42.98 | 42.37 | 43.51 |
| TiO ₂ | 2.64 | 2.89 | 2.89 | 2.47 | 2.46 | 3.16 | 3.21 | 2.86 |
| Al ₂ O ₃ | 9.06 | 9.94 | 10.19 | 9.27 | 8.63 | 10.23 | 10.39 | 10.22 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.05 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.03 |
| Fe ₂ O ₃ * | 3.04 | 6.09 | 4.24 | 1.40 | 4.43 | 2.88 | 2.96 | 2.93 |
| FeO * | 13.59 | 9.88 | 10.96 | 16.08 | 12.76 | 12.89 | 12.71 | 12.66 |
| MnO | 0.32 | 0.35 | 0.34 | 0.35 | 0.31 | 0.18 | 0.18 | 0.19 |
| MgO | 10.79 | 11.65 | 11.66 | 9.86 | 11.05 | 10.77 | 10.72 | 11.14 |
| CaO | 11.11 | 10.52 | 10.92 | 11.37 | 10.80 | 11.27 | 11.16 | 11.44 |
| Na ₂ O | 1.86 | 2.22 | 2.07 | 1.93 | 1.89 | 1.38 | 1.47 | 1.45 |
| K ₂ O | 0.80 | 0.61 | 0.60 | 0.87 | 0.83 | 1.12 | 1.20 | 1.07 |
| H ₂ O * | 2.00 | 2.03 | 2.03 | 1.98 | 2.02 | 2.00 | 1.98 | 2.01 |
| Total | 99.13 | 99.69 | 99.91 | 99.26 | 100.12 | 98.88 | 98.35 | 99.51 |
| Si ^{IV} (afu) | 6.595 | 6.428 | 6.482 | 6.602 | 6.658 | 6.453 | 6.404 | 6.480 |
| Al ^{IV} | 1.405 | 1.572 | 1.518 | 1.398 | 1.342 | 1.547 | 1.596 | 1.520 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{VI} | 0.198 | 0.160 | 0.252 | 0.254 | 0.166 | 0.264 | 0.254 | 0.274 |
| Fe ³⁺ | 0.343 | 0.677 | 0.470 | 0.160 | 0.494 | 0.325 | 0.336 | 0.328 |
| Ti | 0.298 | 0.321 | 0.320 | 0.281 | 0.274 | 0.357 | 0.365 | 0.320 |
| Cr | 0.000 | 0.006 | 0.003 | 0.004 | 0.002 | 0.002 | 0.000 | 0.004 |
| Mg | 2.415 | 2.569 | 2.562 | 2.223 | 2.442 | 2.411 | 2.415 | 2.473 |
| Fe ²⁺ | 1.706 | 1.222 | 1.351 | 2.034 | 1.582 | 1.619 | 1.606 | 1.576 |
| Mn | 0.041 | 0.044 | 0.042 | 0.045 | 0.039 | 0.023 | 0.023 | 0.024 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.787 | 1.667 | 1.724 | 1.842 | 1.715 | 1.813 | 1.807 | 1.826 |
| Na | 0.213 | 0.333 | 0.276 | 0.158 | 0.285 | 0.187 | 0.193 | 0.174 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.328 | 0.304 | 0.316 | 0.408 | 0.259 | 0.215 | 0.238 | 0.244 |
| K | 0.153 | 0.115 | 0.113 | 0.168 | 0.157 | 0.215 | 0.231 | 0.203 |
| pos. A | 0.482 | 0.419 | 0.429 | 0.576 | 0.416 | 0.429 | 0.469 | 0.448 |
| Mg# | 0.586 | 0.678 | 0.655 | 0.522 | 0.607 | 0.598 | 0.601 | 0.611 |
| Nome | mg-hbl | tsch | tsch | eden | mg-hbl | tsch | tsch | tsch |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (dióritito); GD (gabro-dióritito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfíbolica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estr. (afu) calc. na base de **23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K**

| Litotipo | ME | MCM | | | | | | |
|----------------------------------|-------|-----------|----------|----------|----------|-------|-------|--------|
| | GRD | G-opx,anf | GRLT-opx | GRLT-opx | GRLT-opx | G-opx | PXT | G-opx |
| Análise | E44/4 | C1/1 | C14/1 | C14/2 | C14/3 | C20/1 | C32/1 | C39a/1 |
| SiO ₂ (%) | 42.83 | 42.84 | 41.49 | 41.89 | 41.31 | 43.05 | 43.58 | 42.91 |
| TiO ₂ | 3.16 | 3.80 | 2.45 | 2.33 | 2.42 | 2.71 | 2.92 | 3.45 |
| Al ₂ O ₃ | 10.22 | 10.85 | 9.97 | 9.98 | 10.32 | 10.83 | 10.53 | 10.77 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.03 | 0.39 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 0.67 | 0.82 | 0.78 |
| Fe ₂ O ₃ * | 1.93 | 5.20 | 7.43 | 6.58 | 6.44 | 4.11 | 2.15 | 5.61 |
| FeO * | 13.92 | 6.14 | 13.37 | 13.55 | 14.37 | 7.58 | 7.53 | 5.51 |
| MnO | 0.17 | 0.11 | 0.24 | 0.25 | 0.23 | 0.15 | 0.06 | 0.12 |
| MgO | 10.57 | 13.96 | 9.21 | 9.57 | 9.08 | 13.68 | 14.39 | 14.00 |
| CaO | 11.46 | 11.17 | 10.90 | 11.30 | 11.15 | 11.85 | 11.75 | 10.92 |
| Na ₂ O | 1.37 | 1.55 | 1.39 | 1.34 | 1.49 | 1.33 | 1.56 | 1.59 |
| K ₂ O | 1.23 | 0.93 | 1.51 | 1.39 | 1.63 | 1.07 | 1.05 | 1.03 |
| H ₂ O * | 1.99 | 2.05 | 1.98 | 1.99 | 1.98 | 2.04 | 2.04 | 2.04 |
| Total | 98.87 | 98.99 | 99.94 | 100.22 | 100.42 | 99.07 | 98.37 | 98.74 |
| Si ^{iv} (afu) | 6.454 | 6.275 | 6.287 | 6.317 | 6.253 | 6.335 | 6.420 | 6.295 |
| Al ^{iv} | 1.546 | 1.725 | 1.713 | 1.683 | 1.747 | 1.665 | 1.580 | 1.705 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.270 | 0.149 | 0.067 | 0.091 | 0.094 | 0.214 | 0.248 | 0.157 |
| Fe ³⁺ | 0.219 | 0.573 | 0.848 | 0.747 | 0.733 | 0.455 | 0.238 | 0.619 |
| Ti | 0.358 | 0.419 | 0.279 | 0.264 | 0.275 | 0.300 | 0.323 | 0.381 |
| Cr | 0.004 | 0.045 | 0.000 | 0.006 | 0.000 | 0.078 | 0.096 | 0.090 |
| Mg | 2.375 | 3.049 | 2.080 | 2.151 | 2.049 | 3.001 | 3.160 | 3.062 |
| Fe ²⁺ | 1.754 | 0.752 | 1.694 | 1.709 | 1.819 | 0.933 | 0.928 | 0.676 |
| Mn | 0.022 | 0.014 | 0.031 | 0.032 | 0.029 | 0.019 | 0.007 | 0.015 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.850 | 1.753 | 1.770 | 1.826 | 1.808 | 1.868 | 1.855 | 1.716 |
| Na | 0.150 | 0.247 | 0.230 | 0.174 | 0.192 | 0.132 | 0.145 | 0.284 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.251 | 0.193 | 0.178 | 0.218 | 0.246 | 0.248 | 0.300 | 0.169 |
| K | 0.236 | 0.174 | 0.292 | 0.267 | 0.315 | 0.201 | 0.197 | 0.193 |
| pos. A | 0.487 | 0.367 | 0.470 | 0.485 | 0.560 | 0.449 | 0.497 | 0.361 |
| Mg# | 0.575 | 0.802 | 0.551 | 0.557 | 0.530 | 0.763 | 0.773 | 0.819 |
| Nome | tsch | tsch | tsch | tsch | mg-hast | tsch | tsch | tsch |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estr. (afu) calc. na base de **23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K**

| Litotipo | G-opx | G-opx,anf | G-opx,anf | G-anf | G-anf | G-anf | G-anf | G-anf |
|----------------------------------|---------|-----------|-----------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Análise | C39a/2 | C39b/1 | C39b/2 | C41/1c | C41/1m | C41/1b | C41/2c | C41/2m |
| SiO ₂ (%) | 42.13 | 42.41 | 41.94 | 41.04 | 41.63 | 41.09 | 41.08 | 41.24 |
| TiO ₂ | 3.83 | 3.29 | 3.58 | 4.05 | 3.84 | 3.73 | 3.70 | 3.95 |
| Al ₂ O ₃ | 11.00 | 11.21 | 11.43 | 11.94 | 11.88 | 12.04 | 12.20 | 11.97 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.78 | 0.35 | 0.44 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.02 |
| Fe ₂ O ₃ * | 2.84 | 5.23 | 5.45 | 4.87 | 5.14 | 5.84 | 5.30 | 4.95 |
| FeO * | 8.18 | 7.28 | 6.87 | 9.13 | 8.61 | 7.89 | 8.59 | 8.85 |
| MnO | 0.08 | 0.09 | 0.10 | 0.17 | 0.12 | 0.13 | 0.12 | 0.15 |
| MgO | 13.52 | 13.73 | 13.58 | 12.57 | 12.70 | 12.70 | 12.49 | 12.49 |
| CaO | 11.61 | 11.46 | 11.21 | 11.29 | 11.15 | 11.13 | 11.07 | 11.12 |
| Na ₂ O | 1.62 | 2.05 | 2.04 | 2.42 | 2.32 | 2.20 | 2.37 | 2.29 |
| K ₂ O | 1.02 | 0.87 | 0.93 | 0.88 | 0.83 | 0.85 | 0.93 | 0.91 |
| H ₂ O * | 2.02 | 2.05 | 2.04 | 2.04 | 2.04 | 2.03 | 2.03 | 2.03 |
| Total | 98.63 | 100.03 | 99.61 | 100.42 | 100.29 | 99.64 | 99.88 | 99.97 |
| Si ^{iv} (afu) | 6.239 | 6.199 | 6.152 | 6.038 | 6.105 | 6.062 | 6.059 | 6.078 |
| Al ^{iv} | 1.761 | 1.801 | 1.848 | 1.962 | 1.895 | 1.938 | 1.941 | 1.922 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.159 | 0.130 | 0.128 | 0.109 | 0.159 | 0.155 | 0.180 | 0.158 |
| Fe ³⁺ | 0.316 | 0.576 | 0.601 | 0.539 | 0.568 | 0.649 | 0.588 | 0.549 |
| Ti | 0.427 | 0.362 | 0.395 | 0.448 | 0.424 | 0.414 | 0.410 | 0.438 |
| Cr | 0.091 | 0.040 | 0.051 | 0.002 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.002 |
| Mg | 2.985 | 2.992 | 2.970 | 2.757 | 2.777 | 2.793 | 2.746 | 2.744 |
| Fe ²⁺ | 1.013 | 0.890 | 0.843 | 1.123 | 1.056 | 0.974 | 1.060 | 1.091 |
| Mn | 0.010 | 0.011 | 0.012 | 0.021 | 0.015 | 0.016 | 0.015 | 0.019 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.842 | 1.795 | 1.762 | 1.780 | 1.752 | 1.759 | 1.749 | 1.756 |
| Na | 0.158 | 0.205 | 0.238 | 0.220 | 0.248 | 0.241 | 0.251 | 0.244 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.307 | 0.376 | 0.342 | 0.470 | 0.412 | 0.388 | 0.427 | 0.410 |
| K | 0.193 | 0.162 | 0.174 | 0.165 | 0.155 | 0.160 | 0.175 | 0.171 |
| pos. A | 0.500 | 0.538 | 0.516 | 0.635 | 0.567 | 0.548 | 0.602 | 0.581 |
| Mg# | 0.747 | 0.771 | 0.779 | 0.711 | 0.724 | 0.742 | 0.722 | 0.716 |
| Nome | mg-hast | mg-hast | mg-hast | mg-hast | mg-hast | mg-hast | mg-hast | mg-hast |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfíbolica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estr. (afu) calc. na base de **23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K**

| Litotipo | G-anf | G-opx,anf | G-opx,anf | G-opx,anf | G-opx,anf | G-opx,anf |
|----------------------------------|---------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | C41/2b | C51/1 | C51/2 | C51/3 | C54/1 | C54/2 |
| SiO ₂ (%) | 41.39 | 46.09 | 42.05 | 42.86 | 42.62 | 43.33 |
| TiO ₂ | 2.27 | 2.38 | 3.43 | 3.57 | 3.66 | 3.71 |
| Al ₂ O ₃ | 12.36 | 8.48 | 11.59 | 11.28 | 11.13 | 11.18 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | 0.20 | 0.40 | 0.37 | 0.70 | 0.68 |
| Fe ₂ O ₃ * | 7.20 | 3.49 | 3.92 | 3.76 | 3.43 | 4.46 |
| FeO * | 6.35 | 7.50 | 7.77 | 7.77 | 6.68 | 6.82 |
| MnO | 0.12 | 0.14 | 0.08 | 0.11 | 0.15 | 0.10 |
| MgO | 13.29 | 14.46 | 13.16 | 13.53 | 13.79 | 14.00 |
| CaO | 11.34 | 11.56 | 11.55 | 11.53 | 11.29 | 11.49 |
| Na ₂ O | 2.23 | 1.03 | 1.51 | 1.57 | 1.53 | 1.69 |
| K ₂ O | 0.83 | 0.79 | 0.88 | 0.97 | 0.84 | 0.80 |
| H ₂ O * | 2.04 | 2.04 | 2.02 | 2.05 | 2.03 | 2.07 |
| Total | 99.43 | 98.16 | 98.37 | 99.36 | 97.85 | 100.33 |
| Si ^{iv} (afu) | 6.093 | 6.762 | 6.230 | 6.280 | 6.303 | 6.269 |
| Al ^{iv} | 1.907 | 1.238 | 1.770 | 1.720 | 1.697 | 1.731 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.237 | 0.229 | 0.254 | 0.228 | 0.243 | 0.176 |
| Fe ³⁺ | 0.798 | 0.386 | 0.437 | 0.414 | 0.382 | 0.485 |
| Ti | 0.251 | 0.263 | 0.382 | 0.393 | 0.407 | 0.404 |
| Cr | 0.001 | 0.023 | 0.047 | 0.043 | 0.082 | 0.078 |
| Mg | 2.916 | 3.163 | 2.907 | 2.956 | 3.040 | 3.020 |
| Fe ²⁺ | 0.782 | 0.920 | 0.963 | 0.952 | 0.827 | 0.825 |
| Mn | 0.015 | 0.017 | 0.010 | 0.014 | 0.019 | 0.012 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.788 | 1.817 | 1.833 | 1.810 | 1.789 | 1.781 |
| Na | 0.212 | 0.183 | 0.167 | 0.190 | 0.211 | 0.219 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.425 | 0.110 | 0.267 | 0.256 | 0.228 | 0.255 |
| K | 0.156 | 0.148 | 0.166 | 0.181 | 0.158 | 0.148 |
| pos. A | 0.581 | 0.258 | 0.434 | 0.438 | 0.386 | 0.403 |
| Mg# | 0.789 | 0.775 | 0.751 | 0.756 | 0.786 | 0.785 |
| Nome | mg-hast | mg-hbl | tsch | tsch | tsch | tsch |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**

Fórmulas estr. (afu) calc. na base de 23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K

| Mancha Grupo Litotipo Análise | A. Pedroso H-S SNT AP1/1 | A. Pedroso H-S SNT AP1/2 | A. Pedroso H-S SNT AP1/3 | A. Pedroso H-S SNT AP1/5 | A. Pedroso H-S SNT AP7b/1 | A. Pedroso H-S SNT AP7b/2 | A. Pedroso H-S SNT AP7b/3 | A. Pedroso H-S SNT AP46/1 |
|--|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| SiO ₂ (%) | 49.14 | 47.94 | 48.78 | 49.69 | 49.19 | 47.23 | 47.85 | 48.36 |
| TiO ₂ | 0.29 | 0.34 | 0.33 | 0.20 | 0.18 | 0.45 | 0.34 | 0.30 |
| Al ₂ O ₃ | 2.22 | 2.43 | 2.43 | 1.92 | 1.76 | 3.04 | 2.65 | 2.57 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.03 |
| Fe ₂ O ₃ * | 15.94 | 13.94 | 11.66 | 15.62 | 14.22 | 12.53 | 11.92 | 10.69 |
| FeO * | 22.37 | 22.60 | 24.32 | 22.75 | 22.82 | 22.85 | 23.27 | 25.09 |
| MnO | 0.79 | 0.87 | 0.76 | 0.70 | 0.81 | 1.11 | 1.05 | 0.92 |
| MgO | 0.04 | 0.04 | 0.01 | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.30 |
| CaO | 0.16 | 0.34 | 0.24 | 0.14 | 0.33 | 0.96 | 0.89 | 0.14 |
| Na ₂ O | 6.86 | 6.38 | 7.13 | 6.87 | 6.51 | 6.05 | 6.19 | 7.48 |
| K ₂ O | 1.06 | 1.69 | 1.27 | 0.95 | 0.94 | 1.69 | 1.39 | 2.28 |
| H ₂ O * | 1.92 | 1.87 | 1.88 | 1.93 | 1.89 | 1.86 | 1.86 | 1.89 |
| Total | 100.81 | 98.46 | 98.85 | 100.83 | 98.66 | 97.78 | 97.46 | 100.05 |
| Si ^{iv} (afu) | 7.658 | 7.670 | 7.762 | 7.731 | 7.810 | 7.612 | 7.718 | 7.677 |
| Al ^{iv} | 0.342 | 0.330 | 0.238 | 0.269 | 0.190 | 0.388 | 0.282 | 0.323 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.066 | 0.128 | 0.218 | 0.083 | 0.139 | 0.190 | 0.221 | 0.159 |
| Fe ³⁺ | 1.869 | 1.678 | 1.396 | 1.828 | 1.699 | 1.519 | 1.447 | 1.277 |
| Ti | 0.034 | 0.041 | 0.039 | 0.023 | 0.022 | 0.055 | 0.042 | 0.035 |
| Cr | 0.002 | 0.003 | 0.005 | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.004 |
| Mg | 0.009 | 0.010 | 0.002 | 0.009 | 0.002 | 0.005 | 0.007 | 0.070 |
| Fe ²⁺ | 2.915 | 3.023 | 3.237 | 2.960 | 3.029 | 3.079 | 3.139 | 3.330 |
| Mn | 0.104 | 0.118 | 0.102 | 0.093 | 0.109 | 0.152 | 0.143 | 0.124 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 0.027 | 0.058 | 0.041 | 0.023 | 0.057 | 0.166 | 0.154 | 0.024 |
| Na | 1.973 | 1.942 | 1.959 | 1.977 | 1.943 | 1.834 | 1.846 | 1.976 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.099 | 0.037 | 0.241 | 0.096 | 0.062 | 0.056 | 0.090 | 0.327 |
| K | 0.211 | 0.345 | 0.258 | 0.189 | 0.190 | 0.347 | 0.287 | 0.461 |
| pos. A | 0.310 | 0.382 | 0.499 | 0.284 | 0.252 | 0.403 | 0.376 | 0.788 |
| Mg# | 0.003 | 0.003 | 0.001 | 0.003 | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.021 |
| Nome | riebeq | riebeq | riebeq | riebeq | riebeq | riebeq | riebeq | arfveds |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobresaturadas).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estr. (afu) calc. na base de **23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K**

| Mancha Grupo Litotipo Análise | A. Pedroso H-S SNT AP46/2 | A. Pedroso H-S SNT AP46/3 | Almanhães H-US SNT-ne AL13a/1 | Almanhães H-US SNT-ne AL13a/2 | Almanhães H-US SNT-ne AL13a/3 | Almanhães H-US SNT-ne AL13a/4 | Almanhães H-US SNT-ne AL13a/5 | Vaiamonte H-S SNT AV27/2 |
|--|------------------------------------|------------------------------------|--|--|--|--|--|-----------------------------------|
| SiO ₂ (%) | 48.15 | 49.25 | 39.25 | 39.16 | 38.55 | 38.23 | 39.05 | 50.43 |
| TiO ₂ | 0.34 | 0.28 | 1.11 | 0.68 | 0.45 | 1.07 | 0.97 | 0.12 |
| Al ₂ O ₃ | 2.48 | 2.26 | 8.53 | 10.09 | 10.15 | 9.54 | 9.52 | 1.11 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.03 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 |
| Fe ₂ O ₃ * | 11.29 | 10.20 | 11.25 | 11.34 | 14.37 | 14.04 | 14.30 | 15.81 |
| FeO * | 24.99 | 25.77 | 23.49 | 22.32 | 20.48 | 21.47 | 20.60 | 22.50 |
| MnO | 0.89 | 0.88 | 1.18 | 1.01 | 1.16 | 1.17 | 1.19 | 0.60 |
| MgO | 0.30 | 0.31 | 0.97 | 0.79 | 0.79 | 0.67 | 0.79 | 0.22 |
| CaO | 0.30 | 0.21 | 6.53 | 5.78 | 5.43 | 6.17 | 5.64 | 0.25 |
| Na ₂ O | 7.70 | 7.65 | 4.76 | 4.79 | 4.80 | 4.31 | 4.39 | 6.67 |
| K ₂ O | 1.74 | 1.95 | 1.76 | 2.24 | 2.39 | 2.22 | 2.16 | 0.45 |
| H ₂ O * | 1.89 | 1.90 | 1.86 | 1.86 | 1.87 | 1.86 | 1.87 | 1.92 |
| Total | 100.06 | 100.70 | 100.72 | 100.06 | 100.44 | 100.75 | 100.51 | 100.09 |
| Si ^{iv} (afu) | 7.642 | 7.753 | 6.322 | 6.301 | 6.191 | 6.152 | 6.253 | 7.862 |
| Al ^{iv} | 0.358 | 0.247 | 1.619 | 1.699 | 1.809 | 1.809 | 1.747 | 0.138 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.059 | 0.000 | 0.000 | 0.039 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.105 | 0.172 | 0.000 | 0.215 | 0.112 | 0.000 | 0.049 | 0.066 |
| Fe ³⁺ | 1.348 | 1.208 | 1.304 | 1.373 | 1.736 | 1.661 | 1.723 | 1.855 |
| Ti | 0.040 | 0.033 | 0.134 | 0.082 | 0.054 | 0.129 | 0.117 | 0.014 |
| Cr | 0.000 | 0.004 | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.001 |
| Mg | 0.070 | 0.073 | 0.233 | 0.189 | 0.189 | 0.161 | 0.189 | 0.051 |
| Fe ²⁺ | 3.316 | 3.393 | 3.164 | 3.003 | 2.751 | 2.889 | 2.758 | 2.934 |
| Mn | 0.120 | 0.117 | 0.161 | 0.138 | 0.158 | 0.159 | 0.161 | 0.080 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 0.051 | 0.035 | 1.127 | 0.996 | 0.934 | 1.064 | 0.968 | 0.041 |
| Na | 1.949 | 1.965 | 0.873 | 1.004 | 1.066 | 0.936 | 1.032 | 1.959 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.421 | 0.370 | 0.613 | 0.491 | 0.429 | 0.409 | 0.330 | 0.058 |
| K | 0.353 | 0.392 | 0.362 | 0.460 | 0.490 | 0.456 | 0.441 | 0.089 |
| pos. A | 0.773 | 0.762 | 0.975 | 0.951 | 0.918 | 0.864 | 0.772 | 0.147 |
| Mg# | 0.021 | 0.021 | 0.069 | 0.059 | 0.064 | 0.053 | 0.064 | 0.017 |
| Nome | arfveds | arfveds | taram | taram | taram | taram | taram | riebeq |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsats.); A-S (alcal.-sobressat.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estr. (afu) calc. na base de **23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K**

| Mancha | Vaiamonte | Vaiamonte | Vaiamonte | Vaiamonte | Vaiamonte | Vaiamonte | M. da Fome | Tapadão |
|----------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--------------|--------------|---------------|---------------|
| Grupo | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | A-S | A-S |
| Litotipo | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT |
| Análise | AV27/3 | AV27/4 | AV28b/2 | AV28b/3 | AV28b/4 | AV28b/5 | AF50/1 | AT17/2 |
| SiO ₂ (%) | 49.99 | 49.95 | 39.50 | 38.70 | 46.00 | 37.66 | 37.30 | 38.59 |
| TiO ₂ | 0.15 | 0.20 | 0.28 | 0.22 | 0.29 | 0.18 | 0.42 | 0.44 |
| Al ₂ O ₃ | 0.95 | 1.07 | 10.08 | 12.42 | 10.18 | 12.45 | 12.45 | 10.62 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.05 | 0.05 | 0.00 | 0.03 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 16.81 | 14.83 | 8.41 | 5.94 | 0.74 | 10.79 | 8.74 | 9.50 |
| FeO * | 22.25 | 23.01 | 26.22 | 26.27 | 27.95 | 22.58 | 24.09 | 21.06 |
| MnO | 0.71 | 0.79 | 0.47 | 0.42 | 0.22 | 0.22 | 0.25 | 0.27 |
| MgO | 0.33 | 0.47 | 0.27 | 0.48 | 0.83 | 0.68 | 1.15 | 3.69 |
| CaO | 0.50 | 0.63 | 10.64 | 10.93 | 9.37 | 9.95 | 10.64 | 10.75 |
| Na ₂ O | 6.54 | 6.56 | 0.70 | 0.95 | 0.72 | 0.85 | 1.18 | 1.53 |
| K ₂ O | 0.67 | 0.93 | 1.79 | 2.00 | 1.67 | 2.16 | 2.32 | 1.99 |
| H ₂ O * | 1.93 | 1.92 | 1.86 | 1.87 | 1.93 | 1.86 | 1.87 | 1.89 |
| Total | 100.83 | 100.35 | 100.22 | 100.24 | 99.95 | 99.38 | 100.43 | 100.33 |
| Si ^{iv} (afu) | 7.776 | 7.811 | 6.367 | 6.207 | 7.152 | 6.069 | 5.990 | 6.123 |
| Al ^{iv} | 0.173 | 0.189 | 1.633 | 1.793 | 0.848 | 1.931 | 2.010 | 1.877 |
| Fe ³⁺ | 0.051 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.000 | 0.009 | 0.282 | 0.555 | 1.017 | 0.433 | 0.346 | 0.109 |
| Fe ³⁺ | 1.917 | 1.745 | 1.020 | 0.717 | 0.087 | 1.309 | 1.056 | 1.134 |
| Ti | 0.017 | 0.023 | 0.034 | 0.027 | 0.034 | 0.022 | 0.051 | 0.053 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.006 | 0.006 | 0.000 | 0.004 | 0.000 |
| Mg | 0.078 | 0.108 | 0.065 | 0.115 | 0.192 | 0.163 | 0.275 | 0.873 |
| Fe ²⁺ | 2.895 | 3.010 | 3.534 | 3.523 | 3.634 | 3.043 | 3.235 | 2.795 |
| Mn | 0.093 | 0.105 | 0.064 | 0.057 | 0.029 | 0.030 | 0.034 | 0.036 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 0.084 | 0.106 | 1.838 | 1.878 | 1.561 | 1.718 | 1.831 | 1.828 |
| Na | 1.916 | 1.894 | 0.162 | 0.122 | 0.217 | 0.266 | 0.169 | 0.172 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 1.778 | 1.983 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.056 | 0.097 | 0.056 | 0.174 | 0.000 | 0.000 | 0.198 | 0.298 |
| K | 0.133 | 0.186 | 0.368 | 0.409 | 0.331 | 0.444 | 0.475 | 0.403 |
| pos. A | 0.189 | 0.282 | 0.424 | 0.583 | 0.331 | 0.444 | 0.673 | 0.701 |
| Mg# | 0.026 | 0.035 | 0.018 | 0.032 | 0.050 | 0.051 | 0.078 | 0.238 |
| Nome | riebeq | riebeq | fe-tsch | hast | fe-hbl | fe-tsch | hast | hast |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsatur.); A-S (alcal.-sobressatur.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização na análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estr. (afu) calc. na base de **23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K**

| Mancha Grupo Litotipo Análise | ACH | EH | | | | | | |
|--|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| | Tapadão A-S SNT | Falcato H-S SNT |
| | AT17/3 | EF5/1 | EF5/2 | EFIV2b/1 | EFIV2b/2 | EFIV2b/3 | EFIV2b/4 | EFIV2b/5 |
| SiO ₂ (%) | 38.63 | 48.86 | 49.21 | 48.32 | 48.23 | 48.79 | 48.80 | 48.79 |
| TiO ₂ | 0.43 | 0.56 | 0.48 | 0.34 | 0.25 | 0.22 | 0.46 | 0.28 |
| Al ₂ O ₃ | 11.56 | 1.38 | 1.52 | 0.49 | 0.65 | 0.26 | 0.30 | 0.16 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.04 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.02 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 8.53 | 13.07 | 13.49 | 9.40 | 9.65 | 9.04 | 9.01 | 10.77 |
| FeO * | 21.70 | 22.26 | 21.54 | 27.33 | 26.83 | 27.10 | 26.92 | 26.24 |
| MnO | 0.30 | 1.13 | 1.11 | 1.14 | 1.12 | 1.15 | 1.18 | 1.10 |
| MgO | 3.42 | 2.09 | 2.08 | 0.37 | 0.40 | 0.39 | 0.39 | 0.43 |
| CaO | 10.91 | 2.36 | 1.87 | 4.93 | 5.13 | 4.24 | 4.66 | 4.52 |
| Na ₂ O | 1.56 | 5.90 | 6.13 | 3.71 | 3.56 | 4.13 | 3.62 | 3.71 |
| K ₂ O | 2.02 | 1.44 | 1.24 | 1.13 | 0.78 | 1.10 | 0.96 | 0.90 |
| H ₂ O * | 1.90 | 1.92 | 1.93 | 1.86 | 1.86 | 1.85 | 1.85 | 1.86 |
| Total | 101.00 | 100.98 | 100.59 | 99.02 | 98.50 | 98.29 | 98.16 | 98.76 |
| Si ^{iv} (afu) | 6.085 | 7.613 | 7.656 | 7.793 | 7.792 | 7.899 | 7.893 | 7.849 |
| Al ^{iv} | 1.915 | 0.253 | 0.279 | 0.093 | 0.124 | 0.050 | 0.057 | 0.030 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.134 | 0.065 | 0.113 | 0.084 | 0.051 | 0.050 | 0.121 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.232 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ³⁺ | 1.011 | 1.399 | 1.513 | 1.028 | 1.089 | 1.050 | 1.047 | 1.183 |
| Ti | 0.051 | 0.066 | 0.056 | 0.041 | 0.030 | 0.027 | 0.056 | 0.034 |
| Cr | 0.005 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.006 | 0.003 | 0.000 | 0.000 |
| Mg | 0.803 | 0.485 | 0.482 | 0.089 | 0.096 | 0.094 | 0.094 | 0.103 |
| Fe ²⁺ | 2.858 | 2.900 | 2.802 | 3.687 | 3.625 | 3.669 | 3.642 | 3.530 |
| Mn | 0.040 | 0.149 | 0.146 | 0.156 | 0.153 | 0.158 | 0.162 | 0.150 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.841 | 0.394 | 0.312 | 0.852 | 0.888 | 0.735 | 0.808 | 0.779 |
| Na | 0.159 | 1.606 | 1.688 | 1.148 | 1.112 | 1.265 | 1.135 | 1.157 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 1.943 | 1.936 |
| Na | 0.318 | 0.176 | 0.161 | 0.012 | 0.003 | 0.032 | 0.000 | 0.000 |
| K | 0.406 | 0.286 | 0.246 | 0.233 | 0.161 | 0.227 | 0.198 | 0.185 |
| pos. A | 0.724 | 0.462 | 0.407 | 0.245 | 0.164 | 0.259 | 0.198 | 0.185 |
| Mg# | 0.219 | 0.143 | 0.147 | 0.024 | 0.026 | 0.025 | 0.025 | 0.028 |
| Nome | hast | riebeq | riebeq | fe-vinch | fe-vinch | fe-vinch | fe-vinch | fe-vinch |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsat.); A-S (alcal.-sobressat.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**

Fórmulas estr. (afu) calc. na base de 23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K

| Mancha | EH | | | | | | CMH | |
|----------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|-----------------|-----------------|
| | Varche H-S | Varche H-S | Varche H-S | Varche H-S | Varche H-S | Varche H-S | Outeirão H-S | Cevadais H-S |
| Litotipo | SNT | SNT |
| Análise | EVA1/1 | EVA1/2 | EVA9/1 | EVA9/2 | EVA9/3 | EO13/1 | CC5a/1 | CC5a/2 |
| SiO ₂ (%) | 47.96 | 47.71 | 49.10 | 48.87 | 50.32 | 47.15 | 49.92 | 48.94 |
| TiO ₂ | 0.83 | 1.25 | 0.81 | 0.93 | 0.78 | 1.68 | 0.89 | 0.60 |
| Al ₂ O ₃ | 1.88 | 2.01 | 2.12 | 2.35 | 1.89 | 2.26 | 1.58 | 1.52 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 13.40 | 10.58 | 6.39 | 7.48 | 3.45 | 8.08 | 7.96 | 8.36 |
| FeO * | 23.79 | 25.43 | 20.29 | 20.56 | 21.69 | 26.28 | 23.31 | 24.12 |
| MnO | 1.10 | 1.09 | 0.61 | 0.62 | 0.61 | 0.75 | 0.84 | 0.84 |
| MgO | 0.67 | 0.86 | 7.01 | 6.22 | 6.70 | 1.55 | 3.13 | 2.64 |
| CaO | 3.05 | 3.39 | 6.22 | 5.88 | 6.02 | 5.38 | 2.32 | 2.93 |
| Na ₂ O | 4.94 | 5.32 | 4.70 | 4.71 | 4.40 | 4.07 | 6.31 | 6.00 |
| K ₂ O | 1.30 | 1.31 | 1.20 | 1.15 | 1.35 | 1.01 | 1.52 | 1.43 |
| H ₂ O * | 1.91 | 1.90 | 1.96 | 1.96 | 1.95 | 1.89 | 1.92 | 1.90 |
| Total | 100.84 | 100.84 | 100.41 | 100.80 | 99.16 | 100.10 | 99.71 | 99.28 |
| Si ^{iv} (afu) | 7.538 | 7.522 | 7.514 | 7.473 | 7.753 | 7.468 | 7.789 | 7.731 |
| Al ^{iv} | 0.348 | 0.373 | 0.382 | 0.424 | 0.247 | 0.422 | 0.211 | 0.269 |
| Fe ³⁺ | 0.114 | 0.105 | 0.104 | 0.104 | 0.000 | 0.110 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.096 | 0.000 | 0.079 | 0.014 |
| Fe ³⁺ | 1.471 | 1.151 | 0.631 | 0.757 | 0.400 | 0.852 | 0.934 | 0.994 |
| Ti | 0.098 | 0.148 | 0.093 | 0.107 | 0.090 | 0.200 | 0.104 | 0.071 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.008 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| Mg | 0.157 | 0.202 | 1.599 | 1.418 | 1.538 | 0.366 | 0.728 | 0.622 |
| Fe ²⁺ | 3.127 | 3.354 | 2.597 | 2.629 | 2.795 | 3.481 | 3.041 | 3.186 |
| Mn | 0.147 | 0.145 | 0.080 | 0.080 | 0.079 | 0.101 | 0.111 | 0.112 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 0.514 | 0.572 | 1.019 | 0.963 | 0.994 | 0.913 | 0.388 | 0.496 |
| Na | 1.486 | 1.428 | 0.981 | 1.037 | 1.006 | 1.087 | 1.612 | 1.504 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.021 | 0.197 | 0.414 | 0.360 | 0.309 | 0.163 | 0.297 | 0.334 |
| K | 0.261 | 0.263 | 0.234 | 0.224 | 0.266 | 0.204 | 0.303 | 0.288 |
| pos. A | 0.282 | 0.460 | 0.648 | 0.584 | 0.575 | 0.367 | 0.599 | 0.622 |
| Mg# | 0.048 | 0.057 | 0.381 | 0.350 | 0.355 | 0.095 | 0.193 | 0.163 |
| Nome | fe-vinch | fe-vinch | fe-richt | catof | fe-richt | fe-barrois | arfveds | arfveds |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsatur.); A-S (alcal.-sobressatur.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização na análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS

Rochas félsicas (Província Alcalina)

Fórmulas estr. (afu) calc. na base de 23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K

| Mancha | Cevadais | Cevadais | Arronches | Arronches | Arronches | Arronches | Arronches | Arronches |
|----------------------------------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Grupo | H-S | H-S | H-US | H-US | H-US | H-US | H-US | H-US |
| Litotipo | SNT | SNT | SNT-ne | SNT-ne | SNT-ne | SNT-ne | SNT-ne | SNT-ne |
| Análise | CC5a/3 | CC7/1 | CA12d/1 | CA12d/2 | CA12d/3 | CA12e/1 | CA12e/2 | CA12e/3 |
| SiO ₂ (%) | 49.84 | 49.13 | 37.50 | 36.67 | 37.04 | 35.66 | 36.65 | 37.55 |
| TiO ₂ | 0.85 | 1.06 | 0.96 | 1.11 | 1.10 | 1.30 | 1.64 | 1.60 |
| Al ₂ O ₃ | 1.38 | 1.74 | 11.63 | 11.01 | 11.74 | 14.53 | 11.83 | 13.44 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Fe ₂ O ₃ * | 7.71 | 7.25 | 11.12 | 12.57 | 9.92 | 9.60 | 10.99 | 10.01 |
| FeO * | 23.91 | 26.23 | 21.28 | 20.60 | 22.25 | 20.88 | 21.93 | 21.21 |
| MnO | 0.74 | 1.24 | 1.06 | 1.24 | 1.15 | 0.96 | 0.97 | 0.91 |
| MgO | 3.21 | 0.48 | 1.04 | 1.01 | 1.24 | 0.78 | 0.87 | 0.76 |
| CaO | 3.30 | 2.22 | 6.56 | 7.00 | 7.60 | 6.86 | 7.09 | 6.04 |
| Na ₂ O | 5.60 | 5.58 | 4.24 | 3.69 | 3.89 | 4.28 | 3.95 | 4.57 |
| K ₂ O | 1.47 | 1.48 | 2.44 | 2.40 | 2.46 | 2.43 | 2.44 | 2.45 |
| H ₂ O * | 1.92 | 1.87 | 1.86 | 1.84 | 1.86 | 1.85 | 1.86 | 1.89 |
| Total | 99.95 | 98.26 | 99.69 | 99.16 | 100.25 | 99.13 | 100.22 | 100.44 |
| Si ^{iv} (afu) | 7.775 | 7.872 | 6.053 | 5.978 | 5.974 | 5.765 | 5.914 | 5.969 |
| Al ^{iv} | 0.225 | 0.128 | 1.947 | 2.022 | 2.026 | 2.235 | 2.086 | 2.031 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.029 | 0.201 | 0.265 | 0.094 | 0.206 | 0.533 | 0.164 | 0.487 |
| Fe ³⁺ | 0.905 | 0.875 | 1.350 | 1.542 | 1.204 | 1.167 | 1.334 | 1.197 |
| Ti | 0.100 | 0.128 | 0.117 | 0.136 | 0.133 | 0.158 | 0.199 | 0.192 |
| Cr | 0.002 | 0.000 | 0.001 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 |
| Mg | 0.747 | 0.113 | 0.250 | 0.245 | 0.298 | 0.188 | 0.210 | 0.181 |
| Fe ²⁺ | 3.120 | 3.515 | 2.872 | 2.809 | 3.001 | 2.822 | 2.960 | 2.820 |
| Mn | 0.098 | 0.169 | 0.145 | 0.171 | 0.157 | 0.131 | 0.133 | 0.123 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 0.552 | 0.382 | 1.134 | 1.223 | 1.313 | 1.188 | 1.226 | 1.028 |
| Na | 1.448 | 1.618 | 0.866 | 0.777 | 0.687 | 0.812 | 0.774 | 0.972 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.245 | 0.114 | 0.461 | 0.389 | 0.530 | 0.530 | 0.461 | 0.438 |
| K | 0.293 | 0.301 | 0.502 | 0.499 | 0.506 | 0.501 | 0.501 | 0.496 |
| pos. A | 0.538 | 0.415 | 0.964 | 0.888 | 1.036 | 1.031 | 0.963 | 0.934 |
| Mg# | 0.193 | 0.031 | 0.080 | 0.080 | 0.090 | 0.062 | 0.066 | 0.060 |
| Nome | fe-richt | riebeq | taram | taram | taram | taram | taram | taram |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).

Manchas: são indicados os nomes dos afloramentos padrão.

Grupos: H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobressaturadas).

Litotipos: SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).

Localização da análise no cristal: zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**

Fórmulas estr. (afu) calc. na base de 23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K

| Mancha | Assumar | Assumar | Fig. de Cima | Fig. de Cima | Fig. de Cima | Fig. de Cima | Tinoca | Tinoca |
|----------------------------------|----------|----------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------|--------|
| Grupo | A-S | A-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-US | H-US |
| Litotipo | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT-ne | SNT-ne |
| Análise | CAU14a/1 | CAU14a/3 | CFC4a/1 | CFC4a/2 | CFC4a/3 | CFC4b/1 | CT3a/1 | CT3a/2 |
| SiO ₂ (%) | 37.96 | 37.54 | 46.92 | 47.57 | 47.18 | 48.29 | 37.57 | 37.78 |
| TiO ₂ | 0.54 | 0.35 | 1.47 | 1.18 | 1.41 | 1.45 | 1.13 | 1.21 |
| Al ₂ O ₃ | 10.26 | 10.70 | 2.09 | 2.11 | 2.09 | 1.58 | 9.89 | 9.81 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.01 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 8.56 | 9.46 | 9.17 | 14.28 | 9.07 | 6.27 | 10.56 | 11.50 |
| FeO * | 23.59 | 22.42 | 24.75 | 22.39 | 24.74 | 26.77 | 21.70 | 21.48 |
| MnO | 0.29 | 0.33 | 0.87 | 0.73 | 0.82 | 0.98 | 2.64 | 2.79 |
| MgO | 2.35 | 2.21 | 2.18 | 1.27 | 2.24 | 2.03 | 0.63 | 0.53 |
| CaO | 10.63 | 10.32 | 4.72 | 2.97 | 4.75 | 3.90 | 6.79 | 6.92 |
| Na ₂ O | 1.45 | 1.33 | 4.52 | 4.70 | 4.53 | 5.45 | 4.34 | 4.20 |
| K ₂ O | 2.20 | 2.22 | 1.53 | 1.53 | 1.41 | 1.74 | 2.09 | 2.01 |
| H ₂ O * | 1.85 | 1.84 | 1.89 | 1.91 | 1.90 | 1.90 | 1.83 | 1.85 |
| Total | 99.70 | 98.74 | 100.11 | 100.64 | 100.13 | 100.39 | 99.18 | 100.08 |
| Si ^{iv} (afu) | 6.139 | 6.110 | 7.433 | 7.457 | 7.458 | 7.635 | 6.155 | 6.137 |
| Al ^{iv} | 1.861 | 1.890 | 0.390 | 0.390 | 0.389 | 0.294 | 1.845 | 1.863 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.177 | 0.153 | 0.153 | 0.071 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.094 | 0.163 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.065 | 0.015 |
| Fe ³⁺ | 1.042 | 1.159 | 0.915 | 1.532 | 0.925 | 0.675 | 1.302 | 1.406 |
| Ti | 0.066 | 0.043 | 0.175 | 0.139 | 0.167 | 0.172 | 0.139 | 0.148 |
| Cr | 0.003 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.001 | 0.000 |
| Mg | 0.567 | 0.536 | 0.514 | 0.297 | 0.527 | 0.478 | 0.154 | 0.129 |
| Fe ²⁺ | 3.190 | 3.051 | 3.279 | 2.935 | 3.270 | 3.540 | 2.973 | 2.918 |
| Mn | 0.040 | 0.045 | 0.117 | 0.097 | 0.110 | 0.131 | 0.366 | 0.384 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.842 | 1.800 | 0.802 | 0.499 | 0.805 | 0.661 | 1.192 | 1.204 |
| Na | 0.158 | 0.200 | 1.198 | 1.429 | 1.195 | 1.339 | 0.808 | 0.796 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 1.927 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.296 | 0.219 | 0.191 | 0.000 | 0.194 | 0.331 | 0.570 | 0.526 |
| K | 0.454 | 0.461 | 0.310 | 0.306 | 0.283 | 0.351 | 0.437 | 0.416 |
| pos. A | 0.750 | 0.680 | 0.501 | 0.306 | 0.478 | 0.682 | 1.007 | 0.943 |
| Mg# | 0.151 | 0.149 | 0.136 | 0.092 | 0.139 | 0.119 | 0.049 | 0.042 |
| Nome | hast | hast | catof | fe-barrois | fe-barrois | fe-richt | taram | taram |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobresaturadas).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (perititosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANFÍBOLAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estr. (afu) calc. na base de **23 oxigénios e 13 catiões, excepto Ca, Na e K**

| Mancha | Tinoca | Fialha | Fialha | Fialha | Fialha | Fialha | Fialha | Fialha |
|----------------------------------|---------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|
| Grupo | H-US | A-S | A-S | A-S | A-S | A-S | A-S | A-S |
| Litotipo | SD | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT |
| Análise | CT3c/2 | CF2b/1 | CF2b/2 | CF2b/3 | CF18a/1 | CF18a/2 | CF18a/3 | CF18a/4 |
| SiO ₂ (%) | 36.20 | 37.85 | 37.36 | 38.27 | 37.95 | 38.07 | 37.58 | 37.89 |
| TiO ₂ | 1.23 | 1.75 | 1.41 | 1.60 | 1.37 | 1.52 | 0.94 | 1.49 |
| Al ₂ O ₃ | 16.71 | 10.27 | 10.12 | 9.87 | 9.36 | 9.62 | 10.32 | 10.08 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ₂ O ₃ * | 4.40 | 7.50 | 8.34 | 6.19 | 7.63 | 9.19 | 7.61 | 9.33 |
| FeO * | 18.38 | 25.25 | 24.57 | 26.36 | 25.99 | 24.83 | 25.23 | 24.02 |
| MnO | 0.48 | 0.46 | 0.60 | 0.33 | 0.66 | 0.79 | 0.78 | 0.95 |
| MgO | 4.42 | 1.23 | 1.09 | 1.28 | 1.05 | 1.10 | 1.08 | 1.14 |
| CaO | 10.30 | 10.07 | 9.79 | 10.45 | 10.52 | 9.92 | 10.38 | 9.79 |
| Na ₂ O | 2.35 | 1.76 | 1.82 | 1.69 | 1.52 | 1.88 | 1.62 | 1.83 |
| K ₂ O | 2.38 | 1.88 | 1.93 | 1.70 | 1.78 | 1.83 | 1.98 | 1.88 |
| H ₂ O * | 1.90 | 1.85 | 1.83 | 1.85 | 1.84 | 1.86 | 1.83 | 1.86 |
| Total | 98.75 | 99.87 | 98.86 | 99.60 | 99.69 | 100.62 | 99.35 | 100.25 |
| Si ^{iv} (afu) | 5.704 | 6.131 | 6.124 | 6.219 | 6.195 | 6.144 | 6.142 | 6.119 |
| Al ^{iv} | 2.296 | 1.869 | 1.876 | 1.781 | 1.801 | 1.830 | 1.858 | 1.881 |
| Fe ³⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.026 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{vi} | 0.808 | 0.092 | 0.079 | 0.109 | 0.000 | 0.000 | 0.130 | 0.038 |
| Fe ³⁺ | 0.522 | 0.914 | 1.029 | 0.757 | 0.934 | 1.090 | 0.935 | 1.133 |
| Ti | 0.146 | 0.213 | 0.174 | 0.196 | 0.168 | 0.184 | 0.116 | 0.181 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.003 | 0.001 | 0.000 | 0.000 |
| Mg | 1.038 | 0.297 | 0.266 | 0.310 | 0.256 | 0.265 | 0.263 | 0.274 |
| Fe ²⁺ | 2.422 | 3.421 | 3.369 | 3.582 | 3.549 | 3.352 | 3.448 | 3.244 |
| Mn | 0.064 | 0.063 | 0.083 | 0.045 | 0.091 | 0.108 | 0.108 | 0.130 |
| pos. O | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Ca | 1.739 | 1.748 | 1.719 | 1.819 | 1.840 | 1.715 | 1.818 | 1.694 |
| Na | 0.261 | 0.252 | 0.281 | 0.181 | 0.160 | 0.285 | 0.182 | 0.306 |
| pos. B | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na | 0.457 | 0.300 | 0.298 | 0.352 | 0.321 | 0.304 | 0.331 | 0.267 |
| K | 0.478 | 0.388 | 0.404 | 0.352 | 0.371 | 0.377 | 0.413 | 0.387 |
| pos. A | 0.935 | 0.689 | 0.701 | 0.704 | 0.692 | 0.680 | 0.744 | 0.654 |
| Mg# | 0.300 | 0.080 | 0.073 | 0.080 | 0.067 | 0.073 | 0.071 | 0.078 |
| Nome | fe-parg | hast | hast | hast | hast | hast | hast | hast |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsat.); A-S (alcal.-sobressat.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

MICAS tri-octaédricas**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **22 oxigénios**

| Litotipo | PDT | MAC | | | | ME | | | |
|--------------------------------|-----------|--------------------|---------------------|-------------------|----------------|----------------|-----------|-----------|--|
| | | G-ol,anf A86a/1 | G-ol,anrt A95a/1 | G-ol,anf A96/1 | D-opx E4b/1 | D-opx E4b/2 | D E8/1 | D E8/2 | |
| Análise | A63/1 | A86a/1 | A95a/1 | A96/1 | E4b/1 | E4b/2 | E8/1 | E8/2 | |
| SiO ₂ (%) | 38.78 | 36.00 | 37.88 | 36.50 | 38.29 | 38.25 | 37.69 | 37.48 | |
| TiO ₂ | 4.91 | 3.69 | 4.76 | 1.35 | 4.38 | 4.43 | 4.27 | 4.28 | |
| Al ₂ O ₃ | 15.30 | 15.24 | 15.18 | 16.65 | 14.55 | 14.65 | 13.94 | 13.79 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0.15 | 0.00 | 0.13 | 0.02 | 0.06 | 0.07 | 0.09 | 0.09 | |
| FeO | 5.90 | 12.87 | 8.28 | 15.37 | 14.88 | 14.80 | 16.17 | 18.09 | |
| MnO | 0.00 | 0.02 | 0.05 | 0.07 | 0.06 | 0.02 | 0.09 | 0.09 | |
| MgO | 20.12 | 15.98 | 18.91 | 14.92 | 14.33 | 14.35 | 11.99 | 12.35 | |
| CaO | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.19 | 0.02 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | |
| Na ₂ O | 0.69 | 0.64 | 0.44 | 0.06 | 0.31 | 0.30 | 0.12 | 0.12 | |
| K ₂ O | 9.03 | 8.68 | 9.37 | 8.14 | 8.56 | 8.97 | 10.00 | 9.48 | |
| H ₂ O* | 4.22 | 4.08 | 4.16 | 4.07 | 4.07 | 4.06 | 4.01 | 3.98 | |
| Total | 99.13 | 97.25 | 99.21 | 97.34 | 99.51 | 99.96 | 98.37 | 99.75 | |
| Si ^{IV} (afu) | 5.556 | 5.451 | 5.500 | 5.534 | 5.669 | 5.647 | 5.737 | 5.661 | |
| Al ^{IV} | 2.444 | 2.549 | 2.500 | 2.466 | 2.331 | 2.353 | 2.263 | 2.339 | |
| Ti ^{IV} | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | |
| Al ^{VI} | 0.139 | 0.170 | 0.097 | 0.509 | 0.208 | 0.197 | 0.238 | 0.115 | |
| Ti ^{VI} | 0.529 | 0.420 | 0.520 | 0.154 | 0.488 | 0.492 | 0.489 | 0.486 | |
| Cr | 0.017 | 0.000 | 0.015 | 0.002 | 0.007 | 0.008 | 0.011 | 0.011 | |
| Fe ²⁺ | 0.707 | 1.630 | 1.005 | 1.949 | 1.842 | 1.827 | 2.059 | 2.285 | |
| Mn | 0.000 | 0.003 | 0.006 | 0.009 | 0.008 | 0.003 | 0.012 | 0.012 | |
| Mg | 4.297 | 3.607 | 4.093 | 3.372 | 3.163 | 3.158 | 2.721 | 2.781 | |
| pos. O | 5.689 | 5.829 | 5.737 | 5.996 | 5.715 | 5.685 | 5.529 | 5.689 | |
| Ca | 0.005 | 0.008 | 0.008 | 0.031 | 0.003 | 0.009 | 0.000 | 0.000 | |
| Na | 0.192 | 0.188 | 0.124 | 0.018 | 0.089 | 0.086 | 0.035 | 0.035 | |
| K | 1.650 | 1.677 | 1.736 | 1.575 | 1.617 | 1.690 | 1.942 | 1.827 | |
| pos. A | 1.847 | 1.873 | 1.867 | 1.623 | 1.709 | 1.785 | 1.977 | 1.862 | |
| Nome | flogopite | flogopite | flogopite | flogopite | flogopite | flogopite | biotite | biotite | |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

MICAS tri-octaédricas**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **22 oxigénios**

| Litotipo Análise | D E11/1 | D E11/2 | D E11/3 | D E11/4 | D E14/1 | D E14/2 | D E14/3 | GD-anf E26/1 |
|--------------------------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-----------------|
| SiO ₂ (%) | 37.67 | 36.86 | 37.27 | 37.59 | 36.38 | 37.39 | 36.34 | 38.22 |
| TiO ₂ | 3.48 | 3.86 | 4.32 | 4.18 | 4.47 | 3.78 | 3.82 | 3.69 |
| Al ₂ O ₃ | 14.84 | 14.15 | 13.85 | 14.43 | 13.11 | 12.89 | 13.45 | 14.98 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.03 | 0.07 | 0.03 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.11 | 0.00 |
| FeO | 18.58 | 18.04 | 17.96 | 17.29 | 17.23 | 16.38 | 18.40 | 13.91 |
| MnO | 0.05 | 0.13 | 0.09 | 0.02 | 0.05 | 0.08 | 0.05 | 0.09 |
| MgO | 12.18 | 12.30 | 12.38 | 12.50 | 12.20 | 12.54 | 12.47 | 14.73 |
| CaO | 0.00 | 0.05 | 0.02 | 0.02 | 0.09 | 0.04 | 0.04 | 0.01 |
| Na ₂ O | 0.08 | 0.10 | 0.15 | 0.09 | 0.12 | 0.16 | 0.10 | 0.06 |
| K ₂ O | 9.90 | 9.63 | 9.48 | 9.86 | 8.11 | 9.13 | 8.45 | 9.70 |
| H ₂ O* | 3.97 | 3.97 | 3.98 | 3.99 | 4.01 | 4.01 | 3.98 | 4.07 |
| Total | 100.78 | 99.16 | 99.53 | 99.99 | 95.80 | 96.42 | 97.21 | 99.46 |
| Si ^{IV} (afu) | 5.639 | 5.614 | 5.642 | 5.645 | 5.688 | 5.803 | 5.635 | 5.666 |
| Al ^{IV} | 2.361 | 2.386 | 2.358 | 2.355 | 2.312 | 2.197 | 2.365 | 2.334 |
| Ti ^{IV} | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{VI} | 0.257 | 0.154 | 0.113 | 0.198 | 0.103 | 0.160 | 0.093 | 0.284 |
| Ti ^{VI} | 0.392 | 0.442 | 0.492 | 0.472 | 0.526 | 0.441 | 0.445 | 0.411 |
| Cr | 0.004 | 0.008 | 0.004 | 0.002 | 0.004 | 0.002 | 0.013 | 0.000 |
| Fe ²⁺ | 2.326 | 2.298 | 2.274 | 2.171 | 2.253 | 2.126 | 2.386 | 1.725 |
| Mn | 0.006 | 0.017 | 0.012 | 0.003 | 0.007 | 0.011 | 0.007 | 0.011 |
| Mg | 2.718 | 2.793 | 2.794 | 2.798 | 2.843 | 2.901 | 2.882 | 3.255 |
| pos. O | 5.702 | 5.711 | 5.688 | 5.645 | 5.735 | 5.642 | 5.827 | 5.686 |
| Ca | 0.000 | 0.008 | 0.003 | 0.003 | 0.015 | 0.007 | 0.007 | 0.002 |
| Na | 0.023 | 0.030 | 0.044 | 0.026 | 0.036 | 0.048 | 0.030 | 0.017 |
| K | 1.890 | 1.871 | 1.831 | 1.889 | 1.618 | 1.808 | 1.672 | 1.835 |
| pos. A | 1.914 | 1.909 | 1.878 | 1.918 | 1.669 | 1.862 | 1.708 | 1.853 |
| Nome | biotite | biotite | biotite | biotite | biotite | biotite | biotite | flogopite |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

MICAS tri-octaédricas**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **22 oxigénios**

| Litotipo | GD-anf E26/2 | GD-anf E26/3 | GD-anf E26/4 | GD-anf E26/5 | GRD E27/1 | GRD E27/2 | GRD E27/3 | GRD E44/1 |
|--------------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ (%) | 38.10 | 38.64 | 38.83 | 38.37 | 37.09 | 36.95 | 37.35 | 36.65 |
| TiO ₂ | 3.71 | 3.77 | 3.88 | 3.70 | 4.45 | 3.24 | 3.54 | 4.11 |
| Al ₂ O ₃ | 14.85 | 14.68 | 14.37 | 14.70 | 14.80 | 15.06 | 15.08 | 14.67 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.08 | 0.01 | 0.07 | 0.03 | 0.12 | 0.00 | 0.00 |
| FeO | 13.68 | 12.44 | 12.68 | 12.69 | 17.78 | 20.59 | 18.54 | 17.19 |
| MnO | 0.01 | 0.03 | 0.03 | 0.06 | 0.08 | 0.13 | 0.08 | 0.04 |
| MgO | 15.04 | 15.79 | 15.85 | 15.72 | 11.88 | 10.47 | 11.71 | 12.24 |
| CaO | 0.04 | 0.02 | 0.08 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.00 |
| Na ₂ O | 0.09 | 0.11 | 0.15 | 0.08 | 0.11 | 0.11 | 0.12 | 0.16 |
| K ₂ O | 9.81 | 9.79 | 9.45 | 9.44 | 9.74 | 9.54 | 9.59 | 9.09 |
| H ₂ O* | 4.07 | 4.09 | 4.10 | 4.10 | 3.98 | 3.94 | 3.98 | 4.00 |
| Total | 99.42 | 99.44 | 99.43 | 98.94 | 99.96 | 100.17 | 100.00 | 98.15 |
| Si ^{IV} (afu) | 5.652 | 5.692 | 5.717 | 5.681 | 5.587 | 5.618 | 5.630 | 5.598 |
| Al ^{IV} | 2.348 | 2.308 | 2.283 | 2.319 | 2.413 | 2.382 | 2.370 | 2.402 |
| Ti ^{IV} | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{VI} | 0.248 | 0.241 | 0.210 | 0.246 | 0.214 | 0.317 | 0.309 | 0.239 |
| Ti ^{VI} | 0.414 | 0.418 | 0.430 | 0.412 | 0.504 | 0.370 | 0.401 | 0.472 |
| Cr | 0.002 | 0.009 | 0.001 | 0.008 | 0.004 | 0.014 | 0.000 | 0.000 |
| Fe ²⁺ | 1.697 | 1.533 | 1.561 | 1.571 | 2.240 | 2.618 | 2.337 | 2.196 |
| Mn | 0.001 | 0.004 | 0.004 | 0.008 | 0.010 | 0.017 | 0.010 | 0.005 |
| Mg | 3.326 | 3.468 | 3.479 | 3.470 | 2.668 | 2.373 | 2.631 | 2.787 |
| pos. O | 5.688 | 5.672 | 5.685 | 5.715 | 5.639 | 5.710 | 5.688 | 5.700 |
| Ca | 0.006 | 0.003 | 0.013 | 0.002 | 0.003 | 0.003 | 0.002 | 0.000 |
| Na | 0.026 | 0.031 | 0.043 | 0.023 | 0.032 | 0.032 | 0.035 | 0.047 |
| K | 1.856 | 1.840 | 1.775 | 1.783 | 1.872 | 1.851 | 1.844 | 1.771 |
| pos. A | 1.889 | 1.874 | 1.830 | 1.808 | 1.907 | 1.886 | 1.881 | 1.819 |
| Nome | flogopite | flogopite | flogopite | flogopite | biotite | biotite | biotite | biotite |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

MICAS tri-octaédricas**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **22 oxigénios**

| Litotipo | GRD | G-opx,anf | G-opx,anf | G-opx,anf | G-opx,anf | GRLT-opx | GRLT-opx | M-bi |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| Análise | E44/2 | C1/1 | C1/2 | C5/1 | C5/2 | C14/1 | C14/2 | C15/1 |
| SiO ₂ (%) | 37.35 | 38.23 | 37.80 | 38.28 | 37.89 | 36.20 | 35.11 | 37.51 |
| TiO ₂ | 4.34 | 3.44 | 3.60 | 3.80 | 3.78 | 5.11 | 5.37 | 4.51 |
| Al ₂ O ₃ | 14.51 | 14.41 | 14.55 | 14.29 | 14.17 | 13.64 | 13.60 | 14.48 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.29 | 0.23 | 0.35 | 0.21 | 0.00 | 0.01 | 0.25 |
| FeO | 17.47 | 10.74 | 11.76 | 11.45 | 11.46 | 20.84 | 21.01 | 12.70 |
| MnO | 0.07 | 0.06 | 0.09 | 0.04 | 0.03 | 0.09 | 0.10 | 0.04 |
| MgO | 12.16 | 17.68 | 17.34 | 17.62 | 17.70 | 10.91 | 10.69 | 15.95 |
| CaO | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Na ₂ O | 0.17 | 0.35 | 0.33 | 0.28 | 0.31 | 0.10 | 0.10 | 0.42 |
| K ₂ O | 9.45 | 8.49 | 8.79 | 8.72 | 8.54 | 9.18 | 9.20 | 8.35 |
| H ₂ O* | 4.00 | 4.14 | 4.11 | 4.12 | 4.12 | 3.92 | 3.90 | 4.10 |
| Total | 99.54 | 97.84 | 98.60 | 98.95 | 98.23 | 99.99 | 99.09 | 98.32 |
| Si ^{IV} (afu) | 5.632 | 5.660 | 5.593 | 5.627 | 5.612 | 5.534 | 5.443 | 5.581 |
| Al ^{IV} | 2.368 | 2.340 | 2.407 | 2.373 | 2.388 | 2.457 | 2.485 | 2.419 |
| Ti ^{IV} | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.009 | 0.072 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 |
| Al ^{VI} | 0.211 | 0.174 | 0.130 | 0.103 | 0.086 | 0.000 | 0.000 | 0.119 |
| Ti ^{VI} | 0.492 | 0.383 | 0.401 | 0.420 | 0.421 | 0.578 | 0.554 | 0.505 |
| Cr | 0.002 | 0.034 | 0.027 | 0.041 | 0.025 | 0.000 | 0.001 | 0.029 |
| Fe ²⁺ | 2.203 | 1.330 | 1.455 | 1.408 | 1.420 | 2.664 | 2.724 | 1.580 |
| Mn | 0.009 | 0.008 | 0.011 | 0.005 | 0.004 | 0.012 | 0.013 | 0.005 |
| Mg | 2.734 | 3.902 | 3.825 | 3.861 | 3.908 | 2.486 | 2.471 | 3.538 |
| pos. O | 5.651 | 5.830 | 5.848 | 5.837 | 5.863 | 5.740 | 5.763 | 5.776 |
| Ca | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.002 |
| Na | 0.050 | 0.100 | 0.095 | 0.080 | 0.089 | 0.030 | 0.030 | 0.121 |
| K | 1.818 | 1.603 | 1.659 | 1.635 | 1.614 | 1.790 | 1.820 | 1.585 |
| pos. A | 1.868 | 1.705 | 1.754 | 1.715 | 1.706 | 1.820 | 1.850 | 1.708 |
| Nome | biotite | flogopite | flogopite | flogopite | flogopite | biotite | biotite | flogopite |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

MICAS tri-octaédricas**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **22 oxigénios**

| Litotipo | M-bi | M-bi | GRD | GRD | MG-opx,bi |
|--------------------------------|-----------|-----------|---------|---------|-----------|
| Análise | C15/2 | C15/3 | C16/1 | C16/2 | C17/1 |
| SiO ₂ (%) | 37.66 | 38.54 | 35.35 | 35.26 | 37.67 |
| TiO ₂ | 3.90 | 4.32 | 3.22 | 3.01 | 4.32 |
| Al ₂ O ₃ | 14.24 | 14.60 | 17.23 | 15.86 | 13.82 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.40 | 0.36 | 0.00 | 0.04 | 0.23 |
| FeO | 14.97 | 12.91 | 18.85 | 20.09 | 13.88 |
| MnO | 0.05 | 0.05 | 0.29 | 0.29 | 0.04 |
| MgO | 14.91 | 16.15 | 9.86 | 10.18 | 15.75 |
| CaO | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.00 |
| Na ₂ O | 0.22 | 0.30 | 0.12 | 0.12 | 0.11 |
| K ₂ O | 8.80 | 8.62 | 8.35 | 9.57 | 9.14 |
| H ₂ O* | 4.05 | 4.10 | 3.99 | 3.93 | 4.06 |
| Total | 99.21 | 99.97 | 97.28 | 98.35 | 99.02 |
| Si ^{IV} (afu) | 5.619 | 5.632 | 5.470 | 5.479 | 5.615 |
| Al ^{IV} | 2.381 | 2.368 | 2.530 | 2.521 | 2.385 |
| Ti ^{IV} | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{VI} | 0.122 | 0.147 | 0.612 | 0.384 | 0.043 |
| Ti ^{VI} | 0.438 | 0.475 | 0.375 | 0.352 | 0.484 |
| Cr | 0.047 | 0.042 | 0.000 | 0.005 | 0.027 |
| Fe ²⁺ | 1.868 | 1.578 | 2.439 | 2.611 | 1.730 |
| Mn | 0.006 | 0.006 | 0.038 | 0.038 | 0.005 |
| Mg | 3.316 | 3.518 | 2.274 | 2.358 | 3.500 |
| pos. O | 5.797 | 5.766 | 5.739 | 5.748 | 5.789 |
| Ca | 0.002 | 0.003 | 0.003 | 0.000 | 0.000 |
| Na | 0.064 | 0.085 | 0.036 | 0.036 | 0.032 |
| K | 1.675 | 1.607 | 1.648 | 1.897 | 1.738 |
| pos. A | 1.740 | 1.695 | 1.688 | 1.933 | 1.770 |
| Nome | flogopite | flogopite | biotite | biotite | flogopite |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

MICAS tri-octaédricas**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **22 oxigénios**

| Mancha Grupo Litotipo | ACH | | | | | | EH | |
|--------------------------------|--------------------------|--------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|---|------------------------------------|------------------------------------|
| | A. Pedroso H-S SNT | A. Pedroso H-S SNT | Vaiamonte H-S SNT | Vaiamonte H-S SNT | Vaiamonte H-S SNT | Almanhares H-US SNT-ne AL13b/1 | M. da Fome A-S SNT AF50/1 | A. Pombal A-S GRT EPO14/1 |
| Análise | AFII5/1 | AFII5/2 | AV9a/1 | AV23c/1 | AV23c/2 | | | |
| SiO ₂ (%) | 35.08 | 34.79 | 35.00 | 35.59 | 35.04 | 32.20 | 30.40 | 35.59 |
| TiO ₂ | 1.09 | 1.07 | 2.44 | 2.48 | 2.44 | 1.46 | 0.92 | 2.26 |
| Al ₂ O ₃ | 9.96 | 9.70 | 9.41 | 9.48 | 9.04 | 17.33 | 15.34 | 12.88 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.04 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.01 |
| FeO | 38.63 | 38.44 | 38.96 | 38.52 | 39.79 | 32.73 | 39.00 | 28.97 |
| MnO | 1.43 | 2.41 | 0.52 | 0.60 | 0.78 | 1.27 | 0.31 | 0.14 |
| MgO | 0.18 | 0.09 | 0.39 | 1.33 | 0.96 | 0.08 | 2.22 | 6.35 |
| CaO | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.05 | 0.15 | 0.02 | 0.00 | 0.01 |
| Na ₂ O | 0.01 | 0.00 | 0.06 | 0.05 | 0.04 | 0.08 | 0.01 | 0.04 |
| K ₂ O | 8.22 | 8.49 | 7.93 | 8.26 | 8.15 | 8.87 | 5.41 | 8.78 |
| H ₂ O* | 3.57 | 3.54 | 3.58 | 3.59 | 3.56 | 3.67 | 3.62 | 3.78 |
| Total | 98.21 | 98.54 | 98.35 | 99.95 | 99.96 | 97.73 | 97.23 | 98.81 |
| Si ^{IV} (afu) | 6.006 | 5.975 | 5.965 | 5.943 | 5.907 | 5.384 | 5.186 | 5.723 |
| Al ^{IV} | 1.994 | 1.964 | 1.890 | 1.866 | 1.796 | 2.616 | 2.814 | 2.277 |
| Ti ^{IV} | 0.000 | 0.061 | 0.145 | 0.191 | 0.297 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{VI} | 0.016 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.799 | 0.271 | 0.163 |
| Ti ^{VI} | 0.140 | 0.077 | 0.168 | 0.120 | 0.012 | 0.184 | 0.118 | 0.273 |
| Cr | 0.005 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.003 | 0.000 | 0.001 |
| Fe ²⁺ | 5.531 | 5.521 | 5.553 | 5.379 | 5.609 | 4.577 | 5.564 | 3.896 |
| Mn | 0.207 | 0.351 | 0.075 | 0.085 | 0.111 | 0.180 | 0.045 | 0.019 |
| Mg | 0.046 | 0.023 | 0.099 | 0.331 | 0.241 | 0.020 | 0.565 | 1.522 |
| pos. O | 5.946 | 5.974 | 5.896 | 5.916 | 5.975 | 5.761 | 6.563 | 5.875 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.009 | 0.009 | 0.027 | 0.004 | 0.000 | 0.002 |
| Na | 0.003 | 0.000 | 0.020 | 0.016 | 0.013 | 0.026 | 0.003 | 0.012 |
| K | 1.795 | 1.860 | 1.724 | 1.760 | 1.753 | 1.892 | 1.177 | 1.801 |
| pos. A | 1.799 | 1.860 | 1.753 | 1.785 | 1.793 | 1.921 | 1.181 | 1.815 |
| Nome | biotite | biotite | biotite | biotite | biotite | biotite | biot. / clor. | biotite |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsats.); A-S (alcal.-sobressat.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

MICAS tri-octaédricas**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **22 oxigénios**

| Mancha Grupo Litotipo Análise | EH | | CMH | | | |
|--|------------------|-------------------|-------------------|-------------------|---------------|---------------|
| | A. Pombal A-S | Arronches H-US | Arronches H-US | Arronches H-US | Fialha A-S | Fialha A-S |
| | GRT | SNT-ne | SNT-ne | SNT-ne | SNT | SNT |
| | EPO14/2 | CA12d/1 | CA12e/1 | CA12e/2 | CF2b/1 | CF2b/2 |
| SiO ₂ (%) | 35.18 | 32.91 | 32.64 | 32.73 | 33.13 | 33.44 |
| TiO ₂ | 2.46 | 1.75 | 1.73 | 1.75 | 3.91 | 3.34 |
| Al ₂ O ₃ | 12.24 | 14.00 | 14.26 | 14.70 | 12.90 | 13.49 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | 0.00 | 0.06 | 0.01 | 0.02 | 0.00 |
| FeO | 28.25 | 34.00 | 35.51 | 35.12 | 34.83 | 34.97 |
| MnO | 0.12 | 1.38 | 1.02 | 0.88 | 0.42 | 0.38 |
| MgO | 7.42 | 2.45 | 1.64 | 1.44 | 1.60 | 1.60 |
| CaO | 0.09 | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Na ₂ O | 0.10 | 0.09 | 0.10 | 0.13 | 0.02 | 0.08 |
| K ₂ O | 7.57 | 9.01 | 8.84 | 8.84 | 8.78 | 8.40 |
| H ₂ O* | 3.80 | 3.63 | 3.62 | 3.63 | 3.64 | 3.65 |
| Total | 97.24 | 99.29 | 99.42 | 99.23 | 99.25 | 99.36 |
| Si ^{IV} (afu) | 5.711 | 5.470 | 5.444 | 5.450 | 5.503 | 5.525 |
| Al ^{IV} | 2.289 | 2.530 | 2.556 | 2.550 | 2.497 | 2.475 |
| Ti ^{IV} | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{VI} | 0.053 | 0.212 | 0.247 | 0.335 | 0.028 | 0.152 |
| Ti ^{VI} | 0.300 | 0.219 | 0.217 | 0.219 | 0.488 | 0.415 |
| Cr | 0.001 | 0.000 | 0.008 | 0.001 | 0.003 | 0.000 |
| Fe ²⁺ | 3.835 | 4.726 | 4.953 | 4.891 | 4.838 | 4.832 |
| Mn | 0.017 | 0.194 | 0.144 | 0.124 | 0.059 | 0.053 |
| Mg | 1.796 | 0.607 | 0.408 | 0.357 | 0.396 | 0.394 |
| pos. O | 6.002 | 5.958 | 5.977 | 5.928 | 5.812 | 5.846 |
| Ca | 0.016 | 0.012 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.002 |
| Na | 0.031 | 0.029 | 0.032 | 0.042 | 0.006 | 0.026 |
| K | 1.568 | 1.910 | 1.881 | 1.878 | 1.860 | 1.771 |
| pos. A | 1.615 | 1.952 | 1.913 | 1.920 | 1.867 | 1.798 |
| Nome | biotite | biotite | biotite | biotite | biotite | biotite |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobressaturadas).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

MICAS di-octaédricas**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **22 oxigénios**

| Mancha Grupo Litotipo Análise | EH (micas di-octaédricas) | | | |
|--|---------------------------|----------------------|----------------------|----------------------|
| | Degola H-S PRT | Degola H-S PRT | Degola H-S PRT | Degola H-S PRT |
| | ED15/1c | ED15/2 | ED15/3 | ED15/4c |
| SiO ₂ (%) | 42.97 | 44.21 | 44.18 | 43.25 |
| TiO ₂ | 0.56 | 0.57 | 0.39 | 0.59 |
| Al ₂ O ₃ | 32.62 | 32.69 | 33.00 | 32.98 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 |
| FeO | 4.67 | 4.62 | 4.04 | 4.61 |
| MnO | 0.04 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| MgO | 1.23 | 0.91 | 1.42 | 1.27 |
| CaO | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 |
| Na ₂ O | 0.24 | 0.36 | 0.39 | 0.27 |
| K ₂ O | 9.86 | 9.80 | 10.10 | 9.91 |
| H ₂ O* | 4.43 | 4.44 | 4.44 | 4.43 |
| Total | 96.62 | 97.62 | 97.99 | 97.31 |
| Si ^{IV} (afu) | 6.031 | 6.121 | 6.089 | 6.021 |
| Al ^{IV} | 1.969 | 1.879 | 1.911 | 1.979 |
| Ti ^{IV} | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| pos. T | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| Al ^{VI} | 3.427 | 3.455 | 3.448 | 3.433 |
| Ti ^{VI} | 0.059 | 0.059 | 0.040 | 0.062 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.000 |
| Fe ²⁺ | 0.548 | 0.535 | 0.466 | 0.537 |
| Mn | 0.005 | 0.001 | 0.000 | 0.000 |
| Mg | 0.257 | 0.188 | 0.292 | 0.264 |
| pos. O | 4.296 | 4.238 | 4.249 | 4.295 |
| Ca | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 |
| Na | 0.065 | 0.097 | 0.104 | 0.073 |
| K | 1.765 | 1.731 | 1.776 | 1.760 |
| pos. A | 1.831 | 1.829 | 1.880 | 1.833 |
| Nome | moscovite | moscovite | moscovite | moscovite |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsat.); A-S (alcal.-sobressat.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ÓXIDOS de Fe-Ti**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu): magnetites (s.l.) calculadas na base de **36 oxigénios**Fórmulas estruturais (afu): ilmenites calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | G-ol,anf |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Análise | A2/1 | A2/2 | A2/5 | A2/7 | A2/9 | A2/10 | A2/12 | A2/4 |
| TiO ₂ (%) | 15.81 | 16.82 | 8.19 | 12.99 | 9.28 | 14.50 | 21.47 | 49.02 |
| Al ₂ O ₃ | 3.03 | 3.07 | 0.97 | 2.01 | 1.56 | 2.94 | 2.39 | 0.05 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 |
| V ₂ O ₃ | 0.74 | 0.81 | 0.67 | 0.97 | 0.70 | 0.68 | 0.54 | 0.28 |
| Fe ₂ O ₃ | 34.64 | 32.14 | 50.47 | 40.43 | 48.65 | 36.96 | 23.79 | 6.69 |
| FeO | 45.30 | 46.06 | 37.33 | 42.42 | 38.82 | 43.76 | 49.94 | 42.46 |
| MnO | 0.45 | 0.40 | 0.25 | 0.39 | 0.26 | 0.40 | 0.53 | 1.30 |
| MgO | 0.42 | 0.44 | 0.48 | 0.34 | 0.51 | 0.52 | 0.44 | 0.17 |
| Total | 100.41 | 99.77 | 98.36 | 99.58 | 99.77 | 99.76 | 99.14 | 99.97 |
| Ti (afu) | 3.521 | 3.764 | 1.896 | 2.942 | 2.109 | 3.254 | 4.832 | 1.865 |
| Al | 1.058 | 1.077 | 0.352 | 0.714 | 0.556 | 1.033 | 0.842 | 0.003 |
| Cr | 0.007 | 0.007 | 0.002 | 0.007 | 0.000 | 0.000 | 0.007 | 0.000 |
| V | 0.176 | 0.193 | 0.165 | 0.234 | 0.170 | 0.163 | 0.130 | 0.011 |
| Fe ³⁺ | 7.720 | 7.197 | 11.691 | 9.164 | 11.060 | 8.298 | 5.358 | 0.255 |
| Fe ²⁺ | 11.219 | 11.464 | 9.608 | 10.685 | 9.808 | 10.919 | 12.499 | 1.797 |
| Mn | 0.113 | 0.101 | 0.064 | 0.099 | 0.067 | 0.101 | 0.134 | 0.056 |
| Mg | 0.185 | 0.195 | 0.220 | 0.153 | 0.230 | 0.231 | 0.196 | 0.013 |
| Catiões | 23.999 | 23.999 | 23.999 | 23.998 | 23.999 | 23.999 | 23.999 | 4.000 |
| Nome | mgt | ilm |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ÓXIDOS de Fe-Ti**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu): magnetites (s.l.) calculadas na base de **36 oxigénios**Fórmulas estruturais (afu): ilmenites calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | G-ol,anf |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Análise | A2/6 | A2/8 | A2/11 | A86a/1 | A86a/2 | A86a/3 | A86a/4 | A86a/5 |
| TiO ₂ (%) | 48.33 | 50.14 | 49.82 | 4.62 | 3.52 | 2.47 | 0.47 | 51.83 |
| Al ₂ O ₃ | 0.11 | 0.04 | 0.01 | 4.07 | 5.48 | 0.71 | 0.51 | 0.01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.03 | 0.03 | 0.13 | 0.12 | 0.07 | 0.10 | 0.00 |
| V ₂ O ₃ | 0.24 | 0.28 | 0.32 | 0.86 | 0.71 | 0.64 | 1.11 | 0.27 |
| Fe ₂ O ₃ | 8.08 | 3.96 | 4.84 | 54.25 | 55.36 | 61.67 | 65.94 | 1.70 |
| FeO | 42.02 | 43.93 | 42.97 | 35.19 | 33.90 | 32.96 | 31.39 | 42.58 |
| MnO | 1.18 | 1.11 | 1.12 | 0.13 | 0.11 | 0.05 | 0.03 | 3.85 |
| MgO | 0.14 | 0.02 | 0.39 | 0.40 | 0.82 | 0.00 | 0.00 | 0.07 |
| Total | 100.09 | 99.51 | 99.50 | 99.65 | 100.03 | 98.57 | 99.55 | 100.30 |
| Ti (afu) | 1.838 | 1.917 | 1.900 | 1.042 | 0.783 | 0.577 | 0.109 | 1.962 |
| Al | 0.007 | 0.002 | 0.001 | 1.439 | 1.911 | 0.260 | 0.185 | 0.001 |
| Cr | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.031 | 0.028 | 0.017 | 0.024 | 0.000 |
| V | 0.010 | 0.011 | 0.013 | 0.207 | 0.169 | 0.160 | 0.274 | 0.011 |
| Fe ³⁺ | 0.307 | 0.151 | 0.185 | 12.243 | 12.327 | 14.412 | 15.302 | 0.064 |
| Fe ²⁺ | 1.777 | 1.867 | 1.823 | 8.825 | 8.390 | 8.560 | 8.095 | 1.793 |
| Mn | 0.051 | 0.048 | 0.048 | 0.033 | 0.028 | 0.013 | 0.008 | 0.164 |
| Mg | 0.011 | 0.002 | 0.029 | 0.179 | 0.362 | 0.000 | 0.000 | 0.005 |
| Catiões | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 23.998 | 23.999 | 23.999 | 23.998 | 4.000 |
| Nome | ilm | ilm | ilm | mgt | mgt | mgt | mgt | ilm |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ÓXIDOS de Fe-Ti**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu): magnetites (s.l.) calculadas na base de **36 oxigénios**Fórmulas estruturais (afu): ilmenites calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo Análise | MAC | | | ME | | | | |
|--------------------------------|--------------------|--------------------|--------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| | G-ol,anf A86a/6 | G-ol,anf A86a/7 | G-ol,anf A86a/8 | G-ol E22/1 | G-ol E22/3 | G-ol E22/4 | G-ol E22/5 | G-ol E22/6 |
| TiO ₂ (%) | 51.08 | 50.76 | 50.76 | 0.30 | 3.65 | 3.82 | 1.90 | 3.80 |
| Al ₂ O ₃ | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.36 | 0.78 | 1.21 | 0.76 | 4.92 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.21 | 0.23 | 0.25 | 0.27 | 0.22 |
| V ₂ O ₃ | 0.31 | 0.35 | 0.29 | 0.72 | 1.21 | 1.04 | 1.32 | 0.76 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.15 | 2.39 | 2.35 | 66.57 | 58.83 | 59.31 | 61.94 | 55.57 |
| FeO | 44.10 | 44.13 | 43.94 | 31.12 | 33.62 | 34.36 | 32.17 | 33.44 |
| MnO | 1.28 | 1.34 | 1.45 | 0.03 | 0.20 | 0.20 | 0.13 | 0.17 |
| MgO | 0.30 | 0.09 | 0.13 | 0.01 | 0.22 | 0.24 | 0.14 | 1.20 |
| Total | 99.25 | 99.07 | 98.93 | 99.33 | 98.75 | 100.44 | 98.62 | 100.08 |
| Ti (afu) | 1.952 | 1.946 | 1.949 | 0.070 | 0.847 | 0.870 | 0.443 | 0.845 |
| Al | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.131 | 0.282 | 0.432 | 0.276 | 1.713 |
| Cr | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.052 | 0.057 | 0.060 | 0.067 | 0.052 |
| V | 0.013 | 0.014 | 0.012 | 0.179 | 0.300 | 0.253 | 0.328 | 0.180 |
| Fe ³⁺ | 0.082 | 0.092 | 0.090 | 15.501 | 13.671 | 13.519 | 14.448 | 12.367 |
| Fe ²⁺ | 1.874 | 1.882 | 1.876 | 8.054 | 8.684 | 8.705 | 8.340 | 8.269 |
| Mn | 0.055 | 0.058 | 0.063 | 0.008 | 0.053 | 0.051 | 0.033 | 0.043 |
| Mg | 0.023 | 0.007 | 0.010 | 0.004 | 0.103 | 0.108 | 0.063 | 0.529 |
| Catiões | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 23.999 | 23.998 | 23.998 | 23.997 | 23.999 |
| Nome | ilm | ilm | ilm | mgt | mgt | mgt | mgt | mgt |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ÓXIDOS de Fe-Ti**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu): magnetites (s.l.) calculadas na base de **36 oxigénios**Fórmulas estruturais (afu): ilmenites calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | G-ol | G-ol | G-anf | G-anf | G-anf | G-anf | G-anf | G-anf |
|--------------------------------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Análise | E22/8 | E22/7 | E24/2 | E24/4 | E24/6 | E24/8 | E24/1 | E24/3 |
| TiO ₂ (%) | 2.52 | 48.23 | 0.06 | 0.60 | 0.10 | 0.06 | 46.56 | 49.06 |
| Al ₂ O ₃ | 0.64 | 0.00 | 0.31 | 0.20 | 0.69 | 0.20 | 0.01 | 0.00 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.25 | 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.01 | 0.00 | 0.06 |
| V ₂ O ₃ | 1.38 | 0.31 | 1.00 | 0.73 | 0.79 | 0.72 | 0.43 | 0.50 |
| Fe ₂ O ₃ | 61.21 | 9.02 | 66.66 | 66.37 | 66.48 | 67.37 | 11.95 | 6.41 |
| FeO | 32.98 | 39.08 | 30.69 | 31.35 | 30.90 | 30.85 | 40.66 | 43.07 |
| MnO | 0.14 | 1.31 | 0.03 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 1.05 | 0.98 |
| MgO | 0.08 | 1.66 | 0.04 | 0.04 | 0.00 | 0.02 | 0.08 | 0.03 |
| Total | 99.20 | 99.64 | 98.82 | 99.31 | 99.02 | 99.22 | 100.74 | 100.10 |
| Ti (afu) | 0.584 | 1.823 | 0.014 | 0.139 | 0.022 | 0.013 | 1.764 | 1.867 |
| Al | 0.233 | 0.000 | 0.114 | 0.074 | 0.252 | 0.074 | 0.001 | 0.000 |
| Cr | 0.061 | 0.001 | 0.010 | 0.009 | 0.007 | 0.002 | 0.000 | 0.002 |
| V | 0.341 | 0.012 | 0.249 | 0.181 | 0.196 | 0.179 | 0.017 | 0.020 |
| Fe ³⁺ | 14.202 | 0.341 | 15.604 | 15.462 | 15.503 | 15.721 | 0.453 | 0.244 |
| Fe ²⁺ | 8.503 | 1.643 | 7.982 | 8.117 | 8.008 | 8.000 | 1.714 | 1.822 |
| Mn | 0.037 | 0.056 | 0.008 | 0.000 | 0.010 | 0.000 | 0.045 | 0.042 |
| Mg | 0.037 | 0.124 | 0.018 | 0.018 | 0.000 | 0.009 | 0.006 | 0.002 |
| Catiões | 23.997 | 4.000 | 23.998 | 23.999 | 23.998 | 23.999 | 4.000 | 4.000 |
| Nome | mgt | ilm | mgt | mgt | mgt | mgt | ilm | ilm |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ÓXIDOS de Fe-Ti**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu): magnetites (s.l.) calculadas na base de **36 oxigénios**Fórmulas estruturais (afu): ilmenites calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo Análise | ME | | MCM | | | | | |
|--------------------------------|----------------|----------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| | G-anf E24/5 | G-anf E24/7 | GRLT-opx C14/2 | GRLT-opx C14/3 | GRLT-opx C14/8 | GRLT-opx C14/1 | GRLT-opx C14/4 | GRLT-opx C14/5 |
| TiO ₂ (%) | 48.64 | 47.57 | 0.12 | 0.20 | 0.93 | 46.19 | 46.06 | 46.19 |
| Al ₂ O ₃ | 0.03 | 0.01 | 0.27 | 0.32 | 0.84 | 0.02 | 0.00 | 0.00 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | 0.00 | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.02 | 0.00 | 0.02 |
| V ₂ O ₃ | 0.35 | 0.45 | 0.83 | 0.84 | 0.97 | 0.43 | 0.56 | 0.43 |
| Fe ₂ O ₃ | 7.44 | 10.18 | 66.76 | 67.88 | 64.60 | 11.75 | 10.52 | 12.60 |
| FeO | 42.63 | 41.52 | 30.82 | 31.48 | 31.73 | 40.54 | 40.35 | 40.49 |
| MnO | 1.09 | 1.17 | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.98 | 0.95 | 0.98 |
| MgO | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.06 | 0.03 |
| Total | 100.19 | 100.94 | 98.89 | 100.84 | 99.19 | 99.93 | 98.50 | 100.74 |
| Ti (afu) | 1.850 | 1.798 | 0.027 | 0.046 | 0.216 | 1.766 | 1.784 | 1.752 |
| Al | 0.002 | 0.001 | 0.100 | 0.115 | 0.307 | 0.001 | 0.000 | 0.000 |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.019 | 0.017 | 0.017 | 0.001 | 0.000 | 0.001 |
| V | 0.014 | 0.018 | 0.206 | 0.206 | 0.240 | 0.018 | 0.023 | 0.017 |
| Fe ³⁺ | 0.283 | 0.385 | 15.624 | 15.573 | 15.008 | 0.449 | 0.408 | 0.478 |
| Fe ²⁺ | 1.804 | 1.745 | 8.017 | 8.027 | 8.192 | 1.723 | 1.738 | 1.708 |
| Mn | 0.047 | 0.050 | 0.005 | 0.005 | 0.010 | 0.042 | 0.041 | 0.042 |
| Mg | 0.000 | 0.003 | 0.000 | 0.009 | 0.009 | 0.000 | 0.005 | 0.002 |
| Catiões | 4.000 | 4.000 | 23.998 | 23.998 | 23.998 | 4.000 | 4.000 | 4.000 |
| Nome | ilm | ilm | mgt | mgt | mgt | ilm | ilm | ilm |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ÓXIDOS de Fe-Ti**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu): magnetites (s.l.) calculadas na base de **36 oxigénios**Fórmulas estruturais (afu): ilmenites calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | GRLT-opx | GRLT-opx | G-anf | G-anf | G-anf | G-anf | G-anf | G-opx,anf |
|--------------------------------|----------|----------|--------|--------|-------|-------|-------|-----------|
| Análise | C14/6 | C14/7 | C41/1 | C41/2 | C41/3 | C41/4 | C41/5 | C54/1 |
| TiO ₂ (%) | 44.28 | 45.97 | 0.04 | 0.08 | 45.64 | 44.75 | 46.80 | 47.05 |
| Al ₂ O ₃ | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.11 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.03 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.03 | 0.00 | 0.14 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.66 |
| V ₂ O ₃ | 0.57 | 0.41 | 0.66 | 0.68 | 0.58 | 0.53 | 0.50 | 0.79 |
| Fe ₂ O ₃ | 16.21 | 12.96 | 68.15 | 67.14 | 12.34 | 13.66 | 10.19 | 11.02 |
| FeO | 38.86 | 40.25 | 31.15 | 30.75 | 39.98 | 39.13 | 41.06 | 36.64 |
| MnO | 0.93 | 0.97 | 0.01 | 0.00 | 0.99 | 1.01 | 0.96 | 0.50 |
| MgO | 0.01 | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.05 | 0.03 | 2.90 |
| Total | 100.89 | 100.62 | 100.25 | 98.79 | 99.58 | 99.15 | 99.55 | 99.59 |
| Ti (afu) | 1.680 | 1.745 | 0.009 | 0.019 | 1.751 | 1.725 | 1.794 | 1.764 |
| Al | 0.000 | 0.000 | 0.033 | 0.040 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.002 |
| Cr | 0.001 | 0.000 | 0.035 | 0.007 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.026 |
| V | 0.023 | 0.017 | 0.163 | 0.170 | 0.024 | 0.022 | 0.020 | 0.031 |
| Fe ³⁺ | 0.616 | 0.492 | 15.753 | 15.747 | 0.474 | 0.527 | 0.391 | 0.413 |
| Fe ²⁺ | 1.640 | 1.699 | 8.003 | 8.015 | 1.706 | 1.677 | 1.750 | 1.527 |
| Mn | 0.040 | 0.041 | 0.003 | 0.000 | 0.043 | 0.044 | 0.041 | 0.021 |
| Mg | 0.001 | 0.005 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.004 | 0.002 | 0.215 |
| Catiões | 4.000 | 4.000 | 23.999 | 23.999 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 |
| Nome | ilm | ilm | mgt | mgt | ilm | ilm | ilm | ilm |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ÓXIDOS de Fe-Ti**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu): magnetites (s.l.) calculadas na base de **36 oxigénios**Fórmulas estruturais (afu): ilmenites calculadas na base de **6 oxigénios**

| Litotipo | G-opx,anf | G-opx,anf | G-opx,anf | G-opx,anf |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | C54/2 | C54/3 | C54/4 | C54/6 |
| TiO ₂ (%) | 46.98 | 47.21 | 46.53 | 46.22 |
| Al ₂ O ₃ | 0.00 | 0.17 | 0.01 | 0.00 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.62 | 1.48 | 0.62 | 0.81 |
| V ₂ O ₃ | 0.76 | 0.72 | 0.84 | 0.75 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.54 | 10.80 | 11.00 | 11.67 |
| FeO | 36.72 | 36.49 | 37.06 | 36.39 |
| MnO | 0.41 | 0.39 | 0.44 | 0.43 |
| MgO | 2.87 | 3.12 | 2.43 | 2.66 |
| Total | 99.90 | 100.38 | 98.94 | 98.93 |
| Ti (afu) | 1.757 | 1.751 | 1.762 | 1.748 |
| Al | 0.000 | 0.010 | 0.001 | 0.000 |
| Cr | 0.024 | 0.058 | 0.025 | 0.032 |
| V | 0.030 | 0.029 | 0.034 | 0.030 |
| Fe ³⁺ | 0.432 | 0.401 | 0.417 | 0.442 |
| Fe ²⁺ | 1.527 | 1.506 | 1.561 | 1.530 |
| Mn | 0.017 | 0.016 | 0.019 | 0.018 |
| Mg | 0.212 | 0.230 | 0.182 | 0.199 |
| Catiões | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 |
| Nome | ilm | ilm | ilm | ilm |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

FELDSPATOS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **32 oxigénios**

| Litotipo | G-ol,anf | G-ol | G-ol | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt |
|--------------------------------|-----------|-----------|-------------|-----------|-------------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | A2/1 | A10/1 | A13/1 | A37/1 | A40/1c | A40/1b | A44/1 | A44/2 |
| SiO ₂ | 49.49 | 49.53 | 53.80 | 48.52 | 51.45 | 48.89 | 47.16 | 47.16 |
| Al ₂ O ₃ | 31.66 | 31.80 | 29.23 | 32.28 | 30.67 | 32.20 | 33.44 | 33.44 |
| FeO | 0.36 | 0.13 | 0.15 | 0.32 | 0.26 | 0.42 | 0.32 | 0.32 |
| CaO | 14.68 | 15.09 | 11.76 | 15.69 | 13.29 | 15.41 | 16.49 | 16.49 |
| Na ₂ O | 2.68 | 2.92 | 4.60 | 2.26 | 3.52 | 2.42 | 1.82 | 1.82 |
| K ₂ O | 0.12 | 0.04 | 0.05 | 0.08 | 0.12 | 0.13 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 98.99 | 99.51 | 99.59 | 99.15 | 99.31 | 99.47 | 99.23 | 99.23 |
| Si | 9.120 | 9.088 | 9.755 | 8.953 | 9.404 | 8.991 | 8.716 | 8.716 |
| Al | 6.876 | 6.876 | 6.246 | 7.020 | 6.607 | 6.979 | 7.284 | 7.284 |
| Fe ²⁺ | 0.055 | 0.020 | 0.023 | 0.049 | 0.040 | 0.065 | 0.049 | 0.049 |
| Ca | 2.898 | 2.966 | 2.285 | 3.102 | 2.603 | 3.036 | 3.265 | 3.265 |
| Na | 0.958 | 1.039 | 1.617 | 0.809 | 1.247 | 0.863 | 0.652 | 0.652 |
| K | 0.028 | 0.009 | 0.012 | 0.019 | 0.028 | 0.031 | 0.000 | 0.000 |
| %Or | 0.73 | 0.23 | 0.30 | 0.48 | 0.72 | 0.78 | 0.00 | 0.00 |
| %Ab | 24.65 | 25.87 | 41.32 | 20.58 | 32.17 | 21.96 | 16.65 | 16.65 |
| %An | 74.62 | 73.89 | 58.38 | 78.94 | 67.11 | 77.27 | 83.35 | 83.35 |
| Nome | Bitownite | Bitownite | Labradorite | Bitownite | Labradorite | Bitownite | Bitownite | Bitownite |

| Litotipo | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anrt | PXT | PDT | G-ol,anrt |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | A47/2 | A49/2 | A49/6 | A50/1 | A50/2 | A56/2 | A63/2 | A64/2 |
| SiO ₂ | 49.40 | 48.33 | 48.76 | 49.40 | 49.92 | 46.87 | 47.73 | 47.96 |
| Al ₂ O ₃ | 31.87 | 32.41 | 32.24 | 31.96 | 31.95 | 33.58 | 32.87 | 33.01 |
| FeO | 0.35 | 0.40 | 0.44 | 0.28 | 0.30 | 0.18 | 0.20 | 0.37 |
| CaO | 15.12 | 15.95 | 15.00 | 14.80 | 14.69 | 17.33 | 16.19 | 16.64 |
| Na ₂ O | 2.65 | 2.26 | 2.49 | 2.71 | 2.94 | 1.44 | 1.89 | 1.74 |
| K ₂ O | 0.07 | 0.09 | 0.11 | 0.02 | 0.02 | 0.11 | 0.09 | 0.09 |
| Total | 99.46 | 99.44 | 99.04 | 99.17 | 99.82 | 99.51 | 98.97 | 99.81 |
| Si | 9.072 | 8.907 | 8.996 | 9.083 | 9.119 | 8.655 | 8.830 | 8.812 |
| Al | 6.898 | 7.040 | 7.011 | 6.926 | 6.879 | 7.308 | 7.167 | 7.148 |
| Fe ²⁺ | 0.054 | 0.062 | 0.068 | 0.043 | 0.046 | 0.028 | 0.031 | 0.057 |
| Ca | 2.975 | 3.150 | 2.965 | 2.916 | 2.875 | 3.429 | 3.209 | 3.276 |
| Na | 0.944 | 0.808 | 0.891 | 0.966 | 1.041 | 0.516 | 0.678 | 0.620 |
| K | 0.016 | 0.021 | 0.026 | 0.005 | 0.005 | 0.026 | 0.021 | 0.021 |
| %Or | 0.42 | 0.53 | 0.67 | 0.12 | 0.12 | 0.65 | 0.54 | 0.54 |
| %Ab | 23.98 | 20.30 | 22.95 | 24.86 | 26.56 | 12.99 | 17.35 | 15.83 |
| %An | 75.60 | 79.17 | 76.39 | 75.02 | 73.32 | 86.36 | 82.11 | 83.64 |
| Nome | Bitownite |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

FELDSPATOS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **32 oxigénios**

| Litotipo | G-ol,anrt | PXT | PXT | PDT | PDT | PDT | G-ol,anf | G-ol,anrt |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------------|-----------|
| Análise | A64/3 | A66/1 | A70/1 | A72/1 | A72/3 | A72/5 | A86a/1 | A92/2 |
| SiO ₂ | 46.89 | 47.26 | 46.60 | 47.55 | 48.51 | 48.40 | 52.11 | 49.35 |
| Al ₂ O ₃ | 33.39 | 33.17 | 34.05 | 33.10 | 32.57 | 32.87 | 30.53 | 32.07 |
| FeO | 0.44 | 0.31 | 0.23 | 0.29 | 0.29 | 0.15 | 0.22 | 0.33 |
| CaO | 16.76 | 16.77 | 17.35 | 16.60 | 15.63 | 15.71 | 13.36 | 15.04 |
| Na ₂ O | 1.47 | 1.59 | 1.53 | 1.71 | 2.22 | 2.18 | 3.71 | 2.51 |
| K ₂ O | 0.07 | 0.08 | 0.09 | 0.08 | 0.09 | 0.00 | 0.06 | 0.07 |
| Total | 99.02 | 99.18 | 99.85 | 99.33 | 99.31 | 99.31 | 99.99 | 99.37 |
| Si | 8.693 | 8.743 | 8.584 | 8.777 | 8.932 | 8.902 | 9.457 | 9.062 |
| Al | 7.296 | 7.232 | 7.392 | 7.201 | 7.068 | 7.125 | 6.530 | 6.941 |
| Fe ²⁺ | 0.068 | 0.048 | 0.035 | 0.045 | 0.045 | 0.023 | 0.033 | 0.051 |
| Ca | 3.329 | 3.324 | 3.424 | 3.283 | 3.083 | 3.096 | 2.598 | 2.959 |
| Na | 0.528 | 0.570 | 0.546 | 0.612 | 0.793 | 0.777 | 1.305 | 0.894 |
| K | 0.017 | 0.019 | 0.021 | 0.019 | 0.021 | 0.000 | 0.014 | 0.016 |
| %Or | 0.43 | 0.48 | 0.53 | 0.48 | 0.54 | 0.00 | 0.35 | 0.42 |
| %Ab | 13.64 | 14.57 | 13.69 | 15.64 | 20.34 | 20.07 | 33.33 | 23.10 |
| %An | 85.93 | 84.94 | 85.78 | 83.88 | 79.12 | 79.93 | 66.32 | 76.48 |
| Nome | Bitownite | Bitownite | Bitownite | Bitownite | Bitownite | Bitownite | Labradorite | Bitownite |

| Litotipo | MAC | | | | | | ME | |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------------|----------|
| | G-ol,anrt | G-ol,anrt | G-ol,anf | G-ol,anf | G-ol,anf | G-ol,anf | GRD | GRD |
| Análise | A95a/1 | A95a/2 | A96/1c | A96/1b | A96/2c | A96/2m | E1/2c | E1/2m |
| SiO ₂ | 46.94 | 49.80 | 49.82 | 50.78 | 49.75 | 49.99 | 53.96 | 56.84 |
| Al ₂ O ₃ | 33.12 | 31.16 | 31.27 | 31.03 | 31.35 | 31.55 | 28.66 | 26.45 |
| FeO | 0.41 | 0.30 | 0.35 | 0.06 | 0.30 | 0.20 | 0.10 | 0.07 |
| CaO | 16.95 | 15.19 | 14.58 | 14.48 | 14.58 | 14.73 | 11.77 | 9.11 |
| Na ₂ O | 1.64 | 2.65 | 2.94 | 3.20 | 2.93 | 2.89 | 4.83 | 6.32 |
| K ₂ O | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.06 | 0.04 | 0.12 | 0.13 |
| Total | 99.10 | 99.14 | 98.99 | 99.59 | 98.97 | 99.40 | 99.44 | 98.92 |
| Si | 8.705 | 9.169 | 9.178 | 9.280 | 9.167 | 9.166 | 9.809 | 10.307 |
| Al | 7.239 | 6.761 | 6.789 | 6.683 | 6.808 | 6.818 | 6.140 | 5.653 |
| Fe ²⁺ | 0.064 | 0.046 | 0.054 | 0.009 | 0.046 | 0.031 | 0.015 | 0.011 |
| Ca | 3.368 | 2.996 | 2.878 | 2.835 | 2.878 | 2.894 | 2.292 | 1.770 |
| Na | 0.590 | 0.946 | 1.050 | 1.134 | 1.047 | 1.027 | 1.702 | 2.222 |
| K | 0.009 | 0.009 | 0.007 | 0.009 | 0.014 | 0.009 | 0.028 | 0.030 |
| %Or | 0.24 | 0.24 | 0.18 | 0.23 | 0.36 | 0.24 | 0.69 | 0.75 |
| %Ab | 14.86 | 23.94 | 26.69 | 28.50 | 26.57 | 26.14 | 42.32 | 55.25 |
| %An | 84.90 | 75.82 | 73.13 | 71.27 | 73.07 | 73.62 | 56.99 | 44.01 |
| Nome | Bitownite | Bitownite | Bitownite | Bitownite | Bitownite | Bitownite | Labradorite | Andesina |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

FELDSPATOS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **32 oxigénios**

| Litotipo | GRD | D | D | D | D | D | G-ol,opx | G-ol,opx |
|--------------------------------|------------|-------------|-------------|----------|----------|----------|-----------|----------|
| Análise | E1/2b | E11/3 | E13/1c | E13/1b | E13/2c | E13/2b | E20/1 | E20/10 |
| SiO ₂ | 61.61 | 53.40 | 55.29 | 58.08 | 56.15 | 57.66 | 47.40 | 42.98 |
| Al ₂ O ₃ | 23.79 | 28.83 | 27.77 | 26.55 | 27.41 | 26.61 | 32.92 | 36.01 |
| FeO | 0.12 | 0.10 | 0.16 | 0.12 | 0.17 | 0.18 | 0.13 | 0.16 |
| CaO | 5.90 | 12.10 | 10.17 | 8.45 | 9.22 | 8.29 | 16.91 | 19.55 |
| Na ₂ O | 7.68 | 4.35 | 5.31 | 6.52 | 5.69 | 6.09 | 1.86 | 0.26 |
| K ₂ O | 0.17 | 0.10 | 0.29 | 0.17 | 0.32 | 0.30 | 0.04 | 0.04 |
| Total | 99.27 | 98.88 | 98.99 | 99.89 | 98.96 | 99.13 | 99.26 | 99.00 |
| Si | 10.999 | 9.759 | 10.051 | 10.402 | 10.180 | 10.396 | 8.765 | 8.044 |
| Al | 5.005 | 6.210 | 5.949 | 5.604 | 5.857 | 5.654 | 7.174 | 7.943 |
| Fe ²⁺ | 0.018 | 0.015 | 0.024 | 0.018 | 0.026 | 0.027 | 0.020 | 0.025 |
| Ca | 1.128 | 2.369 | 1.981 | 1.621 | 1.791 | 1.601 | 3.350 | 3.920 |
| Na | 2.658 | 1.541 | 1.871 | 2.264 | 2.000 | 2.129 | 0.667 | 0.094 |
| K | 0.039 | 0.023 | 0.067 | 0.039 | 0.074 | 0.069 | 0.009 | 0.010 |
| %Or | 1.01 | 0.59 | 1.72 | 0.99 | 1.91 | 1.82 | 0.23 | 0.24 |
| %Ab | 69.49 | 39.18 | 47.75 | 57.69 | 51.75 | 56.03 | 16.56 | 2.34 |
| %An | 29.50 | 60.23 | 50.54 | 41.32 | 46.34 | 42.15 | 83.20 | 97.42 |
| Nome | Oligoclase | Labradorite | Labradorite | Andesina | Andesina | Andesina | Bitownite | Anortite |

| Litotipo | G-ol,opx | G-ol,opx | G-ol | G-ol | GD-anf | GD-anf | GD-anf | G |
|--------------------------------|-----------|-------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-------------|-----------|
| Análise | E20/4 | E20/9 | E22/2 | E22/5 | E26/1c | E26/1m | E26/1b | E29/1c |
| SiO ₂ | 50.01 | 51.51 | 50.05 | 50.09 | 49.38 | 49.02 | 55.40 | 47.71 |
| Al ₂ O ₃ | 31.53 | 30.54 | 31.64 | 31.29 | 32.28 | 32.25 | 28.13 | 33.04 |
| FeO | 0.13 | 0.05 | 0.22 | 0.19 | 0.12 | 0.14 | 0.04 | 0.30 |
| CaO | 14.35 | 13.56 | 14.83 | 14.40 | 15.28 | 15.72 | 10.32 | 16.11 |
| Na ₂ O | 3.09 | 3.71 | 2.74 | 3.19 | 2.61 | 2.31 | 5.35 | 1.77 |
| K ₂ O | 0.07 | 0.06 | 0.03 | 0.07 | 0.09 | 0.06 | 0.11 | 0.04 |
| Total | 99.18 | 99.43 | 99.51 | 99.23 | 99.76 | 99.50 | 99.35 | 98.97 |
| Si | 9.182 | 9.407 | 9.163 | 9.200 | 9.035 | 9.000 | 10.023 | 8.821 |
| Al | 6.823 | 6.574 | 6.827 | 6.773 | 6.961 | 6.978 | 5.998 | 7.199 |
| Fe ²⁺ | 0.020 | 0.008 | 0.034 | 0.029 | 0.018 | 0.021 | 0.006 | 0.046 |
| Ca | 2.823 | 2.653 | 2.909 | 2.834 | 2.996 | 3.092 | 2.000 | 3.191 |
| Na | 1.100 | 1.314 | 0.973 | 1.136 | 0.926 | 0.822 | 1.877 | 0.634 |
| K | 0.016 | 0.014 | 0.007 | 0.016 | 0.021 | 0.014 | 0.025 | 0.009 |
| %Or | 0.42 | 0.35 | 0.18 | 0.41 | 0.53 | 0.36 | 0.65 | 0.25 |
| %Ab | 27.92 | 33.00 | 25.01 | 28.50 | 23.49 | 20.93 | 48.09 | 16.54 |
| %An | 71.66 | 66.65 | 74.81 | 71.09 | 75.98 | 78.71 | 51.26 | 83.21 |
| Nome | Bitownite | Labradorite | Bitownite | Bitownite | Bitownite | Bitownite | Labradorite | Bitownite |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

FELDSPATOS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **32 oxigénios**

| Litotipo | G | G | G | G | GD | GD | G-anf | GD |
|--------------------------------|-------------|-----------|-------------|-------------|--------|----------|------------|-------------|
| Análise | E29/1b | E29/2c | E29/2m | E29/2b | E30/2 | E30/3 | E34/2m | E38b/2 |
| SiO ₂ | 55.01 | 50.05 | 53.13 | 53.64 | 65.00 | 55.67 | 62.08 | 55.91 |
| Al ₂ O ₃ | 28.41 | 31.73 | 29.33 | 29.29 | 18.69 | 27.89 | 23.69 | 27.98 |
| FeO | 0.20 | 0.26 | 0.21 | 0.21 | 0.05 | 0.28 | 0.22 | 0.10 |
| CaO | 10.94 | 14.59 | 12.09 | 11.79 | 0.33 | 9.89 | 5.43 | 10.43 |
| Na ₂ O | 4.82 | 2.93 | 4.31 | 4.57 | 2.41 | 5.43 | 8.01 | 5.56 |
| K ₂ O | 0.18 | 0.07 | 0.08 | 0.13 | 12.98 | 0.15 | 0.27 | 0.06 |
| Total | 99.56 | 99.63 | 99.15 | 99.63 | 99.46 | 99.31 | 99.70 | 100.04 |
| Si | 9.950 | 9.156 | 9.689 | 9.732 | 11.950 | 10.074 | 11.038 | 10.053 |
| Al | 6.056 | 6.841 | 6.304 | 6.263 | 4.050 | 5.948 | 4.964 | 5.929 |
| Fe ²⁺ | 0.030 | 0.040 | 0.032 | 0.032 | 0.008 | 0.042 | 0.033 | 0.015 |
| Ca | 2.120 | 2.860 | 2.362 | 2.292 | 0.065 | 1.917 | 1.034 | 2.009 |
| Na | 1.690 | 1.039 | 1.524 | 1.608 | 0.859 | 1.905 | 2.761 | 1.938 |
| K | 0.042 | 0.016 | 0.019 | 0.030 | 3.044 | 0.035 | 0.061 | 0.014 |
| %Or | 1.08 | 0.42 | 0.48 | 0.77 | 76.71 | 0.90 | 1.59 | 0.35 |
| %Ab | 43.88 | 26.54 | 39.03 | 40.91 | 21.65 | 49.39 | 71.59 | 48.93 |
| %An | 55.04 | 73.04 | 60.50 | 58.32 | 1.64 | 49.71 | 26.82 | 50.72 |
| Nome | Labradorite | Bitownite | Labradorite | Labradorite | Perite | Andesina | Oligoclase | Labradorite |

| Litotipo | ME | | | | | | | MCM |
|--------------------------------|-------------|-------------|------------|--------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | PXT | PXT | GRD | GRD | GD | GD | GD | G-opx,anf |
| Análise | E39a/3 | E39a/4 | E42/1 | E42/5 | E111/1c | E111/1m | E111/1b | C1/1 |
| SiO ₂ | 55.31 | 55.29 | 61.42 | 64.60 | 51.64 | 52.25 | 55.18 | 53.00 |
| Al ₂ O ₃ | 28.30 | 27.88 | 23.95 | 18.17 | 30.11 | 29.63 | 28.47 | 29.49 |
| FeO | 0.19 | 0.30 | 0.03 | 0.05 | 0.25 | 0.31 | 0.25 | 0.17 |
| CaO | 10.76 | 10.52 | 5.48 | 0.00 | 13.10 | 13.04 | 10.55 | 12.04 |
| Na ₂ O | 5.19 | 5.37 | 8.19 | 0.56 | 3.86 | 3.76 | 4.98 | 4.26 |
| K ₂ O | 0.23 | 0.24 | 0.17 | 16.01 | 0.07 | 0.10 | 0.14 | 0.09 |
| Total | 99.98 | 99.60 | 99.24 | 99.39 | 99.03 | 99.09 | 99.57 | 99.05 |
| Si | 9.970 | 10.010 | 10.972 | 12.010 | 9.468 | 9.564 | 9.969 | 9.671 |
| Al | 6.013 | 5.949 | 5.043 | 3.981 | 6.506 | 6.392 | 6.062 | 6.342 |
| Fe ²⁺ | 0.029 | 0.045 | 0.004 | 0.008 | 0.038 | 0.047 | 0.038 | 0.026 |
| Ca | 2.078 | 2.041 | 1.049 | 0.000 | 2.573 | 2.557 | 2.042 | 2.354 |
| Na | 1.814 | 1.885 | 2.837 | 0.202 | 1.372 | 1.334 | 1.744 | 1.507 |
| K | 0.053 | 0.055 | 0.039 | 3.797 | 0.016 | 0.023 | 0.032 | 0.021 |
| %Or | 1.34 | 1.39 | 0.99 | 94.95 | 0.41 | 0.60 | 0.84 | 0.54 |
| %Ab | 45.98 | 47.35 | 72.29 | 5.05 | 34.63 | 34.08 | 45.68 | 38.82 |
| %An | 52.68 | 51.26 | 26.73 | 0.00 | 64.95 | 65.32 | 53.48 | 60.64 |
| Nome | Labradorite | Labradorite | Oligoclase | Fel-K | Labradorite | Labradorite | Labradorite | Labradorite |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

FELDSPATOS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **32 oxigénios**

| Litotipo | G-opx,anf C1/2 | G-opx,anf C5/1c | G-opx,anf C5/1m | G-opx,anf C5/2c | G-opx,anf C5/2b | GRLT-opx C14/1 | M-bi C15/1c | M-bi C15/1b |
|--------------------------------|-------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|-------------------|----------------|----------------|
| SiO ₂ | 55.50 | 49.26 | 49.00 | 47.87 | 55.12 | 57.48 | 55.99 | 57.72 |
| Al ₂ O ₃ | 28.05 | 32.03 | 32.01 | 32.94 | 28.04 | 26.47 | 27.72 | 26.89 |
| FeO | 0.13 | 0.16 | 0.07 | 0.13 | 0.05 | 0.30 | 0.07 | 0.07 |
| CaO | 10.89 | 15.59 | 15.51 | 16.47 | 10.94 | 9.02 | 10.36 | 9.05 |
| Na ₂ O | 5.12 | 2.74 | 2.64 | 2.11 | 4.85 | 5.65 | 5.37 | 5.96 |
| K ₂ O | 0.13 | 0.06 | 0.07 | 0.03 | 0.17 | 0.43 | 0.06 | 0.11 |
| Total | 99.82 | 99.84 | 99.30 | 99.55 | 99.17 | 99.35 | 99.57 | 99.80 |
| Si | 10.011 | 9.024 | 9.018 | 8.814 | 10.000 | 10.367 | 10.100 | 10.343 |
| Al | 5.963 | 6.916 | 6.943 | 7.148 | 5.995 | 5.627 | 5.894 | 5.679 |
| Fe ²⁺ | 0.020 | 0.025 | 0.011 | 0.020 | 0.008 | 0.045 | 0.011 | 0.010 |
| Ca | 2.105 | 3.060 | 3.058 | 3.249 | 2.127 | 1.743 | 2.002 | 1.737 |
| Na | 1.791 | 0.973 | 0.942 | 0.753 | 1.706 | 1.976 | 1.878 | 2.071 |
| K | 0.030 | 0.014 | 0.016 | 0.007 | 0.039 | 0.099 | 0.014 | 0.025 |
| %Or | 0.76 | 0.35 | 0.41 | 0.18 | 1.02 | 2.59 | 0.35 | 0.66 |
| %Ab | 45.62 | 24.05 | 23.45 | 18.79 | 44.06 | 51.75 | 48.23 | 54.02 |
| %An | 53.62 | 75.61 | 76.14 | 81.04 | 54.92 | 45.66 | 51.42 | 45.33 |
| Nome | Labradorite | Bitownite | Bitownite | Bitownite | Labradorite | Andesina | Labradorite | Andesina |

| Litotipo | M-bi C15/2c | M-bi C15/2m | M-bi C15/2b | GRD C16/1 | GRD C16/2 | GRD C16/3 | GRD C16/4 | GRD C16/5 |
|--------------------------------|----------------|----------------|----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 58.43 | 58.01 | 57.36 | 65.16 | 64.90 | 65.04 | 63.75 | 64.33 |
| Al ₂ O ₃ | 26.41 | 26.56 | 27.03 | 17.98 | 18.54 | 18.50 | 22.87 | 22.14 |
| FeO | 0.10 | 0.05 | 0.09 | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.07 |
| CaO | 8.48 | 8.62 | 9.11 | 0.04 | 0.01 | 0.00 | 3.83 | 3.34 |
| Na ₂ O | 6.19 | 6.24 | 5.94 | 0.66 | 0.94 | 0.44 | 9.40 | 8.72 |
| K ₂ O | 0.08 | 0.09 | 0.08 | 16.37 | 15.56 | 16.56 | 0.07 | 0.45 |
| Total | 99.69 | 99.57 | 99.61 | 100.24 | 99.98 | 100.55 | 99.95 | 99.05 |
| Si | 10.459 | 10.408 | 10.303 | 12.035 | 11.974 | 11.976 | 11.258 | 11.425 |
| Al | 5.572 | 5.616 | 5.722 | 3.914 | 4.031 | 4.015 | 4.759 | 4.634 |
| Fe ²⁺ | 0.015 | 0.008 | 0.014 | 0.005 | 0.005 | 0.002 | 0.004 | 0.010 |
| Ca | 1.626 | 1.657 | 1.753 | 0.008 | 0.002 | 0.000 | 0.724 | 0.636 |
| Na | 2.148 | 2.171 | 2.069 | 0.238 | 0.336 | 0.157 | 3.219 | 3.003 |
| K | 0.018 | 0.021 | 0.018 | 3.856 | 3.662 | 3.890 | 0.016 | 0.102 |
| %Or | 0.48 | 0.54 | 0.48 | 94.00 | 91.55 | 96.12 | 0.40 | 2.73 |
| %Ab | 56.64 | 56.41 | 53.87 | 5.80 | 8.40 | 3.88 | 81.31 | 80.28 |
| %An | 42.88 | 43.06 | 45.65 | 0.20 | 0.05 | 0.00 | 18.29 | 16.99 |
| Nome | Andesina | Andesina | Andesina | Fel-K | Fel-K | Fel-K | Oligoclase | Oligoclase |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfíblica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

FELDSPATOS**Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **32 oxigénios**

| Litotipo | MG-opx,bi | MG-opx,bi | MG-opx,bi | G | G | G-opx | G-opx | ANRT |
|--------------------------------|-----------|-------------|-----------|-------------|-------------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | C17/1 | C17/2 | C17/4 | C18/1 | C18/2 | C20/1 | C20/2 | C21/4 |
| SiO ₂ | 55.57 | 55.36 | 58.64 | 55.36 | 51.46 | 49.96 | 51.10 | 48.24 |
| Al ₂ O ₃ | 28.09 | 28.19 | 25.98 | 27.48 | 29.97 | 31.72 | 31.14 | 32.21 |
| FeO | 0.13 | 0.08 | 0.05 | 0.69 | 0.52 | 0.19 | 0.17 | 0.25 |
| CaO | 9.96 | 10.16 | 8.22 | 10.40 | 13.71 | 14.83 | 13.81 | 15.69 |
| Na ₂ O | 5.62 | 5.03 | 6.11 | 4.82 | 3.44 | 2.90 | 3.18 | 2.58 |
| K ₂ O | 0.25 | 0.25 | 0.38 | 0.37 | 0.22 | 0.13 | 0.12 | 0.10 |
| Total | 99.62 | 99.07 | 99.38 | 99.12 | 99.32 | 99.73 | 99.52 | 99.07 |
| Si | 10.036 | 10.034 | 10.529 | 10.070 | 9.437 | 9.139 | 9.325 | 8.923 |
| Al | 5.979 | 6.022 | 5.498 | 5.891 | 6.477 | 6.838 | 6.698 | 7.022 |
| Fe ²⁺ | 0.020 | 0.012 | 0.008 | 0.105 | 0.080 | 0.029 | 0.026 | 0.039 |
| Ca | 1.927 | 1.973 | 1.581 | 2.027 | 2.694 | 2.906 | 2.700 | 3.109 |
| Na | 1.968 | 1.768 | 2.127 | 1.700 | 1.223 | 1.029 | 1.125 | 0.925 |
| K | 0.058 | 0.058 | 0.087 | 0.086 | 0.051 | 0.030 | 0.028 | 0.024 |
| %Or | 1.46 | 1.52 | 2.29 | 2.25 | 1.30 | 0.77 | 0.73 | 0.58 |
| %Ab | 49.79 | 46.54 | 56.04 | 44.59 | 30.82 | 25.94 | 29.20 | 22.80 |
| %An | 48.76 | 51.94 | 41.66 | 53.16 | 67.88 | 73.30 | 70.07 | 76.62 |
| Nome | Andesina | Labradorite | Andesina | Labradorite | Labradorite | Bitownite | Bitownite | Bitownite |

| Litotipo | PXT | PXT | G-opx | G-anf | G-opx,anf | G-opx,anf | G-opx,anf | G-opx,anf | G-opx,anf |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Análise | C32/1 | C32/2 | C39a/1 | C41/1 | C51/2c | C51/2m | C51/2b | C54/1 | C54/2 |
| SiO ₂ | 47.94 | 47.72 | 48.91 | 53.63 | 47.62 | 48.22 | 47.68 | 47.99 | 48.83 |
| Al ₂ O ₃ | 32.38 | 32.79 | 32.15 | 29.20 | 33.27 | 32.19 | 32.56 | 32.47 | 32.24 |
| FeO | 0.20 | 0.19 | 0.26 | 0.18 | 0.17 | 0.20 | 0.26 | 0.29 | 0.23 |
| CaO | 16.21 | 16.31 | 15.72 | 11.71 | 16.58 | 16.01 | 16.16 | 16.10 | 15.80 |
| Na ₂ O | 2.24 | 2.06 | 2.43 | 4.55 | 2.01 | 2.23 | 2.21 | 2.26 | 2.38 |
| K ₂ O | 0.08 | 0.05 | 0.09 | 0.08 | 0.11 | 0.09 | 0.07 | 0.09 | 0.10 |
| Total | 99.05 | 99.12 | 99.56 | 99.35 | 99.76 | 98.94 | 98.94 | 99.20 | 99.58 |
| Si | 8.874 | 8.823 | 8.988 | 9.749 | 8.759 | 8.925 | 8.838 | 8.870 | 8.973 |
| Al | 7.064 | 7.145 | 6.963 | 6.256 | 7.212 | 7.022 | 7.113 | 7.073 | 6.982 |
| Fe ²⁺ | 0.031 | 0.029 | 0.040 | 0.027 | 0.026 | 0.031 | 0.040 | 0.045 | 0.035 |
| Ca | 3.215 | 3.231 | 3.095 | 2.281 | 3.267 | 3.175 | 3.209 | 3.188 | 3.111 |
| Na | 0.804 | 0.738 | 0.866 | 1.604 | 0.717 | 0.800 | 0.794 | 0.810 | 0.848 |
| K | 0.019 | 0.012 | 0.021 | 0.019 | 0.026 | 0.021 | 0.017 | 0.021 | 0.023 |
| %Or | 0.47 | 0.30 | 0.53 | 0.48 | 0.64 | 0.53 | 0.41 | 0.53 | 0.59 |
| %Ab | 19.91 | 18.55 | 21.74 | 41.09 | 17.88 | 20.02 | 19.76 | 20.15 | 21.29 |
| %An | 79.62 | 81.15 | 77.73 | 58.44 | 81.48 | 79.44 | 79.83 | 79.32 | 78.12 |
| Nome | Bitownite | Bitownite | Bitownite | Labrador. | Bitownite | Bitownite | Bitownite | Bitownite | Bitownite |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfíbólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

FELDSPATOS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **32 oxigénios**

| Mancha | A. Pedroso | A. Pedroso | A. Pedroso | A. Pedroso | Almanhães | Vaiamonte | Vaiamonte |
|--------------------------------|------------|------------|------------|------------|-----------|-----------|-----------|
| Grupo | H-S | H-S | H-S | H-S | H-US | H-S | H-S |
| Litotipo | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT-ne | SNT | SNT |
| Análise | AP1/1 | AP1/2 | AP46/2 | API5/9 | AL13a/1 | AV9a/1 | AV9a/2 |
| SiO ₂ | 68.90 | 69.14 | 65.70 | 68.63 | 65.10 | 68.29 | 68.29 |
| Al ₂ O ₃ | 18.87 | 18.70 | 18.15 | 19.26 | 18.20 | 18.78 | 18.93 |
| FeO | 0.44 | 0.11 | 0.30 | 0.08 | 0.10 | 0.09 | 0.48 |
| CaO | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Na ₂ O | 10.88 | 11.09 | 0.61 | 12.17 | 0.37 | 11.30 | 11.10 |
| K ₂ O | 0.05 | 0.09 | 15.36 | 0.08 | 16.35 | 0.06 | 0.08 |
| Total | 99.16 | 99.15 | 100.12 | 100.22 | 100.12 | 98.52 | 98.88 |
| Si | 12.106 | 12.139 | 12.074 | 11.986 | 12.024 | 12.083 | 12.056 |
| Al | 3.908 | 3.869 | 3.931 | 3.964 | 3.962 | 3.916 | 3.939 |
| Fe ²⁺ | 0.065 | 0.016 | 0.046 | 0.012 | 0.015 | 0.013 | 0.071 |
| Ca | 0.004 | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Na | 3.706 | 3.775 | 0.217 | 4.121 | 0.133 | 3.877 | 3.799 |
| K | 0.011 | 0.020 | 3.601 | 0.018 | 3.853 | 0.014 | 0.018 |
| %Or | 0.30 | 0.53 | 94.31 | 0.43 | 96.68 | 0.35 | 0.47 |
| %Ab | 99.60 | 99.37 | 5.69 | 99.57 | 3.32 | 99.65 | 99.53 |
| %An | 0.10 | 0.10 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Nome | Albite | Albite | Fel-K | Albite | Fel-K | Albite | Albite |

| Mancha | Vaiamonte |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Grupo | H-S |
| Litotipo | SNT |
| Análise | AV9a/3 | AV23c/2 | AV23c/3 | AV23c/4 | AV23c/5 | AV23c/6 | AV23c/8 | AV28b/1 |
| SiO ₂ | 68.70 | 65.38 | 68.15 | 68.50 | 68.47 | 68.53 | 68.06 | 66.15 |
| Al ₂ O ₃ | 19.02 | 18.33 | 19.04 | 18.96 | 19.29 | 19.29 | 19.43 | 20.61 |
| FeO | 0.18 | 0.09 | 0.14 | 0.40 | 0.19 | 0.11 | 0.14 | 0.15 |
| CaO | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 1.58 |
| Na ₂ O | 11.22 | 1.04 | 10.80 | 11.45 | 11.44 | 11.52 | 11.72 | 10.68 |
| K ₂ O | 0.06 | 15.11 | 0.06 | 0.07 | 0.09 | 0.08 | 0.08 | 0.09 |
| Total | 99.20 | 99.95 | 98.20 | 99.40 | 99.48 | 99.54 | 99.43 | 99.26 |
| Si | 12.072 | 12.032 | 12.076 | 12.043 | 12.016 | 12.017 | 11.967 | 11.697 |
| Al | 3.939 | 3.976 | 3.976 | 3.929 | 3.990 | 3.987 | 4.026 | 4.295 |
| Fe ²⁺ | 0.026 | 0.014 | 0.021 | 0.059 | 0.028 | 0.016 | 0.021 | 0.022 |
| Ca | 0.004 | 0.000 | 0.002 | 0.004 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.299 |
| Na | 3.823 | 0.371 | 3.710 | 3.903 | 3.892 | 3.917 | 3.995 | 3.662 |
| K | 0.013 | 3.547 | 0.014 | 0.016 | 0.020 | 0.018 | 0.018 | 0.020 |
| %Or | 0.35 | 90.53 | 0.36 | 0.40 | 0.51 | 0.45 | 0.45 | 0.51 |
| %Ab | 99.55 | 9.47 | 99.59 | 99.50 | 99.49 | 99.50 | 99.55 | 91.97 |
| %An | 0.10 | 0.00 | 0.05 | 0.10 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 7.52 |
| Nome | Albite | Fel-K | Albite | Albite | Albite | Albite | Albite | Albite |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsatur.); A-S (alcal.-sobressatur.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

FELDSPATOS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **32 oxigénios**

| Mancha Grupo Litotipo | Vaiamonte | Vaiamonte | Vaiamonte | Vaiamonte | Vaiamonte | Vaiamonte | M. da Fome | M. da Fome |
|--------------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| | H-S SNT | H-S SNT | H-S SNT | H-S SNT | H-S SNT | H-S SNT | A-S SNT | A-S SNT |
| Análise | AV28b/2 | AV28b/4 | AV28b/6 | AV28b/8 | AV28b/9 | AV28b/10 | AF50/2 | AF50/4 |
| SiO ₂ | 65.81 | 67.82 | 65.14 | 64.86 | 64.83 | 64.66 | 67.05 | 67.59 |
| Al ₂ O ₃ | 20.80 | 19.74 | 18.71 | 18.39 | 18.52 | 18.44 | 19.76 | 20.30 |
| FeO | 0.02 | 0.12 | 0.02 | 0.10 | 0.04 | 0.01 | 0.07 | 0.03 |
| CaO | 1.70 | 0.44 | 0.07 | 0.01 | 0.04 | 0.02 | 0.69 | 0.99 |
| Na ₂ O | 10.76 | 11.46 | 0.70 | 0.49 | 1.22 | 0.38 | 11.28 | 11.06 |
| K ₂ O | 0.14 | 0.12 | 14.94 | 15.53 | 14.32 | 15.47 | 0.12 | 0.05 |
| Total | 99.23 | 99.70 | 99.58 | 99.38 | 98.97 | 98.98 | 98.97 | 100.02 |
| Si | 11.651 | 11.905 | 12.003 | 12.018 | 12.006 | 12.017 | 11.864 | 11.825 |
| Al | 4.340 | 4.084 | 4.063 | 4.016 | 4.042 | 4.039 | 4.121 | 4.186 |
| Fe ²⁺ | 0.003 | 0.018 | 0.003 | 0.015 | 0.006 | 0.002 | 0.010 | 0.004 |
| Ca | 0.322 | 0.083 | 0.014 | 0.002 | 0.008 | 0.004 | 0.131 | 0.186 |
| Na | 3.693 | 3.900 | 0.250 | 0.176 | 0.438 | 0.137 | 3.870 | 3.752 |
| K | 0.032 | 0.027 | 3.512 | 3.671 | 3.383 | 3.668 | 0.027 | 0.011 |
| %Or | 0.78 | 0.67 | 93.01 | 95.37 | 88.35 | 96.30 | 0.67 | 0.28 |
| %Ab | 91.25 | 97.27 | 6.62 | 4.57 | 11.44 | 3.60 | 96.08 | 95.02 |
| %An | 7.97 | 2.06 | 0.37 | 0.05 | 0.21 | 0.10 | 3.25 | 4.70 |
| Nome | Albite | Albite | Fel-K | Fel-K | Fel-K | Fel-K | Albite | Albite |

| Mancha Grupo Litotipo | ACH | | EH | | | | | |
|--------------------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|----------------------|
| | Tapadão A-S SNT | Tapadão A-S SNT | Falcato H-S SNT | Falcato H-S SNT | Falcato H-S SNT | Falcato H-S SNT | Falcato H-S SNT | Varche H-S SNT |
| Análise | AT17/1 | AT17/4 | EF5/3 | EF5/4 | EFIV2b/1 | EFIV2b/2 | EFIV2b/4 | EVA1/1 |
| SiO ₂ | 66.14 | 64.18 | 68.34 | 68.28 | 68.09 | 68.47 | 68.46 | 68.68 |
| Al ₂ O ₃ | 19.30 | 18.57 | 18.87 | 19.01 | 18.98 | 19.26 | 18.92 | 19.02 |
| FeO | 0.04 | 1.24 | 0.32 | 0.32 | 0.21 | 0.10 | 0.26 | 0.70 |
| CaO | 0.37 | 0.11 | 0.03 | 0.01 | 0.05 | 0.02 | 0.00 | 0.02 |
| Na ₂ O | 5.05 | 1.83 | 11.43 | 11.73 | 11.38 | 11.66 | 11.83 | 10.37 |
| K ₂ O | 9.12 | 13.95 | 0.06 | 0.07 | 0.06 | 0.09 | 0.06 | 0.06 |
| Total | 100.02 | 99.88 | 99.05 | 99.42 | 98.77 | 99.60 | 99.53 | 98.85 |
| Si | 11.921 | 11.870 | 12.052 | 12.014 | 12.036 | 12.009 | 12.031 | 12.097 |
| Al | 4.100 | 4.048 | 3.922 | 3.942 | 3.954 | 3.981 | 3.919 | 3.948 |
| Fe ²⁺ | 0.006 | 0.192 | 0.047 | 0.047 | 0.031 | 0.015 | 0.038 | 0.103 |
| Ca | 0.071 | 0.022 | 0.006 | 0.002 | 0.009 | 0.004 | 0.000 | 0.004 |
| Na | 1.765 | 0.656 | 3.908 | 4.002 | 3.900 | 3.965 | 4.031 | 3.541 |
| K | 2.097 | 3.292 | 0.013 | 0.016 | 0.014 | 0.020 | 0.013 | 0.013 |
| %Or | 53.32 | 82.92 | 0.34 | 0.39 | 0.34 | 0.50 | 0.33 | 0.38 |
| %Ab | 44.87 | 16.53 | 99.51 | 99.56 | 99.41 | 99.40 | 99.67 | 99.52 |
| %An | 1.82 | 0.55 | 0.14 | 0.05 | 0.24 | 0.09 | 0.00 | 0.11 |
| Nome | Mesoperite | Fel-K | Albite | Albite | Albite | Albite | Albite | Albite |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobressaturadas)..**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

FELDSPATOS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **32 oxigénios**

| Mancha Grupo Litotipo Análise | Varche H-S SNT EVA1/2 | Varche H-S SNT EVA9/1 | Varche H-S SNT EVA9/2 | Varche H-S SNT EVA9/3 | Varche H-S SNT EVA9/5 | A. Pombal A-S GRT EPO14/2 | Alcamins A-S GRT EA6/2 | Alcamins A-S GRT EA25/1 |
|--|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------------------------|---------------------------------|----------------------------------|
| SiO ₂ | 68.90 | 68.81 | 68.97 | 65.26 | 66.78 | 64.41 | 68.76 | 67.88 |
| Al ₂ O ₃ | 18.97 | 19.26 | 19.09 | 17.84 | 18.46 | 18.12 | 19.27 | 20.30 |
| FeO | 0.89 | 0.43 | 0.58 | 0.74 | 0.40 | 0.17 | 0.02 | 0.24 |
| CaO | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.05 | 0.11 | 1.22 |
| Na ₂ O | 9.63 | 10.56 | 10.80 | 0.25 | 3.72 | 0.33 | 11.24 | 9.48 |
| K ₂ O | 0.06 | 0.08 | 0.08 | 15.69 | 10.63 | 15.85 | 0.07 | 0.21 |
| Total | 98.46 | 99.17 | 99.53 | 99.79 | 100.01 | 98.93 | 99.47 | 99.33 |
| Si | 12.150 | 12.075 | 12.080 | 12.076 | 12.077 | 12.020 | 12.046 | 11.904 |
| Al | 3.943 | 3.983 | 3.941 | 3.891 | 3.935 | 3.985 | 3.979 | 4.196 |
| Fe ²⁺ | 0.131 | 0.063 | 0.085 | 0.115 | 0.060 | 0.027 | 0.003 | 0.035 |
| Ca | 0.002 | 0.006 | 0.002 | 0.002 | 0.004 | 0.010 | 0.021 | 0.229 |
| Na | 3.293 | 3.593 | 3.668 | 0.090 | 1.304 | 0.119 | 3.818 | 3.223 |
| K | 0.013 | 0.018 | 0.018 | 3.704 | 2.453 | 3.773 | 0.016 | 0.047 |
| %Or | 0.41 | 0.50 | 0.48 | 97.58 | 65.21 | 96.68 | 0.41 | 1.34 |
| %Ab | 99.53 | 99.35 | 99.46 | 2.36 | 34.68 | 3.06 | 99.06 | 92.11 |
| %An | 0.06 | 0.16 | 0.05 | 0.05 | 0.10 | 0.26 | 0.54 | 6.55 |
| Nome | Albite | Albite | Albite | Fel-K | Perthite | Fel-K | Albite | Albite |

| Mancha Grupo Litotipo Análise | Alcamins A-S GRT EA25/3 | Alcamins A-S GRT EA25/4 | Alcamins A-S GRT EA25/5 | Alcamins A-S GRT EA25/6 | Outeirão H-S SNT EO13/1 | Outeirão H-S SNT EO13/2 | Outeirão H-S SNT EO13/4 | Outeirão H-S SNT EO13/6 |
|--|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|
| SiO ₂ | 65.17 | 68.01 | 64.39 | 68.20 | 69.21 | 64.91 | 69.31 | 69.19 |
| Al ₂ O ₃ | 18.05 | 19.97 | 17.92 | 19.83 | 18.82 | 18.30 | 18.92 | 18.48 |
| FeO | 0.11 | 0.19 | 0.19 | 0.33 | 0.75 | 0.28 | 0.80 | 1.16 |
| CaO | 0.01 | 0.95 | 0.01 | 0.81 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.01 |
| Na ₂ O | 0.37 | 10.02 | 0.32 | 9.82 | 10.55 | 0.47 | 10.41 | 10.12 |
| K ₂ O | 16.30 | 0.18 | 16.49 | 0.12 | 0.09 | 15.70 | 0.05 | 0.06 |
| Total | 100.01 | 99.32 | 99.32 | 99.11 | 99.43 | 99.67 | 99.51 | 99.02 |
| Si | 12.047 | 11.936 | 12.017 | 11.978 | 12.128 | 12.014 | 12.128 | 12.173 |
| Al | 3.932 | 4.131 | 3.942 | 4.105 | 3.887 | 3.992 | 3.902 | 3.832 |
| Fe ²⁺ | 0.017 | 0.028 | 0.030 | 0.048 | 0.110 | 0.043 | 0.117 | 0.171 |
| Ca | 0.002 | 0.179 | 0.002 | 0.152 | 0.002 | 0.002 | 0.004 | 0.002 |
| Na | 0.133 | 3.410 | 0.116 | 3.344 | 3.584 | 0.169 | 3.532 | 3.452 |
| K | 3.844 | 0.040 | 3.926 | 0.027 | 0.020 | 3.707 | 0.011 | 0.013 |
| %Or | 96.62 | 1.11 | 97.09 | 0.76 | 0.56 | 95.60 | 0.31 | 0.39 |
| %Ab | 3.33 | 93.97 | 2.86 | 94.91 | 99.39 | 4.35 | 99.58 | 99.56 |
| %An | 0.05 | 4.92 | 0.05 | 4.33 | 0.05 | 0.05 | 0.11 | 0.05 |
| Nome | Fel-K | Albite | Fel-K | Albite | Albite | Fel-K | Albite | Albite |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsatur.); A-S (alcal.-sobressatur.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (perfitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

FELDSPATOS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **32 oxigénios**

| Mancha Grupo Litotipo | EH | | CMH | | | | | | Arronches H-US SNT-ne |
|--------------------------------|------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------------|
| | Gebarela H-S ALB | Cevadais H-US SNT-ne | Cevadais H-US SNT-ne | Cevadais H-US SNT-ne | Cevadais H-US SNT-ne | Cevadais H-US SNT-ne | Cevadais H-S SNT | Cevadais H-S SNT | |
| Análise | EG6/1 | CC1a/1 | CC1a/4 | CC1b/3 | CC1b/4 | CC5a/1 | CC5a/2 | CA12d/1 | |
| SiO ₂ | 68.40 | 68.23 | 68.59 | 64.66 | 64.91 | 68.15 | 68.53 | 65.18 | |
| Al ₂ O ₃ | 19.62 | 19.28 | 18.90 | 18.08 | 18.32 | 19.03 | 19.13 | 18.16 | |
| FeO | 0.02 | 0.29 | 0.19 | 0.06 | 0.13 | 0.34 | 0.25 | 0.04 | |
| CaO | 0.20 | 0.06 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | |
| Na ₂ O | 11.47 | 11.63 | 11.13 | 0.47 | 0.56 | 11.39 | 11.40 | 0.52 | |
| K ₂ O | 0.08 | 0.07 | 0.10 | 15.71 | 15.35 | 0.14 | 0.13 | 15.60 | |
| Total | 99.79 | 99.56 | 98.95 | 99.00 | 99.29 | 99.06 | 99.47 | 99.50 | |
| Si | 11.968 | 11.985 | 12.083 | 12.042 | 12.029 | 12.024 | 12.032 | 12.060 | |
| Al | 4.046 | 3.991 | 3.924 | 3.968 | 4.001 | 3.957 | 3.959 | 3.960 | |
| Fe ²⁺ | 0.003 | 0.043 | 0.028 | 0.009 | 0.020 | 0.050 | 0.037 | 0.006 | |
| Ca | 0.037 | 0.011 | 0.008 | 0.004 | 0.004 | 0.002 | 0.006 | 0.000 | |
| Na | 3.891 | 3.961 | 3.802 | 0.170 | 0.201 | 3.896 | 3.881 | 0.187 | |
| K | 0.018 | 0.016 | 0.022 | 3.732 | 3.629 | 0.032 | 0.029 | 3.682 | |
| %Or | 0.45 | 0.39 | 0.59 | 95.55 | 94.65 | 0.80 | 0.74 | 95.18 | |
| %Ab | 98.60 | 99.32 | 99.22 | 4.34 | 5.25 | 99.15 | 99.11 | 4.82 | |
| %An | 0.95 | 0.28 | 0.20 | 0.10 | 0.10 | 0.05 | 0.14 | 0.00 | |
| Nome | Albite | Albite | Albite | Fel-K | Fel-K | Albite | Albite | Fel-K | |

| Mancha Grupo Litotipo | Arronches | | Assumar | | Assumar | | Assumar | | Fig. de Cima | | Fig. de Cima | | Fig. de Cima | |
|--------------------------------|----------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|--------------|------------|--------------|------------|--------------|------------|
| | H-US SNT-ne | A-S SNT | H-S SNT | H-S SNT | H-S SNT | H-S SNT | H-S SNT | H-S SNT |
| Análise | CA12d/2 | CAU14a/1 | CAU14a/2 | CAU14a/4 | CAU14a/4 | CFC4a/3 | CFC4a/4 | CFC4a/4 | CFC4b/1 | CFC4b/2 | CFC4b/2 | CFC4b/2 | CFC4b/2 | CFC4b/2 |
| SiO ₂ | 68.10 | 64.29 | 68.65 | 65.13 | 68.41 | 64.84 | 68.42 | 65.26 | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 19.34 | 18.49 | 19.60 | 18.34 | 19.11 | 18.32 | 19.18 | 18.20 | | | | | | |
| FeO | 0.08 | 0.07 | 0.07 | 0.03 | 0.44 | 0.22 | 0.53 | 0.19 | | | | | | |
| CaO | 0.14 | 0.00 | 0.23 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | | | | | |
| Na ₂ O | 11.56 | 0.26 | 11.27 | 0.29 | 11.75 | 0.32 | 11.37 | 0.29 | | | | | | |
| K ₂ O | 0.06 | 15.97 | 0.09 | 15.90 | 0.08 | 15.80 | 0.09 | 15.47 | | | | | | |
| Total | 99.28 | 99.08 | 99.91 | 99.69 | 99.82 | 99.50 | 99.59 | 99.41 | | | | | | |
| Si | 11.983 | 11.977 | 11.989 | 12.038 | 11.999 | 12.019 | 12.012 | 12.071 | | | | | | |
| Al | 4.011 | 4.060 | 4.034 | 3.995 | 3.950 | 4.002 | 3.969 | 3.968 | | | | | | |
| Fe ²⁺ | 0.012 | 0.011 | 0.010 | 0.005 | 0.065 | 0.034 | 0.078 | 0.029 | | | | | | |
| Ca | 0.026 | 0.000 | 0.043 | 0.000 | 0.006 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | | | | | | |
| Na | 3.944 | 0.094 | 3.816 | 0.104 | 3.996 | 0.115 | 3.870 | 0.104 | | | | | | |
| K | 0.013 | 3.796 | 0.020 | 3.749 | 0.018 | 3.736 | 0.020 | 3.650 | | | | | | |
| %Or | 0.34 | 97.59 | 0.52 | 97.30 | 0.45 | 97.01 | 0.52 | 97.23 | | | | | | |
| %Ab | 99.00 | 2.41 | 98.37 | 2.70 | 99.41 | 2.99 | 99.48 | 2.77 | | | | | | |
| %An | 0.66 | 0.00 | 1.11 | 0.00 | 0.14 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | | | | | | |
| Nome | Albite | Fel-K | Albite | Fel-K | Albite | Fel-K | Albite | Fel-K | | | | | | |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hipercalc.-saturadas); H-US (hipercalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobressaturadas)..**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

FELDSPATOS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **32 oxigénios**

| Mancha | Tinoca | Tinoca | Fialha | Fialha | Fialha | Fialha | Fialha |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|
| Grupo | H-US | H-US | A-S | A-S | A-S | A-S | A-S |
| Litotipo | SD | SD | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT |
| Análise | CT3c/1 | CT3c/2 | CF2b/3 | CF2b/4 | CF18a/1 | CF18a/3 | CF18a/4 |
| SiO ₂ | 64.74 | 64.50 | 66.57 | 66.67 | 64.60 | 67.89 | 68.26 |
| Al ₂ O ₃ | 21.63 | 21.73 | 20.38 | 20.24 | 18.52 | 19.41 | 19.42 |
| FeO | 0.05 | 0.03 | 0.07 | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.08 |
| CaO | 2.87 | 2.73 | 1.33 | 1.01 | 0.00 | 0.15 | 0.40 |
| Na ₂ O | 9.94 | 9.83 | 10.67 | 10.99 | 0.58 | 12.03 | 11.22 |
| K ₂ O | 0.22 | 0.19 | 0.16 | 0.33 | 15.20 | 0.09 | 0.09 |
| Total | 99.45 | 99.01 | 99.18 | 99.30 | 98.96 | 99.62 | 99.47 |
| Si | 11.470 | 11.466 | 11.763 | 11.779 | 12.001 | 11.936 | 11.983 |
| Al | 4.517 | 4.553 | 4.244 | 4.215 | 4.055 | 4.022 | 4.018 |
| Fe ²⁺ | 0.007 | 0.004 | 0.010 | 0.009 | 0.009 | 0.007 | 0.012 |
| Ca | 0.545 | 0.520 | 0.252 | 0.191 | 0.000 | 0.028 | 0.075 |
| Na | 3.415 | 3.388 | 3.656 | 3.765 | 0.209 | 4.101 | 3.819 |
| K | 0.050 | 0.043 | 0.036 | 0.074 | 3.602 | 0.020 | 0.020 |
| %Or | 1.24 | 1.09 | 0.91 | 1.85 | 94.52 | 0.49 | 0.51 |
| %Ab | 85.17 | 85.75 | 92.70 | 93.41 | 5.48 | 98.83 | 97.56 |
| %An | 13.59 | 13.16 | 6.39 | 4.74 | 0.00 | 0.68 | 1.92 |
| Nome | Albite | Albite | Albite | Albite | Fei-K | Albite | Albite |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsat.); A-S (alcal.-sobressat.)..**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ESFENAS**Rochas máficas (grupo ME)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **4 átomos de Si e (Ti+Al+Fe³⁺) < 4**

| Litotipo Análise | D | | D | | D | | GD | | GD | |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|----|--|
| | E13/1 | E13/2 | E13/4 | E13/5 | E13/6 | E30/1 | E30/2 | E30/3 | | |
| SiO ₂ | 29.53 | 29.83 | 29.64 | 29.62 | 29.59 | 30.07 | 30.19 | 29.72 | | |
| TiO ₂ | 36.71 | 36.92 | 37.09 | 36.45 | 36.63 | 36.35 | 36.20 | 36.05 | | |
| Al ₂ O ₃ | 1.30 | 1.30 | 1.20 | 1.39 | 1.35 | 1.44 | 1.55 | 1.49 | | |
| FeO ^I | 1.05 | 1.02 | 0.89 | 1.21 | 1.20 | 1.01 | 1.13 | 1.23 | | |
| MnO | 0.04 | 0.02 | 0.06 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.00 | 0.03 | | |
| MgO | 0.06 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.05 | | |
| CaO | 29.14 | 29.15 | 29.39 | 28.66 | 28.93 | 28.38 | 28.64 | 28.64 | | |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.04 | 0.04 | 0.07 | 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.06 | | |
| K ₂ O | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | | |
| Total | 97.84 | 98.30 | 98.32 | 97.46 | 97.80 | 97.34 | 97.77 | 97.29 | | |
| Si | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | | |
| Ti | 3.740 | 3.723 | 3.765 | 3.703 | 3.724 | 3.637 | 3.607 | 3.649 | | |
| Al | 0.208 | 0.205 | 0.191 | 0.221 | 0.215 | 0.226 | 0.241 | 0.236 | | |
| Fe ³⁺ | 0.052 | 0.071 | 0.044 | 0.076 | 0.061 | 0.101 | 0.113 | 0.114 | | |
| Ti+Al+Fe³⁺ | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 3.964 | 3.961 | 4.000 | | |
| Fe ²⁺ | 0.055 | 0.032 | 0.046 | 0.047 | 0.061 | 0.000 | 0.000 | 0.010 | | |
| Mn | 0.005 | 0.002 | 0.007 | 0.005 | 0.005 | 0.002 | 0.000 | 0.003 | | |
| Mg | 0.012 | 0.004 | 0.000 | 0.004 | 0.006 | 0.006 | 0.004 | 0.010 | | |
| Ca | 4.229 | 4.188 | 4.249 | 4.146 | 4.190 | 4.045 | 4.066 | 4.129 | | |
| Na | 0.000 | 0.010 | 0.010 | 0.018 | 0.005 | 0.011 | 0.011 | 0.016 | | |
| K | 0.002 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.002 | 0.002 | 0.000 | 0.002 | | |
| pos. M | 4.302 | 4.236 | 4.314 | 4.220 | 4.268 | 4.065 | 4.081 | 4.171 | | |

Grupos: MAC afloramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfíbólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ESFENAS**Rochas máficas (grupo ME)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **4 átomos de Si e (Ti+Al+Fe³⁺) < 4**

| Litotipo | GD | GD | GD | GD |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|
| Análise | E30/4 | E30/5 | E30/6 | E30/7 |
| SiO ₂ | 31.03 | 30.98 | 29.98 | 30.24 |
| TiO ₂ | 32.72 | 31.63 | 36.28 | 35.04 |
| Al ₂ O ₃ | 3.36 | 3.70 | 1.30 | 1.44 |
| FeO ^I | 1.24 | 1.65 | 1.07 | 1.28 |
| MnO | 0.01 | 0.05 | 0.04 | 0.06 |
| MgO | 0.04 | 0.06 | 0.04 | 0.01 |
| CaO | 29.05 | 28.79 | 28.80 | 28.65 |
| Na ₂ O | 0.01 | 0.05 | 0.04 | 0.04 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| Total | 97.47 | 96.92 | 97.56 | 96.77 |
| Si | 4.000 | 4.000 | 4.000 | 4.000 |
| Ti | 3.172 | 3.071 | 3.640 | 3.485 |
| Al | 0.510 | 0.563 | 0.204 | 0.224 |
| Fe ³⁺ | 0.120 | 0.161 | 0.108 | 0.127 |
| Ti+Al+Fe ³⁺ | 3.802 | 3.795 | 3.952 | 3.836 |
| Fe ²⁺ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Mn | 0.001 | 0.006 | 0.005 | 0.007 |
| Mg | 0.008 | 0.012 | 0.008 | 0.002 |
| Ca | 4.011 | 3.982 | 4.116 | 4.060 |
| Na | 0.003 | 0.013 | 0.011 | 0.011 |
| K | 0.002 | 0.000 | 0.002 | 0.002 |
| pos. M | 4.024 | 4.012 | 4.141 | 4.081 |

Grupos: MAC afloweramento (A...); MAC sondagens (As...); ME (E...); MCM (C...).**Litotipos:** DNT (dunito); PDT (peridotito); PXT (piroxenito); G (gabro); ANRT (anortosito); D (diorito); GD (gabro-diorito); M (monzonito); MG (monzo-gabro); GRD (granodiorito); GRLT (gabro granoblástico);**variedades:** ol (com olivina); opx (com ortopiroxena); tendências anortosítica (anrt), anfibólica (anf) e biotítica (bi).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ESFENAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **4 átomos de Si e (Ti+Al+Fe³⁺) < 4**

| Mancha | EH | CMH |
|--------------------------------|--------|--------------|
| | Varche | Fig. de Cima |
| Grupo | H-S | H-S |
| Litotipo | SNT | SNT |
| Análise | EVA9/1 | CFC4b/1 |
| SiO ₂ | 30.08 | 30.41 |
| TiO ₂ | 35.22 | 37.07 |
| Al ₂ O ₃ | 0.53 | 0.48 |
| FeO ^I | 3.78 | 1.61 |
| MnO | 0.12 | 0.09 |
| MgO | 0.04 | 0.01 |
| CaO | 27.54 | 25.57 |
| Na ₂ O | 0.37 | 1.18 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 |
| Total | 97.68 | 96.43 |
| Si | 4.000 | 4.000 |
| Ti | 3.523 | 3.668 |
| Al | 0.083 | 0.074 |
| Fe ³⁺ | 0.378 | 0.160 |
| Ti+Al+Fe ³⁺ | 3.984 | 3.901 |
| Fe ²⁺ | 0.000 | 0.000 |
| Mn | 0.014 | 0.010 |
| Mg | 0.008 | 0.002 |
| Ca | 3.924 | 3.604 |
| Na | 0.097 | 0.300 |
| K | 0.000 | 0.000 |
| pos. M | 4.043 | 3.916 |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsatur.); A-S (alcal.-sobressatur.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

AENIGMATITES**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **20 oxigénios**

| Mancha | Falcato | Falcato | Falcato | Falcato | Falcato | Falcato |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Grupo | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S |
| Litotipo | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT |
| Análise | EF22/1 | EF22/2 | EF22/3 | EF22/4 | EF22/5 | EF22/6 |
| SiO ₂ | 41.08 | 41.50 | 41.52 | 41.51 | 41.38 | 41.52 |
| TiO ₂ | 8.52 | 9.37 | 9.35 | 9.39 | 8.99 | 8.91 |
| Al ₂ O ₃ | 0.39 | 0.06 | 0.08 | 0.07 | 0.33 | 0.30 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.04 | 0.00 |
| FeO | 40.80 | 39.95 | 39.75 | 39.73 | 40.00 | 40.24 |
| MnO | 1.08 | 1.25 | 1.29 | 1.19 | 1.42 | 1.36 |
| MgO | 0.15 | 0.19 | 0.17 | 0.14 | 0.21 | 0.17 |
| CaO | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.07 |
| Na ₂ O | 6.65 | 6.72 | 6.92 | 6.96 | 6.81 | 6.95 |
| K ₂ O | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 |
| Total | 98.75 | 99.07 | 99.09 | 99.01 | 99.24 | 99.52 |
| Si | 5.977 | 5.993 | 5.994 | 5.995 | 5.973 | 5.982 |
| Ti | 0.932 | 1.018 | 1.015 | 1.020 | 0.976 | 0.965 |
| Al | 0.066 | 0.010 | 0.014 | 0.012 | 0.057 | 0.050 |
| Cr | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.001 | 0.005 | 0.000 |
| Fe ²⁺ | 4.965 | 4.824 | 4.798 | 4.798 | 4.828 | 4.848 |
| Mn | 0.133 | 0.153 | 0.157 | 0.146 | 0.174 | 0.166 |
| Mg | 0.033 | 0.041 | 0.037 | 0.031 | 0.046 | 0.037 |
| Ca | 0.011 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.009 | 0.011 |
| Na | 1.876 | 1.880 | 1.935 | 1.948 | 1.905 | 1.940 |
| K | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.002 |
| catiões | 13.997 | 13.924 | 13.953 | 13.952 | 13.973 | 14.000 |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsat.); A-S (alcal.-sobressat.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

NEFELINAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **32 oxigénios**

| Mancha | Cevadaís |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Grupo | H-US |
| Litotipo | SNT-ne |
| Análise | CC1a/6 | CC1a/7 | CC1a/8 | CC1a/9 | CC1a/10 | CC1b/2 | CC1b/3 | CC1b/4 |
| SiO ₂ | 43.75 | 43.59 | 44.67 | 44.56 | 43.68 | 44.51 | 44.44 | 44.79 |
| Al ₂ O ₃ | 33.18 | 33.13 | 32.97 | 32.74 | 32.73 | 33.21 | 32.99 | 32.54 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.02 |
| CaO | 0.28 | 0.04 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 0.18 | 0.38 | 0.28 |
| Na ₂ O | 16.14 | 16.37 | 16.23 | 16.26 | 16.32 | 16.10 | 15.88 | 15.75 |
| K ₂ O | 6.13 | 6.88 | 6.60 | 6.82 | 6.90 | 6.88 | 6.18 | 6.25 |
| Total | 99.51 | 100.05 | 100.52 | 100.40 | 99.65 | 100.88 | 99.89 | 99.64 |
| Si | 8.432 | 8.397 | 8.527 | 8.532 | 8.447 | 8.482 | 8.527 | 8.599 |
| Al | 7.538 | 7.523 | 7.418 | 7.388 | 7.460 | 7.459 | 7.461 | 7.362 |
| Fe ³⁺ | 0.003 | 0.006 | 0.005 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.003 |
| Ca | 0.058 | 0.008 | 0.004 | 0.000 | 0.004 | 0.037 | 0.078 | 0.058 |
| Na | 6.031 | 6.115 | 6.007 | 6.036 | 6.119 | 5.949 | 5.834 | 5.882 |
| K | 1.507 | 1.691 | 1.607 | 1.666 | 1.702 | 1.673 | 1.513 | 1.531 |
| cátions | 23.567 | 23.741 | 23.569 | 23.624 | 23.733 | 23.599 | 23.415 | 23.415 |
| % Ne | 74.72 | 72.65 | 72.34 | 71.50 | 71.95 | 71.96 | 73.21 | 72.57 |
| % Ks | 20.84 | 23.51 | 22.33 | 23.23 | 23.74 | 23.21 | 21.17 | 21.26 |
| % Q | 4.43 | 3.84 | 5.33 | 5.26 | 4.31 | 4.83 | 5.61 | 6.17 |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsat.); A-S (alcal.-sobressat.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

NEFELINAS**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **32 oxigénios**

| Mancha | Cevadais |
|--------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Grupo | H-US |
| Litotipo | SNT-ne |
| Análise | CC1b/5 | CC1b/6 | CC1b/7 | CC8/1 | CC8/2 | CC8/3 | CC8/4 | CC8/5 |
| SiO ₂ | 43.61 | 44.83 | 44.55 | 44.79 | 44.97 | 43.52 | 44.80 | 44.54 |
| Al ₂ O ₃ | 33.36 | 33.02 | 32.61 | 32.44 | 32.68 | 32.26 | 32.80 | 32.97 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.04 | 0.00 | 0.03 | 0.17 | 0.38 | 0.45 | 0.42 | 0.33 |
| CaO | 0.45 | 0.28 | 0.41 | 0.06 | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.04 |
| Na ₂ O | 15.80 | 16.29 | 15.97 | 15.92 | 16.22 | 16.13 | 16.39 | 15.94 |
| K ₂ O | 6.64 | 6.32 | 6.63 | 6.47 | 6.49 | 6.51 | 6.25 | 6.52 |
| Total | 99.90 | 100.74 | 100.20 | 99.85 | 100.77 | 98.91 | 100.72 | 100.34 |
| Si | 8.392 | 8.531 | 8.540 | 8.596 | 8.564 | 8.471 | 8.534 | 8.514 |
| Al | 7.567 | 7.406 | 7.367 | 7.337 | 7.335 | 7.400 | 7.363 | 7.428 |
| Fe ³⁺ | 0.006 | 0.000 | 0.005 | 0.024 | 0.054 | 0.065 | 0.060 | 0.048 |
| Ca | 0.093 | 0.057 | 0.084 | 0.012 | 0.006 | 0.008 | 0.010 | 0.008 |
| Na | 5.896 | 6.011 | 5.935 | 5.923 | 5.989 | 6.087 | 6.053 | 5.908 |
| K | 1.630 | 1.534 | 1.621 | 1.584 | 1.577 | 1.616 | 1.519 | 1.590 |
| cátions | 23.584 | 23.539 | 23.552 | 23.477 | 23.524 | 23.648 | 23.540 | 23.497 |
| % Ne | 73.35 | 73.29 | 72.02 | 71.89 | 72.36 | 72.67 | 73.48 | 72.71 |
| % Ks | 22.62 | 21.37 | 22.68 | 22.09 | 22.11 | 22.73 | 21.31 | 22.10 |
| % Q | 4.03 | 5.34 | 5.30 | 6.02 | 5.53 | 4.40 | 5.21 | 5.19 |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsaturadas); A-S (alcal.-sobressaturadas)..**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

SODALITES**Rochas félsicas (Província Alcalina)**Fórmulas estruturais (afu) calculadas na base de **24 oxigénios**

| Mancha Grupo Litotipo Análise | ACH | | | | | CMH | | | | |
|--|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|
| | Almanhães H-US SNT-ne | Almanhães H-US SNT-ne | Almanhães H-US SNT-ne | Almanhães H-US SNT-ne | Almanhães H-US SNT-ne | Cevadais H-US SNT-ne | Cevadais H-US SNT-ne | Cevadais H-US SNT-ne | Cevadais H-US SNT-ne | Cevadais H-US SNT-ne |
| | AL13a/1 | AL13a/2 | AL13a/3 | AL13a/4 | AL13a/5 | CC1a/1 | CC1a/2 | CC1a/3 | CC1a/4 | CC1a/5 |
| SiO ₂ | 36.09 | 35.45 | 36.63 | 36.03 | 36.16 | 37.04 | 36.88 | 35.98 | 36.88 | 36.74 |
| Al ₂ O ₃ | 30.20 | 29.47 | 30.89 | 31.12 | 30.45 | 31.52 | 31.84 | 31.51 | 32.21 | 31.38 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.03 | 0.00 | 0.06 | 0.06 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 0.02 | 0.04 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.20 | 0.00 | 0.00 |
| Na ₂ O | 24.62 | 24.40 | 23.57 | 23.31 | 24.05 | 22.26 | 22.45 | 22.89 | 22.75 | 22.75 |
| K ₂ O | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.01 | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.02 | 0.03 |
| Cl ₂ O | 9.03 | 8.96 | 9.42 | 9.28 | 9.08 | 9.24 | 9.00 | 9.27 | 9.12 | 9.10 |
| SO ₃ | 0.03 | 0.28 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.04 | 0.00 | 0.07 |
| Total | 100.06 | 98.64 | 100.59 | 99.88 | 99.80 | 100.10 | 100.23 | 99.96 | 100.98 | 100.07 |
| Si | 5.558 | 5.541 | 5.589 | 5.534 | 5.570 | 5.633 | 5.599 | 5.513 | 5.564 | 5.599 |
| Al | 5.482 | 5.429 | 5.554 | 5.633 | 5.528 | 5.650 | 5.697 | 5.690 | 5.727 | 5.636 |
| Fe ³⁺ | 0.004 | 0.000 | 0.006 | 0.006 | 0.003 | 0.000 | 0.000 | 0.004 | 0.000 | 0.000 |
| Ca | 0.003 | 0.007 | 0.000 | 0.007 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.033 | 0.000 | 0.000 |
| Na | 7.352 | 7.394 | 6.973 | 6.941 | 7.183 | 6.564 | 6.609 | 6.800 | 6.655 | 6.722 |
| K | 0.008 | 0.008 | 0.006 | 0.002 | 0.008 | 0.006 | 0.010 | 0.008 | 0.004 | 0.006 |
| Cl | 1.923 | 1.937 | 1.986 | 1.971 | 1.934 | 1.943 | 1.889 | 1.964 | 1.903 | 1.918 |
| S | 0.003 | 0.033 | 0.000 | 0.003 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.005 | 0.000 | 0.008 |
| catiões | 20.333 | 20.348 | 20.114 | 20.097 | 20.227 | 19.796 | 19.806 | 20.017 | 19.853 | 19.889 |

Conjuntos: ACH (A...); EH (E...); CMH (C...).**Manchas:** são indicados os nomes dos afloramentos padrão.**Grupos:** H-S (hiperalc.-saturadas); H-US (hiperalc.-subsatur.); A-S (alcal.-sobressatur.).**Litotipos:** SNT (sienito); SNT-ne (sien. nefelínico); ALB (albitito); PRT (pertitosito); SD (sieno-diorito); GRT (granito).**Localização da análise no cristal:** zonas central (.../...c), intermédia (.../...m) e de bordadura (.../...b).

ANEXO 4***Análises Químicas de Rochas***

(página em branco)

MÉTODOS ANALÍTICOS

1. Activation Laboratories - Ltd, Ancaster, Ontario, Canadá

Método: *FUSION-ICP/MS*

| grupos litológicos | elemento | l.d. (ppm) | elemento | l.d. (ppm) | elemento | l.d. (ppm) | |
|---|----------|------------|---|------------|----------|------------|-------|
| MAC | ACH | Ag | 0.5 | Rb | 0.01 | La | 0.01 |
| | | As | 1 | Sb | 0.01 | Ce | 0.01 |
| | | Ba | 0.01 | Sn | 0.2 | Pr | 0.005 |
| | | Bi | 0.05 | Sr | 0.01 | Nd | 0.01 |
| ME | EH | Co | 0.1 | Ta | 0.005 | Sm | 0.01 |
| | | Cr | 1 | Th | 0.005 | Eu | 0.005 |
| | | Cs | 0.01 | Tl | 0.01 | Gd | 0.01 |
| | | Cu | 5 | U | 0.005 | Tb | 0.01 |
| MCM | CMH | Hf | 0.05 | V | 1 | Dy | 0.01 |
| | | In | 0.1 | W | 0.01 | Ho | 0.01 |
| | | Mo | 0.01 | Y | 0.1 | Er | 0.01 |
| | | Nb | 0.01 | Zn | 2 | Tm | 0.005 |
| | | Ni | 1 | Zr | 0.01 | Yb | 0.01 |
| | | Pb | 1 | | | Lu | 0.002 |
| amostras analisadas | elemento | l.d. (ppm) | <i>(FUSION - specific ion electrode para F)</i> | | | | |
| A-2, 26, 37, 90 | F | 100 | | | | | |
| AII.5, AIII.7 | Cl | 100 | | | | | |
| E-1, 4b, 22, 25, 30, 42 | Br | 1 | | | | | |
| EIII.3, EIV.2b, EV.2 | I | 1 | | | | | |
| EVI.2, Eg-6 C-5, 15, 17, 21, 39b ACH, EH, CMH | | | | | | | |

Método: *FUSION-ICP*

| amostras analisadas | óxido | l.d. (%) | óxido | l.d. (%) |
|-------------------------|----------------------------------|----------|-------------------------------|------------|
| AII.4, AII.5, AIII.7, | SiO ₂ | 0.01 | TiO ₂ | 0.01 |
| EIII.1, EIII.3, EIV.2b, | Al ₂ O ₃ | 0.01 | Na ₂ O | 0.01 |
| EV.2, EVI.2, | Fe ₂ O ₃ t | 0.01 | K ₂ O | 0.01 |
| Eg-5, Eg-6 | MgO | 0.01 | P ₂ O ₅ | 0.01 |
| MCM | MnO | 0.01 | elemento | l.d. (ppm) |
| ACH, EH, CMH | CaO | 0.01 | Sc | 2 |

2. Departamento de Geologia, Universidade de Lisboa

Método: *Espectrometria de Absorção Atômica e Via Úmida*

| grupos litológicos | óxido | l.d. (%) | óxido | l.d. (%) |
|--------------------|--------------------------------|----------|-------------------|----------|
| MAC | SiO ₂ | 0.02 | CaO | 0.02 |
| | Al ₂ O ₃ | 0.02 | TiO ₂ | 0.02 |
| | Fe ₂ O ₃ | 0.02 | Na ₂ O | 0.05 |
| ME | FeO | 0.02 | K ₂ O | 0.02 |
| | MgO | 0.02 | | |
| | MnO | 0.02 | | |

MÉTODOS ANALÍTICOS (continuação)3. *C.N.R.S. / Magmas et Volcans - U.R.A. n.º 10, Universidade Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, França*Método: *ICP-AES simultaneus*

| amostras analisadas | óxido | l.d. (%) | óxido | l.d. (%) |
|---------------------|----------------------------------|----------|-------------------------------|----------|
| A51, E11, E20 | SiO ₂ | 0.01 | TiO ₂ | 0.01 |
| C14, C54 | Al ₂ O ₃ | 0.01 | Na ₂ O | 0.01 |
| EF17, EF22, EA37 | Fe ₂ O ₃ t | 0.01 | K ₂ O | 0.01 |
| AL13a | MgO | 0.01 | P ₂ O ₅ | 0.01 |
| CC1a, CA12a | MnO | 0.01 | H ₂ O + | 0.01 |
| | CaO | 0.01 | H ₂ O - | 0.01 |

Método: *XRF spectrometry*

| amostras analisadas | elemento | l.d. (ppm) |
|---------------------|----------|------------|
| A51, E11, E20 | Rb | 1 |
| C14, C54 | Sr | 1 |
| EF17, EF22, EA37 | Zr | 1 |
| AL13a | Nb | 1 |
| CC1a, CA12a | Y | 1 |
| | Ni | 2 |

*(WD-XRF spectrom. para AP0#)*Método: *ICP-AES sequential*

| amostras analisadas | elemento | l.d. (ppm) | elemento | l.d. (ppm) |
|---------------------|----------|------------|----------|------------|
| A51, E11, E20 | Ba | 1 | Nd | 0.01 |
| C14, C54 | Zn | 5 | Sm | 0.01 |
| EF17, EF22, EA37 | Cr | 5 | Eu | 0.01 |
| AL13a | Co | 5 | Gd | 0.01 |
| CC1a, CA12a | V | 2 | Dy | 0.01 |
| | Cu | 1 | Er | 0.01 |
| | Sc | 0.5 | Yb | 0.01 |
| | La | 0.01 | Lu | 0.01 |
| | Ce | 0.01 | | |

*(REE: ICP-AES seq., após separação química por cromatografia de troca)*Resultados isotópicos **Rb-Sr** e **Sm-Nd** (*C.N.R.S., Clermont-Ferrand*)

Amostras analisadas: A51, E11, E20, C14, C54, EF17, EF22, EA37, AL13a, CC1a, CA12a

Métodos: Rb e Sr por *WD-XRF spectrometry*Sm e Nd por *Isotope Dilution Mass Spectrometry*

| elemento | l.d. (ppm) |
|----------|------------|
| Rb | 1 |
| Sr | 1 |
| Sm | 0.01 |
| Nd | 0.01 |

| razões isotópicas | precisão |
|-------------------|------------------------|
| 87Rb/86Sr | 10% |
| 87Sr/86Sr | 0.00003 |
| 147Sm/144Nd | 0.20% |
| 143Nd/144Nd | 1.5 x 10 ⁻⁵ |

4. Centro de Pesquisas Geocronológicas, Universidade de São Paulo, BrasilResultados isotópicos **Sm-Nd**

Amostras analisadas: C5, C17, C20, C21, C39b-rt, C39b-plg

Métodos: Rb e Sr por *WD-XRF spectrometry*Sm e Nd por *Isotope Dilution Mass Spectrometry*

| elemento | l.d. (ppm) |
|----------|------------|
| Sm | 0.01 |
| Nd | 0.01 |

| razões isotópicas | precisão |
|-------------------|------------------------|
| 147Sm/144Nd | 0.20% |
| 143Nd/144Nd | 1.5 x 10 ⁻⁵ |

Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)

| Grupo Litotipo Amostra | MAC G-ol,anf A01 | MAC G-ol,anf A03 | MAC G-ol,anf A04 | MAC G-ol,anf A1 | MAC G-ol,anf A2 | MAC G-ol A4 | MAC G-ol,anf A6 | MAC G-ol A10 | MAC G-ol A13 | MAC G-ol A14 |
|--------------------------------|------------------|------------------|------------------|-----------------|-----------------|-------------|-----------------|--------------|--------------|--------------|
| SiO ₂ | 46.40 | 44.00 | 45.90 | 40.77 | 40.64 | 46.50 | 46.77 | 44.52 | 42.61 | 43.61 |
| TiO ₂ | 2.00 | 0.55 | 0.66 | 6.24 | 6.02 | 1.16 | 0.96 | 1.07 | 2.90 | 2.61 |
| Al ₂ O ₃ | 11.70 | 17.80 | 16.20 | 12.61 | 12.92 | 20.06 | 16.39 | 15.85 | 14.57 | 16.39 |
| Fe ₂ O ₃ | 10.60 | 9.30 | 6.92 | 6.03 | 7.08 | 2.74 | 2.19 | 2.08 | 5.14 | 3.61 |
| FeO | - | - | - | 11.88 | 10.53 | 6.51 | 5.38 | 7.72 | 8.85 | 8.04 |
| MnO | 0.14 | 0.15 | 0.10 | 0.18 | 0.16 | 0.10 | 0.11 | 0.13 | 0.14 | 0.14 |
| MgO | 9.14 | 11.10 | 9.73 | 6.03 | 5.73 | 4.87 | 7.59 | 9.31 | 5.97 | 6.50 |
| CaO | 17.50 | 13.20 | 15.60 | 13.16 | 13.39 | 13.89 | 17.66 | 14.27 | 14.93 | 14.54 |
| Na ₂ O | 1.36 | 1.49 | 1.37 | 1.87 | 2.11 | 2.62 | 1.72 | 1.87 | 2.06 | 2.60 |
| K ₂ O | 0.57 | 0.69 | 0.64 | 0.33 | 0.65 | 0.28 | 0.16 | 0.33 | 0.63 | 0.34 |
| P ₂ O ₅ | 0.11 | 0.06 | 0.05 | - | 0.11 | - | - | - | - | - |
| LOI | 0.69 | 2.13 | 2.60 | 1.23 | 0.44 | 0.99 | 0.98 | 2.40 | 2.00 | 1.27 |
| Total | 100.21 | 100.47 | 99.77 | 100.33 | 99.78 | 99.72 | 99.91 | 99.55 | 99.80 | 99.65 |
| Cr | 17.0 | 59.0 | 49.0 | - | nd | - | - | - | - | - |
| Sc | 65.0 | 22.0 | 41.0 | - | 2.0 | - | - | - | - | - |
| V | 406.0 | 114.0 | 164.0 | - | 601.0 | - | - | - | - | - |
| Co | - | - | - | - | 70.1 | - | - | - | - | - |
| Ni | 116.0 | 111.0 | 97.0 | - | 7.0 | - | - | - | - | - |
| Cu | 224.0 | 74.0 | 96.0 | - | 13.0 | - | - | - | - | - |
| Pb | nd | nd | nd | - | 2.0 | - | - | - | - | - |
| Zn | 61.0 | 28.0 | 32.0 | - | 116.0 | - | - | - | - | - |
| Ga | - | - | - | - | 22.0 | - | - | - | - | - |
| Rb | 11.0 | 19.0 | 11.0 | - | 5.1 | - | - | - | - | - |
| Sr | 446.0 | 754.0 | 561.0 | - | 468.2 | - | - | - | - | - |
| Cs | - | - | - | - | 0.2 | - | - | - | - | - |
| Ba | 114.0 | 184.0 | 96.0 | - | 51.2 | - | - | - | - | - |
| Tl | - | - | - | - | 0.0 | - | - | - | - | - |
| Y | 17.0 | 6.0 | 8.0 | - | 12.3 | - | - | - | - | - |
| Zr | 72.0 | 23.0 | 28.0 | - | 59.5 | - | - | - | - | - |
| Nb | 6.0 | 2.0 | 2.0 | - | 7.0 | - | - | - | - | - |
| Hf | - | - | - | - | 2.1 | - | - | - | - | - |
| Ta | - | - | - | - | 0.5 | - | - | - | - | - |
| Th | - | - | - | - | 0.5 | - | - | - | - | - |
| U | - | - | - | - | 0.2 | - | - | - | - | - |
| La | 5.6 | 2.6 | 2.2 | - | 6.4 | - | - | - | - | - |
| Ce | 14.3 | 6.0 | 6.4 | - | 16.9 | - | - | - | - | - |
| Pr | - | - | - | - | 2.0 | - | - | - | - | - |
| Nd | 10.7 | 4.1 | 4.8 | - | 10.1 | - | - | - | - | - |
| Sm | 2.4 | 1.1 | 1.3 | - | 2.8 | - | - | - | - | - |
| Eu | 0.7 | 0.4 | 0.5 | - | 1.0 | - | - | - | - | - |
| Gd | 2.6 | 1.1 | 1.6 | - | 3.0 | - | - | - | - | - |
| Tb | - | - | - | - | 0.5 | - | - | - | - | - |
| Dy | 2.5 | 1.0 | 1.4 | - | 2.8 | - | - | - | - | - |
| Ho | - | - | - | - | 0.5 | - | - | - | - | - |
| Er | 1.2 | 0.5 | 0.6 | - | 1.2 | - | - | - | - | - |
| Tm | - | - | - | - | 0.2 | - | - | - | - | - |
| Yb | 0.8 | 0.3 | 0.5 | - | 1.0 | - | - | - | - | - |
| Lu | 0.1 | 0.1 | 0.1 | - | 0.1 | - | - | - | - | - |
| F | - | - | - | - | 280.0 | - | - | - | - | - |
| Cl | - | - | - | - | 1373.0 | - | - | - | - | - |
| Br | - | - | - | - | 18.0 | - | - | - | - | - |
| I | - | - | - | - | nd | - | - | - | - | - |
| Ge | - | - | - | - | 1.0 | - | - | - | - | - |
| As | - | - | - | - | 11.0 | - | - | - | - | - |
| Ag | - | - | - | - | nd | - | - | - | - | - |
| In | - | - | - | - | nd | - | - | - | - | - |
| Sb | - | - | - | - | 0.1 | - | - | - | - | - |
| Mo | - | - | - | - | 0.8 | - | - | - | - | - |
| Sn | - | - | - | - | 0.8 | - | - | - | - | - |
| W | - | - | - | - | 0.2 | - | - | - | - | - |
| Bi | - | - | - | - | 0.1 | - | - | - | - | - |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)

| Grupo Litotipo Amostra | MAC G-ol,anf A17 | MAC G-ol,anf A20 | MAC G-ol A24 | MAC G-ol,anrt A26 | MAC G-ol A28 | MAC G-ol,anrt A37 | MAC G-ol,anrt A40 | MAC G-ol A42 | MAC G-ol,anrt A44 | MAC G-ol,anrt A46 |
|--------------------------------|------------------|------------------|--------------|-------------------|--------------|-------------------|-------------------|--------------|-------------------|-------------------|
| SiO ₂ | 44.35 | 41.54 | 45.93 | 47.08 | 46.19 | 45.10 | 46.15 | 43.14 | 46.36 | 44.06 |
| TiO ₂ | 2.68 | 2.19 | 0.75 | 0.38 | 1.12 | 0.24 | 0.68 | 3.56 | 0.42 | 0.26 |
| Al ₂ O ₃ | 15.46 | 16.62 | 17.66 | 21.34 | 16.52 | 20.92 | 19.93 | 10.17 | 17.35 | 19.12 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.49 | 5.04 | 1.95 | 1.54 | 2.41 | 0.96 | 2.21 | 5.80 | 1.38 | 1.14 |
| FeO | 8.45 | 9.58 | 5.06 | 3.39 | 5.24 | 3.61 | 5.33 | 9.53 | 5.01 | 5.78 |
| MnO | 0.14 | 0.15 | 0.11 | 0.07 | 0.12 | 0.07 | 0.09 | 0.16 | 0.09 | 0.10 |
| MgO | 5.97 | 7.42 | 8.88 | 5.01 | 6.66 | 9.25 | 6.90 | 7.96 | 8.75 | 10.64 |
| CaO | 13.74 | 13.30 | 15.31 | 18.95 | 18.45 | 15.38 | 13.97 | 15.54 | 17.63 | 14.75 |
| Na ₂ O | 2.57 | 1.96 | 1.58 | 1.73 | 1.55 | 1.17 | 2.45 | 1.71 | 1.06 | 1.12 |
| K ₂ O | 0.36 | 0.35 | 0.25 | 0.12 | 0.25 | 0.47 | 0.40 | 0.36 | 0.06 | 0.25 |
| P ₂ O ₅ | - | - | 0.05 | 0.02 | - | 0.02 | - | - | - | - |
| LOI | 1.43 | 1.72 | 1.75 | 0.66 | 1.10 | 2.67 | 1.56 | 1.94 | 1.69 | 2.61 |
| Total | 99.64 | 99.87 | 99.28 | 100.29 | 99.61 | 99.86 | 99.67 | 99.87 | 99.80 | 99.83 |
| Cr | - | - | 114.0 | 47.0 | - | 208.0 | - | - | - | - |
| Sc | - | - | nd | nd | - | nd | - | - | - | - |
| V | - | - | 187.0 | 130.0 | - | 88.0 | - | - | - | - |
| Co | - | - | 47.9 | 25.8 | - | 34.2 | - | - | - | - |
| Ni | - | - | 180.0 | 50.0 | - | 246.0 | - | - | - | - |
| Cu | - | - | 85.0 | 39.0 | - | 53.0 | - | - | - | - |
| Pb | - | - | 9.0 | 5.0 | - | 15.0 | - | - | - | - |
| Zn | - | - | 40.0 | 34.0 | - | 28.0 | - | - | - | - |
| Ga | - | - | 17.0 | 22.0 | - | 18.0 | - | - | - | - |
| Rb | - | - | 5.3 | 3.0 | - | 11.2 | - | - | - | - |
| Sr | - | - | 579.2 | 810.6 | - | 609.0 | - | - | - | - |
| Cs | - | - | 0.4 | 0.3 | - | 0.6 | - | - | - | - |
| Ba | - | - | 132.3 | 57.6 | - | 47.9 | - | - | - | - |
| Tl | - | - | 0.1 | 0.0 | - | 0.1 | - | - | - | - |
| Y | - | - | 7.2 | 5.5 | - | 3.3 | - | - | - | - |
| Zr | - | - | 29.5 | 20.7 | - | 11.7 | - | - | - | - |
| Nb | - | - | 3.9 | 1.4 | - | 1.3 | - | - | - | - |
| Hf | - | - | 1.1 | 0.9 | - | 0.4 | - | - | - | - |
| Ta | - | - | 0.2 | 0.1 | - | 0.1 | - | - | - | - |
| Th | - | - | 0.3 | 0.1 | - | 0.1 | - | - | - | - |
| U | - | - | 0.1 | 0.0 | - | 0.0 | - | - | - | - |
| La | - | - | 3.9 | 2.7 | - | 2.3 | - | - | - | - |
| Ce | - | - | 10.0 | 6.9 | - | 5.4 | - | - | - | - |
| Pr | - | - | 1.2 | 0.9 | - | 0.6 | - | - | - | - |
| Nd | - | - | 5.9 | 4.5 | - | 3.1 | - | - | - | - |
| Sm | - | - | 1.7 | 1.3 | - | 0.9 | - | - | - | - |
| Eu | - | - | 0.7 | 0.6 | - | 0.4 | - | - | - | - |
| Gd | - | - | 1.7 | 1.4 | - | 0.8 | - | - | - | - |
| Tb | - | - | 0.3 | 0.2 | - | 0.1 | - | - | - | - |
| Dy | - | - | 1.6 | 1.2 | - | 0.7 | - | - | - | - |
| Ho | - | - | 0.3 | 0.2 | - | 0.1 | - | - | - | - |
| Er | - | - | 0.7 | 0.5 | - | 0.3 | - | - | - | - |
| Tm | - | - | 0.1 | 0.1 | - | 0.0 | - | - | - | - |
| Yb | - | - | 0.6 | 0.4 | - | 0.3 | - | - | - | - |
| Lu | - | - | 0.1 | 0.1 | - | 0.0 | - | - | - | - |
| F | - | - | nd | nd | - | nd | - | - | - | - |
| Cl | - | - | nd | 909.0 | - | 1167.0 | - | - | - | - |
| Br | - | - | nd | 6.0 | - | 7.0 | - | - | - | - |
| I | - | - | nd | nd | - | nd | - | - | - | - |
| Ge | - | - | 1.3 | 1.0 | - | 0.9 | - | - | - | - |
| As | - | - | 17.0 | 10.0 | - | 10.0 | - | - | - | - |
| Ag | - | - | nd | nd | - | nd | - | - | - | - |
| In | - | - | nd | nd | - | nd | - | - | - | - |
| Sb | - | - | 1.0 | 0.2 | - | 0.1 | - | - | - | - |
| Mo | - | - | 1.2 | 0.9 | - | 0.8 | - | - | - | - |
| Sn | - | - | 0.6 | 0.4 | - | 0.3 | - | - | - | - |
| W | - | - | 0.3 | 0.2 | - | 0.1 | - | - | - | - |
| Bi | - | - | 0.1 | 0.1 | - | 0.1 | - | - | - | - |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)

| Grupo Litotipo Amostra | MAC G-ol,anrt A47 | MAC G-ol,anrt A49 | MAC G-ol,anrt A50 | MAC G-ol A51* | MAC G-ol A52 | MAC PXT A56 | MAC PXT A58 | MAC G-ol,anf A61 | MAC PDT A62 | MAC PDT A63 |
|--------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|---------------|--------------|-------------|-------------|------------------|-------------|-------------|
| SiO ₂ | 46.50 | 46.51 | 46.98 | 48.20 | 46.91 | 42.66 | 42.33 | 44.80 | 41.88 | 41.32 |
| TiO ₂ | 0.60 | 0.45 | 0.41 | 0.94 | 0.66 | 0.22 | 0.40 | 0.68 | 0.21 | 0.17 |
| Al ₂ O ₃ | 14.56 | 17.51 | 23.87 | 17.80 | 18.78 | 11.92 | 10.86 | 17.16 | 12.57 | 11.85 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.73 | 1.00 | 1.33 | 6.81 | 1.77 | 1.36 | 3.17 | 1.70 | 2.28 | 2.81 |
| FeO | 5.24 | 5.38 | 3.43 | - | 5.20 | 4.06 | 7.22 | 5.29 | 5.60 | 5.60 |
| MnO | 0.10 | 0.09 | 0.07 | 0.12 | 0.10 | 0.07 | 0.14 | 0.10 | 0.11 | 0.11 |
| MgO | 9.88 | 8.65 | 3.88 | 7.70 | 7.03 | 17.97 | 18.73 | 10.41 | 19.97 | 23.03 |
| CaO | 18.19 | 17.46 | 15.90 | 16.20 | 15.76 | 14.45 | 11.43 | 15.61 | 10.51 | 8.20 |
| Na ₂ O | 1.15 | 1.37 | 2.23 | 1.72 | 2.26 | 0.88 | 0.66 | 1.02 | 0.64 | 0.69 |
| K ₂ O | 0.11 | 0.11 | 0.16 | 0.37 | 0.25 | 0.07 | 0.05 | 0.43 | 0.10 | 0.06 |
| P ₂ O ₅ | - | - | - | 0.09 | - | - | 0.01 | - | - | 0.01 |
| LOI | 1.91 | 1.33 | 1.45 | 0.96 | 1.04 | 6.01 | 4.84 | 2.61 | 5.70 | 5.98 |
| Total | 99.97 | 99.86 | 99.71 | 100.91 | 99.76 | 99.67 | 99.84 | 99.81 | 99.57 | 99.83 |
| Cr | - | - | - | 85.0 | - | - | 1173.0 | - | - | 1069.0 |
| Sc | - | - | - | 42.0 | - | - | 3.0 | - | - | 2.0 |
| V | - | - | - | 185.0 | - | - | 124.0 | - | - | 57.0 |
| Co | - | - | - | 23.0 | - | - | 77.3 | - | - | 87.5 |
| Ni | - | - | - | 57.0 | - | - | 543.0 | - | - | 982.0 |
| Cu | - | - | - | 72.0 | - | - | 121.0 | - | - | 39.0 |
| Pb | - | - | - | - | - | - | 2.0 | - | - | 2.0 |
| Zn | - | - | - | 31.0 | - | - | 61.0 | - | - | 51.0 |
| Ga | - | - | - | - | - | - | 12.0 | - | - | 12.0 |
| Rb | - | - | - | 8.0 | - | - | 0.9 | - | - | 0.8 |
| Sr | - | - | - | 614.0 | - | - | 329.0 | - | - | 319.6 |
| Cs | - | - | - | - | - | - | 0.1 | - | - | 0.1 |
| Ba | - | - | - | 80.0 | - | - | 14.9 | - | - | 15.9 |
| Tl | - | - | - | - | - | - | nd | - | - | 0.0 |
| Y | - | - | - | 9.0 | - | - | 4.8 | - | - | 1.9 |
| Zr | - | - | - | 49.0 | - | - | 14.8 | - | - | 5.3 |
| Nb | - | - | - | 5.0 | - | - | 0.9 | - | - | 0.6 |
| Hf | - | - | - | - | - | - | 0.7 | - | - | 0.2 |
| Ta | - | - | - | - | - | - | 0.1 | - | - | 0.0 |
| Th | - | - | - | - | - | - | 0.1 | - | - | 0.1 |
| U | - | - | - | - | - | - | 0.0 | - | - | 0.0 |
| La | - | - | - | 4.3 | - | - | 1.8 | - | - | 1.3 |
| Ce | - | - | - | 10.9 | - | - | 5.0 | - | - | 3.1 |
| Pr | - | - | - | - | - | - | 0.7 | - | - | 0.4 |
| Nd | - | - | - | 7.5 | - | - | 3.5 | - | - | 1.8 |
| Sm | - | - | - | 1.9 | - | - | 1.0 | - | - | 0.4 |
| Eu | - | - | - | 0.8 | - | - | 0.4 | - | - | 0.2 |
| Gd | - | - | - | 2.1 | - | - | 1.2 | - | - | 0.4 |
| Tb | - | - | - | - | - | - | 0.2 | - | - | 0.1 |
| Dy | - | - | - | 1.7 | - | - | 1.1 | - | - | 0.4 |
| Ho | - | - | - | - | - | - | 0.2 | - | - | 0.1 |
| Er | - | - | - | 0.8 | - | - | 0.4 | - | - | 0.2 |
| Tm | - | - | - | - | - | - | 0.1 | - | - | 0.0 |
| Yb | - | - | - | 0.7 | - | - | 0.4 | - | - | 0.2 |
| Lu | - | - | - | 0.1 | - | - | 0.1 | - | - | 0.0 |
| F | - | - | - | - | - | - | nd | - | - | nd |
| Cl | - | - | - | - | - | - | nd | - | - | nd |
| Br | - | - | - | - | - | - | nd | - | - | nd |
| I | - | - | - | - | - | - | nd | - | - | nd |
| Ge | - | - | - | - | - | - | 1.2 | - | - | 0.9 |
| As | - | - | - | - | - | - | 28.0 | - | - | 23.0 |
| Ag | - | - | - | - | - | - | nd | - | - | nd |
| In | - | - | - | - | - | - | nd | - | - | nd |
| Sb | - | - | - | - | - | - | 0.1 | - | - | 0.6 |
| Mo | - | - | - | - | - | - | 0.9 | - | - | 0.9 |
| Sn | - | - | - | - | - | - | 5.0 | - | - | 0.3 |
| W | - | - | - | - | - | - | 0.1 | - | - | 0.1 |
| Bi | - | - | - | - | - | - | 0.1 | - | - | 0.1 |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)

| Grupo Litotipo Amostra | MAC G-ol,anrt A64 | MAC G-ol,anf A65 | MAC PXT A66 | MAC G-ol,anf A69 | MAC PXT A70 | MAC PDT A72 | MAC G-ol,anf A73a | MAC G-ol,anf A73b | MAC PDT A82 | MAC G-ol,anf A86a |
|--------------------------------|-------------------|------------------|-------------|------------------|-------------|-------------|-------------------|-------------------|-------------|-------------------|
| SiO ₂ | 45.92 | 46.99 | 45.93 | 46.99 | 42.75 | 38.59 | 46.77 | 47.37 | 37.24 | 44.36 |
| TiO ₂ | 0.24 | 0.83 | 0.44 | 0.68 | 0.36 | 0.17 | 0.74 | 0.84 | 0.31 | 1.38 |
| Al ₂ O ₃ | 19.81 | 7.57 | 16.51 | 13.63 | 9.36 | 7.28 | 11.78 | 13.99 | 1.96 | 14.98 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.33 | 1.61 | 1.41 | 2.37 | 2.35 | 8.95 | 2.09 | 2.51 | 10.11 | 5.04 |
| FeO | 2.98 | 5.78 | 3.39 | 4.47 | 5.78 | 5.87 | 4.70 | 3.88 | 3.52 | 8.76 |
| MnO | 0.06 | 0.10 | 0.06 | 0.09 | 0.10 | 0.16 | 0.11 | 0.09 | 0.15 | 0.16 |
| MgO | 7.59 | 15.95 | 11.90 | 9.98 | 20.91 | 26.01 | 10.74 | 8.90 | 39.57 | 6.93 |
| CaO | 17.99 | 18.55 | 16.83 | 18.20 | 11.88 | 5.61 | 20.53 | 19.15 | 3.45 | 12.68 |
| Na ₂ O | 1.10 | 0.66 | 0.69 | 1.28 | 0.57 | 0.56 | 0.95 | 1.57 | 0.08 | 2.24 |
| K ₂ O | 0.81 | 0.06 | 0.53 | 0.36 | 0.03 | 0.03 | 0.12 | 0.26 | 0.02 | 0.91 |
| P ₂ O ₅ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.09 |
| LOI | 1.92 | 1.52 | 1.82 | 1.53 | 5.55 | 6.90 | 1.12 | 1.33 | 3.79 | 2.22 |
| Total | 99.75 | 99.62 | 99.51 | 99.58 | 99.64 | 100.13 | 99.65 | 99.89 | 100.20 | 99.75 |
| Cr | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 209.0 |
| Sc | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 2.0 |
| V | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 366.0 |
| Co | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 53.7 |
| Ni | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 127.0 |
| Cu | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 146.0 |
| Pb | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 2.0 |
| Zn | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 89.0 |
| Ga | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 21.0 |
| Rb | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 26.0 |
| Sr | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 455.9 |
| Cs | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.6 |
| Ba | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 65.4 |
| Tl | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 |
| Y | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 13.8 |
| Zr | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 54.8 |
| Nb | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 5.7 |
| Hf | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1.7 |
| Ta | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.4 |
| Th | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.5 |
| U | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.2 |
| La | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 5.9 |
| Ce | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 15.1 |
| Pr | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1.8 |
| Nd | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 8.8 |
| Sm | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 2.6 |
| Eu | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1.0 |
| Gd | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 2.8 |
| Tb | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.5 |
| Dy | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 2.8 |
| Ho | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.6 |
| Er | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1.2 |
| Tm | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.2 |
| Yb | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1.2 |
| Lu | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.2 |
| F | - | - | - | - | - | - | - | - | - | nd |
| Cl | - | - | - | - | - | - | - | - | - | nd |
| Br | - | - | - | - | - | - | - | - | - | nd |
| I | - | - | - | - | - | - | - | - | - | nd |
| Ge | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1.5 |
| As | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 16.0 |
| Ag | - | - | - | - | - | - | - | - | - | nd |
| In | - | - | - | - | - | - | - | - | - | nd |
| Sb | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 3.0 |
| Mo | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1.5 |
| Sn | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.8 |
| W | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 |
| Bi | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.1 |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)

| Grupo Litotipo Amostra | MAC G-ol A86b | MAC G-ol A87 | MAC G-ol,anf A89 | MAC PDT A90 | MAC DNT A91 | MAC G-ol,anrt A114 | ME GRD E1 | ME GRD E3 | ME D-opx E4b | ME D E8 |
|--------------------------------|---------------|--------------|------------------|-------------|-------------|--------------------|-----------|-----------|--------------|---------|
| SiO ₂ | 46.11 | 46.28 | 44.91 | 37.73 | 36.20 | 47.90 | 55.63 | 51.46 | 51.39 | 52.85 |
| TiO ₂ | 0.89 | 0.97 | 0.94 | 0.31 | 0.05 | 1.10 | 0.91 | 1.27 | 0.60 | 0.70 |
| Al ₂ O ₃ | 14.49 | 15.66 | 15.97 | 4.91 | 0.23 | 19.20 | 16.62 | 17.16 | 13.98 | 15.84 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.96 | 2.64 | 2.79 | 8.58 | 6.76 | 6.47 | 1.38 | 1.68 | 1.98 | 1.07 |
| FeO | 0.08 | 8.54 | 6.51 | 6.77 | 5.38 | - | 6.10 | 6.82 | 7.54 | 6.41 |
| MnO | 0.15 | 0.15 | 0.12 | 0.18 | 0.15 | 0.11 | 0.12 | 0.12 | 0.16 | 0.11 |
| MgO | 7.92 | 7.87 | 8.98 | 29.31 | 41.90 | 6.40 | 3.81 | 5.99 | 11.80 | 7.16 |
| CaO | 12.94 | 13.10 | 15.12 | 4.04 | 0.31 | 15.71 | 6.99 | 9.28 | 7.50 | 8.01 |
| Na ₂ O | 2.81 | 2.56 | 1.86 | 0.42 | 0.05 | 2.10 | 4.09 | 3.34 | 2.28 | 4.48 |
| K ₂ O | 0.52 | 0.66 | 0.63 | 0.09 | 0.00 | 0.39 | 2.18 | 1.16 | 1.55 | 1.91 |
| P ₂ O ₅ | - | - | - | 0.04 | 0.00 | 0.06 | 0.36 | - | 0.29 | - |
| LOI | 1.70 | 1.50 | 1.91 | 8.35 | 9.08 | 1.10 | 1.99 | 1.49 | 1.06 | 1.17 |
| Total | 90.57 | 99.93 | 99.74 | 100.73 | 100.11 | 100.54 | 100.18 | 99.77 | 100.13 | 99.71 |
| Cr | - | - | - | 565.0 | 1365.0 | 53.0 | 69.0 | - | 176.0 | - |
| Sc | - | - | - | 4.0 | 4.0 | 37.0 | 3.0 | - | 3.0 | - |
| V | - | - | - | 57.0 | 19.0 | 223.0 | 189.0 | - | 147.0 | - |
| Co | - | - | - | 120.8 | 127.6 | 39.2 | 21.8 | - | 49.9 | - |
| Ni | - | - | - | 840.0 | 2096.0 | 49.0 | 45.0 | - | 168.0 | - |
| Cu | - | - | - | 78.0 | 7.0 | 91.0 | 86.0 | - | 52.0 | - |
| Pb | - | - | - | 4.0 | 2.0 | 5.0 | 11.0 | - | 9.0 | - |
| Zn | - | - | - | 86.0 | 83.0 | 45.0 | 83.0 | - | 94.0 | - |
| Ga | - | - | - | 6.0 | 2.0 | 23.0 | 16.0 | - | 15.0 | - |
| Rb | - | - | - | 0.6 | 0.2 | 12.3 | 76.9 | - | 56.8 | - |
| Sr | - | - | - | 318.6 | 3.5 | 684.8 | 332.3 | - | 254.8 | - |
| Cs | - | - | - | 0.1 | 0.0 | 0.3 | 2.5 | - | 4.0 | - |
| Ba | - | - | - | 53.6 | nd | 105.7 | 509.9 | - | 232.6 | - |
| Tl | - | - | - | 0.0 | 0.0 | nd | 0.4 | - | 0.4 | - |
| Y | - | - | - | 3.3 | 0.3 | 9.9 | 31.6 | - | 23.5 | - |
| Zr | - | - | - | 15.4 | nd | 48.6 | 211.2 | - | 107.0 | - |
| Nb | - | - | - | 2.8 | 0.1 | 3.1 | 16.9 | - | 7.0 | - |
| Hf | - | - | - | 0.5 | nd | 1.6 | 5.5 | - | 2.9 | - |
| Ta | - | - | - | 0.2 | nd | 0.3 | 1.2 | - | 0.5 | - |
| Th | - | - | - | 0.2 | nd | 0.3 | 5.2 | - | 2.8 | - |
| U | - | - | - | 0.1 | 0.0 | 0.1 | 1.8 | - | 1.2 | - |
| La | - | - | - | 2.3 | 0.0 | 4.8 | 29.1 | - | 15.2 | - |
| Ce | - | - | - | 6.1 | 0.2 | 12.5 | 65.6 | - | 37.3 | - |
| Pr | - | - | - | 0.7 | 0.0 | 1.6 | 6.7 | - | 4.2 | - |
| Nd | - | - | - | 3.2 | 0.1 | 7.6 | 28.4 | - | 19.3 | - |
| Sm | - | - | - | 0.8 | 0.0 | 1.8 | 6.6 | - | 4.7 | - |
| Eu | - | - | - | 0.3 | nd | 0.9 | 1.7 | - | 1.3 | - |
| Gd | - | - | - | 0.8 | 0.0 | 2.4 | 6.2 | - | 4.8 | - |
| Tb | - | - | - | 0.1 | 0.0 | 0.3 | 1.1 | - | 0.8 | - |
| Dy | - | - | - | 0.7 | 0.0 | 1.9 | 5.7 | - | 4.6 | - |
| Ho | - | - | - | 0.1 | nd | 0.4 | 1.1 | - | 0.9 | - |
| Er | - | - | - | 0.3 | 0.0 | 1.0 | 2.7 | - | 2.1 | - |
| Tm | - | - | - | 0.0 | 0.0 | 0.1 | 0.5 | - | 0.3 | - |
| Yb | - | - | - | 0.4 | 0.1 | 0.7 | 3.0 | - | 2.1 | - |
| Lu | - | - | - | 0.0 | 0.0 | 0.1 | 0.4 | - | 0.3 | - |
| F | - | - | - | 110.0 | nd | nd | 710.0 | - | 590.0 | - |
| Cl | - | - | - | 3085.0 | nd | nd | 1382.0 | - | 1372.0 | - |
| Br | - | - | - | 13.0 | nd | nd | 9.0 | - | 10.0 | - |
| I | - | - | - | nd | nd | nd | nd | - | nd | - |
| Ge | - | - | - | 0.9 | 0.8 | nd | 1.3 | - | 1.3 | - |
| As | - | - | - | 37.0 | 21.0 | 2.0 | 10.0 | - | 7.0 | - |
| Ag | - | - | - | nd | nd | nd | nd | - | nd | - |
| In | - | - | - | nd | nd | nd | nd | - | nd | - |
| Sb | - | - | - | 0.2 | 0.2 | 0.3 | 0.2 | - | 0.2 | - |
| Mo | - | - | - | 0.6 | 0.6 | nd | 0.9 | - | 0.5 | - |
| Sn | - | - | - | 0.2 | nd | 0.5 | 3.3 | - | 1.8 | - |
| W | - | - | - | 0.1 | 0.0 | 0.2 | 0.8 | - | 0.5 | - |
| Bi | - | - | - | 0.1 | 0.1 | nd | 0.1 | - | 0.2 | - |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)

| Grupo Litotipo Amostra | ME | ME | ME | ME | ME | ME | ME | ME | ME | ME | ME |
|--------------------------------|---------|-----------|----------|----------|----------|----------|------------------|-------------|---------------|------------|----|
| | D E9 | D E11* | D E13 | D E14 | D E16 | D E17 | G-ol,opx E20* | G-ol E22 | GD-anf E26 | GRD E27 | |
| SiO ₂ | 49.28 | 52.30 | 54.06 | 51.83 | 47.70 | 52.91 | 46.40 | 42.47 | 52.60 | 51.07 | |
| TiO ₂ | 0.55 | 1.13 | 0.86 | 1.68 | 0.28 | 0.24 | 0.45 | 1.31 | 0.55 | 0.87 | |
| Al ₂ O ₃ | 11.84 | 15.90 | 16.65 | 15.44 | 13.86 | 8.90 | 15.10 | 12.50 | 14.56 | 17.98 | |
| Fe ₂ O ₃ | 1.94 | 6.96 | 1.23 | 2.33 | 4.86 | 2.82 | 8.06 | 6.44 | 1.00 | 1.53 | |
| FeO | 5.96 | - | 4.11 | 6.59 | 3.07 | 5.64 | - | 10.66 | 5.38 | 6.55 | |
| MnO | 0.12 | 0.13 | 0.07 | 0.12 | 0.08 | 0.13 | 0.14 | 0.17 | 0.11 | 0.12 | |
| MgO | 7.82 | 6.03 | 2.98 | 6.20 | 7.26 | 7.42 | 13.80 | 12.47 | 10.51 | 6.10 | |
| CaO | 18.20 | 10.00 | 13.82 | 9.96 | 18.53 | 16.56 | 12.60 | 11.89 | 9.79 | 9.41 | |
| Na ₂ O | 1.78 | 3.56 | 4.63 | 3.87 | 1.97 | 2.53 | 1.26 | 1.27 | 2.33 | 3.45 | |
| K ₂ O | 0.68 | 2.02 | 0.58 | 0.85 | 0.17 | 1.47 | 0.20 | 0.22 | 0.97 | 1.04 | |
| P ₂ O ₅ | - | 0.22 | 0.08 | - | - | - | 0.07 | 0.01 | - | - | |
| LOI | 1.53 | 1.36 | 0.52 | 0.97 | 2.07 | 1.05 | 1.41 | 0.24 | 2.03 | 1.78 | |
| Total | 99.70 | 99.61 | 99.59 | 99.84 | 99.85 | 99.67 | 99.49 | 99.65 | 99.83 | 99.90 | |
| Cr | - | 107.0 | 12.0 | - | - | - | 734.0 | 277.0 | - | - | |
| Sc | - | 24.0 | nd | - | - | - | 31.0 | 2.0 | - | - | |
| V | - | 157.0 | 132.0 | - | - | - | 105.0 | 427.0 | - | - | |
| Co | - | 15.0 | 13.7 | - | - | - | 37.0 | 74.0 | - | - | |
| Ni | - | 80.0 | 18.0 | - | - | - | 206.0 | 149.0 | - | - | |
| Cu | - | 44.0 | 12.0 | - | - | - | 83.0 | 70.0 | - | - | |
| Pb | - | - | 5.0 | - | - | - | - | 2.0 | - | - | |
| Zn | - | 45.0 | 48.0 | - | - | - | 265.0 | 117.0 | - | - | |
| Ga | - | - | 20.0 | - | - | - | - | 16.0 | - | - | |
| Rb | - | 80.0 | 9.1 | - | - | - | 3.0 | 2.6 | - | - | |
| Sr | - | 488.0 | 1237.8 | - | - | - | 351.0 | 341.4 | - | - | |
| Cs | - | - | 0.2 | - | - | - | - | 0.2 | - | - | |
| Ba | - | 470.0 | 191.2 | - | - | - | 73.0 | 96.1 | - | - | |
| Tl | - | - | 0.0 | - | - | - | - | 0.0 | - | - | |
| Y | - | 25.0 | 40.3 | - | - | - | 12.0 | 14.3 | - | - | |
| Zr | - | 69.0 | 92.8 | - | - | - | 34.0 | 27.3 | - | - | |
| Nb | - | 9.0 | 23.7 | - | - | - | 3.0 | 2.0 | - | - | |
| Hf | - | - | 3.6 | - | - | - | - | 1.2 | - | - | |
| Ta | - | - | 2.9 | - | - | - | - | 0.2 | - | - | |
| Th | - | - | 4.3 | - | - | - | - | 0.3 | - | - | |
| U | - | - | 1.2 | - | - | - | - | 0.1 | - | - | |
| La | - | 16.7 | 25.0 | - | - | - | 4.3 | 4.6 | - | - | |
| Ce | - | 38.9 | 70.9 | - | - | - | 11.5 | 12.4 | - | - | |
| Pr | - | - | 8.6 | - | - | - | - | 1.6 | - | - | |
| Nd | - | 20.6 | 39.3 | - | - | - | 8.3 | 8.0 | - | - | |
| Sm | - | 4.7 | 9.6 | - | - | - | 2.0 | 2.4 | - | - | |
| Eu | - | 1.2 | 2.4 | - | - | - | 0.7 | 0.8 | - | - | |
| Gd | - | 4.7 | 8.6 | - | - | - | 2.4 | 2.7 | - | - | |
| Tb | - | - | 1.4 | - | - | - | - | 0.5 | - | - | |
| Dy | - | 4.5 | 7.9 | - | - | - | 2.2 | 2.9 | - | - | |
| Ho | - | - | 1.5 | - | - | - | - | 0.6 | - | - | |
| Er | - | 2.4 | 3.5 | - | - | - | 1.1 | 1.3 | - | - | |
| Tm | - | - | 0.6 | - | - | - | - | 0.2 | - | - | |
| Yb | - | 2.2 | 3.2 | - | - | - | 1.1 | 1.4 | - | - | |
| Lu | - | 0.3 | 0.4 | - | - | - | 0.2 | 0.2 | - | - | |
| F | - | - | nd | - | - | - | - | 770.0 | - | - | |
| Cl | - | - | nd | - | - | - | - | 1003.0 | - | - | |
| Br | - | - | nd | - | - | - | - | 15.0 | - | - | |
| I | - | - | nd | - | - | - | - | nd | - | - | |
| Ge | - | - | 1.4 | - | - | - | - | 1.1 | - | - | |
| As | - | - | 9.0 | - | - | - | - | 9.0 | - | - | |
| Ag | - | - | 0.6 | - | - | - | - | nd | - | - | |
| In | - | - | nd | - | - | - | - | nd | - | - | |
| Sb | - | - | 0.2 | - | - | - | - | 0.3 | - | - | |
| Mo | - | - | 1.0 | - | - | - | - | 0.5 | - | - | |
| Sn | - | - | 3.0 | - | - | - | - | 1.0 | - | - | |
| W | - | - | 1.0 | - | - | - | - | 0.1 | - | - | |
| Bi | - | - | 0.1 | - | - | - | - | 0.1 | - | - | |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)

| Grupo Litotipo Amostra | ME G E28 | ME G E29 | ME GD E30 | ME G-ol E31 | ME GD E32 | ME G-anf E34 | ME D E38a | ME GD E38b | ME PXT E39a | ME GD E41 |
|--------------------------------|----------|----------|-----------|-------------|-----------|--------------|-----------|------------|-------------|-----------|
| SiO ₂ | 49.66 | 49.95 | 50.10 | 46.06 | 52.65 | 51.67 | 54.63 | 53.01 | 51.06 | 50.45 |
| TiO ₂ | 1.02 | 0.55 | 1.18 | 0.36 | 0.52 | 0.75 | 0.40 | 0.33 | 0.58 | 0.47 |
| Al ₂ O ₃ | 14.84 | 14.91 | 8.91 | 16.35 | 8.86 | 13.18 | 14.46 | 15.93 | 6.59 | 11.56 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.16 | 0.99 | 3.47 | 1.11 | 1.66 | 3.10 | 2.30 | 1.30 | 1.30 | 1.12 |
| FeO | 6.14 | 4.70 | 5.01 | 5.96 | 5.38 | 7.95 | 5.55 | 4.88 | 6.46 | 5.65 |
| MnO | 0.18 | 0.11 | 0.13 | 0.11 | 0.12 | 0.19 | 0.18 | 0.11 | 0.16 | 0.14 |
| MgO | 6.20 | 8.35 | 7.13 | 12.36 | 8.39 | 6.80 | 3.45 | 7.63 | 12.17 | 8.22 |
| CaO | 15.15 | 16.10 | 19.70 | 14.17 | 17.78 | 10.92 | 13.48 | 10.96 | 17.86 | 17.35 |
| Na ₂ O | 2.92 | 2.30 | 2.01 | 1.43 | 2.47 | 3.57 | 3.94 | 2.99 | 1.34 | 2.49 |
| K ₂ O | 0.21 | 0.37 | 0.46 | 0.13 | 1.08 | 0.80 | 0.69 | 0.61 | 0.49 | 0.57 |
| P ₂ O ₅ | - | 0.05 | 0.87 | 0.02 | - | 0.10 | 0.08 | - | 0.05 | - |
| LOI | 1.25 | 1.35 | 1.58 | 1.62 | 0.83 | 0.91 | 0.78 | 1.96 | 1.72 | 1.79 |
| Total | 99.73 | 99.73 | 100.55 | 99.68 | 99.74 | 99.94 | 99.94 | 99.71 | 99.78 | 99.81 |
| Cr | - | 97.0 | 63.0 | 525.0 | - | 48.0 | 110.0 | - | 636.0 | - |
| Sc | - | nd | 2.0 | nd | - | 3.0 | nd | - | 2.0 | - |
| V | - | 137.0 | 168.0 | 96.0 | - | 160.0 | 67.0 | - | 165.0 | - |
| Co | - | 31.5 | 30.5 | 50.6 | - | 27.0 | 15.4 | - | 29.4 | - |
| Ni | - | 90.0 | 50.0 | 184.0 | - | 26.0 | 80.0 | - | 94.0 | - |
| Cu | - | 64.0 | 12.0 | 72.0 | - | 17.0 | 15.0 | - | 57.0 | - |
| Pb | - | 7.0 | 5.0 | 2.0 | - | 5.0 | 7.0 | - | 3.0 | - |
| Zn | - | 68.0 | 85.0 | 52.0 | - | 95.0 | 92.0 | - | 119.0 | - |
| Ga | - | 17.0 | 17.0 | 15.0 | - | 26.0 | 24.0 | - | 10.0 | - |
| Rb | - | 6.8 | 9.4 | 2.2 | - | 8.4 | 19.6 | - | 12.7 | - |
| Sr | - | 589.2 | 567.8 | 398.9 | - | 374.4 | 453.0 | - | 119.4 | - |
| Cs | - | 0.4 | 0.7 | 0.2 | - | 0.2 | 0.7 | - | 0.3 | - |
| Ba | - | 114.8 | 175.4 | 57.7 | - | 254.0 | 196.2 | - | 72.9 | - |
| Tl | - | 0.1 | 0.0 | 0.0 | - | 0.1 | 0.1 | - | 0.1 | - |
| Y | - | 21.9 | 37.4 | 9.5 | - | 148.9 | 54.7 | - | 33.6 | - |
| Zr | - | 62.1 | 163.8 | 18.6 | - | 576.9 | 134.4 | - | 107.5 | - |
| Nb | - | 3.3 | 7.9 | 0.9 | - | 29.2 | 12.0 | - | 3.0 | - |
| Hf | - | 2.1 | 5.7 | 0.7 | - | 16.9 | 5.8 | - | 3.9 | - |
| Ta | - | 0.3 | 0.6 | 0.1 | - | 1.6 | 1.7 | - | 0.3 | - |
| Th | - | 0.8 | 4.3 | 0.2 | - | 5.2 | 2.8 | - | 2.9 | - |
| U | - | 0.3 | 1.7 | 0.1 | - | 1.9 | 0.9 | - | 0.8 | - |
| La | - | 9.5 | 30.9 | 3.6 | - | 36.2 | 18.9 | - | 7.9 | - |
| Ce | - | 24.8 | 76.4 | 9.5 | - | 98.6 | 51.9 | - | 19.5 | - |
| Pr | - | 2.9 | 8.4 | 1.2 | - | 12.4 | 6.4 | - | 2.5 | - |
| Nd | - | 13.6 | 36.1 | 6.0 | - | 58.6 | 30.2 | - | 13.3 | - |
| Sm | - | 3.9 | 8.4 | 1.9 | - | 17.6 | 8.5 | - | 4.4 | - |
| Eu | - | 1.2 | 1.9 | 0.7 | - | 4.0 | 1.9 | - | 1.1 | - |
| Gd | - | 4.2 | 7.8 | 1.9 | - | 21.1 | 9.0 | - | 5.4 | - |
| Tb | - | 0.8 | 1.3 | 0.4 | - | 4.3 | 1.8 | - | 1.0 | - |
| Dy | - | 4.3 | 7.1 | 1.9 | - | 26.5 | 10.4 | - | 6.2 | - |
| Ho | - | 0.8 | 1.4 | 0.4 | - | 5.8 | 2.1 | - | 1.3 | - |
| Er | - | 2.0 | 3.3 | 0.8 | - | 14.5 | 5.0 | - | 3.1 | - |
| Tm | - | 0.3 | 0.6 | 0.1 | - | 2.7 | 0.9 | - | 0.5 | - |
| Yb | - | 2.0 | 3.4 | 0.9 | - | 16.0 | 6.2 | - | 3.4 | - |
| Lu | - | 0.2 | 0.5 | 0.1 | - | 2.0 | 0.9 | - | 0.4 | - |
| F | - | nd | 1200.0 | nd | - | nd | nd | - | nd | - |
| Cl | - | nd | 1861.0 | nd | - | nd | nd | - | nd | - |
| Br | - | nd | 8.0 | nd | - | nd | nd | - | nd | - |
| I | - | nd | nd | nd | - | nd | nd | - | nd | - |
| Ge | - | 1.3 | 1.7 | 1.0 | - | 1.9 | 1.5 | - | 1.5 | - |
| As | - | 34.0 | 24.0 | 15.0 | - | 17.0 | 17.0 | - | 2.0 | - |
| Ag | - | nd | nd | nd | - | 0.8 | nd | - | nd | - |
| In | - | nd | 0.1 | nd | - | 0.1 | nd | - | nd | - |
| Sb | - | 0.2 | 0.6 | 0.4 | - | 0.6 | 0.3 | - | 0.2 | - |
| Mo | - | 0.7 | 1.1 | 0.4 | - | 0.7 | 1.8 | - | 0.2 | - |
| Sn | - | 1.3 | 4.7 | 0.4 | - | 7.1 | 3.8 | - | 1.6 | - |
| W | - | 0.1 | 0.6 | 0.0 | - | 0.5 | 0.5 | - | 0.6 | - |
| Bi | - | 0.1 | 0.1 | nd | - | 0.1 | 0.1 | - | 0.1 | - |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)

| Grupo Litotipo Amostra | ME GRD E42 | ME GD E111 | MCM-NW G-opx,anf C1 | MCM-NW G-opx,anf C5 | MCM-NW G-opx C20 | MCM-NW ANRT C21 | MCM-NW PXT C32 | MCM-NW G-opx,anf C39b | MCM-NW G-opx,anf C54* | MCM-SE M-bi C11 |
|--------------------------------|------------|------------|---------------------|---------------------|------------------|-----------------|----------------|-----------------------|-----------------------|-----------------|
| SiO ₂ | 58.00 | 51.17 | 52.86 | 53.07 | 51.86 | 48.28 | 51.70 | 50.42 | 49.80 | 54.42 |
| TiO ₂ | 0.54 | 0.58 | 0.60 | 0.73 | 0.84 | 0.14 | 0.29 | 0.70 | 1.11 | 0.89 |
| Al ₂ O ₃ | 15.72 | 15.31 | 13.83 | 13.01 | 13.11 | 31.69 | 7.29 | 7.50 | 14.90 | 14.42 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.77 | 7.09 | 9.38 | 10.24 | 11.45 | 0.73 | 12.14 | 11.58 | 10.90 | 9.16 |
| FeO | 3.75 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| MnO | 0.09 | 0.14 | 0.16 | 0.17 | 0.19 | 0.02 | 0.23 | 0.22 | 0.18 | 0.15 |
| MgO | 3.51 | 5.71 | 12.60 | 13.61 | 14.58 | 0.39 | 20.50 | 16.82 | 13.30 | 9.57 |
| CaO | 10.40 | 14.27 | 6.66 | 6.24 | 6.78 | 14.69 | 6.28 | 11.20 | 7.83 | 5.75 |
| Na ₂ O | 4.85 | 2.85 | 1.91 | 1.67 | 1.57 | 2.89 | 0.59 | 0.92 | 1.36 | 2.67 |
| K ₂ O | 1.70 | 0.64 | 0.88 | 0.87 | 0.34 | 0.17 | 0.09 | 0.18 | 0.24 | 1.65 |
| P ₂ O ₅ | 0.15 | 0.19 | 0.18 | 0.06 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.07 | 0.18 | 0.12 |
| LOI | 0.52 | 1.13 | 0.92 | 0.65 | 0.15 | 0.87 | 0.55 | 0.63 | 0.32 | 1.43 |
| Total | 100.00 | 99.08 | 99.98 | 100.32 | 100.91 | 99.91 | 99.68 | 100.24 | 100.12 | 100.23 |
| Cr | 3.0 | 138.0 | 933.0 | 1069.0 | 1098.0 | nd | 1255.0 | 1630.0 | 910.0 | 711.0 |
| Sc | 1.0 | 20.0 | 26.0 | 29.0 | 33.0 | nd | 45.0 | 62.0 | 26.0 | 30.0 |
| V | 79.0 | 104.0 | 163.0 | 186.0 | 201.0 | 10.0 | 169.0 | 271.0 | 220.0 | 241.0 |
| Co | 10.5 | 27.9 | 57.4 | 64.1 | 71.4 | 1.1 | 91.0 | 66.2 | 59.0 | 50.2 |
| Ni | 23.0 | 171.0 | 293.0 | 334.0 | 357.0 | 12.0 | 383.0 | 168.0 | 259.0 | 279.0 |
| Cu | 208.0 | 25.0 | 60.0 | 68.0 | 78.0 | nd | 30.0 | 13.0 | 65.0 | 58.0 |
| Pb | 7.0 | 3.0 | 9.0 | 8.0 | 9.0 | 7.0 | 4.0 | 3.0 | - | 10.0 |
| Zn | 189.0 | 50.0 | 105.0 | 102.0 | 116.0 | 7.0 | 121.0 | 104.0 | 260.0 | 111.0 |
| Ga | 23.0 | 21.0 | 16.0 | 17.0 | 18.0 | 37.0 | 11.0 | 13.0 | - | 18.0 |
| Rb | 50.7 | 17.2 | 29.0 | 30.8 | 8.6 | 2.0 | 1.5 | 0.6 | 4.0 | 56.6 |
| Sr | 390.6 | 370.4 | 291.0 | 274.3 | 293.3 | 732.2 | 163.9 | 194.4 | 381.0 | 291.8 |
| Cs | 0.5 | 0.6 | 1.9 | 1.3 | 0.4 | 0.1 | 0.2 | 0.0 | - | 2.4 |
| Ba | 355.3 | 159.8 | 191.0 | 248.0 | 121.0 | 155.8 | 49.1 | 92.1 | 88.0 | 551.4 |
| Tl | 0.2 | nd | 0.1 | 0.1 | 0.0 | nd | nd | nd | - | 0.3 |
| Y | 54.9 | 29.7 | 13.1 | 11.6 | 10.7 | 0.9 | 8.1 | 20.6 | 7.0 | 31.4 |
| Zr | 260.4 | 107.6 | 108.6 | 61.0 | 26.9 | 5.8 | 12.5 | 28.0 | 22.0 | 148.5 |
| Nb | 20.0 | 3.1 | 4.4 | 3.9 | 2.9 | 0.4 | 0.4 | 1.6 | 3.0 | 9.5 |
| Hf | 7.6 | 3.4 | 2.6 | 1.6 | 0.8 | 0.2 | 0.4 | 1.1 | - | 3.9 |
| Ta | 2.4 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | 0.3 | 0.0 | 0.0 | 0.1 | - | 0.7 |
| Th | 6.8 | 2.2 | 3.3 | 2.3 | 0.8 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | - | 3.9 |
| U | 2.5 | 0.8 | 1.5 | 0.9 | 0.3 | 0.1 | 0.1 | 0.0 | - | 2.3 |
| La | 28.1 | 12.9 | 15.7 | 9.9 | 5.8 | 7.7 | 2.9 | 5.2 | 5.1 | 23.5 |
| Ce | 69.1 | 34.3 | 33.5 | 22.0 | 13.5 | 13.4 | 7.6 | 17.6 | 10.5 | 55.1 |
| Pr | 7.9 | 4.1 | 3.2 | 2.3 | 1.5 | 1.1 | 0.9 | 2.6 | - | 6.1 |
| Nd | 35.1 | 19.1 | 12.6 | 9.1 | 6.8 | 3.8 | 4.4 | 13.7 | 4.9 | 26.1 |
| Sm | 9.1 | 4.9 | 2.4 | 1.8 | 1.4 | 0.2 | 1.0 | 3.8 | 1.1 | 6.1 |
| Eu | 2.1 | 1.2 | 0.8 | 0.7 | 0.7 | 0.9 | 0.4 | 1.0 | 0.6 | 1.3 |
| Gd | 9.4 | 5.4 | 2.4 | 2.2 | 1.9 | 0.4 | 1.4 | 4.5 | 1.2 | 6.0 |
| Tb | 1.7 | 0.8 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.0 | 0.2 | 0.6 | - | 0.8 |
| Dy | 10.2 | 5.0 | 2.1 | 1.9 | 1.7 | 0.2 | 1.3 | 3.6 | 1.1 | 5.3 |
| Ho | 2.0 | 1.2 | 0.5 | 0.5 | 0.4 | 0.0 | 0.3 | 0.8 | - | 1.3 |
| Er | 5.0 | 3.4 | 1.6 | 1.4 | 1.2 | 0.1 | 0.9 | 2.4 | 0.6 | 3.6 |
| Tm | 0.9 | 0.5 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.0 | 0.2 | 0.3 | - | 0.5 |
| Yb | 5.2 | 2.8 | 1.2 | 1.3 | 1.1 | 0.1 | 0.9 | 1.7 | 0.8 | 2.9 |
| Lu | 0.7 | 0.5 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.0 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.4 |
| F | 350.0 | nd | nd | 350.0 | nd | nd | nd | 350.0 | - | nd |
| Cl | 1291.0 | nd | nd | 1120.0 | nd | 1612.0 | nd | 1745.0 | - | nd |
| Br | 6.0 | nd | nd | 8.0 | nd | 2.0 | nd | 10.0 | - | nd |
| I | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | - | nd |
| Ge | 1.1 | nd | nd | nd | nd | nd | 0.2 | 0.3 | - | nd |
| As | 24.0 | 24.0 | 12.0 | 8.0 | 5.0 | 9.0 | 3.0 | 6.0 | - | 10.0 |
| Ag | 0.6 | nd | nd | 1.3 | nd | nd | nd | nd | - | nd |
| In | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | - | nd |
| Sb | 1.5 | 0.0 | 0.3 | 0.3 | 0.1 | nd | 0.1 | 0.1 | - | 0.1 |
| Mo | 1.2 | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | - | nd |
| Sn | 3.6 | 1.6 | 0.8 | 0.6 | 0.4 | nd | 0.2 | 0.8 | - | 0.9 |
| W | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.4 | 0.3 | nd | 0.2 | 0.2 | - | 0.8 |
| Bi | 0.1 | nd | 0.1 | nd | 4.5 | 0.1 | nd | nd | - | nd |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas máficas (grupos MAC, ME, MCM)

| Grupo Litotipo Amostra | MCM-SE GRLT-opx C14* | MCM-SE M-bi C15 | MCM-SE MG-opx,bi C17 |
|--------------------------------|----------------------------|-----------------------|----------------------------|
| SiO ₂ | 50.00 | 53.34 | 57.32 |
| TiO ₂ | 3.49 | 1.08 | 0.74 |
| Al ₂ O ₃ | 14.10 | 12.43 | 15.16 |
| Fe ₂ O ₃ | 14.90 | 10.06 | 7.53 |
| FeO | - | - | - |
| MnO | 0.25 | 0.15 | 0.12 |
| MgO | 4.40 | 11.78 | 8.12 |
| CaO | 8.34 | 6.11 | 6.05 |
| Na ₂ O | 2.85 | 2.03 | 3.09 |
| K ₂ O | 0.57 | 1.90 | 1.83 |
| P ₂ O ₅ | 0.47 | 0.19 | 0.14 |
| LOI | 0.59 | 1.29 | 0.60 |
| Total | 99.96 | 100.36 | 100.70 |
| Cr | 23.0 | 1020.0 | 571.0 |
| Sc | 38.0 | 37.0 | 23.0 |
| V | 403.0 | 298.0 | 164.0 |
| Co | 16.0 | 56.2 | 41.8 |
| Ni | 11.0 | 409.0 | 234.0 |
| Cu | 68.0 | 69.0 | 16.0 |
| Pb | - | 5.0 | 13.0 |
| Zn | 10.0 | 83.0 | 81.0 |
| Ga | - | 16.0 | 18.0 |
| Rb | 15.0 | 64.1 | 65.1 |
| Sr | 247.0 | 316.7 | 308.0 |
| Cs | - | 2.4 | 2.5 |
| Ba | 160.0 | 639.2 | 580.3 |
| Tl | - | 0.3 | 0.2 |
| Y | 63.0 | 24.7 | 19.5 |
| Zr | 259.0 | 71.7 | 121.4 |
| Nb | 7.0 | 7.1 | 7.4 |
| Hf | - | 2.4 | 3.1 |
| Ta | - | 0.6 | 0.7 |
| Th | - | 4.4 | 5.3 |
| U | - | 1.7 | 1.7 |
| La | 14.7 | 18.1 | 22.4 |
| Ce | 42.3 | 44.9 | 48.4 |
| Pr | - | 5.2 | 4.8 |
| Nd | 32.5 | 22.6 | 18.8 |
| Sm | 8.3 | 5.5 | 3.8 |
| Eu | 2.7 | 1.5 | 1.2 |
| Gd | 10.2 | 5.6 | 3.8 |
| Tb | - | 0.7 | 0.5 |
| Dy | 10.4 | 4.4 | 3.1 |
| Ho | - | 1.0 | 0.7 |
| Er | 6.2 | 2.8 | 2.2 |
| Tm | - | 0.4 | 0.3 |
| Yb | 6.1 | 2.2 | 1.6 |
| Lu | 0.9 | 0.3 | 0.3 |
| F | - | 950.0 | 520.0 |
| Cl | - | 1957.0 | 2275.0 |
| Br | - | 10.0 | 8.0 |
| I | - | nd | nd |
| Ge | - | 0.1 | nd |
| As | - | 7.0 | 7.0 |
| Ag | - | nd | nd |
| In | - | nd | nd |
| Sb | - | 0.1 | 0.3 |
| Mo | - | nd | nd |
| Sn | - | 1.4 | 1.4 |
| W | - | 0.5 | 0.5 |
| Bi | - | nd | 0.1 |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas félsicas (Província Alcalina: grupos ACH, EH e CMH)

| Mancha Grupo Litolito Amostra | A. Pedroso | | A. Pedroso | |
|--|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|--|
| | H-S SNT | H-S ALB | H-S SNT | H-S SNT | |
| | AP05 | AP06 | AP07 | AP08 | AP1 | AP6 | AP7b | AP8 | AP44 | AP46 | | |
| SiO ₂ | 62.40 | 62.40 | 64.50 | 64.20 | 63.28 | 63.01 | 61.06 | 67.82 | 65.12 | 62.27 | | |
| TiO ₂ | 0.06 | 0.06 | 0.08 | 0.05 | 0.06 | 0.06 | 0.10 | nd | 0.07 | 0.09 | | |
| Al ₂ O ₃ | 14.80 | 14.50 | 15.90 | 16.20 | 15.53 | 15.98 | 14.36 | 19.06 | 16.26 | 14.27 | | |
| Fe ₂ O ₃ | 8.18 | 8.18 | 5.94 | 5.24 | 7.50 | 5.42 | 10.19 | 0.60 | 6.76 | 10.44 | | |
| FeO | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | | |
| MnO | 0.15 | 0.15 | 0.15 | 0.18 | 0.16 | 0.22 | 0.26 | 0.02 | 0.01 | 0.24 | | |
| MgO | 0.01 | 0.04 | 0.15 | 0.04 | nd | nd | 0.01 | nd | 0.04 | 0.12 | | |
| CaO | 0.52 | 0.56 | 0.37 | 0.29 | 0.60 | 0.76 | 0.94 | 0.14 | 0.11 | 0.50 | | |
| Na ₂ O | 8.23 | 8.23 | 9.66 | 8.45 | 7.41 | 8.27 | 7.32 | 7.94 | 7.20 | 8.11 | | |
| K ₂ O | 4.60 | 4.57 | 3.71 | 4.50 | 3.35 | 4.21 | 3.10 | 3.84 | 3.00 | 2.75 | | |
| P ₂ O ₅ | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.01 | nd | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | | |
| LOI | 0.26 | 0.38 | 0.18 | 0.41 | 0.40 | 0.44 | 0.44 | 0.42 | 0.32 | 0.19 | | |
| Total | 99.25 | 99.11 | 100.69 | 99.60 | 98.30 | 98.37 | 97.81 | 99.85 | 98.91 | 98.99 | | |
| Cr | nd | 5.0 | 13.0 | nd | 4.0 | nd | 4.0 | nd | 5.0 | nd | | |
| Sc | nd | nd | 1.0 | 2.0 | nd | nd | nd | nd | nd | nd | | |
| V | 3.0 | 2.0 | 5.0 | 2.0 | nd | nd | nd | nd | nd | nd | | |
| Co | - | - | - | - | 0.2 | 0.3 | 0.2 | nd | 1.2 | 0.5 | | |
| Ni | 2.0 | 2.0 | 6.0 | 4.0 | 22.0 | 2.0 | 5.0 | 3.0 | 7.0 | 9.0 | | |
| Cu | 2.0 | 2.0 | 3.0 | 2.0 | 12.0 | nd | nd | nd | nd | nd | | |
| Pb | - | - | - | - | 4.0 | 20.0 | 1.0 | 2.0 | 1.0 | 2.0 | | |
| Zn | 299.0 | 314.0 | 322.0 | 666.0 | 277.0 | 1051.0 | 715.0 | 10.0 | 7.0 | 528.0 | | |
| Ga | - | - | - | - | 87.0 | 108.0 | 77.0 | 62.0 | 102.0 | 97.0 | | |
| Rb | 106.0 | 103.0 | 182.0 | 184.0 | 116.9 | 117.5 | 96.6 | 74.9 | 63.5 | 118.7 | | |
| Sr | 16.0 | 18.0 | 28.0 | 33.0 | 13.5 | 153.6 | 153.4 | 19.2 | 26.8 | 17.3 | | |
| Cs | - | - | - | - | 0.5 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | | |
| Ba | 62.0 | 59.0 | 197.0 | 170.0 | 55.0 | 339.3 | 156.0 | 318.1 | 410.1 | 64.5 | | |
| Tl | - | - | - | - | 0.1 | 0.1 | 0.0 | 0.1 | 0.0 | 0.1 | | |
| Y | 37.0 | 39.0 | 270.0 | 203.0 | 66.9 | 381.3 | 66.7 | 15.3 | 36.9 | 49.3 | | |
| Zr | 544.0 | 523.0 | 4300.0 | 2700.0 | 810.3 | 3798.9 | 1268.9 | 467.2 | 1021.5 | 670.9 | | |
| Nb | 67.0 | 70.0 | 384.0 | 340.0 | 98.0 | 614.3 | 159.5 | 8.4 | 241.8 | 79.5 | | |
| Hf | - | - | - | - | 23.5 | 114.8 | 36.7 | 12.2 | 33.5 | 23.1 | | |
| Ta | - | - | - | - | 6.3 | 47.4 | 10.8 | 0.8 | 19.0 | 4.3 | | |
| Th | - | - | - | - | 8.3 | 57.4 | 7.2 | 14.3 | 19.1 | 4.7 | | |
| U | - | - | - | - | 3.7 | 20.7 | 6.1 | 1.5 | 9.3 | 2.2 | | |
| La | 26.3 | 30.2 | 223.0 | 403.0 | 76.6 | 357.7 | 71.1 | 5.6 | 35.1 | 26.6 | | |
| Ce | 59.1 | 64.9 | 443.0 | 767.0 | 132.0 | 661.4 | 148.5 | 7.4 | 104.1 | 56.4 | | |
| Pr | - | - | - | - | 15.2 | 67.2 | 13.7 | 1.0 | 6.9 | 6.0 | | |
| Nd | 24.5 | 27.0 | 164.0 | 292.0 | 52.1 | 230.8 | 45.8 | 4.1 | 20.8 | 23.2 | | |
| Sm | 5.0 | 5.1 | 41.5 | 61.6 | 11.2 | 57.1 | 7.3 | 0.9 | 3.7 | 5.5 | | |
| Eu | 0.2 | 0.3 | 2.1 | 3.0 | 0.7 | 3.8 | 0.4 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | | |
| Gd | 4.3 | 4.6 | 35.0 | 45.8 | 10.2 | 59.2 | 6.4 | 1.3 | 4.3 | 5.8 | | |
| Tb | - | - | - | - | 1.4 | 10.2 | 1.1 | 0.2 | 0.9 | 0.8 | | |
| Dy | 5.2 | 5.5 | 46.3 | 46.0 | 8.9 | 68.5 | 8.7 | 1.7 | 7.6 | 5.8 | | |
| Ho | - | - | - | - | 2.1 | 16.8 | 2.4 | 0.5 | 2.2 | 1.5 | | |
| Er | 3.8 | 3.8 | 30.8 | 26.0 | 6.5 | 51.6 | 8.5 | 1.7 | 7.6 | 5.2 | | |
| Tm | - | - | - | - | 1.1 | 8.2 | 1.6 | 0.3 | 1.5 | 1.0 | | |
| Yb | 6.2 | 6.2 | 30.5 | 27.0 | 6.9 | 41.4 | 10.1 | 1.6 | 8.2 | 7.1 | | |
| Lu | 1.1 | 1.1 | 3.9 | 3.5 | 1.2 | 5.4 | 1.7 | 0.2 | 1.2 | 1.3 | | |
| F | - | - | - | - | 4300.0 | 2400.0 | 5400.0 | 1000.0 | 840.0 | 6100.0 | | |
| Cl | - | - | - | - | nd | nd | nd | nd | nd | nd | | |
| Br | - | - | - | - | nd | nd | nd | nd | nd | nd | | |
| I | - | - | - | - | nd | nd | nd | nd | nd | nd | | |
| Ge | - | - | - | - | 2.5 | 3.0 | 2.8 | 0.4 | 1.6 | 2.6 | | |
| As | - | - | - | - | 63.0 | 51.0 | 41.0 | 30.0 | 22.0 | 40.0 | | |
| Ag | - | - | - | - | nd | nd | nd | nd | nd | nd | | |
| In | - | - | - | - | 0.2 | 0.2 | 0.3 | nd | nd | 0.2 | | |
| Sb | - | - | - | - | 0.1 | 0.9 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | | |
| Mo | - | - | - | - | 0.7 | 0.5 | 0.4 | 0.6 | nd | nd | | |
| Sn | - | - | - | - | 17.8 | 41.3 | 29.7 | 0.8 | 5.3 | 24.6 | | |
| W | - | - | - | - | 0.4 | 3.8 | 0.4 | 0.2 | 0.4 | 0.1 | | |
| Bi | - | - | - | - | 0.3 | 0.4 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.1 | | |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas félsicas (Província Alcalina: grupos ACH, EH e CMH)

| Mancha Grupo Liotipo Amostra | A. Pedroso | | Almanhães | | Almanhães | | Vaiamonte | | Vaiamonte | | Vaiamonte | |
|---------------------------------------|---------------------|---------------------|--------------------------|-------------------------|------------------------|--------------------|---------------------|--------------------|---------------------|---------------------|-----------|--|
| | H-S SNT APII5 | H-S SNT APII7 | H-US SNT-ne AL13a* | H-US SNT-ne AL13c | H-US SNT-ne AL49 | H-S SNT AV9a | H-S SNT AV10c | H-S SNT AV25 | H-S SNT AV28b | H-S SNT AV35b | | |
| SiO ₂ | 62.72 | 66.36 | 57.20 | 57.50 | 57.80 | 62.87 | 66.27 | 66.20 | 69.10 | 72.09 | | |
| TiO ₂ | 0.06 | 0.05 | 0.21 | 0.05 | 0.06 | 0.34 | 0.50 | 0.59 | 0.37 | 0.38 | | |
| Al ₂ O ₃ | 15.12 | 18.95 | 18.90 | 22.66 | 21.42 | 16.00 | 15.25 | 14.62 | 14.77 | 13.35 | | |
| Fe ₂ O ₃ | 8.26 | 1.78 | 6.68 | 3.65 | 3.47 | 7.17 | 1.60 | 6.64 | 5.82 | 3.14 | | |
| FeO | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | | |
| MnO | 0.11 | 0.03 | 0.21 | 0.13 | 0.12 | 0.21 | 0.03 | 0.06 | 0.08 | 0.10 | | |
| MgO | 0.05 | 0.10 | 0.21 | 0.03 | 0.06 | 0.08 | 0.30 | 0.24 | 0.11 | 0.25 | | |
| CaO | 0.24 | 0.98 | 2.04 | 0.94 | 1.08 | 2.03 | 4.62 | 2.48 | 2.37 | 2.07 | | |
| Na ₂ O | 8.42 | 7.49 | 8.99 | 10.10 | 9.40 | 6.91 | 8.82 | 8.14 | 5.92 | 6.38 | | |
| K ₂ O | 2.43 | 3.57 | 5.20 | 4.12 | 4.28 | 3.59 | 0.14 | 0.20 | 1.86 | 2.07 | | |
| P ₂ O ₅ | 0.01 | 0.01 | 0.10 | 0.01 | 0.02 | 0.10 | 0.06 | 0.08 | 0.05 | 0.09 | | |
| LOI | 0.24 | 1.03 | 1.36 | 0.40 | 1.19 | 0.44 | 3.03 | 0.42 | 0.23 | 0.18 | | |
| Total | 97.66 | 100.35 | 101.10 | 99.59 | 98.90 | 99.74 | 100.62 | 99.67 | 100.68 | 100.10 | | |
| Cr | nd | 5.0 | 8.0 | 1.0 | 4.0 | 8.0 | 4.0 | 7.0 | 14.0 | 14.0 | | |
| Sc | nd | nd | 0.4 | nd | nd | nd | 2.0 | 2.0 | 9.0 | 4.0 | | |
| V | 2.0 | 1.0 | 5.0 | nd | nd | nd | 5.0 | 5.0 | nd | 15.0 | | |
| Co | nd | nd | nd | 0.9 | 1.3 | 2.2 | 0.5 | 4.2 | 1.8 | 1.6 | | |
| Ni | 13.0 | 7.0 | nd | 7.0 | 4.0 | 10.0 | 128.0 | 7.0 | 6.0 | 9.0 | | |
| Cu | 16.0 | nd | 13.0 | nd | 54.0 | nd | nd | 20.0 | 7.0 | nd | | |
| Pb | 3.0 | 2.0 | - | 4.0 | 6.0 | 3.0 | 1.0 | 8.0 | 2.0 | 3.0 | | |
| Zn | 312.0 | 101.0 | 6.0 | 72.0 | 76.0 | 75.0 | 15.0 | 14.0 | 38.0 | 110.0 | | |
| Ga | 106.0 | 78.0 | - | 42.0 | 40.0 | 34.0 | 35.0 | 36.0 | 32.0 | 26.0 | | |
| Rb | 124.9 | 127.6 | 77.0 | 84.6 | 77.5 | 79.8 | 0.7 | 1.9 | 29.7 | 24.6 | | |
| Sr | 11.1 | 25.7 | 217.0 | 62.9 | 144.2 | 136.9 | 217.5 | 93.2 | 133.9 | 133.2 | | |
| Cs | 1.1 | 0.6 | - | 0.4 | 0.5 | 1.3 | 0.0 | nd | 0.1 | 0.1 | | |
| Ba | 80.8 | 91.8 | 500.0 | 44.1 | 131.7 | 219.2 | 117.2 | 46.4 | 916.0 | 150.0 | | |
| Tl | 0.2 | 0.1 | - | 0.2 | 0.2 | 0.1 | nd | nd | 0.1 | nd | | |
| Y | 17.7 | 49.8 | 35.0 | 15.1 | 17.9 | 96.7 | 91.4 | 89.1 | 106.7 | 36.5 | | |
| Zr | 601.0 | 320.2 | 381.0 | 248.2 | 303.2 | 438.3 | 812.7 | 305.6 | 964.0 | 317.7 | | |
| Nb | 68.1 | 67.8 | 61.0 | 26.2 | 31.5 | 14.0 | 21.3 | 18.9 | 19.8 | 12.4 | | |
| Hf | 19.0 | 7.8 | - | 5.2 | 6.2 | 10.9 | 16.9 | 9.3 | 21.9 | 6.9 | | |
| Ta | 4.0 | 4.3 | - | 1.5 | 2.1 | 1.2 | 1.5 | 1.6 | 1.3 | 1.3 | | |
| Th | 4.8 | 8.7 | - | 4.0 | 3.9 | 7.3 | 10.7 | 10.4 | 7.6 | 9.5 | | |
| U | 1.8 | 1.8 | - | 0.7 | 1.5 | 2.6 | 3.7 | 5.1 | 4.8 | 3.9 | | |
| La | 21.2 | 28.2 | 51.9 | 44.4 | 31.5 | 37.2 | 30.1 | 35.9 | 68.2 | 26.7 | | |
| Ce | 31.5 | 56.4 | 107.0 | 92.2 | 66.4 | 83.9 | 70.8 | 79.8 | 125.9 | 63.4 | | |
| Pr | 4.1 | 5.2 | - | 8.5 | 6.2 | 10.8 | 8.3 | 10.1 | 16.9 | 6.6 | | |
| Nd | 14.8 | 18.8 | 48.1 | 29.0 | 20.7 | 45.8 | 36.2 | 45.4 | 74.0 | 25.2 | | |
| Sm | 2.8 | 4.1 | 8.9 | 4.8 | 3.6 | 11.5 | 9.6 | 11.5 | 17.9 | 5.7 | | |
| Eu | 0.2 | 0.4 | 1.5 | 0.8 | 0.8 | 2.3 | 1.7 | 2.3 | 4.2 | 0.7 | | |
| Gd | 2.9 | 5.0 | 7.6 | 4.1 | 3.4 | 13.5 | 12.0 | 13.5 | 20.9 | 5.7 | | |
| Tb | 0.4 | 0.8 | - | 0.5 | 0.5 | 2.0 | 1.9 | 1.9 | 2.8 | 0.9 | | |
| Dy | 2.9 | 5.4 | 6.8 | 3.0 | 3.0 | 12.7 | 12.4 | 12.6 | 16.7 | 5.6 | | |
| Ho | 0.7 | 1.4 | - | 0.7 | 0.7 | 3.3 | 3.3 | 3.3 | 4.2 | 1.4 | | |
| Er | 3.0 | 4.0 | 3.6 | 2.0 | 2.1 | 10.5 | 10.4 | 9.8 | 12.4 | 4.2 | | |
| Tm | 0.7 | 0.6 | - | 0.3 | 0.3 | 1.7 | 1.7 | 1.6 | 1.8 | 0.7 | | |
| Yb | 5.8 | 2.9 | 3.5 | 1.7 | 2.1 | 9.9 | 9.5 | 8.7 | 10.0 | 3.8 | | |
| Lu | 1.1 | 0.4 | 0.6 | 0.3 | 0.3 | 1.7 | 1.5 | 1.4 | 1.7 | 0.5 | | |
| F | 300.0 | 290.0 | 1300.0 | 1100.0 | 1400.0 | 840.0 | 860.0 | 740.0 | 580.0 | 270.0 | | |
| Cl | nd | nd | 7233.0 | 3833.0 | 5420.0 | nd | nd | nd | 434.0 | nd | | |
| Br | nd | nd | 21.0 | 3.0 | 13.0 | nd | nd | nd | nd | nd | | |
| I | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | | |
| Ge | 1.4 | nd | - | 0.5 | nd | 0.8 | 0.6 | 1.0 | 1.1 | 0.2 | | |
| As | 37.0 | 7.0 | - | 29.0 | 49.0 | 16.0 | 12.0 | 16.0 | 19.0 | 35.0 | | |
| Ag | nd | nd | - | nd | 0.5 | nd | nd | nd | nd | nd | | |
| In | 0.2 | nd | - | nd | nd | nd | nd | nd | 0.2 | nd | | |
| Sb | 0.1 | 0.0 | - | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.1 | 0.6 | 0.4 | 0.2 | | |
| Mo | nd | nd | - | 0.6 | 0.7 | 0.4 | 0.7 | 0.4 | 2.8 | 0.9 | | |
| Sn | 23.3 | 3.6 | - | 4.1 | 4.3 | 4.7 | 3.8 | 5.2 | 2.5 | 3.0 | | |
| W | 0.2 | 0.2 | - | 0.4 | 0.2 | 0.4 | 4.1 | 1.1 | 0.4 | 0.3 | | |
| Bi | 0.2 | 0.1 | - | 0.1 | nd | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 | nd | | |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas félsicas (Província Alcalina: grupos ACH, EH e CMH)

| Mancha | Vaiamonte | Vaiamonte | S. António | S. António | M. da Fome | M. da Fome | Tapadão | Tapadão | Falcato | Falcato |
|--------------------------------|-----------|-----------|------------|------------|------------|------------|---------|---------|---------|---------|
| Grupo | H-S | H-S | A-S | A-S | A-S | A-S | A-S | A-S | H-S | H-S |
| Litotipo | SNT | SNT | GRT | GRT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT | SNT |
| Amostra | AV39 | AV41 | ASA31 | ASA33 | AF20a | AF51 | AT17 | AT22 | EF5 | EF17* |
| SiO ₂ | 71.31 | 62.19 | 64.63 | 54.52 | 76.85 | 75.99 | 72.58 | 76.64 | 72.07 | 58.80 |
| TiO ₂ | 0.31 | 0.54 | 1.63 | 2.87 | 0.07 | 0.07 | 0.31 | 0.10 | 0.25 | 0.64 |
| Al ₂ O ₃ | 13.13 | 14.25 | 14.24 | 13.65 | 12.93 | 12.69 | 13.76 | 12.34 | 8.75 | 9.77 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.73 | 7.12 | 2.83 | 8.10 | 1.02 | 1.86 | 3.52 | 1.15 | 9.36 | 14.40 |
| FeO | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| MnO | 0.06 | 0.17 | 0.03 | 0.06 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.29 | 0.35 |
| MgO | 0.06 | 0.32 | 4.07 | 4.92 | 0.10 | 0.08 | nd | 0.03 | 0.39 | 0.52 |
| CaO | 1.93 | 3.95 | 4.78 | 6.89 | 0.96 | 0.48 | 1.46 | 0.35 | 1.43 | 1.83 |
| Na ₂ O | 7.65 | 6.66 | 6.89 | 6.06 | 6.38 | 4.39 | 7.29 | 6.97 | 6.43 | 6.75 |
| K ₂ O | 0.07 | 3.37 | 0.18 | 0.51 | 0.17 | 3.26 | 0.40 | 0.10 | 0.19 | 2.96 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.10 | 0.55 | 1.14 | nd | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.15 |
| LOI | 1.22 | 0.05 | 0.86 | 1.24 | 0.79 | 0.29 | 0.51 | 0.39 | 0.72 | 0.30 |
| Total | 100.50 | 98.72 | 100.69 | 99.96 | 99.31 | 99.17 | 99.91 | 98.12 | 99.90 | 96.47 |
| Cr | 4.0 | 5.0 | nd | 9.0 | 11.0 | 20.0 | 14.0 | 5.0 | nd | nd |
| Sc | nd | 1.0 | 15.0 | 28.0 | 2.0 | 2.0 | 5.0 | 3.0 | nd | 1.4 |
| V | 2.0 | 7.0 | 61.0 | 261.0 | nd | nd | 7.0 | nd | nd | 4.0 |
| Co | 1.5 | 3.4 | 2.9 | 7.1 | 14.1 | 1.2 | 7.4 | 1.0 | 0.22 | nd |
| Ni | 8.0 | 17.0 | 5.0 | 17.0 | 82.0 | 19.0 | 33.0 | 6.0 | 8.0 | 10.0 |
| Cu | nd | nd | nd | 11.0 | 31.0 | nd | 13.0 | 7.0 | nd | 6.0 |
| Pb | 2.0 | 2.0 | 2.0 | 2.0 | 3.0 | 1.0 | nd | 1.0 | 36.0 | - |
| Zn | 12.0 | 84.0 | 24.0 | 42.0 | nd | 9.0 | 37.0 | nd | 298.0 | nd |
| Ga | 48.0 | 31.0 | 38.0 | 30.0 | 32.0 | 31.0 | 32.0 | 30.0 | 55.0 | - |
| Rb | 0.6 | 75.0 | 4.2 | 20.6 | 3.1 | 65.3 | 3.2 | 1.1 | 3.2 | 77.0 |
| Sr | 66.6 | 236.0 | 120.4 | 253.0 | 258.5 | 96.9 | 163.4 | 118.1 | 10.9 | 97.0 |
| Cs | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.3 | 0.0 | 0.6 | 0.0 | 0.0 | 0.1 | - |
| Ba | 17.9 | 613.3 | 56.1 | 80.2 | 62.2 | 781.6 | 78.0 | 34.4 | 10.9 | 82.0 |
| Tl | nd | 0.1 | nd | 0.1 | nd | 0.2 | nd | nd | nd | - |
| Y | 266.8 | 62.8 | 125.6 | 89.6 | 35.3 | 76.3 | 72.9 | 64.0 | 395.3 | 670.0 |
| Zr | 1370.4 | 348.6 | 605.7 | 308.8 | 203.6 | 207.7 | 433.5 | 281.0 | 3753.0 | 4800.0 |
| Nb | 27.3 | 11.9 | 31.4 | 19.7 | 11.6 | 13.5 | 12.0 | 15.9 | 141.5 | 216.0 |
| Hf | 39.2 | 9.1 | 15.0 | 2.0 | 6.9 | 7.5 | 11.8 | 10.0 | 100.9 | - |
| Ta | 2.8 | 0.9 | 2.4 | 1.5 | 1.4 | 1.4 | 1.0 | 2.1 | 13.0 | - |
| Th | 37.7 | 12.8 | 5.8 | 3.4 | 9.0 | 10.8 | 12.0 | 16.4 | 21.5 | - |
| U | 15.4 | 2.0 | 2.4 | 1.7 | 4.9 | 6.0 | 3.1 | 3.1 | 16.4 | - |
| La | 90.5 | 41.2 | 26.9 | 28.7 | 10.9 | 31.3 | 78.6 | 16.0 | 41.2 | 179.0 |
| Ce | 193.3 | 107.2 | 73.1 | 74.7 | 25.5 | 66.4 | 163.5 | 49.8 | 172.5 | 461.0 |
| Pr | 20.9 | 10.7 | 9.4 | 9.7 | 3.0 | 9.0 | 16.5 | 4.6 | 11.9 | - |
| Nd | 81.1 | 42.0 | 43.6 | 46.5 | 12.5 | 37.6 | 64.6 | 18.6 | 50.9 | 271.0 |
| Sm | 21.0 | 9.4 | 13.6 | 13.3 | 3.2 | 10.3 | 13.2 | 4.7 | 18.3 | 71.0 |
| Eu | 2.6 | 2.0 | 4.5 | 4.3 | 0.4 | 0.8 | 2.3 | 0.4 | 2.8 | 13.2 |
| Gd | 27.7 | 10.3 | 18.8 | 16.0 | 3.9 | 11.5 | 12.8 | 5.5 | 31.7 | 75.2 |
| Tb | 4.6 | 1.5 | 3.0 | 2.3 | 0.7 | 1.8 | 1.8 | 1.1 | 7.1 | - |
| Dy | 32.3 | 9.7 | 19.6 | 14.2 | 5.4 | 11.6 | 11.1 | 8.5 | 59.3 | 112.0 |
| Ho | 8.9 | 2.5 | 4.9 | 3.6 | 1.5 | 2.8 | 2.8 | 2.4 | 17.4 | - |
| Er | 27.3 | 7.9 | 14.0 | 10.2 | 5.0 | 8.5 | 8.5 | 8.1 | 57.8 | 77.1 |
| Tm | 4.2 | 1.3 | 2.1 | 1.4 | 0.9 | 1.3 | 1.3 | 1.4 | 9.4 | - |
| Yb | 20.7 | 8.1 | 11.5 | 7.7 | 5.2 | 7.0 | 7.2 | 8.0 | 50.5 | 75.4 |
| Lu | 2.8 | 1.4 | 1.7 | 1.2 | 0.8 | 1.1 | 1.1 | 1.2 | 7.4 | 10.3 |
| F | 2800.0 | 310.0 | 960.0 | 1400.0 | 200.0 | 250.0 | 440.0 | 190.0 | 780.0 | 1900.0 |
| Cl | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd |
| Br | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | 4.0 |
| I | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd |
| Ge | 1.0 | 1.1 | 1.2 | 1.1 | 0.5 | 0.6 | 1.1 | 0.8 | 1.2 | - |
| As | 20.0 | 37.0 | 25.0 | 45.0 | 87.0 | 19.0 | 42.0 | 31.0 | 25.0 | - |
| Ag | 0.5 | nd | 0.5 | nd | nd | nd | nd | nd | nd | - |
| In | nd | 0.1 | nd | nd | nd | nd | nd | nd | 0.2 | - |
| Sb | 0.5 | 0.2 | 1.0 | 1.7 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.9 | - |
| Mo | 1.1 | nd | 0.1 | 0.7 | 2.2 | 1.0 | 1.3 | 0.8 | 0.1 | - |
| Sn | 6.8 | 4.0 | 6.9 | 3.3 | 1.4 | 3.8 | 2.2 | 0.8 | 35.4 | - |
| W | 0.6 | 0.3 | 0.5 | 4.2 | 0.6 | 0.3 | 0.4 | 0.5 | 2.4 | - |
| Bi | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | - |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas félsicas (Província Alcalina: grupos ACH, EH e CMH)

| Mancha | Falcato | Falcato | Falcato | Falcato | Varche | Varche | Varche | A. Pombal | A. Pombal | Alcamins |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|--------|--------|---------|-----------|-----------|----------|
| Grupo | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | H-S | A-S | A-S | A-S |
| Liotipo | SNT | SD | SNT | SD | SNT | SNT | SNT | GRT | GRT | GRT |
| Amostra | EF22* | EF25† | EFIV2b | EFV2 | EVA1 | EVA38 | EVAIII3 | EPO8 | EPO44 | EA24 |
| SiO ₂ (%) | 61.00 | 53.33 | 61.20 | 59.89 | 60.19 | 57.49 | 62.19 | 73.07 | 72.26 | 68.53 |
| TiO ₂ | 0.99 | 0.46 | 0.32 | 0.32 | 1.19 | 1.26 | 0.56 | 0.36 | 0.37 | 0.40 |
| Al ₂ O ₃ | 12.10 | 6.50 | 12.56 | 19.31 | 11.05 | 9.64 | 14.53 | 14.13 | 14.19 | 13.70 |
| Fe ₂ O ₃ | 11.70 | 19.01 | 14.88 | 3.80 | 13.64 | 18.82 | 10.41 | 2.16 | 3.24 | 2.34 |
| FeO | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| MnO | 0.22 | 0.93 | 0.43 | 0.13 | 0.40 | 0.38 | 0.24 | 0.04 | 0.02 | 0.05 |
| MgO | 0.25 | 1.99 | 0.17 | 1.12 | 0.14 | 0.58 | 0.32 | 0.37 | 0.51 | 0.12 |
| CaO | 1.70 | 14.11 | 2.25 | 7.82 | 3.12 | 3.22 | 1.63 | 0.98 | 0.75 | 3.99 |
| Na ₂ O | 7.95 | 3.55 | 5.88 | 6.26 | 7.93 | 6.64 | 6.17 | 4.73 | 4.78 | 7.99 |
| K ₂ O | 3.47 | 1.00 | 2.70 | 1.47 | 1.55 | 1.74 | 2.93 | 3.93 | 3.72 | 0.15 |
| P ₂ O ₅ | 0.07 | 0.03 | 0.16 | 0.06 | 0.08 | 0.39 | 0.06 | 0.08 | 0.08 | 0.05 |
| L.O.I. | 0.13 | 0.41 | 0.10 | 0.44 | nd | 0.37 | 0.29 | 0.34 | 0.98 | 3.51 |
| Total | 99.58 | 101.32 | 100.65 | 100.62 | 99.29 | 100.53 | 99.33 | 100.19 | 100.90 | 100.83 |
| Cr (ppm) | 8.0 | 30.0 | nd | 17.0 | nd | nd | 6.0 | 9.0 | 12.0 | nd |
| Sc | 0.3 | nd | nd | 4.0 | nd | 1.0 | nd | 4.0 | 4.0 | nd |
| V | nd | 30.0 | 2.0 | 34.0 | 1.0 | 17.0 | 7.0 | 19.0 | 25.0 | 4.0 |
| Co | nd | 2.4 | 2.1 | 7.8 | 5.0 | 6.8 | 3.7 | 1.7 | 2.1 | 0.8 |
| Ni | 5.0 | 9.0 | 2.0 | 34.0 | 3.0 | 3.0 | nd | 5.0 | 8.0 | 20.0 |
| Cu | 12.0 | nd | 6.0 | 10.0 | 7.0 | 6.0 | nd | 7.0 | nd | 25.0 |
| Pb | - | 3.0 | 4.0 | 7.0 | 4.0 | 3.0 | 2.0 | 3.0 | 2.0 | 2.0 |
| Zn | 7.0 | 379.0 | 232.0 | 340.0 | 469.0 | 264.0 | 318.0 | 9.0 | 5.0 | 6.0 |
| Ga | - | 33.0 | 47.0 | 35.0 | 62.0 | 48.0 | 47.0 | 24.0 | 25.0 | 39.0 |
| Rb | 72.0 | 10.0 | 55.8 | 30.3 | 31.9 | 23.0 | 64.7 | 102.2 | 147.7 | 0.9 |
| Sr | 100.0 | 148.0 | 85.0 | 521.4 | 231.3 | 322.3 | 126.8 | 101.9 | 118.2 | 97.5 |
| Cs | - | 0.2 | 0.2 | 0.6 | 0.5 | 0.5 | 0.8 | 0.2 | 1.2 | 0.3 |
| Ba | 1000.0 | 61.2 | 218.7 | 275.6 | 79.3 | 118.6 | 250.5 | 549.4 | 543.0 | 9.2 |
| Tl | - | 0.0 | 0.0 | 0.1 | 0.0 | 0.0 | 0.1 | 0.2 | 0.2 | nd |
| Y | 255.0 | 224.2 | 139.5 | 27.8 | 300.6 | 496.8 | 167.7 | 62.2 | 54.1 | 104.2 |
| Zr | 1470.0 | 1756.7 | 1018.3 | 133.3 | 1403.4 | 3624.1 | 795.8 | 331.8 | 317.3 | 1050.0 |
| Nb | 36.0 | 65.3 | 38.5 | 12.6 | 72.6 | 102.3 | 40.0 | 9.5 | 9.5 | 24.6 |
| Hf | - | 48.8 | 25.4 | 3.7 | 36.2 | 100.9 | 20.2 | 8.5 | 8.1 | 26.6 |
| Ta | - | 6.3 | 2.7 | 0.9 | 4.3 | 11.7 | 2.1 | 1.2 | 1.3 | 2.3 |
| Th | - | 16.1 | 14.0 | 4.0 | 34.1 | 28.6 | 28.7 | 17.9 | 18.2 | 26.9 |
| U | - | 5.8 | 4.1 | 1.1 | 14.4 | 16.3 | 7.2 | 6.6 | 4.5 | 12.4 |
| La | 76.3 | 84.0 | 63.5 | 16.9 | 124.6 | 240.0 | 125.7 | 29.9 | 24.8 | 65.2 |
| Ce | 140.0 | 220.5 | 123.0 | 36.4 | 290.9 | 552.8 | 243.3 | 67.3 | 65.3 | 145.7 |
| Pr | - | 27.1 | 17.7 | 4.0 | 33.8 | 65.5 | 30.9 | 8.5 | 7.2 | 15.6 |
| Nd | 117.0 | 121.6 | 74.1 | 16.6 | 143.6 | 271.8 | 127.6 | 33.8 | 28.3 | 64.2 |
| Sm | 28.5 | 33.1 | 18.1 | 4.0 | 37.9 | 69.3 | 31.5 | 7.9 | 6.7 | 14.8 |
| Eu | 5.4 | 7.3 | 3.7 | 1.1 | 7.4 | 13.6 | 6.1 | 1.0 | 0.9 | 1.7 |
| Gd | 32.6 | 34.5 | 19.8 | 4.6 | 43.0 | 77.2 | 34.2 | 8.6 | 7.5 | 15.4 |
| Tb | - | 6.7 | 2.8 | 0.7 | 6.7 | 12.4 | 4.9 | 1.3 | 1.2 | 2.3 |
| Dy | 38.7 | 41.0 | 19.5 | 4.4 | 45.8 | 83.3 | 30.6 | 8.7 | 7.9 | 15.8 |
| Ho | - | 8.9 | 5.1 | 1.1 | 11.8 | 21.5 | 7.1 | 2.3 | 2.0 | 4.2 |
| Er | 24.5 | 24.2 | 16.6 | 3.1 | 36.0 | 64.8 | 20.1 | 7.1 | 6.3 | 13.3 |
| Tm | - | 4.8 | 2.9 | 0.5 | 5.7 | 10.0 | 3.1 | 1.2 | 1.0 | 2.1 |
| Yb | 26.2 | 30.6 | 17.7 | 2.6 | 30.7 | 51.6 | 17.0 | 6.2 | 5.8 | 11.4 |
| Lu | 4.2 | 3.9 | 3.0 | 0.4 | 4.7 | 7.4 | 2.6 | 0.9 | 0.9 | 1.7 |
| F | 1800.0 | 390.0 | 1800.0 | 2000.0 | 1600.0 | 2700.0 | 5200.0 | 440.0 | 900.0 | 300.0 |
| Cl | nd | 1035.0 | nd | nd | nd | nd | nd | 355.0 | nd | nd |
| Br | nd | 18.0 | nd | nd | nd | 2.0 | nd | nd | nd | nd |
| I | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd |
| Ge | - | 2.8 | 1.4 | nd | 1.9 | 2.7 | 0.5 | 0.2 | 0.2 | nd |
| As | - | 15.0 | 21.0 | 21.0 | 27.0 | 36.0 | 17.0 | 17.0 | 38.0 | 31.0 |
| Ag | - | 2.1 | 0.7 | nd | nd | nd | 0.7 | nd | nd | nd |
| In | - | 0.1 | 0.2 | nd | 0.2 | 0.2 | 0.1 | nd | nd | nd |
| Sb | - | 0.1 | 0.6 | 0.2 | 12.3 | 0.4 | 0.4 | 0.5 | 0.1 | 0.5 |
| Mo | - | 1.2 | nd | nd | 0.7 | 0.1 | nd | 0.5 | 2.5 | 0.9 |
| Sn | - | 19.6 | 6.3 | 3.6 | 26.5 | 32.0 | 13.9 | 5.5 | 3.7 | 4.1 |
| W | - | 0.3 | 0.5 | 0.4 | 0.4 | 0.9 | 0.4 | 0.1 | 0.6 | 1.5 |
| Bi | - | nd | 0.1 | nd | 0.1 | 0.1 | nd | 0.1 | nd | 0.1 |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas félsicas (Província Alcalina: grupos ACH, EH e CMH)

| Mancha Grupo Litolito Amostra | Alcamins | | | Outeirão | | Outeirão | | Degola | | Gebarela | |
|--|--------------------|--------------------|---------------------|--------------------|--------------------|---------------------|--------------------|---------------------|-------------------|-------------------|--|
| | A-S GRT EA25 | A-S GRT EA30 | A-S GRT EA37* | H-S SNT EO13 | A-S GRT EO40 | A-S GRT EOV12 | H-S PRT ED15 | H-S PRT ED47a | H-S SD EG5t | H-S ALB EG6 | |
| SiO ₂ | 70.43 | 78.06 | 75.20 | 62.74 | 66.50 | 61.85 | 60.92 | 61.58 | 57.50 | 63.22 | |
| TiO ₂ | 0.30 | 0.21 | 0.24 | 0.12 | 0.58 | 0.56 | 0.15 | 0.10 | 1.45 | 0.13 | |
| Al ₂ O ₃ | 13.65 | 12.42 | 11.50 | 13.34 | 13.56 | 13.13 | 17.60 | 17.84 | 17.88 | 17.56 | |
| Fe ₂ O ₃ | 3.52 | 0.53 | 2.27 | 10.83 | 8.98 | 8.03 | 6.65 | 6.47 | 7.14 | 0.20 | |
| FeO | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | |
| MnO | 0.05 | 0.02 | 0.09 | 0.25 | 0.03 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.08 | 0.04 | |
| MgO | nd | 0.74 | 0.39 | 0.37 | nd | 0.41 | nd | 0.08 | 1.32 | nd | |
| CaO | 2.47 | 0.58 | 2.14 | 3.74 | 1.64 | 5.36 | 2.04 | 1.70 | 2.97 | 4.99 | |
| Na ₂ O | 7.03 | 6.91 | 7.15 | 7.55 | 7.96 | 6.79 | 9.94 | 9.82 | 8.35 | 10.28 | |
| K ₂ O | 1.54 | 0.04 | 0.16 | 1.70 | 0.20 | 0.14 | 0.16 | 0.15 | 1.89 | 0.18 | |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | 0.02 | 0.13 | 0.17 | 0.09 | 0.10 | 0.03 | 0.03 | 0.41 | 0.02 | |
| LOI | 2.08 | 0.51 | 0.93 | 0.05 | 1.32 | 4.28 | 1.84 | 1.60 | 1.71 | 4.04 | |
| Total | 101.10 | 100.04 | 100.20 | 100.86 | 100.86 | 100.70 | 99.37 | 99.40 | 100.70 | 100.66 | |
| Cr | nd | nd | 18.0 | nd | 17.0 | nd | 3.0 | nd | nd | nd | |
| Sc | nd | nd | 0.4 | 3.0 | nd | nd | nd | nd | 5.0 | nd | |
| V | 3.0 | 9.0 | 9.0 | 30.0 | nd | 3.0 | nd | 1.0 | 21.0 | 3.0 | |
| Co | 0.5 | 0.2 | nd | 3.8 | 0.4 | 1.6 | 2.5 | 3.5 | 9.9 | nd | |
| Ni | nd | 3.0 | nd | 48.0 | 5.0 | 2.0 | 40.0 | 2.0 | 1.0 | 3.0 | |
| Cu | 14.0 | nd | 16.0 | 5.0 | 9.0 | nd | 5.0 | 7.0 | 10.0 | nd | |
| Pb | 3.0 | 2.0 | - | nd | 2.0 | 5.0 | 5.0 | 4.0 | 4.0 | 7.0 | |
| Zn | 7.0 | nd | 6.0 | 173.0 | 5.0 | 5.0 | 13.0 | nd | 38.0 | 2.0 | |
| Ga | 40.0 | 36.0 | - | 64.0 | 44.0 | 51.0 | 52.0 | 49.0 | 37.0 | 53.0 | |
| Rb | 31.5 | 0.5 | 3.0 | 15.1 | 7.5 | 7.6 | 2.7 | 1.4 | 50.0 | 1.1 | |
| Sr | 100.3 | 42.4 | 66.0 | 191.2 | 122.4 | 147.2 | 205.5 | 178.3 | 337.7 | 228.8 | |
| Cs | 0.8 | 0.0 | - | 0.1 | 0.5 | 0.4 | 0.7 | 0.7 | 1.7 | 0.3 | |
| Ba | 123.2 | 5.4 | 35.0 | 65.9 | 98.3 | 15.6 | 92.1 | 76.8 | 288.9 | 25.9 | |
| Tl | 0.0 | nd | - | nd | nd | 0.0 | nd | nd | 0.1 | nd | |
| Y | 90.2 | 99.2 | 87.0 | 115.9 | 142.7 | 216.5 | 46.1 | 55.8 | 67.7 | 39.2 | |
| Zr | 960.8 | 1098.8 | 1120.0 | 1057.6 | 962.4 | 1234.6 | 1014.8 | 1116.9 | 520.5 | 1486.0 | |
| Nb | 31.0 | 21.4 | 29.0 | 2.6 | 24.8 | 48.3 | 121.8 | 117.4 | 68.3 | 33.8 | |
| Hf | 23.8 | 27.2 | - | 31.1 | 22.9 | 30.5 | 22.8 | 25.0 | 11.6 | 33.4 | |
| Ta | 2.4 | 2.6 | - | 0.3 | 2.5 | 3.5 | 17.5 | 9.8 | 4.4 | 6.6 | |
| Th | 11.8 | 38.4 | - | 1.7 | 16.4 | 16.9 | 15.9 | 15.0 | 9.7 | 67.0 | |
| U | 6.8 | 13.6 | - | 0.7 | 6.5 | 7.7 | 4.6 | 3.6 | 3.5 | 9.9 | |
| La | 29.7 | 64.6 | 25.9 | 45.5 | 42.8 | 70.0 | 130.3 | 115.7 | 67.5 | 0.9 | |
| Ce | 79.4 | 154.9 | 50.4 | 145.3 | 114.8 | 173.6 | 263.6 | 228.6 | 151.7 | 5.8 | |
| Pr | 9.4 | 14.7 | - | 20.7 | 13.9 | 20.5 | 24.9 | 21.3 | 16.0 | 0.3 | |
| Nd | 39.8 | 59.3 | 39.0 | 101.6 | 61.5 | 92.0 | 87.0 | 72.8 | 63.1 | 1.9 | |
| Sm | 10.7 | 13.2 | 10.0 | 29.0 | 17.1 | 25.3 | 15.4 | 12.2 | 13.4 | 0.9 | |
| Eu | 1.1 | 0.9 | 0.7 | 5.3 | 3.3 | 4.6 | 2.9 | 2.2 | 4.4 | 0.3 | |
| Gd | 11.3 | 12.7 | 11.8 | 29.5 | 20.4 | 30.7 | 11.6 | 11.0 | 13.1 | 2.6 | |
| Tb | 1.8 | 1.9 | - | 4.0 | 3.2 | 4.9 | 1.4 | 1.5 | 1.8 | 0.6 | |
| Dy | 12.8 | 13.4 | 15.7 | 23.9 | 22.5 | 34.0 | 8.1 | 9.1 | 11.3 | 4.9 | |
| Ho | 3.4 | 3.9 | - | 5.6 | 5.9 | 8.7 | 1.9 | 2.1 | 2.7 | 1.5 | |
| Er | 11.5 | 13.3 | 10.7 | 16.2 | 17.9 | 26.2 | 5.8 | 6.6 | 7.7 | 5.4 | |
| Tm | 2.0 | 2.2 | - | 2.8 | 2.8 | 4.1 | 0.9 | 1.0 | 1.1 | 1.0 | |
| Yb | 12.0 | 12.8 | 11.2 | 19.7 | 15.6 | 22.5 | 4.8 | 5.7 | 6.1 | 6.3 | |
| Lu | 1.9 | 2.0 | 1.8 | 3.9 | 2.4 | 3.5 | 0.7 | 0.9 | 0.9 | 1.1 | |
| F | 1200.0 | 280.0 | 180.0 | 480.0 | 560.0 | 410.0 | 220.0 | 270.0 | nd | 960.0 | |
| Cl | 138.0 | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | |
| Br | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | |
| I | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | |
| Ge | 0.5 | nd | - | 1.0 | 1.1 | 0.4 | 1.5 | 1.0 | 0.2 | nd | |
| As | 26.0 | 17.0 | - | 48.0 | 18.0 | 23.0 | 67.0 | 62.0 | 24.0 | 25.0 | |
| Ag | 0.6 | nd | - | nd | nd | 0.8 | nd | nd | 1.0 | 0.6 | |
| In | nd | nd | - | 0.3 | nd | nd | nd | nd | nd | nd | |
| Sb | 0.2 | 0.2 | - | 0.1 | 0.3 | 0.4 | 0.2 | 0.1 | 0.3 | 0.2 | |
| Mo | nd | nd | - | 0.7 | 0.5 | 0.6 | nd | nd | 0.0 | nd | |
| Sn | 2.9 | 7.0 | - | 8.0 | 2.8 | 11.9 | 5.0 | 4.1 | 1.8 | 1.0 | |
| W | 0.9 | 5.4 | - | 0.7 | 0.9 | 2.2 | 3.1 | 1.6 | 0.5 | 0.5 | |
| Bi | nd | nd | - | nd | 0.1 | nd | 0.1 | 0.3 | nd | nd | |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas félsicas (Província Alcalina: grupos ACH, EH e CMH)

| Mancha Grupo Liotipo Amostra | Cevadais | | Cevadais | | Cevadais | | Cevadais | | Cevadais | | Arronches | | Arronches | | Arronches | | Tinoca | |
|---------------------------------------|-------------------------|------------------------|-----------------------|--------------------|-------------------|---------------------|--------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|-------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
| | H-US SNT-ne CC1a* | H-US SNT-ne CC1b | H-US SNT-ne CC8 | H-S SNT CC5b | H-S SNT CC7 | H-S SNT CC20a | H-US SNT-ne CA12a* | H-US SNT-ne CA12b | H-US SNT-ne CA12c | H-US SNT-ne CA12c | H-US SNT-ne CA12c | H-US SNT-ne CT3a |
| SiO ₂ | 58.80 | 60.14 | 59.29 | 66.08 | 66.41 | 64.02 | 63.30 | 61.55 | 59.63 | 59.47 | | | | | | | | |
| TiO ₂ | 0.03 | 0.03 | 0.01 | 0.19 | 0.15 | 0.11 | 0.10 | 0.28 | 0.36 | 0.10 | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 22.50 | 21.52 | 20.78 | 15.20 | 16.83 | 16.31 | 18.70 | 19.39 | 17.91 | 19.33 | | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 2.50 | 2.85 | 3.18 | 4.25 | 4.57 | 7.03 | 3.27 | 4.74 | 7.98 | 4.58 | | | | | | | | |
| FeO | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | | | | | | | | |
| MnO | 0.07 | 0.07 | 0.09 | 0.08 | 0.10 | 0.15 | 0.11 | 0.15 | 0.23 | 0.13 | | | | | | | | |
| MgO | 0.07 | 0.10 | nd | 0.18 | nd | 0.09 | 0.17 | nd | nd | 0.05 | | | | | | | | |
| CaO | 0.56 | 0.76 | 0.41 | 0.22 | 0.31 | 0.31 | 1.10 | 1.24 | 2.00 | 1.02 | | | | | | | | |
| Na ₂ O | 10.40 | 8.53 | 10.23 | 6.51 | 7.65 | 6.89 | 7.53 | 7.43 | 6.12 | 8.37 | | | | | | | | |
| K ₂ O | 5.08 | 5.15 | 4.12 | 5.25 | 4.87 | 3.34 | 5.87 | 5.55 | 5.96 | 5.28 | | | | | | | | |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.02 | 0.01 | 0.09 | 0.03 | 0.01 | 0.06 | 0.07 | 0.11 | 0.04 | | | | | | | | |
| LOI | 1.03 | 1.42 | 0.44 | 0.30 | 0.24 | 0.39 | 0.17 | 0.35 | 0.20 | 0.19 | | | | | | | | |
| Total | 101.10 | 100.59 | 98.56 | 98.35 | 101.16 | 98.65 | 100.38 | 100.75 | 100.50 | 98.56 | | | | | | | | |
| Cr | 11.0 | 7.0 | nd | 5.0 | nd | nd | 13.0 | nd | 10.0 | 4.0 | | | | | | | | |
| Sc | 0.1 | nd | nd | 2.0 | nd | nd | 0.2 | nd | nd | nd | | | | | | | | |
| V | nd | 4.0 | nd | 7.0 | 2.0 | 9.0 | nd | 6.0 | 6.0 | nd | | | | | | | | |
| Co | nd | 0.3 | nd | 0.8 | 0.5 | 1.5 | nd | 2.1 | 3.4 | 0.5 | | | | | | | | |
| Ni | 2.0 | 20.0 | 5.0 | 2.0 | 4.0 | 2.0 | nd | 11.0 | 35.0 | nd | | | | | | | | |
| Cu | 12.0 | 9.0 | 5.0 | nd | nd | nd | 12.0 | 14.0 | 14.0 | nd | | | | | | | | |
| Pb | - | 19.0 | 7.0 | 17.0 | 24.0 | 27.0 | - | 8.0 | 7.0 | 10.0 | | | | | | | | |
| Zn | 7.0 | 104.0 | 88.0 | 177.0 | 136.0 | 239.0 | 8.0 | 73.0 | 84.0 | 80.0 | | | | | | | | |
| Ga | - | 58.0 | 64.0 | 44.0 | 41.0 | 65.0 | - | 31.0 | 26.0 | 38.0 | | | | | | | | |
| Rb | 149.0 | 155.9 | 144.2 | 232.3 | 189.8 | 271.4 | 86.0 | 88.1 | 73.4 | 133.0 | | | | | | | | |
| Sr | 9.0 | 56.1 | 3.6 | 22.0 | 4.0 | 10.5 | 65.0 | 126.9 | 83.6 | 79.6 | | | | | | | | |
| Cs | - | 3.8 | 2.4 | 2.5 | 2.1 | 2.6 | - | 0.4 | 0.2 | 0.7 | | | | | | | | |
| Ba | 8.0 | 33.9 | 4.8 | 157.0 | 42.0 | 48.2 | 142.0 | 158.3 | 248.6 | 161.7 | | | | | | | | |
| Tl | - | 0.9 | 1.0 | 0.7 | 0.8 | 0.7 | - | 0.1 | 0.1 | 0.2 | | | | | | | | |
| Y | 11.0 | 12.3 | 18.2 | 58.1 | 46.3 | 46.1 | 9.0 | 16.2 | 19.3 | 16.4 | | | | | | | | |
| Zr | 524.0 | 587.5 | 885.8 | 1061.0 | 788.8 | 1948.9 | 345.0 | 845.4 | 557.3 | 1058.1 | | | | | | | | |
| Nb | 19.0 | 28.1 | 41.2 | 143.7 | 96.5 | 171.5 | 51.0 | 84.7 | 100.6 | 111.6 | | | | | | | | |
| Hf | - | 14.2 | 21.8 | 25.2 | 20.1 | 57.8 | - | 14.3 | 11.6 | 20.9 | | | | | | | | |
| Ta | - | 3.2 | 4.0 | 13.7 | 9.9 | 16.7 | - | 6.4 | 8.2 | 14.5 | | | | | | | | |
| Th | - | 8.8 | 9.6 | 40.2 | 20.7 | 45.0 | - | 19.0 | 12.7 | 24.6 | | | | | | | | |
| U | - | 2.4 | 3.7 | 12.3 | 5.4 | 8.9 | - | 5.7 | 5.2 | 6.6 | | | | | | | | |
| La | 22.6 | 47.5 | 40.1 | 111.5 | 129.8 | 194.0 | 32.4 | 60.5 | 59.3 | 89.2 | | | | | | | | |
| Ce | 44.8 | 84.1 | 73.5 | 235.7 | 180.4 | 368.8 | 55.0 | 102.4 | 105.1 | 144.1 | | | | | | | | |
| Pr | - | 6.6 | 5.9 | 19.9 | 21.3 | 31.4 | - | 8.0 | 9.6 | 11.0 | | | | | | | | |
| Nd | 14.9 | 19.6 | 18.6 | 62.9 | 69.2 | 97.5 | 16.1 | 24.4 | 31.3 | 32.7 | | | | | | | | |
| Sm | 2.4 | 2.8 | 2.9 | 11.4 | 11.9 | 14.7 | 2.3 | 3.5 | 5.1 | 4.8 | | | | | | | | |
| Eu | 0.1 | 0.2 | 0.1 | 0.5 | 0.5 | 0.3 | 0.5 | 0.8 | 1.0 | 0.6 | | | | | | | | |
| Gd | 2.0 | 2.5 | 2.8 | 10.1 | 9.9 | 11.0 | 1.6 | 2.9 | 4.1 | 3.8 | | | | | | | | |
| Tb | - | 0.3 | 0.4 | 1.4 | 1.3 | 1.5 | - | 0.4 | 0.5 | 0.5 | | | | | | | | |
| Dy | 2.1 | 2.1 | 2.8 | 9.2 | 7.7 | 9.3 | 1.5 | 2.3 | 3.3 | 2.9 | | | | | | | | |
| Ho | - | 0.5 | 0.6 | 2.1 | 1.8 | 2.1 | - | 0.6 | 0.7 | 0.6 | | | | | | | | |
| Er | 1.3 | 1.4 | 2.1 | 6.6 | 5.0 | 6.5 | 0.9 | 1.9 | 2.3 | 2.0 | | | | | | | | |
| Tm | - | 0.2 | 0.4 | 1.0 | 0.8 | 1.0 | - | 0.4 | 0.4 | 0.3 | | | | | | | | |
| Yb | 2.0 | 1.7 | 2.5 | 5.4 | 4.3 | 6.0 | 1.2 | 2.1 | 2.2 | 1.9 | | | | | | | | |
| Lu | 0.4 | 0.3 | 0.5 | 0.8 | 0.7 | 1.0 | 0.2 | 0.3 | 0.4 | 0.3 | | | | | | | | |
| F | 230.0 | 200.0 | 290.0 | 600.0 | 720.0 | 220.0 | 390.0 | 290.0 | 350.0 | 150.0 | | | | | | | | |
| Cl | 1035.0 | nd | 262.0 | nd | nd | nd | nd | nd | nd | 168.0 | | | | | | | | |
| Br | 6.0 | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | | | | | | | | |
| I | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | | | | | | | | |
| Ge | - | nd | 0.1 | 1.0 | 0.8 | 1.0 | - | nd | nd | nd | | | | | | | | |
| As | - | 39.0 | 34.0 | 51.0 | 28.0 | 23.0 | - | 35.0 | 26.0 | 36.0 | | | | | | | | |
| Ag | - | nd | 0.6 | nd | nd | nd | - | nd | nd | nd | | | | | | | | |
| In | - | nd | nd | nd | nd | 0.2 | - | nd | nd | nd | | | | | | | | |
| Sb | - | 0.4 | 0.1 | 0.3 | 0.4 | 0.4 | - | 0.1 | 0.0 | 0.1 | | | | | | | | |
| Mo | - | nd | 0.2 | 1.0 | 0.4 | 0.4 | - | 3.3 | 1.6 | nd | | | | | | | | |
| Sn | - | 10.5 | 17.0 | 20.2 | 20.4 | 49.4 | - | 5.3 | 5.8 | 5.8 | | | | | | | | |
| W | - | 0.7 | 0.2 | 1.3 | 0.6 | 0.4 | - | 0.5 | 0.4 | 0.7 | | | | | | | | |
| Bi | - | 0.1 | 0.7 | 0.4 | 0.4 | 4.1 | - | 0.1 | nd | 0.1 | | | | | | | | |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

Rochas félsicas (Província Alcalina: grupos ACH, EH e CMH)

| Mancha Grupo Litotipo Amostra | Assumar A-S SNT CAU14b | Asseiceir. H-S SNT CAE16 | Fig. Cima H-S SNT CFC4b | Fialha A-S SNT CF2b | Fialha A-S SNT CF18b | Vidigão A-S SNT CV9 | Vidigão A-S SNT CV10 | Vidigão A-S SNT CV11 |
|--|---------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|------------------------------|-------------------------------|------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|
| SiO ₂ | 72.32 | 63.88 | 62.88 | 63.15 | 60.00 | 61.09 | 68.45 | 72.90 |
| TiO ₂ | 0.24 | 0.15 | 0.49 | 0.22 | 0.54 | 0.17 | 0.28 | 0.24 |
| Al ₂ O ₃ | 13.84 | 18.11 | 13.52 | 18.34 | 16.69 | 16.01 | 14.97 | 14.90 |
| Fe ₂ O ₃ | 2.49 | 3.64 | 7.14 | 3.73 | 8.03 | 8.55 | 4.02 | 1.93 |
| FeO | - | - | - | - | - | - | - | - |
| MnO | 0.05 | 0.10 | 0.19 | 0.10 | 0.21 | 0.39 | 0.05 | 0.04 |
| MgO | 0.17 | 0.11 | 0.26 | 0.15 | 0.32 | 0.18 | 0.26 | 0.19 |
| CaO | 0.92 | 0.77 | 2.92 | 1.19 | 2.54 | 2.90 | 0.62 | 1.28 |
| Na ₂ O | 3.64 | 6.51 | 7.67 | 5.94 | 5.44 | 3.71 | 4.69 | 3.92 |
| K ₂ O | 4.27 | 4.00 | 2.59 | 6.85 | 3.95 | 6.38 | 3.67 | 4.27 |
| P ₂ O ₅ | 0.05 | 0.04 | 0.12 | 0.05 | 0.15 | 0.10 | 0.05 | 0.11 |
| LOI | 0.49 | 0.25 | 0.10 | 0.29 | 0.14 | nd | 0.49 | 0.94 |
| Total | 98.48 | 97.56 | 97.88 | 100.01 | 98.01 | 99.48 | 97.55 | 100.72 |
| Cr | 9.0 | 3.0 | 5.0 | 4.0 | 11.0 | nd | 4.0 | 11.0 |
| Sc | 8.0 | nd | 2.0 | nd | 5.0 | 6.0 | 2.0 | 3.0 |
| V | 10.0 | 3.0 | 2.0 | 3.0 | 2.0 | 2.0 | 4.0 | 19.0 |
| Co | 1.3 | 0.6 | 1.6 | 1.8 | 2.7 | 1.5 | 1.5 | 2.6 |
| Ni | 4.0 | 8.0 | 2.0 | 9.0 | 6.0 | 11.0 | 13.0 | 16.0 |
| Cu | nd | nd | 6.0 | 7.0 | 9.0 | 6.0 | nd | 5.0 |
| Pb | 3.0 | 3.0 | 23.0 | 7.0 | 18.0 | 12.0 | 6.0 | 49.0 |
| Zn | 19.0 | 61.0 | 216.0 | 55.0 | 129.0 | 135.0 | 35.0 | 37.0 |
| Ga | 34.0 | 41.0 | 53.0 | 28.0 | 35.0 | 36.0 | 49.0 | 25.0 |
| Rb | 130.4 | 91.4 | 52.4 | 60.5 | 62.8 | 74.9 | 88.6 | 198.7 |
| Sr | 126.6 | 61.2 | 124.4 | 221.1 | 119.7 | 117.3 | 63.6 | 215.5 |
| Cs | 0.7 | 0.4 | 0.2 | 0.6 | 1.4 | 0.6 | 1.3 | 5.2 |
| Ba | 1256.9 | 107.8 | 97.4 | 1172.5 | 1731.7 | 1273.3 | 245.5 | 825.3 |
| Tl | 0.4 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.3 | 0.3 | 1.2 |
| Y | 54.8 | 21.8 | 260.2 | 15.8 | 22.0 | 46.9 | 67.8 | 11.0 |
| Zr | 341.2 | 571.3 | 3101.8 | 582.6 | 185.6 | 1040.3 | 628.1 | 135.0 |
| Nb | 20.2 | 59.3 | 180.5 | 26.1 | 44.6 | 23.7 | 67.9 | 7.9 |
| Hf | 9.0 | 10.9 | 78.5 | 9.7 | 4.1 | 18.3 | 13.2 | 3.5 |
| Ta | 1.6 | 3.5 | 16.6 | 0.6 | 2.1 | 1.6 | 4.5 | 1.3 |
| Th | 16.7 | 8.3 | 44.6 | 4.2 | 1.4 | 4.1 | 18.9 | 17.3 |
| U | 4.0 | 1.8 | 14.2 | 0.6 | 0.4 | 1.5 | 3.4 | 4.8 |
| La | 109.7 | 49.1 | 233.8 | 15.6 | 43.6 | 41.2 | 137.8 | 38.3 |
| Ce | 203.0 | 53.4 | 405.4 | 55.3 | 65.7 | 99.8 | 292.8 | 73.1 |
| Pr | 20.9 | 10.0 | 47.6 | 3.8 | 8.7 | 11.1 | 28.1 | 6.6 |
| Nd | 76.9 | 35.2 | 172.4 | 15.0 | 32.4 | 46.9 | 100.2 | 22.2 |
| Sm | 14.1 | 6.3 | 36.2 | 2.9 | 5.7 | 10.4 | 18.1 | 3.8 |
| Eu | 1.5 | 0.6 | 3.6 | 1.6 | 4.9 | 6.0 | 1.2 | 0.9 |
| Gd | 13.0 | 5.5 | 37.6 | 3.1 | 5.0 | 9.8 | 15.3 | 3.0 |
| Tb | 1.6 | 0.7 | 5.7 | 0.5 | 0.6 | 1.3 | 1.9 | 0.4 |
| Dy | 9.7 | 4.4 | 38.1 | 3.0 | 3.7 | 8.1 | 12.0 | 1.9 |
| Ho | 2.1 | 1.0 | 9.6 | 0.7 | 0.8 | 1.9 | 2.8 | 0.4 |
| Er | 5.9 | 2.8 | 28.1 | 1.9 | 2.3 | 5.9 | 7.9 | 1.2 |
| Tm | 0.8 | 0.4 | 4.1 | 0.3 | 0.3 | 0.9 | 1.2 | 0.2 |
| Yb | 4.5 | 2.7 | 20.3 | 1.6 | 1.9 | 5.6 | 6.5 | 0.8 |
| Lu | 0.7 | 0.5 | 2.8 | 0.3 | 0.3 | 1.0 | 1.0 | 0.1 |
| F | 540.0 | 720.0 | 160.0 | 160.0 | 380.0 | 180.0 | 220.0 | 270.0 |
| Cl | nd | nd | nd | 110.0 | nd | nd | nd | nd |
| Br | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd |
| I | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd | nd |
| Ge | 0.3 | nd | 1.6 | nd | 0.2 | 0.7 | 0.8 | nd |
| As | 19.0 | 57.0 | 29.0 | 35.0 | 92.0 | 20.0 | 29.0 | 31.0 |
| Ag | nd | nd | nd | nd | 0.6 | nd | nd | nd |
| In | nd | nd | 0.2 | nd | nd | 0.2 | nd | nd |
| Sb | 0.1 | 0.1 | 0.3 | 0.1 | 0.7 | 0.1 | 0.1 | 0.4 |
| Mo | 1.6 | nd | 1.5 | 0.1 | 0.9 | 1.1 | 3.1 | 0.1 |
| Sn | 1.8 | 3.9 | 34.9 | 1.0 | 3.0 | 1.6 | 4.1 | 5.7 |
| W | 0.4 | 0.3 | 0.9 | 0.3 | 0.3 | 0.2 | 0.6 | 4.9 |
| Bi | nd | nd | 0.3 | nd | nd | 0.1 | 0.1 | 2.9 |

- óxidos (% em peso); elementos em traço (ppm);

- componentes não analisados (-); concentrações inferiores ao limite de detecção (nd).

ANEXO 5***Composições Normativas***

(página em branco)

Norma CIPW

Rochas máficas: grupo MAC

Cálculo: anidro; $(\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)) = 0,7$

Grupo

| MAC | Q | C | Or | Ab | An | Lc | Ne | Di | Wo | Hy | Ol | Cs | Mt | Hm | Il | Pf | Ap | total |
|------|------|------|------|-------|-------|------|------|-------|------|-------|-------|------|-------|------|-------|------|------|--------|
| A01 | 0.00 | 0.00 | 3.39 | 5.38 | 24.26 | 0.00 | 3.35 | 49.95 | 0.00 | 0.00 | 4.97 | 0.00 | 4.63 | 0.00 | 3.82 | 0.00 | 0.26 | 100.01 |
| A03 | 0.00 | 0.00 | 4.15 | 6.10 | 40.52 | 0.00 | 3.64 | 20.57 | 0.00 | 0.00 | 19.71 | 0.00 | 4.11 | 0.00 | 1.06 | 0.00 | 0.14 | 100.00 |
| A04 | 0.00 | 0.00 | 3.89 | 7.28 | 37.22 | 0.00 | 2.52 | 33.55 | 0.00 | 0.00 | 11.02 | 0.00 | 3.10 | 0.00 | 1.29 | 0.00 | 0.12 | 100.00 |
| A1 | 0.00 | 0.00 | 1.97 | 13.14 | 25.27 | 0.00 | 1.53 | 32.80 | 0.00 | 0.00 | 4.51 | 0.00 | 8.82 | 0.00 | 11.96 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A2 | 0.00 | 0.00 | 3.87 | 11.09 | 24.03 | 0.00 | 3.73 | 33.60 | 0.00 | 0.00 | 1.59 | 0.00 | 10.33 | 0.00 | 11.51 | 0.00 | 0.26 | 100.01 |
| A4 | 0.00 | 0.00 | 1.68 | 17.74 | 42.70 | 0.00 | 2.55 | 22.12 | 0.00 | 0.00 | 6.96 | 0.00 | 4.02 | 0.00 | 2.23 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A6 | 0.00 | 0.00 | 0.96 | 7.30 | 36.93 | 0.00 | 4.01 | 41.44 | 0.00 | 0.00 | 4.31 | 0.00 | 3.21 | 0.00 | 1.84 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A10 | 0.00 | 0.00 | 2.01 | 8.10 | 34.88 | 0.00 | 4.43 | 30.72 | 0.00 | 0.00 | 14.67 | 0.00 | 3.10 | 0.00 | 2.09 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A13 | 0.00 | 0.00 | 3.81 | 6.60 | 29.30 | 0.00 | 6.08 | 37.61 | 0.00 | 0.00 | 3.36 | 0.00 | 7.62 | 0.00 | 5.63 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A14 | 0.00 | 0.00 | 2.04 | 8.49 | 32.58 | 0.00 | 7.51 | 32.95 | 0.00 | 0.00 | 6.06 | 0.00 | 5.32 | 0.00 | 5.04 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A17 | 0.00 | 0.00 | 2.17 | 14.48 | 30.13 | 0.00 | 4.15 | 31.83 | 0.00 | 0.00 | 5.43 | 0.00 | 6.63 | 0.00 | 5.18 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A20 | 0.00 | 0.00 | 2.11 | 7.47 | 36.19 | 0.00 | 5.11 | 25.19 | 0.00 | 0.00 | 12.25 | 0.00 | 7.44 | 0.00 | 4.24 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A24 | 0.00 | 0.00 | 1.52 | 11.00 | 41.38 | 0.00 | 1.47 | 28.91 | 0.00 | 0.00 | 11.24 | 0.00 | 2.90 | 0.00 | 1.46 | 0.00 | 0.12 | 100.00 |
| A26 | 0.00 | 0.00 | 0.71 | 5.89 | 50.30 | 0.00 | 4.77 | 35.26 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.00 | 2.24 | 0.00 | 0.72 | 0.00 | 0.05 | 100.00 |
| A28 | 0.00 | 0.00 | 1.50 | 4.88 | 37.95 | 0.00 | 4.57 | 44.14 | 0.00 | 0.00 | 1.26 | 0.00 | 3.55 | 0.00 | 2.16 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A37 | 0.00 | 0.00 | 2.86 | 6.16 | 51.91 | 0.00 | 2.18 | 21.07 | 0.00 | 0.00 | 13.87 | 0.00 | 1.43 | 0.00 | 0.47 | 0.00 | 0.05 | 100.00 |
| A40 | 0.00 | 0.00 | 2.41 | 13.61 | 43.02 | 0.00 | 4.07 | 22.24 | 0.00 | 0.00 | 10.06 | 0.00 | 3.27 | 0.00 | 1.32 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A42 | 0.00 | 0.00 | 2.17 | 8.60 | 19.42 | 0.00 | 3.35 | 47.62 | 0.00 | 0.00 | 3.36 | 0.00 | 8.59 | 0.00 | 6.90 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A44 | 0.00 | 0.00 | 0.36 | 6.50 | 43.23 | 0.00 | 1.43 | 36.83 | 0.00 | 0.00 | 8.80 | 0.00 | 2.04 | 0.00 | 0.81 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A46 | 0.00 | 0.00 | 1.52 | 4.79 | 47.74 | 0.00 | 2.69 | 22.10 | 0.00 | 0.00 | 18.96 | 0.00 | 1.70 | 0.00 | 0.51 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A47 | 0.00 | 0.00 | 0.66 | 4.15 | 34.92 | 0.00 | 3.12 | 45.66 | 0.00 | 0.00 | 7.76 | 0.00 | 2.56 | 0.00 | 1.16 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A49 | 0.00 | 0.00 | 0.66 | 5.60 | 41.92 | 0.00 | 3.34 | 37.00 | 0.00 | 0.00 | 9.13 | 0.00 | 1.47 | 0.00 | 0.87 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A50 | 0.00 | 0.00 | 0.96 | 14.73 | 55.62 | 0.00 | 2.42 | 19.94 | 0.00 | 0.00 | 3.56 | 0.00 | 1.96 | 0.00 | 0.79 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A51* | 0.00 | 0.00 | 2.19 | 13.66 | 39.78 | 0.00 | 0.48 | 32.01 | 0.00 | 0.00 | 6.91 | 0.00 | 2.96 | 0.00 | 1.79 | 0.00 | 0.21 | 100.00 |
| A52 | 0.00 | 0.00 | 1.50 | 11.06 | 40.89 | 0.00 | 4.50 | 30.86 | 0.00 | 0.00 | 7.32 | 0.00 | 2.60 | 0.00 | 1.27 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A56 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 30.29 | 0.35 | 4.31 | 35.34 | 0.00 | 0.00 | 26.71 | 0.45 | 2.11 | 0.00 | 0.45 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A58 | 0.00 | 0.00 | 0.31 | 5.88 | 27.92 | 0.00 | 0.00 | 25.19 | 0.00 | 2.92 | 32.12 | 0.00 | 4.84 | 0.00 | 0.80 | 0.00 | 0.02 | 100.00 |
| A61 | 0.00 | 0.00 | 2.61 | 4.99 | 42.16 | 0.00 | 2.11 | 29.96 | 0.00 | 0.00 | 14.30 | 0.00 | 2.54 | 0.00 | 1.33 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A62 | 0.00 | 0.00 | 0.63 | 5.77 | 33.17 | 0.00 | 0.00 | 17.71 | 0.00 | 2.79 | 35.99 | 0.00 | 3.52 | 0.00 | 0.42 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A63 | 0.00 | 0.00 | 0.38 | 6.22 | 30.97 | 0.00 | 0.00 | 9.72 | 0.00 | 6.68 | 41.33 | 0.00 | 4.34 | 0.00 | 0.34 | 0.00 | 0.03 | 100.00 |
| A64 | 0.00 | 0.00 | 4.89 | 0.30 | 47.76 | 0.00 | 4.99 | 34.53 | 0.00 | 0.00 | 5.08 | 0.00 | 1.97 | 0.00 | 0.47 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A65 | 0.00 | 0.00 | 0.36 | 0.09 | 17.86 | 0.00 | 3.03 | 60.29 | 0.00 | 0.00 | 14.38 | 0.00 | 2.38 | 0.00 | 1.61 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A66 | 0.00 | 0.00 | 3.21 | 2.83 | 41.35 | 0.00 | 1.70 | 34.86 | 0.00 | 0.00 | 13.10 | 0.00 | 2.09 | 0.00 | 0.86 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A69 | 0.00 | 0.00 | 2.17 | 4.34 | 30.99 | 0.00 | 3.63 | 48.53 | 0.00 | 0.00 | 5.51 | 0.00 | 3.50 | 0.00 | 1.32 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A70 | 0.00 | 0.00 | 0.19 | 5.13 | 24.33 | 0.00 | 0.00 | 30.29 | 0.00 | 1.05 | 34.66 | 0.00 | 3.62 | 0.00 | 0.73 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A72 | 0.00 | 0.00 | 0.19 | 5.08 | 18.52 | 0.00 | 0.00 | 8.87 | 0.00 | 15.16 | 37.91 | 0.00 | 13.92 | 0.00 | 0.35 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A73a | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 27.94 | 0.56 | 4.42 | 57.36 | 0.00 | 0.00 | 4.21 | 1.01 | 3.08 | 0.00 | 1.43 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A73b | 0.00 | 0.00 | 1.56 | 3.91 | 30.81 | 0.00 | 5.18 | 51.92 | 0.00 | 0.00 | 1.31 | 0.00 | 3.69 | 0.00 | 1.62 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A82 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 0.70 | 5.11 | 0.00 | 0.00 | 9.84 | 0.00 | 3.92 | 65.68 | 0.00 | 11.34 | 2.66 | 0.61 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A86a | 0.00 | 0.00 | 5.51 | 13.15 | 28.85 | 0.00 | 3.41 | 28.50 | 0.00 | 0.00 | 10.20 | 0.00 | 7.49 | 0.00 | 2.69 | 0.00 | 0.22 | 100.00 |
| A86b | 0.00 | 0.00 | 3.46 | 26.75 | 28.57 | 0.00 | 0.00 | 32.06 | 0.00 | 0.00 | 5.14 | 0.00 | 0.00 | 3.33 | 0.55 | 1.21 | 0.00 | 101.07 |
| A87 | 0.00 | 0.00 | 3.96 | 13.15 | 29.76 | 0.00 | 4.80 | 29.55 | 0.00 | 0.00 | 13.02 | 0.00 | 3.89 | 0.00 | 1.87 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A89 | 0.00 | 0.00 | 3.81 | 5.35 | 34.11 | 0.00 | 5.82 | 34.20 | 0.00 | 0.00 | 10.76 | 0.00 | 4.13 | 0.00 | 1.82 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A90 | 0.00 | 0.00 | 0.58 | 3.85 | 12.18 | 0.00 | 0.00 | 7.25 | 0.00 | 15.80 | 46.15 | 0.00 | 13.46 | 0.00 | 0.64 | 0.00 | 0.10 | 100.00 |
| A91 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.46 | 0.44 | 0.00 | 0.00 | 0.97 | 0.00 | 11.57 | 75.68 | 0.00 | 10.77 | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A114 | 0.00 | 0.00 | 2.32 | 14.84 | 42.05 | 0.00 | 1.64 | 28.77 | 0.00 | 0.00 | 5.31 | 0.00 | 2.83 | 0.00 | 2.10 | 0.00 | 0.14 | 100.00 |

Norma CIPW

Rochas máficas: grupos ME e MCM

Cálculo: anidro; $(\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)) = 0,7$

Grupo

| ME | Q | C | Or | Ab | An | Lc | Ne | Di | Wo | Hy | Oi | Cs | Mt | Hm | Il | Pf | Ap | total |
|------|------|------|-------|-------|-------|------|------|-------|------|-------|-------|------|------|------|------|------|------|--------|
| E1 | 2.44 | 0.00 | 13.12 | 35.24 | 20.94 | 0.00 | 0.00 | 9.89 | 0.00 | 13.72 | 0.00 | 0.00 | 2.04 | 0.00 | 1.76 | 0.00 | 0.87 | 100.02 |
| E3 | 0.00 | 0.00 | 6.98 | 28.75 | 28.91 | 0.00 | 0.00 | 14.62 | 0.00 | 11.36 | 4.45 | 0.00 | 2.48 | 0.00 | 2.45 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| E4b | 0.00 | 0.00 | 9.25 | 19.47 | 23.56 | 0.00 | 0.00 | 9.73 | 0.00 | 24.65 | 8.62 | 0.00 | 2.90 | 0.00 | 1.15 | 0.00 | 0.69 | 100.02 |
| E8 | 0.00 | 0.00 | 11.46 | 32.09 | 17.74 | 0.00 | 3.45 | 18.35 | 0.00 | 0.00 | 13.99 | 0.00 | 1.57 | 0.00 | 1.35 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| E9 | 0.00 | 0.00 | 4.09 | 8.36 | 22.73 | 0.00 | 3.78 | 55.89 | 0.00 | 0.00 | 1.21 | 0.00 | 2.87 | 0.00 | 1.06 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| E11* | 0.00 | 0.00 | 12.15 | 30.66 | 21.83 | 0.00 | 0.00 | 21.86 | 0.00 | 0.62 | 7.10 | 0.00 | 3.08 | 0.00 | 2.18 | 0.00 | 0.53 | 100.01 |
| E13 | 0.00 | 0.00 | 3.46 | 36.08 | 23.16 | 0.00 | 1.87 | 26.11 | 5.68 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.80 | 0.00 | 1.65 | 0.00 | 0.19 | 100.00 |
| E14 | 0.00 | 0.00 | 5.08 | 33.12 | 22.51 | 0.00 | 0.00 | 22.24 | 0.00 | 4.76 | 5.65 | 0.00 | 3.42 | 0.00 | 3.23 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| E16 | 0.00 | 0.00 | 1.03 | 12.96 | 29.12 | 0.00 | 2.22 | 42.40 | 4.53 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.21 | 0.00 | 0.54 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| E17 | 0.00 | 0.00 | 8.81 | 17.99 | 8.71 | 0.00 | 2.01 | 55.43 | 2.44 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 4.15 | 0.00 | 0.46 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| E20* | 0.00 | 0.00 | 1.21 | 10.87 | 35.64 | 0.00 | 0.00 | 21.97 | 0.00 | 8.37 | 17.32 | 0.00 | 3.58 | 0.00 | 0.87 | 0.00 | 0.17 | 100.00 |
| E22 | 0.00 | 0.00 | 1.31 | 10.81 | 27.93 | 0.00 | 0.00 | 25.23 | 0.00 | 0.12 | 22.69 | 0.00 | 9.39 | 0.00 | 2.50 | 0.00 | 0.02 | 100.00 |
| E26 | 0.00 | 0.00 | 5.86 | 20.16 | 27.00 | 0.00 | 0.00 | 18.14 | 0.00 | 25.43 | 0.85 | 0.00 | 1.48 | 0.00 | 1.07 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| E27 | 0.00 | 0.00 | 6.26 | 29.75 | 31.09 | 0.00 | 0.00 | 13.44 | 0.00 | 7.06 | 8.45 | 0.00 | 2.26 | 0.00 | 1.68 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| E28 | 0.00 | 0.00 | 1.26 | 21.00 | 27.18 | 0.00 | 2.21 | 39.85 | 0.00 | 0.00 | 3.35 | 0.00 | 3.18 | 0.00 | 1.97 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| E29 | 0.00 | 0.00 | 2.22 | 16.19 | 29.75 | 0.00 | 1.95 | 40.98 | 0.00 | 0.00 | 6.27 | 0.00 | 1.46 | 0.00 | 1.06 | 0.00 | 0.12 | 100.00 |
| E30 | 1.03 | 0.00 | 2.75 | 17.18 | 14.08 | 0.00 | 0.00 | 47.49 | 8.08 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 5.08 | 0.00 | 2.26 | 0.00 | 2.08 | 100.05 |
| E31 | 0.00 | 0.00 | 0.78 | 10.16 | 38.56 | 0.00 | 1.18 | 26.41 | 0.00 | 0.00 | 20.52 | 0.00 | 1.64 | 0.00 | 0.70 | 0.00 | 0.05 | 100.00 |
| E32 | 0.00 | 0.00 | 6.45 | 14.22 | 10.01 | 0.00 | 3.74 | 60.53 | 1.61 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.43 | 0.00 | 1.00 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| E34 | 0.00 | 0.00 | 4.77 | 30.50 | 17.75 | 0.00 | 0.00 | 29.63 | 0.00 | 3.72 | 7.42 | 0.00 | 4.54 | 0.00 | 1.44 | 0.00 | 0.24 | 100.01 |
| E38a | 1.72 | 0.00 | 4.11 | 33.62 | 19.90 | 0.00 | 0.00 | 33.79 | 2.53 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 3.36 | 0.00 | 0.77 | 0.00 | 0.19 | 100.00 |
| E38b | 0.64 | 0.00 | 3.69 | 25.88 | 28.90 | 0.00 | 0.00 | 21.51 | 0.00 | 16.81 | 0.00 | 0.00 | 1.93 | 0.00 | 0.64 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| E39a | 0.00 | 0.00 | 2.95 | 11.56 | 10.73 | 0.00 | 0.00 | 63.55 | 0.00 | 1.00 | 7.04 | 0.00 | 1.92 | 0.00 | 1.12 | 0.00 | 0.12 | 100.00 |
| E41 | 0.00 | 0.00 | 3.44 | 11.96 | 19.06 | 0.00 | 5.16 | 55.46 | 0.00 | 0.00 | 2.34 | 0.00 | 1.66 | 0.00 | 0.91 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| E42 | 1.13 | 0.00 | 10.10 | 41.25 | 16.19 | 0.00 | 0.00 | 28.28 | 0.00 | 0.55 | 0.00 | 0.00 | 1.12 | 0.00 | 1.03 | 0.00 | 0.36 | 100.01 |
| E11f | 0.00 | 0.00 | 3.86 | 24.62 | 27.66 | 0.00 | 0.00 | 35.03 | 0.00 | 3.37 | 0.73 | 0.00 | 3.15 | 0.00 | 1.12 | 0.00 | 0.46 | 100.01 |
| MCM | Q | C | Or | Ab | An | Lc | Ne | Di | Wo | Hy | Oi | Cs | Mt | Hm | Il | Pf | Ap | total |
| C1 | 3.47 | 0.00 | 5.29 | 16.42 | 27.00 | 0.00 | 0.00 | 4.29 | 0.00 | 37.81 | 0.00 | 0.00 | 4.15 | 0.00 | 1.16 | 0.00 | 0.43 | 100.01 |
| C5 | 3.85 | 0.00 | 5.20 | 14.28 | 25.71 | 0.00 | 0.00 | 4.13 | 0.00 | 40.79 | 0.00 | 0.00 | 4.50 | 0.00 | 1.40 | 0.00 | 0.14 | 100.00 |
| C20 | 2.23 | 0.00 | 2.01 | 13.29 | 27.74 | 0.00 | 0.00 | 4.51 | 0.00 | 43.56 | 0.00 | 0.00 | 4.98 | 0.00 | 1.60 | 0.00 | 0.09 | 100.00 |
| C21 | 0.00 | 0.14 | 1.02 | 22.61 | 73.36 | 0.00 | 1.13 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.05 | 0.00 | 0.32 | 0.00 | 0.27 | 0.00 | 0.10 | 100.00 |
| C32 | 2.03 | 0.00 | 0.54 | 5.08 | 17.28 | 0.00 | 0.00 | 11.35 | 0.00 | 57.73 | 0.00 | 0.00 | 5.37 | 0.00 | 0.56 | 0.00 | 0.05 | 100.00 |
| C39b | 0.00 | 0.00 | 1.08 | 7.88 | 16.00 | 0.00 | 0.00 | 31.65 | 0.00 | 35.63 | 1.16 | 0.00 | 5.10 | 0.00 | 1.35 | 0.00 | 0.17 | 100.00 |
| C54* | 1.89 | 0.00 | 1.43 | 11.62 | 34.18 | 0.00 | 0.00 | 3.08 | 0.00 | 40.47 | 0.00 | 0.00 | 4.79 | 0.00 | 2.13 | 0.00 | 0.43 | 100.01 |
| C11 | 4.29 | 0.00 | 9.94 | 23.01 | 22.91 | 0.00 | 0.00 | 4.28 | 0.00 | 29.50 | 0.00 | 0.00 | 4.06 | 0.00 | 1.72 | 0.00 | 0.29 | 100.01 |
| C14* | 7.60 | 0.00 | 3.43 | 24.52 | 24.41 | 0.00 | 0.00 | 11.93 | 0.00 | 13.68 | 0.00 | 0.00 | 6.59 | 0.00 | 6.74 | 0.00 | 1.13 | 100.02 |
| C15 | 2.84 | 0.00 | 11.42 | 17.46 | 19.52 | 0.00 | 0.00 | 8.00 | 0.00 | 33.78 | 0.00 | 0.00 | 4.45 | 0.00 | 2.08 | 0.00 | 0.46 | 100.01 |
| C17 | 6.55 | 0.00 | 10.86 | 26.26 | 22.19 | 0.00 | 0.00 | 5.62 | 0.00 | 23.50 | 0.00 | 0.00 | 3.29 | 0.00 | 1.41 | 0.00 | 0.33 | 100.01 |

Norma CIPW

Rochas félsicas: grupos ACH, EH e CMH

Cálculo: anidro; $(\text{FeO} / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)) = 0,5$

| grupo | amostra | O | C | Or | Ab | An | Ne | Ac | Ns | Di | Wo | Hy | Ol | Mt | Hm | Il | Trn | Ap | Total |
|-------|---------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|------|-------|------|------|------|------|--------|
| H-US | AL13a | 0.00 | 0.00 | 30.92 | 30.23 | 0.00 | 20.83 | 6.90 | 0.00 | 8.36 | 0.00 | 0.00 | 0.72 | 1.41 | 0.00 | 0.40 | 0.00 | 0.24 | 100.01 |
| H-US | AL13c | 0.00 | 0.00 | 24.60 | 43.61 | 4.38 | 23.13 | 0.00 | 0.00 | 0.23 | 0.00 | 0.00 | 1.26 | 2.67 | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 0.02 | 100.00 |
| H-US | AL49 | 0.00 | 0.00 | 25.94 | 46.33 | 3.71 | 19.08 | 0.00 | 0.00 | 1.45 | 0.00 | 0.00 | 0.76 | 2.58 | 0.00 | 0.12 | 0.00 | 0.05 | 100.00 |
| H-US | CC1a | 0.00 | 0.00 | 30.04 | 39.21 | 0.00 | 26.16 | 0.47 | 0.00 | 2.09 | 0.00 | 0.00 | 0.25 | 1.58 | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.14 | 100.00 |
| H-US | CC1b | 0.00 | 0.59 | 30.74 | 48.38 | 3.68 | 13.27 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.16 | 2.09 | 0.00 | 0.06 | 0.00 | 0.05 | 100.00 |
| H-US | CC8 | 0.00 | 0.00 | 24.86 | 48.94 | 0.00 | 19.92 | 2.34 | 0.00 | 1.79 | 0.00 | 0.00 | 0.93 | 1.18 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.02 | 100.00 |
| H-US | CA12a | 0.00 | 0.00 | 34.68 | 52.74 | 0.00 | 5.82 | 0.17 | 0.00 | 3.62 | 0.36 | 0.00 | 0.00 | 2.28 | 0.00 | 0.19 | 0.00 | 0.14 | 100.00 |
| H-US | CA12b | 0.00 | 0.00 | 32.75 | 50.78 | 3.17 | 6.49 | 0.00 | 0.00 | 2.25 | 0.00 | 0.00 | 0.45 | 3.43 | 0.00 | 0.53 | 0.00 | 0.17 | 100.00 |
| H-US | CA12c | 0.00 | 0.00 | 35.26 | 45.53 | 3.81 | 3.41 | 0.00 | 0.00 | 4.82 | 0.00 | 0.00 | 0.44 | 5.79 | 0.00 | 0.68 | 0.00 | 0.26 | 100.01 |
| H-US | CT3a | 0.00 | 0.00 | 31.80 | 46.17 | 0.00 | 13.65 | 0.70 | 0.00 | 4.32 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 3.03 | 0.00 | 0.19 | 0.00 | 0.10 | 100.00 |
| H-S | AP05 | 0.00 | 0.00 | 27.58 | 51.25 | 0.00 | 0.00 | 12.00 | 1.34 | 2.10 | 0.00 | 4.07 | 1.45 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 0.00 | 0.10 | 100.00 |
| H-S | AP06 | 0.40 | 0.00 | 27.47 | 49.98 | 0.00 | 0.00 | 12.04 | 1.67 | 2.28 | 0.00 | 5.95 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 0.00 | 0.10 | 100.00 |
| H-S | AP07 | 0.00 | 0.00 | 21.88 | 61.01 | 0.00 | 0.00 | 8.58 | 2.52 | 1.33 | 0.00 | 3.46 | 0.96 | 0.00 | 0.00 | 0.15 | 0.00 | 0.12 | 100.00 |
| H-S | AP08 | 0.04 | 0.00 | 26.89 | 58.91 | 0.00 | 0.00 | 7.66 | 1.08 | 1.06 | 0.00 | 4.17 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 0.10 | 100.00 |
| H-S | AP1 | 5.53 | 0.00 | 20.30 | 62.79 | 0.00 | 0.00 | 1.32 | 0.00 | 2.66 | 0.00 | 2.34 | 0.00 | 4.91 | 0.00 | 0.12 | 0.00 | 0.02 | 100.00 |
| H-S | AP6 | 0.00 | 0.00 | 25.48 | 59.82 | 0.00 | 0.19 | 8.03 | 0.55 | 3.44 | 0.00 | 0.00 | 2.37 | 0.00 | 0.00 | 0.12 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| H-S | AP7b | 4.32 | 0.00 | 18.92 | 58.45 | 0.00 | 0.00 | 4.84 | 0.00 | 4.11 | 0.00 | 3.90 | 0.00 | 5.20 | 0.00 | 0.20 | 0.00 | 0.07 | 100.00 |
| H-S | AP8 | 6.58 | 1.62 | 22.83 | 67.58 | 0.63 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.29 | 0.00 | 4.44 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 100.00 |
| H-S | AP44 | 10.48 | 1.04 | 18.05 | 62.00 | 0.42 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.84 | 0.00 | 4.99 | 0.00 | 0.14 | 0.00 | 0.05 | 100.00 |
| H-S | AP46 | 3.03 | 0.00 | 16.54 | 59.12 | 0.00 | 0.00 | 9.43 | 0.00 | 2.18 | 0.00 | 6.54 | 0.00 | 2.97 | 0.00 | 0.17 | 0.00 | 0.02 | 100.00 |
| H-S | API5 | 3.43 | 0.00 | 14.81 | 66.23 | 0.00 | 0.00 | 6.35 | 0.00 | 1.03 | 0.00 | 5.02 | 0.00 | 2.99 | 0.00 | 0.12 | 0.00 | 0.02 | 100.00 |
| H-S | APII7 | 6.64 | 1.02 | 21.26 | 63.86 | 4.83 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.96 | 0.00 | 1.30 | 0.00 | 0.10 | 0.00 | 0.02 | 100.00 |
| H-S | AV9a | 5.13 | 0.00 | 21.45 | 59.09 | 2.07 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 5.74 | 0.40 | 0.00 | 0.00 | 5.25 | 0.00 | 0.65 | 0.00 | 0.24 | 100.01 |
| H-S | AV10c | 9.00 | 0.00 | 0.85 | 76.53 | 1.66 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.65 | 8.07 | 0.00 | 0.00 | 0.99 | 0.14 | 0.97 | 0.00 | 0.15 | 100.00 |
| H-S | AV25 | 13.88 | 0.00 | 1.20 | 69.63 | 2.80 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 4.88 | 1.43 | 0.00 | 0.00 | 4.87 | 0.00 | 1.13 | 0.00 | 0.19 | 100.00 |
| H-S | AV28b | 22.22 | 0.00 | 10.98 | 50.01 | 8.23 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.78 | 0.00 | 0.76 | 0.00 | 4.21 | 0.00 | 0.70 | 0.00 | 0.12 | 100.00 |
| H-S | AV35b | 23.90 | 0.00 | 12.26 | 54.11 | 1.69 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.96 | 1.87 | 0.00 | 0.00 | 2.28 | 0.00 | 0.72 | 0.00 | 0.21 | 100.00 |
| H-S | AV39 | 23.67 | 0.00 | 0.42 | 65.35 | 1.30 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 3.27 | 1.85 | 0.00 | 0.00 | 3.46 | 0.00 | 0.59 | 0.00 | 0.07 | 100.00 |
| H-S | AV41 | 5.20 | 0.00 | 20.26 | 55.48 | 0.00 | 0.00 | 1.62 | 0.00 | 7.14 | 4.58 | 0.00 | 0.00 | 4.44 | 0.00 | 1.04 | 0.00 | 0.24 | 100.01 |
| H-S | EF5 | 31.65 | 0.00 | 1.14 | 44.53 | 0.00 | 0.00 | 9.32 | 0.00 | 6.16 | 0.00 | 4.47 | 0.00 | 2.20 | 0.00 | 0.48 | 0.00 | 0.05 | 100.00 |
| H-S | EF17 | 6.11 | 0.00 | 18.33 | 35.39 | 0.00 | 0.00 | 21.54 | 0.00 | 7.44 | 0.00 | 9.41 | 0.00 | 1.15 | 0.00 | 1.27 | 0.00 | 0.37 | 100.01 |
| H-S | EF22 | 2.91 | 0.00 | 20.75 | 43.42 | 0.00 | 0.00 | 17.12 | 1.21 | 7.11 | 0.00 | 5.42 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.90 | 0.00 | 0.17 | 100.00 |
| H-S | EF25t | 7.04 | 0.00 | 5.91 | 27.88 | 0.00 | 0.00 | 1.91 | 0.00 | 28.31 | 15.17 | 0.00 | 0.00 | 12.83 | 0.00 | 0.87 | 0.00 | 0.07 | 100.00 |
| H-S | EFIV2b | 11.34 | 0.00 | 15.99 | 49.68 | 0.00 | 0.00 | 0.15 | 0.00 | 8.95 | 0.00 | 2.18 | 0.00 | 10.73 | 0.00 | 0.61 | 0.00 | 0.38 | 100.01 |
| H-S | EFV2 | 2.93 | 0.00 | 8.69 | 52.97 | 20.26 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 8.43 | 3.22 | 0.00 | 0.00 | 2.75 | 0.00 | 0.61 | 0.00 | 0.14 | 99.99 |
| H-S | EVA1 | 4.92 | 0.00 | 9.29 | 48.90 | 0.00 | 0.00 | 16.87 | 0.00 | 13.44 | 0.00 | 2.53 | 0.00 | 1.58 | 0.00 | 2.29 | 0.00 | 0.19 | 100.00 |
| H-S | EVA38 | 7.45 | 0.00 | 10.37 | 40.22 | 0.00 | 0.00 | 14.45 | 0.00 | 11.83 | 0.00 | 5.85 | 0.00 | 6.51 | 0.00 | 2.41 | 0.00 | 0.93 | 100.02 |
| H-S | EVAIII3 | 10.65 | 0.00 | 17.58 | 52.99 | 3.35 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 3.87 | 0.00 | 2.68 | 0.00 | 7.66 | 0.00 | 1.08 | 0.00 | 0.14 | 100.00 |
| H-S | EO13 | 6.37 | 0.00 | 10.02 | 59.00 | 0.00 | 0.00 | 4.15 | 0.00 | 13.10 | 1.00 | 0.00 | 0.00 | 5.75 | 0.00 | 0.23 | 0.00 | 0.40 | 100.01 |
| H-S | ED15 | 0.00 | 0.00 | 0.97 | 83.25 | 3.03 | 1.77 | 0.00 | 0.00 | 4.98 | 0.67 | 0.00 | 0.00 | 4.96 | 0.00 | 0.29 | 0.00 | 0.07 | 100.00 |
| H-S | ED47a | 0.00 | 0.00 | 0.91 | 85.24 | 4.27 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 3.68 | 0.00 | 0.56 | 0.25 | 4.81 | 0.00 | 0.19 | 0.00 | 0.07 | 100.00 |
| H-S | EG5t | 0.00 | 0.00 | 11.33 | 62.85 | 5.81 | 4.76 | 0.00 | 0.00 | 5.09 | 0.00 | 0.00 | 1.16 | 5.25 | 0.00 | 2.79 | 0.00 | 0.98 | 100.02 |
| H-S | EG6 | 0.00 | 0.00 | 1.10 | 83.60 | 1.29 | 3.49 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 10.10 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.07 | 0.26 | 0.00 | 0.05 | 100.00 |
| H-S | CC5b | 7.89 | 0.00 | 31.72 | 50.04 | 0.00 | 0.00 | 5.51 | 0.00 | 0.45 | 0.00 | 3.42 | 0.00 | 0.39 | 0.00 | 0.37 | 0.00 | 0.22 | 100.00 |
| H-S | CC7 | 2.74 | 0.00 | 28.59 | 59.05 | 0.00 | 0.00 | 4.61 | 0.00 | 1.19 | 0.00 | 2.50 | 0.00 | 0.98 | 0.00 | 0.28 | 0.00 | 0.07 | 100.00 |
| H-S | CC20a | 9.22 | 0.84 | 20.16 | 59.54 | 1.50 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 3.29 | 0.00 | 5.20 | 0.00 | 0.21 | 0.00 | 0.02 | 100.00 |
| H-S | CAE16 | 8.59 | 1.82 | 24.34 | 56.71 | 3.66 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.77 | 0.00 | 2.72 | 0.00 | 2.72 | 0.00 | 0.29 | 0.00 | 0.10 | 100.00 |
| H-S | CFC4b | 5.12 | 0.00 | 15.71 | 56.59 | 0.00 | 0.00 | 8.83 | 0.00 | 10.99 | 0.63 | 0.00 | 0.00 | 0.89 | 0.00 | 0.95 | 0.00 | 0.29 | 100.01 |
| A-S | AF20a | 37.28 | 0.52 | 1.02 | 54.82 | 4.84 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.64 | 0.00 | 1.75 | 0.00 | 0.13 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |
| A-S | AF51 | 37.00 | 1.13 | 19.50 | 37.60 | 2.28 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.94 | 0.00 | 3.06 | 0.00 | 0.13 | 0.00 | 0.05 | 100.00 |
| A-S | AT17 | 26.09 | 0.00 | 2.38 | 62.16 | 3.68 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.93 | 0.50 | 0.00 | 0.00 | 2.57 | 0.00 | 0.59 | 0.00 | 0.10 | 100.00 |
| A-S | AT22 | 35.68 | 0.21 | 0.61 | 60.38 | 1.58 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.43 | 0.00 | 0.85 | 0.00 | 0.19 | 0.00 | 0.07 | 100.00 |
| A-S | CAU14b | 33.10 | 1.71 | 25.79 | 31.47 | 4.33 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.17 | 0.00 | 1.84 | 0.00 | 0.47 | 0.00 | 0.12 | 100.00 |
| A-S | CF2b | 0.00 | 0.00 | 40.68 | 50.08 | 3.17 | 0.23 | 0.00 | 0.00 | 2.10 | 0.00 | 0.00 | 0.50 | 2.72 | 0.00 | 0.42 | 0.00 | 0.12 | 100.00 |
| A-S | CF18b | 7.11 | 0.00 | 23.95 | 47.22 | 9.71 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.91 | 0.00 | 2.72 | 0.00 | 5.97 | 0.00 | 1.05 | 0.00 | 0.36 | 100.01 |
| A-S | CV9 | 8.35 | 0.00 | 38.07 | 31.69 | 8.27 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 4.91 | 0.00 | 1.89 | 0.00 | 6.26 | 0.00 | 0.33 | 0.00 | 0.24 | 100.01 |
| A-S | CV10 | 25.77 | 2.35 | 22.40 | 40.97 | 2.84 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.00 | 0.00 | 3.01 | 0.00 | 0.55 | 0.00 | 0.12 | 100.00 |
| A-S | CV11 | 30.92 | 1.77 | 25.32 | 33.27 | 5.65 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.95 | 0.00 | 1.40 | 0.00 | 0.46 | 0.00 | 0.26 | 100.01 |
| A-OS | ASA31 | 11.89 | 0.00 | 1.07 | 58.48 | 7.43 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 9.44 | 0.00 | 5.79 | 0.00 | 0.00 | 1.42 | 2.76 | 0.44 | 1.31 | 100.03 |
| A-OS | ASA33 | 2.41 | 0.00 | 3.07 | 52.15 | 8.69 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 14.40 | 0.00 | 5.79 | 0.00 | 3.68 | 1.58 | 5.54 | 0.00 | 2.75 | 100.06 |
| A-OS | EPO8 | 27.99 | 0.51 | 23.29 | 40.12 | 4.35 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.30 | 0.00 | 1.57 | 0.00 | 0.69 | 0.00 | 0.19 | 100.00 |
| A-OS | EPO44 | 27.80 | 1.13 | 22.04 | 40.54 | 3.21 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.04 | 0.00 | 2.35 | 0.00 | 0.70 | 0.00 | 0.19 | 100.00 |
| A-OS | EA24 | 17.16 | 0.00 | 0.91 | 69.55 | 1.11 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.44 | 7.18 | 0.00 | 0.00 | 1.74 | 0.00 | 0.78 | 0.00 | 0.12 | 100.00 |
| A-OS | EA25 | 20.55 | 0.00 | 9.21 | 60.18 | 1.16 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 2.00 | 3.67 | 0.00 | 0.00 | 2.58 | 0.00 | 0.58 | 0.00 | 0.07 | 100.00 |
| A-OS | EA30 | 35.60 | 0.01 | 0.24 | 58.76 | 2.76 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.85 | 0.0 | | | | | | |

(página em branco)

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AFIFI, A. M. & ESSENE, E. J. (1988) - MINFILE: a microcomputer program for storage and manipulation of chemical data on minerals - *Amer. Mineral.*, 73: 446-448.
- ALBARÈDE, F. (1992) - How deep do common basaltic magmas form and differentiate? - *J. of Geophys. Res.*, 97: 10997-11009.
- ALBUQUERQUE, C. A. R. (1973) - Geochemistry of biotites of granitic rocks, Northern Portugal - *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 37: 1779-1802.
- ALBUQUERQUE, C. A. R. (1975) - Partition of trace elements in co-existing biotite, muscovite and potassium feldspar of granitic rocks, northern Portugal - *Chem. Geol.*, 16: 89-108.
- ALLÈGRE, C. J. & JAUPART, C. (1984) - Continental tectonics and continental kinetics - *Earth and Planetary Science Letters*, 74: 171-186.
- ALLEN, J. C. & BOETTCHER, A. L. (1978) - Amphiboles in andesite and basalt: II. Stability as a function of P-T-fO₂-fH₂O - *Amer. Mineral.*, 63: 1074-1087.
- ALLEN, J. C.; BOETTCHER, A. L. & MARLAND, G. (1975) - Amphiboles in andesite and basalt: I. Stability as a function of P-T-fO₂ - *Amer. Mineral.*, 60: 1069-1085.
- ANDERSEN, D. J. (1992) - *QUILF, version 4.0* - Software, 10 Jackson St., Van Duren ME, 04785.
- ANDERSON, A. T. (1968) - The oxygen fugacity of alkaline basalt and related magmas - *Am. J. Science*, 266: 704-727.
- ANDERSON, J. L. & BENDER, E. E. (1989) - Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States - *Lithos*, 23: 19-52.
- ANDERSON, J. L. & SMITH, D. R. (1995) - The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer - *Am. Mineral.*, 80: 549-559.
- ANDERSON, J. L. (1980) - Mineral equilibria and crystallization conditions in the late Precambrian Wolf River rapakivi massif, Wisconsin - *Amer. Journ. of Science*, 280: 289-332.
- AOKI, K. & SHIBA, I. (1973) - Pyroxenes from Iherzolite inclusions of Itinomegata, Japan - *Lithos*, 6: 41-51.
- AOKI, K. (1964) - Clinopyroxenes from alkaline rocks of Japan - *Amer. Mineral.*, 49: 1119-1223.
- ARAÚJO, A. A. & PEREIRA, M. F. (1997) - *Estudo Sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)* - Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Universidade de Évora.

- ARAÚJO, A. A. (1995) - Estrutura de uma Geotransversal entre Brinches e Mourão (Zona de Ossa-Morena): implicações na evolução geodinâmica da margem sudoeste do Terreno Alóctone Ibérico - Dissertação de Doutoramento, Universidade de Évora.
- AREIAS, P., LOPES, J.C., SANTOS, M.P., RABCZUK, T., REINOSO, J. (2019) - Finite strain analysis of limestone / basaltic magma interaction and fracture: low order mixed tetrahedron and remeshing. *European Journal of Mechanics / A Solids*, 73: 235-247.
DOI: 10.1016/j.euromechsol.2018.09.003
- ARTH, J. G. (1976) - Behavior of trace elements during magmatic processes: a summary of theoretical models and their applications - *Jour. Research U. S. Geol. Survey*, 4-1: 41-47.
- ASSUNÇÃO, C. F. T. (1956) - Notas de mineralogia e petrografia portuguesas: um anortosito (bytownitito) do Alto Alentejo (Campo Maior) - *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 24, 7ª s.: 141-145.
- ASSUNÇÃO, C. T. & GONÇALVES, F. (1970) - Contribuição para o conhecimento das rochas hiperalcalinas e alcalinas (gnaisses hastingsíticos) do Alto Alentejo (Portugal) - *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 17: 187-228.
- BACON, C. R.; BRUGGMAN, P. E.; CHRISTIANSEN, R. L.; CLYNNE, N. A.; DONNELLY-NOLAN, J. M. & HILDRETH, W. (1997) - Primitive magmas at five Cascades volcanic fields: melts from hot, heterogeneous sub-arc mantle - *Can. Mineral.*, 35, 2: 397-423.
- BAILEY, D. K. & HAMPTON, C. M. (1990) - Volatiles in alkaline magmatism - *Lithos*, 26: 157-165.
- BAILEY, J. C. (1977) - Fluorine in granitic rocks and melts: a review - *Chem. Geol.*, 19: 1-42.
- BAKER, B. H.; GOLES, G. G.; LEEMAN, W. P. & LINDSTROM, M. M. (1977) - Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 64: 303-332.
- BALASHOV, Y. A. & KLINGMAN, L. D. (1975) - The effects of alkalinity and volatiles on rare-earth separation in magmatic systems - *Geokhimiya*, 12: 1885-1890.
- BARBARIN, B. (1999) - A review of relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments - *Lithos*, 46: 605-626.
- BARBERI, F.; BIZOUARD, H. & VARET, J. (1971) - Nature of clinopyroxene and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 33: 93-107.

- BARBERI, F.; FERRARA, G.; SANTACROCE, R.; TREUIL, M. & VARET, J. (1975) - A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, The Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia) - *J. of Petrology*, 16, 1: 22-56.
- BARD, J. P. (1980) - Microtextures des Roches Magmatiques et Métamorphiques - *Masson*, Paris: 192 pp.
- BARROS, L. A. (1955) - Sobre a petrografia da mancha gabro-diorítica de Campo Maior (Alto Alentejo) - *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 23, 7^a s.: 71-76.
- BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. (1985) - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters - *Chem. Geol.*, 48: 43-55.
- BEATTIE, P. (1993) - Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115: 103-111.
- BÉDARD, J. H. J.; FRANCIS, D. M. & LUDDEN, J. (1988) - Petrology and pyroxene chemistry of Monteregean Dykes: the origin of concentric zoning and green cores in clinopyroxenes from alkali basalts and lamprophyres - *Can. J. Earth Sci.*, 25: 2041-2051.
- BÉDARD, J. H. J.; LUDDEN, J. N. & FRANCIS, D. M. (1987) - The Mégantic intrusive complex, Québec: a study of the derivation of silica-oversaturated anorogenic magmas of alkaline affinity - *J. of Petrology*, 28, 2: 355-388.
- BERCOVICI, D. (2003) - The generation of plate tectonics from mantle convection - *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 107-121.
- BERGMAN, S. C. & DUBESSY, J. (1984) - CO₂-CO fluid inclusions in a composite peridotite xenolith: implications for upper mantle oxygen fugacity - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85: 1-13.
- BEST, M. G. & MERCY, E. L. P. (1967) - Composition and crystallization of mafic minerals in the Guadalupe Igneous Complex, California - *Amer. Mineral.*, 52: 436-474.
- BHATTACHARYYA, C. (1971) - An evaluation of the chemical distinctions between igneous and metamorphic orthopyroxenes - *Amer. Mineral.*, 56: 499-506.
- BLACK, R. & GIROD, M. (1970) - Late palaeozoic to recent igneous activity in west Africa and its relationship to basement structure - in: T. N. Clifford & I. G. Gass (Eds.) - *African Magmatism and Tectonics* - Oliver & Boyd, Edinburgh.
- BLUNDY, J. D. & HOLLAND, T. J. B. (1990) - Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104: 208-224.

- BOHLEN, S. R. & ESSENE, E. J. (1977) - Feldspar and oxide thermometry of granulites in the Adirondack Highlands - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 153-169.
- BONIN, B. & GIRET, A. (1984) - The plutonic alkaline series: the problem of their origin and differentiation, the role of their mineralogical assemblages - *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35: 212-221.
- BONIN, B.; SEKKAL, A. A.; BUSSY, F. & FERRAG, S. (1998) - Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings - *Lithos*, 45: 45-70.
- BOWDEN, P. & WHITLEY, J. E. (1974) - Rare-earth patterns in peralkaline and associated granites - *Lithos*, 7: 15-21.
- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R. A.; CHAPPELL, B. W.; DIDIER, J. & LAMEYRE, J. (1984) - Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion - *Phys. of the Earth and Planet. Interiors*, 35: 1-11.
- BOWEN, N. L. (1928) - *The Evolution of the Igneous Rocks* - Dover Publications, Inc., New York.
- BOWEN, N. L. (1937) - Recent High-temperature Research on Silicates and Its Significance in Igneous Geology - *Am. J. Sci.*, s. 5, 33: 1-21.
- BOYD, F. R. (1959) - Hydrothermal investigations of amphiboles - in: P. H. Abelson (Ed.) - *Researches in Geochemistry* - John Wiley & Sons, New York: 377-396.
- BRANDÃO, V. S (1902) - Ueber einen Portugiesischen Alkaligranulit - *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*: 49-55.
- BRIQUEU, L.; BOUGAULT, H. & JORON, J. L. (1984) - Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications - *Earth and Planetary Science Letters*, 68: 297-308.
- BROWN, G. E. (1982) - Olivine and silicate spinels - in: P. H. Ribbe (Ed.) - Ortho-silicates - *Mineral. Soc. Amer., Rev. in Mineral.*, 5: 275-381.
- BROWN, G. M. & VINCENT, E. A. (1963) - Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, east Greenland - *J. Petrology*, 4: 175-197.
- BROWN, G. M. (1967) - Mineralogy of Basaltic Rocks - in: H. Hess & A. Poldervaart (Eds.) - *The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition* - Vol. I: 103-162, Wiley and Sons.
- BRUIYN, H.; WESTHUIZEN, W. A. & SCHOCH, A. E. (1983) - The estimation of FeO, F and H₂O⁺ by regression in microprobe analysis of natural biotites - *J. Trace Micr. Techn.*, 1 (4): 399-413.

- BUDDINGTON, A. F. & LINDSLEY, D. H. (1964) - Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents - *Journal of Petrology*, 5 (2): 342-532.
- BURRI, C. (1928) - Zur Petrographie der Natronsyenite von Alter Pedroso (Provinz Alemtejo, Portugal), und ihrer basischen Differentiate - *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 8 (2): 374-437.
- CANDELA, P. A. (1986) - Toward a thermodynamic model for the halogens in magmatic systems: an application to melt-vapor-apatite equilibria - *Chem. Geol.*, 57: 289-301.
- CANILHO, M. H. (1973) - Complexo plutónico básico e ultrabásico de Alter do Chão (Alentejo) - *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 18 (2-3): 155-170.
- CANILHO, M. H. (1974) - Ortopiroxenas das rochas charnoquíticas de Campo Maior (Alto Alentejo) - *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 14 (1): 41-47.
- CANILHO, M. H.; CANELHAS, M. S. & MANO, J. P. (1978) - Mineralogical investigations of the Monchique nefelines - *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 21: 83-102.
- CARMICHAEL, I. S. E. & NICHOLLS, J. (1967) - Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks - *J. Geophys. Res.*, 72: 4665-4687.
- CARMICHAEL, I. S. E.; NICHOLLS, J. & SMITH, A. L. (1970) - Silica activity in igneous rocks - *Amer. Mineral.*, 55: 246-263.
- CARMICHAEL, I. S. E.; TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J. (1974) - *Igneous Petrology* - McGraw-Hill Book Co., New York.
- CAWTHORN, R. G. (1976) - Some chemical controls on igneous amphibole compositions - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 1319-1328.
- CHARLES, R. W. (1975) - The phase equilibria of richterite and ferrichterite - *Amer. Mineral.*, 60: 367-374.
- CHARLES, R. W. (1977) - The phase equilibria of intermediate composition on the pseudobinary $\text{Na}_2\text{CaMg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ - $\text{Na}_2\text{CaFe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ - *Amer. J. of Science*, 277: 594-623.
- CHAYES, F. (1955) - Alkali feldspar as a by-product of the biotite-chlorite transformation - *J of Geology*, 63: 75-82.
- CHAYES, F. (1963) - Relative abundance of intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association - *J. Geophys. Res.*, 68: 1519-1534.
- CHAZOT, G.; BERTRAND, H.; MERGOIL, J. & SHEPPARD, F. (2003) - Mingling of Immiscible Dolomite Carbonatite and Trachyte in Tuffs from the Massif Central, France - *J. of Petrology*, 44-10: 1917-1936.

- CHIVAS, A. R. (1981) - Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization. Part I: mafic silicates from the Koloula igneous complex - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 389-403.
- CID, J. P.; NARDI, L. V. S.; CONCEIÇÃO, H. & BONIN, B. (2001) - Anorogenic alkaline granites from northeastern Brazil: major, trace and rare earth elements in magmatic and metamorphic biotite and Na-mafic minerals - *J. of Asian Earth Sciences*, 19: 375-397.
- CIVETTA, L.; CORNETTE, Y.; CRISCI, G.; GILLOT, P. Y.; ORSI, G. & REQUEJO, C. S. (1984) - Geology, geochronology and chemical evolution of the island of Pantelleria - *Geol. Mag.*, 121 (6): 541-562.
- CLEMENS, J. D. & WALL, V. J. (1981) - Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas - *Canadian Mineral.*, 19: 111-132.
- CLEMENS, J. D.; HOLLOWAY, J. R. & WHITE, A. J. R. (1986) - Origin of A-type granites: experimental constraints - *Amer. Mineral.*, 71: 317-324.
- COELHO, A. V. P. & GONÇALVES, F. (1970) - Rocha hiperalcalina de Estremoz - *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 17: 181-185.
- COELHO, A. V. P. & GONÇALVES, F. (1971) - Novos elementos sobre gnaisses nefelínicos e rochas hiperalcalinas albiticas do Alto Alentejo - *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 18: 105-117.
- COELHO, A. V. P. & GONÇALVES, F. (1972) - Nota prévia sobre o provável Precâmbrico mais antigo do Alto Alentejo. Série de afinidade charnoquítica de Campo Maior - *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 13 (1): 59--81.
- COELHO, A. V. P., GONÇALVES, F. & TORQUATO, J. R. (1974) - Rochas hipersténicas do Alto Alentejo - *Bol. Geol. y Min.*, T. 85-5: 601-603.
- COISH, R. A. & TAYLOR, L. A. (1979) - The effects of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP Leg 34 basalt: a microprobe study - *Earth and Planetary Science Letters*, 42: 389-398.
- COLLINS, W. J.; BEAMS, S. D.; WHITE, A. J. R. & CHAPPELL, B. W. (1982) - Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 189-200.
- CONRAD, W. K. (1984) - The mineralogy and petrology os compositionally zoned ash flow tuffs, and related silicic volcanic rocks, from the McDermitt caldera complex, Nevada-Oregon - *J. Geophys. Res.*, 89: 8639-8664.
- CONREY, R. M.; SHERROD, D. R.; HOOPER, P. R. & SWANSON, D. A. (1997) - Diverse primitive magmas in the Cascade arc, northern Oregon and southern Washington - *Can. Mineral.*, 35, 2: 367-396.

- COOMBS, D. S. (1963) - Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram - *Miner. Soc. Amer., Special Paper, Vol. I*: 227-250.
- COSTA, I. R.; BARRIGA, F.; MATA, J. & MUNHÁ, J. M. (1993) - Rodingitization and Serpentinization Processes in Alter do Chão Massif (NE Alentejo) - *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 3: 27-31.
- COSTA, I. R.; MATA, J. & MUNHÁ, J. (1991) - Caracterização magmática do maciço básico-ultrabásico de Alter do Chão (NE Alentejo) - *Geociências, Rev. Univ. Aveiro*, 6 (1.2): 25-32.
- COURTILLOT, V.; DAVAILLE, A.; BESSE, J. & STOCK, J. (2003) - Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle - *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 295-308.
- COX, K. G.; BELL, J. D. & PANKHURST, R. J. (1979) - *The Interpretation of Igneous Rocks* - George Allen & Unwin, London, 450 pp.
- CULLERS, R. L.; GRIFFIN, T.; BICKFORD, M. E. & ANDERSON, J. L. (1992) - Origin and chemical evolution of the 1360 Ma-old San Isabel batholith, Wet Mountains, Colorado, U.S.A.: a mid-crustal granite of anorogenic affinities - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 316-328.
- CURRIE, K. L. (1976) - The Alkaline Rocks of Canada - *Geol. Surv. Can., Bull.* 239: 228 pp.
- CURRIE, K. L.; EBY, G. N. & GITTINS, J. (1986) - The petrology of Mout Saint Hilaire complex, southern Quebec: an alkaline gabbro-peralkaline syenite association - *Lithos*, 19: 65-81.
- CURRIE, K.L. & VAN BREEMEN, O. (1996) - The origin of rare minerals in the Kipawa syenite complex, western Quebec - *Can. Mineral.*, 34, 2: 435-452.
- CURRIE, L. W. & GITTINS, J. G. (1975) - Petrology of the Red Wine Alkaline complexes, Central Labrador and a comparison with the Ilimaussaq complex, southwest Greenland - *Geol. Surv. Can. Pap.* 75-1A: 271-280.
- CZAMANSKE, G. K. & WONES, D. R. (1973) - Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway: part 2, the mafic silicates - *Journal of Petrology*, 14 (3): 349-380.
- CZAMANSKE, G. K.; ISHIHARA, S. & ATKIN, S. A. (1981) - Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous - Paleocene batholith in Southwestern Japan and implications for magma genesis - *J. Geophys. Res.*, 86: 10431-10469.
- DALLMEYER, R. D. & GARCÍA, E. M. (1990) - *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* - Springer-Verlag.

- DALY, R. A. (1933) - *Igneous Rocks and the Depth of the Earth* - Mc Graw Hill, New York.
- DAVIES, G. F. & RICHARDS, M. A. (1992) - Mantle convection - *J. of Geology*, 100: 151-206.
- DE PAOLO, D. J. (1981) - Trace elements and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization - *Earth and Planet. Sc. Letters*, 53: 189-202.
- DEBON, F. & LEFORT, P. (1982) - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations - *Trans. of the Royal Soc. of Edinburgh (Earth Sci.)*, 73: 135-149.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1962) - *Rock-Forming Minerals, Vol. 3: Sheet Silicates* - Longman Scientific & Technical: 270 pp.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1966) - *An Introduction to the Rock-Forming Minerals* - Longman Scientific & Technical: 558 pp.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. (1992) - *An Introduction to the Rock-Forming Minerals* - Longman Scientific & Technical: 696 pp.
- DIAS, G. & LETERRIER, J. (1994) - The genesis of felsic-mafic plutonic associations: a Sr and Nd isotopic study of the Hercynian Braga Granitoid Massif (Northern Portugal) - *Lithos*, 32: 207-223.
- DOBOSI, G. & FODOR, R. V. (1992) - Magma fractionation, replenishment and mixing, as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, Southern Slovakia - *Lithos*, 28: 133-150.
- DODGE, F. C. W. (1973) - Chlorites from granitic rocks of the central Sierra Nevada batholith, California - *Mineral. Mag.*, 39: 58-64.
- DRAKE, M. J. (1976) - Plagioclase-melt equilibria - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40: 457-465.
- DUDA, A. & SCHMINKE, H. (1985) - Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG) - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91: 340-353.
- DUKE, N. A. & EDGAR, A. D. (1977) - Petrology of the Blue Mountain and Bigwood felsic alkaline complexes of the Grenville province of Ontario - *Can. J. Earth Sci.*, 14: 515-538.
- EBY, G. N. & MITCHELL, R. H. (1996) - Alkaline Rocks: petrology and mineralogy - *Can. Mineral.*, 34: 173-174.
- EBY, G. N. (1984) - Monterey Hills, I. Petrography, major and trace element geochemistry, and strontium isotopic chemistry of the western intrusions: Mounts Royal, St. Bruno, and Johnson - *J. of Petrology*, 25, 2: 421-452.

- EBY, G. N. (1985) - Montereian Hills, II. Petrography, major and trace element geochemistry, and strontium isotopic chemistry of the eastern intrusions: Mounts Shefford, Brome, and Megantic - *J. of Petrology*, 26, 2: 418-448.
- EBY, G. N. (1990) - The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis - *Lithos*, 26: 115-134.
- EDGAR, A. D. (1992) - Barium-rich phlogopite and biotite from some Quaternary alkali mafic lavas, West Eifel, Germany - *Eur. J. Mineral.*, 4: 321-330.
- EICHELBERGER, J. C. (1978) - Andesitic volcanism and crustal evolution - *Nature*, 275, 5675: 21-27.
- EMSLIE, R. F. & STIRLING, J. A. R. (1993) - Rapakivi and related granitoids of the Nain plutonic suite: geochemistry, mineral assemblages, and fluid equilibria - *Canadian Mineral.*, 31: 821-847.
- ERNST, W. G. (1962) - Synthesis, stability relations, and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions - *Journal of Geology*, 70: 689-736.
- ERNST, W. G. (1966) - Synthesis and stability relations of ferrotremolite - *Amer. J. of Science*, 264: 36-65.
- ERNST, W. G. (1968) - *Amphiboles: crystal chemistry, phase relations and occurrence* - Springer-Verlag, Berlin.
- EUGSTER, H. P. & WONES, D. R. (1962) - Stability relations of the ferruginous biotite, annite - *Journal of Petrology*, 3 (1): 82-125.
- FARIA, J. A. L. (1955) - Notas de Mineralogia e Petrografia portuguesas: radiograma de pó da aegirina de Alter Pedroso - *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 24, 7ª s.: 89-93.
- FAURE, G. (1986) - *Principles of Isotope Geology* - John Wiley & Sons, New York.
- FAURE, G. (2001) - *Origin of Igneous Rocks: the Isotopic Evidence* - Springer Verlag, Berlin.
- FERGUSON, A. K. (1978) - The crystallization of pyroxenes and amphiboles in some alkaline rocks and the presence of a pyroxene compositional gap - *Contrib. Mineral. Petrology*, 67: 11-15.
- FERNANDÉZ, R. D., PEREIRA, M. F. & FOSTER, D. A. (2014) Peralkaline and alkaline magmatism of the Ossa-Morena zone (SW Iberia): Age, source, and implications for the Paleozoic evolution of Gondwanan lithosphere. *Lithosphere*, doi:10.1130/L379.1
- FITTON, J. G. & UPTON, B. G. J. (1987) - Alkaline Rocks - *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 30: 568 pp

- FLOYD, P. A. & WINCHESTER, J. A. (1975) - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements - *Earth and Planet. Sc. Letters*, 27: 211-218.
- FLYN, R. T. & BURNHAM, C. W. (1978) - Experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melts - *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 42: 685-701.
- FOSTER, M. D. (1960) - Interpretation of the composition of trioctahedral micas - *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 354-B: 1-49.
- FROST, B. R. & LINDSLEY, D. H. (1991) - Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks - in: D. H. Lindsley (Ed.) - *Oxide Minerals: petrologic and magnetic significance* - *Rev. in Mineralogy*, 25: 433-468.
- FROST, B. R.; LINDSLEY, D. H. & ANDERSEN, D. J. (1988) - Fe-Ti oxide-silicate equilibria: assemblages with fayalitic olivine - *Am. Mineral.*, 73: 727-740.
- FROST, B.R., BARNES, C.G., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, D.J. & FROST, C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42: 2033-48.
- FUHRMAN, M. L.; FROST, B.R. & LINDSLEY, D. H. (1988) - Crystallization conditions of the Sybille monzosyenite, Laramie anorthosite complex, Wyoming - *J. of Petrology*, 29: 699-729.
- FYFE, W. S. (1982) - Andesites - product of geosphere mixing - in: *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*, R. S. Thope, ed., Wiley: 663-667.
- GALINDO, C. & FERREIRA, M. P. (1989) - Petrology and geochronology of the San Amaro peralkaline orthogneisses (Badajoz, Ossa-Morena Zone) - *Mem. e Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 108: 45-67.
- GAMBLE, R. P. & TAYLOR, L. A. (1980) - Crystal/liquid partitioning in augite: effects of cooling rate - *Earth and Planetary Science Letters*, 47: 21-33.
- GANGULY, J. (2008) - *Thermodynamics in Earth and Planetary Sciences* - Springer.
- GIBB, F. G. F. (1973) - The zoned clinopyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland - *J. of Petrology*, 14 (2): 203-230.
- GIL, M. D. G. (1985) - Presencia de *Delgadella souzai caudata* (DELGADO, 1904) en el Cámbrico inferior de Nogales (Badajoz) - *Bol. Geol. Min. España*, 96: 592-595.
- GILBERT, M. C. (1966) - Synthesis and stability relationships of ferropargasite - *Amer. J. of Science*, 264: 698-742.

- GILBERT, M. C. (1982) - Brief overview of igneous amphiboles - *in*: D. R. Veblen & P. H. Ribbe (Eds.) - *Amphiboles: petrology and experimental phase relations* - Mineral. Soc. Amer., *Reviews in Mineralogy*, 9B: 371-385.
- GILBERT, M. C.; HELZ, R. T.; POPP, R. K. & SPEAR, F. S. (1982) - Experimental Studies of Amphibole Stability - *in*: D. R. Veblen & P. H. Ribbe (Eds.) - *Amphiboles: petrology and experimental phase relations* - Mineral. Soc. Amer., *Reviews in Mineralogy*, 9B: 229-354.
- GIRET, A. & LAMEYRE, J. (1980) - Mise en place et évolution magmatique des complexes plutoniques de la Caldera de Courbet, Iles Kerguelen (T.A.A.F.) - *Bull. Soc. Geol. France*, 7: 437-446.
- GIRET, A. (1978) - Données nouvelles sur le plutonisme anorogénique de Kerguelen (T.A.A.F.) - *Réun. Ann. Sci. Terre*, 6: 245 (abstr.).
- GIRET, A. (1979) - Genèse de roches feldspathoïdiques par la déstabilisation des amphiboles: massif des Montagnes Vertes, Kerguelen (T.A.A.F.) - *C. R. Acad. Sci. Paris*, 289D: 379-382.
- GIRET, A.; BONIN, B. & LEGER, J-M. (1980) - Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes - *Canadian Mineralogist*, 18: 481-495.
- GOKHALE, N. W. (1968) - Chemical composition of biotites as a guide to ascertain the origin of granites - *Bull. Geol. Soc. Finland*, 40: 107-111.
- GONÇALVES, F. & ASSUNÇÃO, C. T. (1970) - Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 37-A, Elvas - *Serv. Geol. Portugal*, 50 pp.
- GONÇALVES, F. & CARVALHOSA, A. (1994) - O Proterozóico da Zona de Ossa-Morena no Alentejo. Síntese e Atualização de Conhecimentos - *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, Cl. Ciênc., T. 34: 141-173.
- GONÇALVES, F. & COELHO, A. V. P. (1970) - Maciço de rochas básicas e ultrabásicas de Alter do Chão (Alto Alentejo): nota preliminar - *Vol. Comun., I Congr. Luso-Espano-Amer. Geol. Econ.*, Madrid, Lisboa: 481-486.
- GONÇALVES, F. & COELHO, A. V. P. (1974) - Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 36-B, Estremoz - *Serv. Geol. Portugal*.
- GONÇALVES, F. & FERNANDES, A. P. (1973) - Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 32-B, Portalegre - *Serv. Geol. Portugal*, 45 pp.

- GONÇALVES, F. & OLIVEIRA, V. (1986) - Alguns aspectos do Pré-cambriaco da Zona de Ossa-Morena em Portugal: o Paleozóico superior de Estremoz - *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, Cl. Ciências, 27: 111-117.
- GONÇALVES, F. (1978) - Estado actual do conhecimento geológico do nordeste alentejano - *Sep. do IV Curso de Ext. Univ. de Ciênc. Geol.*, Fac. Ciênc. Univ. Lisboa: 23 pp.
- GONÇALVES, F.; ASSUNÇÃO, C. T. & COELHO, A. V. P. (1972) - Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 33-C, Campo Maior - *Serv. Geol. Portugal*, 41 pp.
- GONÇALVES, F.; ZBYSZEWSKY, G. & COELHO, A. V. P. (1975) - Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 32-D, Sousel - *Serv. Geol. Portugal*, 49 pp.
- GONÇALVES, F. (1971) - Subsídios para o Conhecimento Geológico do Nordeste Alentejano - Diss. Doutorado, Lisboa.
- GRAPES, R.; YAGI, K. & OKUMURA, K. (1979) - Aenigmatite, sodic pyroxene, arfvedsonite and associated minerals in syenites from Morotu, Sakhalin - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 97-103.
- GREEN, D. H. & RINGWOOD, A. E. (1968) - Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18: 105-162.
- GREEN, D. H. (1973) - Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-unsaturated conditions - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 37-53.
- GREEN, T. H. & PEARSON, N. J. (1985) - Rare earth element partitioning between clinopyroxene and silicate liquid at moderate to high pressure - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91: 24-36.
- GREEN, T. H. (1982) - Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite - in: *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*, R. S. Thope, ed., Wiley: 465-487.
- GREENLAND, L. P. (1970) - An equation for trace element distribution during magmatic crystallization - *Am. Mineral.*, 55 (3-4): 455-465.
- GREENWOOD, H. J. (1979) - Thermodynamic properties of edenite - *Canadian Geol. Surv.*, Paper 79-1B: 365-370.
- GRIFFIN, W. L.; SMITH, D.; RYAN, C. J.; O'REILLY, S. Y. & WIN, T. T. (1996) - Trace-element zoning in mantle minerals: metasomatism and thermal events in the upper mantle - *Can. Mineral.*, 34, 6: 1179-1193.
- GROVES, D. F. (1972) - The geochemical evolution of tin-bearing granites in the Blue Tier batholith, Tasmania - *Econ. Geol.*, 67: 443-457.
- GUNN, B. M. (1972) - The fractionation effect of kaersutite in basaltic magmas - *Can. Mineral.*, 11: 840-850.

- HAGGERTY, S. E. (1991) - Oxide Textures: a mini-atlas - in: D. H. Lindsley (Ed.) - *Oxide Minerals: petrologic and magnetic significance* - *Rev. in Mineralogy*, 25: 129-219.
- HAMILTON, D. L. (1961) - Nephelines as crystallization temperature indicators - *J. of Geology*, 69: 321-329.
- HAMMARSTROM, J. M. & ZEN, E-an (1986) - Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer - *Am. Mineral.*, 71: 1297-1313.
- HARRIS, N. B. W. & MARRINER, G. F. (1980) - Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia - *Lithos*, 13: 325-337.
- HARRIS, N. B. W.; MARZOUKI, F. M. H. & ALI, S. (1986) - The Jabel Sayid complex, Arabian Shield: geochemical constraints on the origin of peralkaline and related granites - *Journal of the Geological Society, London*, 143: 287-295.
- HAZEN, R. M. & WONES, D. R. (1972) - The effect of cation substitutions on the physical properties of trioctahedral micas - *Amer. Mineral.*, 57: 103-129.
- HELZ, R. T. (1976) - Phase relations of basalts in their melting range at P(H₂O)=5 kb. 2. Melt compositions - *J. Petrology*, 17: 139-193.
- HELZ, R. T. (1982) - Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks - in: D. R. Veblen & P. H. Ribbe (Eds.) - *Amphiboles: petrology and experimental phase relations* - *Mineral. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy*, 9B: 279-347.
- HENDERSON, C. M. B. & FOLAND, K. A. (1996) - Ba- and Ti-rich primary biotite from the Brome alkaline igneous complex, Monteregian Hills, Quebec: mechanisms of substitution - *Can. Mineral.*, 34, 6: 1241-1252.
- HENDERSON, C. M. B.; PENDLEBURY, K. & FOLAND, K. A. (1989) - Mineralogy and petrology of the Red Hill alkaline igneous complex, New Hampshire, U.S.A. - *J. of Petrology*, 30: 627-666.
- HESS, H. H. (1952) - Orthopyroxenes of the Busheveld type, ion substitutions and changes in unit cell dimension - *Amer. Jour. Sci, Bowen vol.*: 173-187.
- HEWITT, D. A. (1978) - A redetermination of the fayalite-magnetite-quartz equilibrium between 650 and 850 °C - *Amer. Journ. of Science*, 278: 715-724.
- HICKEY, R. L.; FREY, F. A. & GERLACH, D. C. (1986) - Multiple sources of basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34-41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust - *J. Geophys. Res.*, 91: 5963-5983.

- HIRSCHMANN, M. M. & GHIORSO, M. S. (1994) - Activities of nickel, cobalt and manganese silicates in magmatic liquids and applications to olivine/liquid and to silicate/metal partitioning - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 4109-4126.
- HOLLABAUCH, C. L. & ROSEMBERG, P. E. (1983) - Substitution of Ti for Si in titanite and new end-member cell dimensions for titanite - *Amer. Mineral.*, 68: 177-180.
- HOLLAND, T. & BLUNDY, J. (1994) - Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116: 433-447.
- HOLLISTER, L. S. & GANCARZ, A. J. (1971) - Compositional sector-zoning in clinopyroxene from Narce Area, Italy - *Amer. Mineral.*, 56: 959-979.
- HOLLISTER, L. S.; GRISSOM, G. C.; PETERS, E. K.; STOWELL, H. H. & SISSON, V. B. (1987) - Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons - *Amer. Mineral.*, 72: 231-239.
- HOLLOWAY, J. R. & BURNHAM, C. W. (1972) - Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure - *J. Petrology*, 13: 1-29.
- HOLNESS, M. B. (2003) - Growth and albitization of K-feldspar in crystalline rocks in the shallow crust: a tracer for fluid circulation during exhumation? *Geofluids*, 3: 89-102.
- HOWIE, R. A. (1963) - Cell Parameters of Orthopyroxenes - *Miner. Soc. of Amer., Special Paper 1*: 213-222.
- HYNDMAN, D. W. (1972) - *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks* - McGraw-Hill Book Co., New York.
- IMEOKPARIA, E. G. (1981) - Fluorine in biotites from the Afu younger granite complex (central Nigeria) - *Chem. Geol.*, 32: 247-254.
- IONOV, D. A.; BODINIER, J. L.; MUKASA, S. B. & ZANETTI, A. (2002) - Mechanisms and Sources of Mantle Metassomatism: Major and Trace Element Compositions of Peridotite Xenoliths from Spitsbergen in the Context of Numerical Modeling - *J. of Petrology*, 43-12: 2219-2259.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks - *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- IRVING, A. J. & FREY, F. A. (1984) - Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacryst genesis - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48: 1201-1211.

- ISHIHARA, S. (1977) - The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks - *Mining Geology*, 27: 293-305.
- ISHIHARA, S.; KANAYA, H. & TERASHIMA, S. (1976) - Genesis of the Neogene Granitoids in the Fossa Magna Region in Japan - *Marine Sci. Monthly*, 8: 523-528.
- JAKOB, J. & BRANDENBERGER, E. (1931) - Chemische und rontgenographische Untersuchungen na Amphibolen. I. Mitteilung: Die Osannite von Alter Pedroso - *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 11 (1): 140-162.
- JOHNSON, M. C. & RUTHERFORD, M. J. (1989) - Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks - *Geology*, 17: 837-841.
- JONES, A. P. (1984) - Mafic silicates from nepheline syenites of the Motzfeldt centre, South Greenland - *Mineral. Mag.*, 48: 1-11.
- JULIVERT, M. & MARTINEZ, F. J. (1983) - Estructura de conjunto y vision global de la Cordillera Herciniana - in: *Geologia de España - Libro Jub. de J. M. Rios*, Inst. Geol. y Min. de España, T. I: 612-630.
- KAWACHI, Y.; GRAPES, R. H.; COOMBS, D. S. & DOWSE, M. (1983) - Mineralogy and petrology of piemontite-bearing schist, western Otago, New Zealand - *J. Metamorphic Geol.*, 1: 353-372.
- KENAH, C. & HOLLISTER, L. S. (1983) - Anatexis in the Central Gneiss Complex, British Columbia - in: M. P. Atherton & C. D. Gribble, Eds., *Migmatites, melting and metamorphism*, Shiva Publ. Co.: 142-162.
- KOCIS, D. E.; HERMES, O. D.; CAIN, J. A. & MURRAY, D. P. (1977) - Re-evaluation of late Paleozoic igneous activity and accompanying contact metamorphism in southeastern Rhode Island - *Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs*, 9: 286-287.
- KORZHINSKY, D. S. (1955) - Problems of the petrography of the magmatic rocks related to transmagnetic solutions and granitization - in: H. Sorensen (Ed.) - *The Alkaline Rocks* - John Wiley & Sons, London.
- KUDO, A. M. & WEILL, D. F. (1970) - An igneous plagioclase thermometer - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25: 52-65.
- KUNO, H. (1954) - Study of Orthopyroxenes from Volcanic Rocks - *Amer. Mineral.*, 39: 30-46.
- KUSHIRO, I. (1960) - Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks - *Am. J. of Science*, 258: 548-554.

- LA ROCHE, H. de & LETERRIER, J. (1973) - Transposition du tétraèdre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques - *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276-D: 3115-3118.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature - *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- LACROIX, M. A. (1916) - Les siénites à riebeckite d'Alter Pedroso (Portugal), leurs formes mésocrates (lusitanites) et leurs transformation en leptynites et en gneiss - *C. R. Acad. Sci. Paris*, 163: 279-283.
- LANCELOT, J. R. & ALLEGRET, A. (1982) - Radiochronologie U/Pb de l'orthogneiss alcalin de Pedroso (Alto Alentejo, Portugal) et évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale - *Neues Jahrbuch Miner. Mh.*, H.9: 385-394.
- LANDOLL, J. D.; FOLAND, K. A. & HENDERSON, C. M. B. (1989) - Excess argon in amphiboles from fluid interaction and short intrusion interval at the epizonal Marangudzi complex, Zimbabwe - *J. of Geophys. Res.*, 94-B: 4053-4069.
- LANGMUIR, C. H.; VOCKE, R. D.; HANSON, G. R. & HART, S. R. (1978) - A general mixing equation with applications to Icelandic basalts - *Earth and Planetary Science Letters*, 37: 380-392.
- LARSEN, L. M. (1976) - Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilímaussaq intrusion, South Greenland - *J. Petrology*, 17: 258-290.
- LARSEN, L. M. (1977) - Aenigmatites from the Ilímaussaq intrusion, south Greenland: chemistry and petrological implications - *Lithos*, 10: 257-270.
- LE BAS, M. J. (1962) - The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage - *Am. J. of Science*, 260: 267-288.
- LEAKE, B. E. (1965) - The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles - *Amer. Mineral.*, 50: 843-851.
- LEAKE, B. E. (1968) - A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals - *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 98: 210 pp.
- LEAKE, B. E. (1978) - Nomenclature of Amphiboles - *Min. Magaz.*, 42: 533-563.

- LEAKE, B. E. (1997) - Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Min. Magaz.*, 61: 295-321.
- LEAT, P. T.; JACKSON, S. E.; THORPE R. S. & STILLMAN, C. J. (1986) - Geochemistry of bimodal basalt–subalkaline/peralkaline rhyolite provinces within the Southern British Caledonides - *Journal of the Geological Society, London*, 143: 259-263.
- LETERRIER, J.; MAURY, R. C.; THONON, P.; GIRARD, D. & MARCHAL, M. (1982) - Clinopyroxene composition as a method of identification of magmatic affinities of paleo-volcanic series - *Earth and Planet. Sc. Letters*, 59: 139-154.
- LINDSLEY, D. H. (1983) - Pyroxene thermometry - *Am. Mineral.*, 68: 477-493.
- LINDSLEY, D. H. (1991) - *Oxide Minerals: petrologic and magnetic significance* - *Rev. in Mineralogy*, vol. 25.
- LIPMAN, P. W. & FRIEDMAN, I. (1975) - Interaction of meteoric water with magma: an oxygen-isotope study of ash-flow sheets from southern Nevada - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86: 695-702.
- LOISELLE, M. C. & WONES, D. R. (1979) - Characteristics and origin of anorogenic granites - *Geol. Soc. Am.*, Abst. Prog. 11: 468.
- LOPES, J. C.; FERREIRA, M. P. & MUNHÁ, J. (1993) - Geochronological relationships between the Alter do Chão-Cabeço de Vide basic/ultrabasic massif and associated peralkaline rocks in NE-Alentejo (Central Portugal) - *TERRA nova*, Vol. 5, Abstr. Suppl. n.º. 6, p. 10.
- LOPES, J. C., LOPES, J. L., LISBOA, J. V. (1997) - Caracterização petrográfica e estrutural dos granitos róseos do Complexo Plutónico de Monforte – Santa Eulália (NE-Alentejo, Portugal). *Est. Not. e Trabalhos*, Inst. Geol. Min., T 39: 141-156.
- LOPES, J. C.; MUNHÁ, J. & GONÇALVES, F. (1997) - Química Mineral dos Complexos Gabro-Sieníticos de Alter do Chão e de Elvas (NE-Alentejo, Portugal Central) - A. A. Araújo & M. F. Pereira (Eds.) - *Estudo Sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)* - Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Universidade de Évora, pp. 57-90.
- LOPES, J.C., MUNHÁ, J., WU, C.T. & OLIVEIRA V. (1998) O Complexo Plutónico de Monforte-Santa Eulália (Alentejo-NE, Portugal Central): caracterização geoquímica e considerações petrogenéticas. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, T. 83: 127-142.

- LOPES, J.C. (2004) *Petrologia e Geoquímica de Complexos Plutónicos do NE Alentejano (Z.O.M.), Portugal central - Província Alcalina e Maciço de Campo Maior*. Tese de Doutoramento (Ph.D.), Universidade de Évora, 505 pp.
- LOPES, J. C., MUNHÁ, J., TASSINARI, C. C. G. & PIN, C. (2005) Petrologia e Geocronologia (Sm-Nd) do Maciço de Campo Maior. *Comunicações Geológicas*, t. 92: 5-30.
- LOPES, J.C., MATA, J., SANTOS, J.F., MENDES, M.H., LOPES, L. (2016 a) Mafic and felsic plutonism in the Elvas region (SW Iberia, Portugal): two distinct Nd isotope sources and geodynamics. Abstracts of the *35th Intern. Geological Congress*, Cape Town, South Africa. <https://www.americangeosciences.org/sites/default/files/igc/3137.pdf>
- LOPES, J.C., SANT'OVAIA, H., MARTINS, H.C.B., NOGUEIRA, P. & LOPES, L. (2016 b) U-Pb geochronology and Nd isotope contributions to the interpretation of a peculiar ring massif: the Santa Eulália plutonic complex (SW Iberia, Portugal). Abstracts of the *35th Intern. Geological Congress*, Cape Town, South Africa. <https://www.americangeosciences.org/sites/default/files/igc/2503.pdf>
- LOUCKS, R. R. (1990) - Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene - *Geology*, 18: 346-349.
- LOUCKS, R. R. (1996) - A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 125: 140-150.
- LUDWIG, K. R. (2001) - Isoplot / Ex - Berkeley Geochronology Center, Sp. Publ. No. 1A.
- MACDONALD, R.; DAVIES, G. R.; BLISS, C. M.; LEAT, P. T.; BAILEY, D. K. & SMITH, R. L. (1987) - Geochemistry of High-silica Peralkaline Rhyolites, Naivasha, Kenya Rift Valley - *J. of Petrology*, 28, 6: 979-1008.
- MACKENZIE, W. S.; DONALDSON, C. H. & GUILFORD, C. (1993) - *Atlas of igneous rocks and their textures* - Longman Scient. & Tech., U.K..
- MAQUIL, R. & DUCHESNE, J-C. (1984) - Geothermometrie par les pyroxenes et mise en place du Massif Anorthositique d'Egersund-Ogna (Rogaland, Norvege Meridionale) - *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 107: 27-49.
- MARCO, J. G. G.; SAAVEDRA, J. & RÁBANO (1992) - *Paleozoico Inferior de Ibero-América* - Univ. Extremadura.

- MARKS, M.; VENNEMANN, T.; SIEBEL, W. & MARKL, G. (2003) - Quantification of Magmatic and Hydrothermal Processes in a Peralkaline Syenite-Alkali Granite Complex Based on Textures, Phase Equilibria, and Stable and Radiogenic Isotopes - *J. of Petrology*, 44 - 7: 1247-1280.
- MARSH, J. S. (1975) - Aenigmatite stability in silica-undersaturated rocks - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50: 135-144.
- MARTINS, L. T. (1991) - *Actividade Ígnea Mesozóica em Portugal (Contribuição Petrológica e Geoquímica)* - Dissertação de Doutoramento, Univ. Lisboa: 418 pp.
- MASON, B. & MASON, C. B. - *Principles of Geochemistry* - John Wiley and Sons: 344 pp
- MASON, D. R. (1978) - Compositional variations in ferromagnesian minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of the Western Highlands, Papua, New Guinea - *Econ. Geol.*, 73: 878-890.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1985) - Geochemistry of mafic metavolcanic rocks from the Estremoz Region (South Central Portugal) - *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 71 (2): 175-185.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1986) - Geodynamic significance of high-grade metamorphic rocks from Degolados-Campo Maior (Tomar-Badajoz-Cordoba shear zone) - *Maleo*, 2 (13): 28.
- MATA, J. & MUNHÁ, J. (1990) - Magmatogénese de metavulcanitos câmbricos do nordeste alentejano: os estádios iniciais de "rifting" continental - *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 76: 61-89
- MATA, J. (1996) - *Petrologia e Geoquímica das Lavas da Ilha da Madeira: implicações para os modelos de evolução do manto terrestre* - Dissertação de Doutoramento, Univ. Lisboa, 471 pp..
- MCCULLOC, M. T. & CHAPPELL (1982) - Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites - *Earth and Planetary Science Letters*, 58: 51-64.
- MCDONOUGH & SUN, S. S. (1995) - The composition of the Earth - *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- MENÉNDEZ, L. G., AZOR, A., PEREIRA, M. D. & ACOSTA, A. (2006) - Petrogénese de plutón de Santa Eulália (Alto Alentejo, Portugal). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 19 (1-2): 69-86.
- MERRILL, R. B. & WYLLIE, P. J. (1975) - Kaersutite and kaersutite eclogite from Kakanui, New Zealand: water-excess and water-deficient melting to 30 kb - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86: 555-570.
- MINEYEV, D. A. (1963) - Geochemical differentiation of the rare earths - *Geokhimiya*, 12: 1082-1100.

- MITCHELL, R. H. & PLATT, R. G. (1978) - Mafic mineralogy of ferroaugite syenite from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada - *J. of Petrol.*, 19: 627-651.
- MITCHELL, R. H. & PLATT, R. G. (1982) - Mineralogy and petrology of nepheline syenites from the Coldwell alkaline complex, Ontario, Canada - *J. of Petrology*, 23 (2): 186-214.
- MITCHELL, R. H. (1990) - A review of the compositional variation of amphiboles in alkaline plutonic complexes - *Lithos*, 26: 135-156.
- MIYASHIRO, A. (1978) - Nature of alkalic volcanic rock series - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 91-104.
- MORGAN, W. J. (1971) - Convection plumes in the lower mantle - *Nature*, 327: 587-591.
- MORIMOTO, N. (1988) - Nomenclature of pyroxenes - *Amer. Mineral.*, 73: 1123-1133.
- MORSE, S. A. (1980) - Kiglapait Mineralogy. II: Fe-Ti oxide minerals and activities of oxygen and silica - *J. Petrol.*, 21: 285-719.
- MUNHÁ, J. & CANILHO, M. H. (1976) - Ortopiroxenas das rochas charnoquíticas de Campo Maior (Alto Alentejo) - *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 20 (3): 225-231.
- MUNHÁ, J. (1985) - Clinopyroxene composition, an indicator of magmatic affinity in mafic and intermediate metavolcanic rocks from the Iberian Pyrite Belt - *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 24: 239-250.
- MUNHÁ, J.; PALÁCIOS, T.; MACRAE, N. D. & MATA, J. (1990) - Petrology of ultramafic xenoliths from Madeira island - *Geol. Mag.*, 127 (6): 543-566.
- MYSEN, B. O. & BOETTCHER, A. L. (1976) - Melting of a hydrous mantle: III. Phase relations of garnet websterite + H₂O at high pressures and temperatures - *J. Petrology*, 17: 1-14.
- NACHIT, H.; RAZAFIMAHEFA, N.; STUSSI, J.-M. & CARRON, J.-P. (1985) - Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes - *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 301, Série II, n° 11: 813-818.
- NALDRETT, D. L.; LACHAINE, A. & NALDRETT, S. N. (1987) - Rare earth elements, thermal history, and the colour of natural fluorites - *Can. J. Earth Sci.*, 24: 2082-2088.
- NASH, W. P. & WILKINSON, J. F. G. (1970) - Shonkin Sag laccolith, Montana. I. Mafic minerals and estimates of temperature, pressure, oxygen fugacity and silica activity - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25: 241-269.

- NEIVA, A. M. R. (1976) - The geochemistry of biotites from granites of northern Portugal, with special reference to their tin content - *Min. Magaz.*, 40: 453-466.
- NEIVA, J. M. C. (1946) - Notas sobre peridotitos, serpentinas e gabros das proximidades de Cabeço de Vide (Alentejo) - *Est. Not. e Trab. Serv. Fom. Min.*, 2 (3-4): 225-227.
- NEIVA, J. M. C. (1955) - Algumas rochas hiperalcalinas e alcalinas da região de Vila Viçosa - *Mem. e Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 39: 48-59.
- NEUMANN, E.-R. (1976) - Compositions relations among pyroxenes, amphiboles and other mafic phases in the Oslo region plutonic rocks - *Lithos*, 9: 85-109.
- NEVES, L. J. P. F. (1985) - Comparação do estado estrutural dos feldspatos potássicos em granitóides de três ambientes geológicos distintos - *Mem. e Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 100: 100-120.
- NICHOLLS, J. & CARMICHAEL, I. S. E. (1969) - Peralkaline acid liquids: a petrological study - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 20: 268-294.
- NIELSEN, T. F. D. (1979) - The occurrence and formation of Ti-aegirines in peralkaline syenites: an example from the Tertiary Ultramafic Alkaline Gardiner Complex, East Greenland - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 235-244.
- NISBET, E. G. & PEARCE, J. A. (1977) - Clinopyroxene Composition in Mafic Lavas from Different Tectonic Settings - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63: 149-160.
- NOCKOLDS, S. R. (1947) - The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks - *Am. Jour. Sci.*, 245: 401-420.
- NURMINEN, K. B.- (1990) - Transfer of mantle fluids to the lower continental crust: constraints from mantle mineralogy and Moho temperature - *Chem. Geology*, 83: 249-261.
- O'CONNOR, T. K., EDGAR, A. D., LLOYD, F. E. (1996) - Origin of glass in Quaternary mantle xenoliths from Meerfeldermaar, West Eifel, Germany: implications for the enrichment in the lithospheric mantle - *Can. Mineral.*, 34, 2: 187-200.
- O'DRISCOLL, B., TROLL, V. R., REAVY, R. J. & TURNER, P. (2006) - The Great Eucrite intrusion of Ardnamurchan, Scotland: Reevaluating the ring-dike concept - *Geology*, 34 (3): 189-192. D.O.I.: 10.1130/G22294.1

- OLIVEIRA, J. T.; OLIVEIRA, V. & PIÇARRA, J. M. (1991) - Traços gerais da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa Morena, em Portugal: síntese crítica do estado actual dos conhecimentos - *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 77: 3-26.
- OLIVEIRA, V. M. J. (1975) - Cartografia inédita do Granito de Santa Eulália (G1, G2, G3). Serv. Fom. Mineiro, D. G. Geologia e Minas, Portugal.
- ORAJAKA, I. P. (1986) - Geochemistry of Kaffo Valley albite-riebeckite-Granite, Liruei Granite Ring-Complex, Northern Nigeria - *Chem. Geol.*, 56: 85-92.
- OSANN, A. & UMHAUER, O. (1957) - Sobre um hornblendito osanítico, termo final, sem feldspato, da série alcalina de Alter Pedroso - *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 25 (suplem.), 7^a s.: 16 pp.. (tradução da obra original de 1914).
- OSANN, A. (1956) - Sobre um gneisse rico de nefelina, de Cevadais, Portugal - *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 24 (suplem.), 7^a s.: 20 pp.. (tradução da obra original de 1907).
- OSCHNER, A. (1993) - U-Pb Geochronology of the Upper Proterozoic – Lower Paleozoic Geodynamic Evolution in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia): Constraints on the Timing of the Cadomian Orogeny - PhD. Diss., ETH n.º 10'392, Swiss Fed. Inst. of Techn. Zürich.
- OTTEN, M. T. (1984) - The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 189-199.
- PACHECO, J. T. & GOMES, R. A. D. (1960) - Note on the occurrence of thorite at Alter Pedroso (Portugal) - *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 8 (2): 149-164.
- PAPIKE, J. J.; CAMERON, K. L. & BALDWIN, K. (1974) - Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data - *Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs*, v. 6, 7: 1053-1054.
- PARSONS, I. (1979) - The Klokken Gabbro-Syenite Complex, South Greenland: cryptic variation and origin of inversely graded layering - *Journal of Petrology*, 20: 653-694.
- PARSONS, I. (1980) - Alkali-feldspar and Fe-Ti oxide exsolution textures as indicators of the distribution and subsolidus effects of magmatic "water" in the Klokken layered syenite intrusion, South Greenland - *Trans. of the Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sciences*, 71: 1-12.
- PARSONS, I. (1981) - The Klokken gabbro-syenite complex, South Greenland: quantitative interpretation of mineral chemistry - *J. of Petrology*, 22 (2): 233-260.

- PEACH, C. L.; MATHEZ, E. A. & KEAYS, R. R. (1996) - Sulfide melt-silicate distribution coefficients for noble metals and other chalcophile elements as deduced from MORB: implications for partial melting - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 3379-3389.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses - *Earth and Planet. Sc. Letters*, 19: 290-300.
- PEARCE, J. A. & NORRY, M. J. (1979) - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- PEARCE, J. A. (1982) - Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries - in: *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*, R. S. Thope, ed., Wiley: 525-548.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. (1984) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks - *J. of Petrology*, 25, 4: 956-983.
- PEIKERT, E.W. (1963) - Biotite variation as a guide to petrogenesis of granitic rocks in the Precambrian of northeastern Alberta - *J. of Petrology*, 4:432-459.
- PEREIRA, M. F. & SILVA, J. B. (1997) - Estrutura nos Domínios Setentrionais da Zona de Ossa-Morena: a Faixa Blastomilonítica e a Zona de Transição com o Autóctone Centro-Ibérico (Nordeste Alentejano, Portugal) - A. A. Araújo & M. F. Pereira (Eds.) - *Estudo Sobre a Geologia da Zona de Ossa-Morena (Maciço Ibérico)* - Livro de Homenagem ao Prof. Francisco Gonçalves, Universidade de Évora, pp. 183-204.
- PEREIRA, M. F.; GAMA, C.; RODRÍGUEZ, C. (2017) Coeval interaction between magmas of contrasting composition (Late Carboniferous-Early Permian Santa Eulália-Monforte massif, Ossa-Morena Zone): field relationships and geochronological constraints. *Geologica Acta*, 15, 4: 409-428.
- PIN, C. & PAQUETTE, J. L. (1997) - A mantle derived bimodal suite in the Hercynian Belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the Late Devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France) - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 129: 222-238.
- PIN, C.; CUESTA, L. A. O. & IBARGUCHI, J. I. G. (1992) - Mantle-derived, early Paleozoic A-type metagranitoids from the NW Iberian massif: Nd isotope and trace-element constraints - *Bull. Soc. Géol. France*, 163, 4: 483-494.

- PINTO, M.S. (1984) Granitóides Caledónicos e Hercínicos na Zona de Ossa-Morena (Portugal), Mem. e Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 97: 81-94.
- PLATT, R. G. & WOOLLEY, A. R. (1986) - The mafic mineralogy of the peralkaline syenites and granites of the Mulanje complex, Malawi - *Min. Magaz.*, 50: 85-99.
- POLÁNSKY, A. (1949) - The alkaline rocks of the East-European Plateau - *Bull. Soc. Amis Sci. Lett. Poznán*, S.B-10: 119-184.
- POWELL, M. (1978) - The crystallization history of the Igdlertfigssalik nepheline syenite intrusion, Greenland - *Lithos*, 11: 99-120.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; VERSCHURE, R. H.; HEBEDA, E. H. & VERDURMEN, E. A. T. (1970) - Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula - *Eclogae geol. Helv.*, 63 (1): 255-274.
- QUESADA, C., OLIVEIRA J. (2019) - *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*. Regional Geology Reviews. Springer Nature Switzerland AG, DOI: 10.1007/978-3-030-10519-8_2.
- RASSKAZOV, S. V.; BRANDT, S. B.; BRANDT, I. S. (2010) - *Radiogenic Isotopes in Geologic Processes* – Springer.
- RAYLEIGH, J. W. S. (1896) - Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes - *Philos. Mag.*, 42: 77-107.
- REFAAT, A. M. & ABDALLAH, Z. M. (1979) - Geochemical study of coexisting biotite and chlorite from Zaker Granitic rocks of Zanjan area, northwest Iran - *N. Jahrb. Mineral. Abh.*, 136: 262-275.
- RIBEIRO, A.; IGLÉSIAS, M.; RIBEIRO, M. L. & PEREIRA, E. (1983) - Modèle géodynamique des Hercynides Ibériques - *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69 (2): 291-293.
- RIBEIRO, M. L. & FLOOR, P. (1987) - Magmatismo peralcalino no Maciço Hespérico: sua distribuição e significado geodinâmico - F. Bea *et al.* (Eds.) - *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* - Libro Homenaje a L. C. Garcia de Figuerola, Univ. Salamanca, Ed. Rueda, Madrid: 211-221.
- RIBEIRO, M. L. (1986) - *Geologia e Petrologia da Região a SW de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes Oriental)* - Dissertação de Doutoramento, Lisboa, 202 pp.
- RIBEIRO, M. L. (1991) - Contribuição para o conhecimento estratigráfico e petrológico da região a SW de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes Oriental) - *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 30: 106 pp.

- RIBEIRO, M. L.; MATA, J. & MUNHÁ, J. (1992) - Magmatismo do Paleozóico Inferior de Portugal - *in: Paleozóico Inferior de Ibero-América*, Marco, J. G. G.; Saavedra, J. & Rábano, I. (Eds.), Univ. Extremadura: 377-395.
- RIBEIRO, M.L., CASTRO, A., ALMEIDA, A., MENÉNDEZ, L.G., JESUS, A., LAINS, J.A., LOPES, J.C., MARTINS, M.H.B., MATA, J., MATEUS, A., MOITA, P., NEIVA, A.M.R., RIBEIRO, M.A., SANTOS, J.F., SOLÁ, R. (2019) – Variscan Magmatism. *In: Quesada C., Oliveira J. (eds) The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Regional Geology Reviews. Springer, Cham, Vol. 2, The Variscan Cycle, Cap. 13, pp 497-526. ISBN 978-3-030-10518-1; DOI: 10.1007/978-3-030-10519-8_13*
- ROCK, N. M. S. (1978) - Petrology and petrogenesis of the Monchique alkaline complex, southern Portugal - *J. of Petrology*, 19: 171-214.
- ROCK, N. M. S. (1982) - Chemical mineralogy of the Monchique Alkaline Complex, southern Portugal - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81: 64-78.
- ROCK, N. M. S. (1982) - The Late Cretaceous alkaline igneous province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance - *Lithos*, 15: 111-131.
- ROEDER, P. L. & EMSLIE, R. F. (1970) - Olivine-Liquid Equilibrium - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 29: 275-289.
- ROLLINSON, H. (1993) - *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation* - Longman Scientific & Technical, New York, 352 pp.
- RUIZ, J. L. & GÓMEZ, J. M. C. (1990) - *Geoquímica de los Procesos Magmáticos* - Editorial Rueda, Madrid, 168 pp.
- SANCHEZ-GARCIA, T., CHICHORRO, M., SOLÁ, R., ALVARO, J.-J., DIEZ-MONTES, A., BELLIDO, F., RIBEIRO, M.L., QUESADA, C., LOPES, J.C., SILVA, I.F.D., CLAVIJO, E.G., BARREIRO, J.G., LÓPEZ-CARMONA, A. (2019) - The Cambrian-Early Ordovician Rift Stage in the Gondwanan Units of the Iberian Massif. *In: Quesada C., Oliveira J. (eds) The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Regional Geology Reviews. Springer, Cham, Vol. 2, The Variscan Cycle, Cap. 2, pp 27-74. ISBN 978-3-030-10518-1; DOI: 10.1007/978-3-030-10519-8_2*
- SANT'OVAIA, H., NOGUEIRA, P., LOPES, J.C., GOMES, C., RIBEIRO, M.A., MARTINS, H.C.B., DÓRIA, A., CRUZ, C., LOPES, L., SARDINHA, R., ROCHA, A. & NORONHA, F. (2015) - Building up of a nested granite intrusion: magnetic fabric, gravity modelling and fluid inclusion planes studies in Santa Eulália Plutonic Complex (Ossa-Morena Zone, Portugal). *Geological Magazine*, 152, 4: 648-667. DOI:10.1017/S0016756814000569

- SANTOS, A. R. (1973) - Estudo geológico e geoquímico do maciço de Monchique - *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Lisboa*, 13: 143-251.
- SANTOS, J. F. H. P.; MATA, J.; GONÇALVES, F. & MUNHÁ, J. (1987) - Contribuição para o conhecimento geológico-petrológico da região de Santa Susana: o complexo vulcano-sedimentar da Toca da Moura - *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 73, 1/2: 29-48.
- SCAILLET, B. & MACDONALD, R. (2003) - Experimental Constraints on the Relationships between Peralkaline Rhyolites of the Kenya Rift Valley - *J. of Petrology*, 44-10: 1867-1894.
- SCAILLET, B. & MACDONALD, R. (2003) - Experimental Constraints on the Relationships Between Peralkaline Rhyolites of the Kenya Rift Valley - *J. of Petrology*, 44: 1867-1894.
- SCHMIDT, M. W. (1992) - Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110: 304-310.
- SCHMIDT, M. W. (1993) - Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650 °C - *Amer. Journ. of Science*, 293: 1011-1060.
- SCHWEITZER, E. L.; PAPIKE, J. J. & BENCE, A. E. (1979) - Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts - *Am. Mineral.*, 64: 501-513.
- SCOTT, P.W. (1976) - Crystallization trends of pyroxenes from the alkaline volcanic rocks of Tenerife, Canary Islands - *Min. Magaz.*, 40 (316): 805-816.
- SEIFERT, W. & KÄMPF, H. (1994) - Ba-enrichment in phlogopite of a nephelinite from Bohemia - *Eur. J. Mineral.*, 6: 497-502.
- SERRALHEIRO, A. (1957) - Esboço geológico da região de Alter Pedroso - *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 12 (3): 3-12.
- SHAND, J. S. (1922) - The problem of the alkaline rocks - *Proc. Geol. Soc. S. Afr.*, 25: 19-33.
- SHAND, S. J. (1947) - Eruptive Rocks - *John Wiley & Sons*, New York.
- SHAW, D. M. (1970) - Trace element fractionation during anatexis - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34 (2): 237-243.
- SHELLEY, D. & BOSSIÈRE, G. (2000) - A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia - *J. of Struct. Geology*, 22: 757-776.
- SHEPPARD, S.; OCCHIPINTI, S. A. & TYLER, I. M. (2003) - The relationship between tectonism and composition of granitoid magmas, Yarlalweelor Gneiss Complex, Western Australia - *Lithos*, 66: 133-154.

- SHERVAIS, J. W. (1982) - Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas - *Earth and Planet. Sc. Letters*, 59: 101-118.
- SILVA, M. M. (1995) - *Mineralogia Petrologia e Geoquímica de Encraves de Rochas Graníticas de Algumas Regiões Portuguesas* - Dissertação de Doutoramento, Univ. Coimbra, 288 pp.
- SMITH, D. R. (1993) - The Enchanted Rock batholith, Texas: geochemical constraints on the origin of Llano granites - *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs*, 25: 261.
- SNYDER, D. A.; CARMICHAEL, I. S. E. & WIEBE, R. A. (1993) - Experimental study of liquid evolution in a Fe-rich layered mafic intrusion: constraints of Fe-Ti oxide precipitation on the T-fO₂ and T-paths of tholeiitic magmas - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 113: 73-86.
- SORENSEN, H. (1974) - *The Alkaline Rocks* - John Wiley & Sons, 622 pp.
- SOUSA, F. P. (1926) - La Serra de Monchique - *Bull. Soc. Géol. France*, S.4-26: 321-350.
- SPEAR, F. S. (1980) - NaSi-CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: an empirical model - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72: 33-41.
- SPEER, J. A. (1981) - Petrology of cordierite- and almandine-bearing granitoid plutons of the southern Appalachian Piedmont, U.S.A. - *Can. Mineral.*, 19: 35-46.
- SPEER, J. A. (1984) - Micas in Igneous Rocks - S. W. Bailey (Ed.) - *Micas* - Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 13: 299-356.
- SPENCER, K. J. & LINDSLEY, D. H. (1981) - A solution model for coexisting iron-titanium oxides - *American Mineralogist*, 66: 1189-1201.
- STEPHENSON, D. & UPTON, B. G. J. (1982) - Ferromagnesian silicates in a differentiated alkaline complex: Kungnât Fjeld, South Greenland - *Mineral. Mag.*, 46: 283-300.
- STRECKEISEN, A. (1976) - To each plutonic rock its proper name - *Earth-Science Reviews*, 12: 1-33.
- STRONG, D. F. & TAYLOR, R. P. (1984) - Magmatic-subsolidus and oxidation trends in composition of amphiboles from silica-saturated peralkaline igneous rocks - *Tscherm. Min. Petrogr. Mitt.*, 32: 211-222.
- SUN, S. S. & MCDONOUGH, W. F. (1989) - Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implications for mantle composition and processes - in: A. D. Saunders & M. J. Norry (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc., London: 313-345.

- SUN, S. S. (1980) - Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs - *Phil. Trans. R. Soc. London*, A297: 409-445.
- SYLVESTER, P. J. (1989) - Post-collisional Alkaline Granites - *J. of Geology*, 97: 261-280.
- TAYLOR, R. P.; STRONG, D. F. & FRYER, B. J. (1981) - Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rocks - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77: 267-271.
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. (1985) - *The continental crust: its composition and evolution* - Blackwell, Oxford, 312 pp.
- TEIXEIRA, C. & ASSUNÇÃO, C. T. (1957) - Novos elementos para o conhecimento das rochas hiperalcalinas sódicas do Alto Alentejo - *Rev. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, 2^a s., C5: 173-208.
- TEIXEIRA, C. & ASSUNÇÃO, C. T. (1958) - Sur la géologie et la pétrographie des gneiss à riebeckite et aegyryne et des syénites à néphéline et sodalite de Cevadais, près d'Ouguela (Campo Maior), Portugal - *Com. Serv. Geol. Portugal*, 42: 31-56.
- TEIXEIRA, C. (1952) - La faune cambrienne de Vila Boim au Portugal - *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 10: 169-188.
- THOMPSON, R. N.; DICKIN, A. P.; GIBSON, I. L. & MORRISON, M. A. (1982) - Elemental fingerprints of isotopic contamination of hebridean Paleocene mantle-derived magmas by Archaean Sial - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79: 159-168.
- THORNER, C. R.; ROEDER, P. L. & FOSTER, J. R. (1980) - The effect of composition on the ferric-ferrous ratio in basaltic liquids at atmospheric pressure - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44: 525-532.
- THORPE, R. S.; TINDLE, A. G. & GLEDHILL, A. (1990) - The Petrology and Origin of the Tertiary Lundy Granite (Bristol Channel, UK) - *Journal of Petrology*, 31 (6): 1379-1406.
- THY, P. & LOFGREN, G. E. (1992) - Experimental constraints on the low-pressure evolution of transitional and mildly alkalic basalts: multisaturated liquids and coexisting augites - *Contr. Mineral. Petrol.*, 112: 196-202.
- TILLEY, C. E. (1954) - Nepheline-Alkali Feldsapr parageneses - *American Journal of Science*, 252: 65-75.
- TISCHENDORF, G. (1973) - Metallogenic basis of tin exploration in the Erzgebirge - *Inst. Mining Metall.*, S-B82: B7-B24.
- TOPLIS, M. J. & CARROL, M. R. (1995) - An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems - *J. Petrology*, 36: 1137-1170.

- TULLOCH, A. J. (1979) - Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 105-117.
- UPTON, B. G. J. & EMELEUS, C. H. (1987) - Mid-Proterozoic alkaline magmatism in southern Greenland: the Gardar province - in: *Alkaline Igneous Rocks*, J. G. Fitton & B. G. J. Upton (Eds.), Geol. Soc. Special Publ., Un. Edinburgh: 449-471.
- UPTON, B. G. J. (1974) - The alkaline province of south-east Greenland - in: *The Alkaline Rocks*, H. Sorensen (ed.), John Wiley, London: 622 pp.
- VEBLEN, D. R. & RIBBE, P. H. (1982) - *Amphiboles: petrology and experimental phase relations* - Mineral. Soc. Amer., *Reviews in Mineralogy*, vol. 9B, 390 pp.
- VERHOOGEN, J. (1962) - Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks - *Am. J. of Science*, 260: 211-220.
- WASS, S. Y. (1979) - Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks - *Lithos*, 12: 115-132.
- WEAVER, B. & TARNEY, J. (1984) - Empirical approach to estimating the composition of the continental crust - *Nature*, 310: 575-557.
- WEAVER, S. D.; GIBSON, I. L.; HOUGHTON, B. F. & WILSON, C. J. N. (1990) - Mobility of rare earth and other elements during crystallization of peralkaline silicic lavas - *J. of Volcan. and Geotherm. Research*, 43: 57-70.
- WEISS, S. & TROLL, G. (1989) - The Ballachulich Igneous Complex, Scotland: petrography, mineral chemistry, and order of crystallization in the monzodiorite-quartz diorite suite and in the granite - *J. Petrol.*, 30: 1069-1115.
- WELLS, P. R. A. (1977) - Pyroxene thermometry in simple and complex systems - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62: 129-139.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L. & CHAPPELL, B. W. (1987) - A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407-419.
- WHITE, A. J. R. & CHAPPELL, B. W. (1983) - Granitoid types and their distribution in the Lachland Fold Belt, Southeastern Australia - *Geol. Soc. Am. Mem.*, 159: 21-34.
- WILKINSON, J. F. G. (1956) - Clinopyroxenes of alkali olivine-basalt magma - *Am. Mineral.*, 41: 724-743.
- WILSON, J. T. (1963) - A possible origin of the Hawaiian islands - *Can. J. Phys.*, 41: 863-870.
- WILSON, M. (1993) - *Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach* - Chapman & Hall, London, 466 pp.

- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. (1977) - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements - *Chem. Geology*, 20: 325-343.
- WONES, D. R. & EUGSTER, H. P. (1965) - Stability of biotite: experiment, theory, and application - *Amer. Mineral.*, 50: 1228-1272.
- WONES, D. R. (1970) - Amphibole-biotite relations - *Amer. Mineral.*, 55: 295-296.
- WONES, D. R. (1972) - Stability of biotite: a reply - *Amer. Mineral.*, 57: 316-317.
- WONES; D. R. & GILBERT, M. C. (1982) - Amphiboles in the Igneous Environment - in: D. R. Veblen & P. H. Ribbe (Eds.) - *Amphiboles: petrology and experimental phase relations* - Mineral. Soc. Amer., *Reviews in Mineralogy*, 9B: 355-390.
- WOOD, B. J. & BANNO, S. (1973) - Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42: 109-124.
- WOOD, B. J. & FRASER, D. G. (1992) - *Elementary Thermodynamics for Geologists* - Oxford University Press.
- WOOD, B. J. (1976) - Mixing properties of tschermakitic clinopyroxenes - *American Mineralogist*, 61: 599-602.
- WOOLLEY, A. R. & JONES, G. C. (1987) - The petrochemistry of the northern part of the Chilwa alkaline province, Malawi - *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 30: 335-355.
- WU, F.; SUN, D.; LI, H.; JAHN, B. & WILDE, S. (2002) - A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis - *Chem. Geology*, 187: 143-173.
- YAGI, K.; HARIYA, Y.; ONUMA, K. & FUKUSHIMA, N. (1975) - Stability relation of kaersutite - *Fac. Sci. Hokkaido Univ. (Ser. 4)*, 16: 331-342.
- ZHANG, M.; SUDDABY, P.; THOMPSON, R. N. & DUNGAN, M. A. (1993) - Barian-titanian phlogopite from potassic lavas in northeast China: chemistry, substitutions and paragenesis - *Amer. Mineral.*, 78: 1056-1065.
- ZOU, H. (2007) - *Quantitative Geochemistry* – Imperial College Press.