

MEMÓRIAS

DOS
SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL

**CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECIMENTO
ESTRATIGRÁFICO E PETROLÓGICO
DA REGIÃO A SW DE MACEDO DE CAVALEIROS
(TRÁS-OS-MONTES ORIENTAL)**

MARIA LUISA RIBEIRO

NÚMERO 30

LISBOA 1991

Director: *Delfim de Carvalho*

Comissão Editorial: *J. H. Monteiro, M. Ramalho, A. Ribeiro, G. Zbyszewski*

Responsável da edição: *M. Jesus Sousa*



SECRETARIA DE ESTADO DA INDÚSTRIA
DIRECÇÃO-GERAL DE GEOLOGIA E MINAS
SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL

Rua da Academia das Ciências, 19, 2.º
1200 LISBOA — PORTUGAL

MEMÓRIAS

DOS

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL

N.º 30

CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECIMENTO ESTRATIGRÁFICO E PETROLÓGICO DA REGIÃO A SW DE MACEDO DE CAVALEIROS (TRÁS-OS-MONTES ORIENTAL)

MARIA LUÍSA RIBEIRO *

LISBOA

1991

* Serviços Geológicos de Portugal.

ÍNDICE

Agradecimentos	5
Abreviaturas	6
Resumo	7
I. INTRODUÇÃO	
I.1 Situação geológica e objectivo do trabalho	8
II. ESTRATIGRAFIA E LITOLOGIA	
II.1 Litoestratigrafia	11
Litotipos a W do Carreamento do Facho	11
S-Formação do Alto de Sequeira	12
F-Formação do Facho	13
C-Formação de Carrapatas	16
A-Formação de Alto de Casais	18
R-Formação de Madorra	20
M-Formação de Macedo de Cavaleiros	21
B-Complexo de Valbenfeito	21
III. ESTRUTURA	
III.1. Unidades estruturais	31
Primeira Fase de Deformação	31
Segunda Fase de Deformação	31
Terceira Fase de Deformação	32
Fracturas Tardias	32
IV. METAMORFISMO	
	32

IV.1. Química-Mineralógica	34
Anfíbolas	34
Epídoto	38
Clorite	39
Feldspatos	39
Piroxenas	42
Esfena	43
Micas Potássicas	44
Granadas	46
Stilpnomelana	46
Óxidos de Ferro e Titânia	47
Prehnite	47
Carbonatos	47
Outros Minerais	47
IV.2. Transformações mineralógicas em função da pressão e temperatura de metamorfismo	48
Rochas Básicas	48
Rochas Peálticas	54
Rochas Quartzo-Feldspáticas	56
IV.3. Conclusões sobre o desenvolvimento do processo metamórfico	58
V. MAGMATISMO	59
V.1. Rochas Máficas	59
Evolução dos magmas máficos	64
Ambiente tectónico de instalação dos magmas basálticos	67
Origem dos magmas máficos	67
V.2. Formação do Facho	70
Origem dos vulcanitos peralcalinos	71
V.3. Formação de Alto de Casais	74
Considerações sobre a origem dos riolitos de Alto de Casais	77
V.4. Filões Félsicos do Complexo de Valbenfciito	79
VI. CONCLUSÕES	79
Referências Bibliográficas	81
Apêndices	
I. Métodos analíticos	86
II. Valores de normalização utilizados	87
III. Análises químicas de minerais e rochas	87
Tabelas	89
Estampas	107

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho constituiu grande parte de uma dissertação de doutoramento apresentada à Universidade de Lisboa, pela autora. Aqui se renovam os agradecimentos às pessoas que, de alguma forma, participaram na sua realização:

L. J. G. Schermerhorn e A. Ribeiro, respectivamente orientador e proponente do tema. A. Ribeiro orientou e colaborou na cartografia e geologia de campo.

D. Carvalho, Director dos Serviços Geológicos de Portugal, que concedeu todas as facilidades necessárias à sua concretização.

J. Munhá que, desde o início, encorajou e acompanhou o trabalho e que aceitou fazer uma minuciosa revisão final desta publicação.

Importante foi, também, colaboração de M. Ramalho, F. Barriga, T. Palácios, J.A. Dias, R. Silva e H. Monteiro.

Do ponto de vista logístico, contei, ainda, com a valiosa colaboração de A. Gouveia, F. Oliveira, B. Dâmaso, J. Almeida e L. Dâmaso.

Relativamente à preparação desta Memória, quero agradecer a cuidadosa revisão do texto efectuada por Maria de Jesus Sousa.

ABREVIATURAS UTILIZADAS

ab — albite
al — alânite
alm — almandina
and — andalusita
ap — apatite
bi — biotite
bor — bordo
cc — calcite
cl — clorite
clanf — clino-anfíbola
clo — cloritoide
clpx — clinopiroxena
eg — egirina
ep — epidoto
esf — esfena
esp — espessartina
feng — fengite
gr — granada
gross — grossulária
hm — hematite
ilm — ilmenite
mag — magnetite
mict/pert — microclina/pertite
mosc — moscovite

mrk — magneso-riebequite
nuc — núcleo
op — opacos
plag — plagioclase
pr — prehnite
pum — pumpeleite
px — piroxena
qz — quartzo
rk — riebequite
stp — stilpnomelana
turm — turmalina
vul — vulcanitos
zr — zircão
Est — estampa
GV — Perda ao rubro
HREE — Terras Raras Pesadas
LREE — Terras Raras Leves
N+ — nicois cruzados
P — pressão
Ps — Pressão de solidus
PT — Pressão e Temperatura
REE — Terras Raras
T — temperatura

Palavras-chave: Estratigrafia; metamorfismo; magmatismo; Macedo de Cavaleiros.

Resumo: Neste trabalho apresenta-se a cartografia de cerca de 30 Km² da região a SW de Macedo de Cavaleiros na escala 1/20 000, faz-se a descrição petrográfica e geoquímica das várias unidades litológicas e apresenta-se a respectiva coluna estratigráfica. Estas unidades correspondem a sete formações geológicas, das quais duas são vulcâno-sedimentares e as restantes de natureza vulcânica. Foi determinada, ainda que grosseiramente, a idade geocronológica das rochas peralcalinas situadas próximo da base da coluna estratigráfica em 473 ± 49 M.A.

A estrutura tectónica regional é interpretada como um anticinal de 1.^a fase, deitado, vergente para E e assente num plano de carreamento redobrado pelas fases posteriores. Analisam-se as consequências desta estrutura relativamente à posição geográfica das formações.

Apresentam-se análises químicas representativas de todas as espécies minerais presentes e estima-se que as suas parageneses estejam dependentes do gradiente geotérmico de pressão intermédia e baixo grau que atingiu no final da 2.^a fase.

Sugere-se que o gradiente de mais baixa pressão que se instalou posteriormente esteja relacionado com «shear heating» na rampa lateral do carreamento da Falha de Torto.

Apresentam-se as médias das análises dos vários tipos litológicos, definem-se sequências de quimismo presentes e estimam-se as fontes que as originaram.

Dá-se especial relevo às rochas peralcalinas, as quais se propõe resultarem de um processo complexo de imiscibilidade e fraccionamento a partir de basaltos alcalinos transicionais.

Finalmente, conclui-se que a evolução do magmatismo de natureza peralcalina — alcalina transicional, a toleítica, é compatível com o modelo de abertura de um rift continental e subsequente oceanização.

Abstract: The geological map at 1/20 000 scale of Macedo de Cavaleiros region (30 km) is presented.

This is a paleovolcanic region where a sequence of five different volcano-sedimentary formations between two sedimentary formations can be find.

The bottom of the volcano-sedimentary stratigraphic sequence is a peralcaline rhyolitic formation dated, by Rb/Sr geochronological method as 473 ± 49 MY old.

All the geologic formations were described in lithologic and petrographic terms individualizing several different facies. Geochemical data of intrusive mafic dikes supports the stratigraphic order of the lithologic sequence.

Rock deformation is high due to the effect of three main tectonic phases.

Tectonic interpretation foresee the main structure as an overturned first phase anticinal, facing eastward, and refolded by the younger tectonic phase. The geographic position of the lithologic formations (thrusted 200 Km W away) when analysed in terms of this structure is reversed from the original.

Mineral chemistry of representative mineral species is presented. Mainly they represent parageneses of low grade Barrovian metamorphism, contemporaneous to the second tectonic phase.

The south part of the region on those parageneses were modified by a low pressure gradient at the amphibolitic facies. The increase of temperature responsible for this gradient was interpreted as resulting from shear heating at Torto thrust ramp fault.

Geochemical data (averages and ranges) of lithological types is given.

Volcanic formations define two magmatic sequences:

- a bimodal sequence of alkaline — transitional basalts and peralkaline rhyolites (pantelerites and comendites);
- a monotonous tholeiitic sequence with gabbros and basalts.

Furthermore two types of felsic rocks occur:

- the calcoalkaline rhyolites, derived from crustal melting nearby mafic magma chamber;
- the felsic dikes intrusives in Valbenfeito gabbros, resulting from partial melting of tonalitic or amphibolitic crustal layers.

Peralkaline rhyolitic rocks were look up as the result of the transitional alkaline basalts differentiation by a complex process including alumina fractionation and liquid immiscibility.

Tholeitic sequence was characterized as a transitional MORB type ($[La/Sr] > 9.8 < 1.08$).

The two different basaltic rocks series were look up as originated from the same parental garnet Iherzolitic liquid (57 ol + 20 opx + 15 cpx + 8 gr).

The alkaline-transitional basalts resulted from 7% batch melting of no modal 5% ol + 10% opx + 35% cpx + 50% gr; the tholeitic basalts resulted from 3.5% incremental melting of the same liquid left, after garnet fractionation.

Such a stratigraphic sequence, where geochemistry proceeds from peralkaline rhyolites to tholeitic Morb-type basalts, was explained as the consequence of a crustal rifting zone opening in the Ordovician/Silurian times, and its evolution to an incipient ocean.

The rising of initial mafic magmas will have melting some crustal rocks in his way giving some crustal liquids — the calcoalkaline rhyolites.

I. INTRODUÇÃO

1.1. SITUAÇÃO GEOLÓGICA E OBJECTIVO DO TRABALHO

A região de Macedo de Cavaleiros, Trás-os-Montes oriental (fig. 1), situa-se na Zona Centro-Iberica, dentro da subzona da Galiza Média — Trás-os-Montes oriental, cujas características litológicas e estruturais foram sucessivamente definidas por LOTZE (1950), JULIVERT *et al.* (1974), IGLESIAS *et al.* (1983). A Zona Centro-Iberica constitui a unidade mais interna do orógeno hercínico, sendo aquela onde afloram os terrenos mais antigos e mais metamórficos e onde o plutonismo granítico foi mais acentuado. A subzona da Galiza Média — Trás-os-Montes oriental compreende, dentro daquela zona, uma faixa de terrenos correspondente a um empilhamento de mantos de carreamento provenientes de vários níveis crustais e uma série ophiolítica, apresentando graus de metamorfismo muito variáveis. Nesta série de mantos podem-se considerar três mantos principais na seguinte sucessão, da base para o topo:

Manto inferior — incluindo as Unidades Centro Transmontanas com metamorfismo de baixo grau;

Manto intermédio — constituído pela série ophiolítica da Unidade de Morais e a Unidade de Soeira;

Manto superior — compreendendo a Unidade de Lagoa e os Complexos de Morais e Bragança (com fácies mono e polimetamórficas) — gabros, metaperidotitos, anfibolitos, granulitos e eclogitos (provavelmente de várias origens) na base, e gnaisses ocelados (Gnaisses de Lagoa) e micaxistos, no topo.

O Sector de Macedo de Cavaleiros situa-se no topo do manto inferior, próximo do bordo W do maciço de Morais.

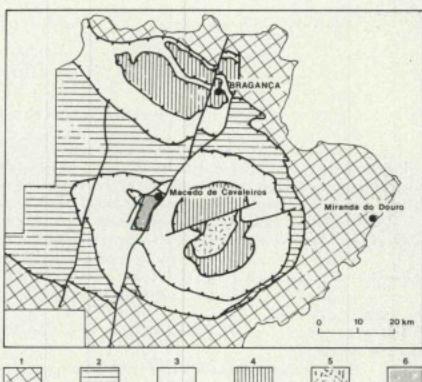


Fig. 1 — Localização da região estudada (ver também fig. 3) dentro das unidades geológicas definidas em Trás-os-Montes oriental por A. RIBEIRO (1974).

- 1 — Domínio do Douro Inferior;
- 2 — Domínio Peritranstmontano;
- 3 — Domínio Centro-Tranmontano;
- 4 e 5 — Unidade de Lagoa e Complexos de Morais e Bragança;
- 6 — Região estudada.

Os modelos tectónicos actualmente avançados para explicar a presença dos maciços de Morais e Bragança prevêem translações destes terrenos, da ordem dos 200 Km a partir de W (A. RIBEIRO *et al.*, 1983; SCHERMERHORN & KOTSCH, 1984).

Nestas condições, as unidades litológicas actualmente aflorantes deverão ter-se originado muito a ocidente da sua actual posição, provavelmente no contacto da Zona Centro-Iberica com a Zona de Ossa-Morena.

O estudo da natureza e evolução das formações lito-lógicas aflorantes, numa região deste tipo, é indispensável à compreensão e precisão dos modelos genéticos da própria Cadeia Varisca.

De facto, na região a SW de Macedo de Cavaleiros, afloram várias formações vulcânicas, posteriormente metamorfizadas. O estudo dos tipos de vulcanismo presentes e a sua evolução temporal, reconhecível na estratigrafia, permitir-nos-ão definir o modelo que melhor se ajusta à situação tectónica que os produziu. Por outro lado, também o estudo do metamorfismo gerado durante e após a instalação das «nappes», dar-nos-ão informação sobre o modelo de colisão que levou aos carreamentos da subzona da Galiza Média Trás-os-Montes oriental.

No entanto, o principal objectivo deste trabalho é o de contribuir para o melhor conhecimento da geologia de Trás-os-Montes e traçar as bases geoquímicas que permitam definir o sentido das variações laterais de fácies desta região, cuja cartografia está em curso nos Serviços Geológicos de Portugal.

II. ESTRATIGRAFIA E LITOLOGIA

A estratigrafia de Trás-os-Montes oriental sofreu uma profunda transformação a partir dos anos 60, com os trabalhos de A. RIBEIRO *et al.* (1963; 1964; 1965; 1966). A primeira carta a evidenciar essa transformação foi a «Carte Géologique du Nord-Ouest de la Penínsule Ibérique», na esc. 1/500.000, publicada em 1967, pelos Serviços Geológicos de Portugal, sob a orientação de I. PARGA-PONDAL. Mais tarde, na Carta Geológica de Portugal, na escala 1/500.000 (TEIXEIRA, 1972), toda a região correspondente às Zonas Centro e Peri-Transmontana aparecem já cartografadas como silícias, substituindo assim a anterior visão da Carta Geológica de Portugal, na mesma escala, de DELGADO & CHOFFAT (1899) onde a mesma região era incluída no Precâmbrico e Arcaico.

A faixa de terrenos que constitui o objecto deste trabalho, foi considerada por A. RIBEIRO (1974) como pertencente à parte oriental da Unidade Intermédia do sector de Macedo de Cavaleiros-Marcenhas e figura no mapa 1/200.000 de Trás-os-Montes, que acompanha o trabalho referido, no Sub-domínio Centro-Transmontano.

No mapa à escala 1/20.000, agora apresentado (em anexo), figuram, também, alguns depósitos de cobertura (depósitos de ranha e aluvões) que não cabem dentro do objectivo deste trabalho.

A complexidade da estratigrafia de Trás-os-Montes oriental torna difícil o enquadramento regional sem uma visão global dos seus traços principais, o que faremos em seguida, baseados em A. RIBEIRO (1974). Este autor considera naquela região dois domínios principais: — o *Domínio do Douro Inferior* e o *Domínio Transmontano* — com base em critérios litoestratigráficos e tectónicos. As correlações estratigráficas e a cronologia propostas, para a subzona do Domínio Transmontano, onde se situa a região estudada, estão expressas na figura 2.

O Domínio do Douro Inferior apresenta-se fossilífero e sem grandes acidentes tectónicos, o que permitiu estabelecer a sucessão estratigráfica pela utilização dos métodos clássicos. As idades dos terrenos correspondentes a este Domínio vão desde o Precâmbrico superior com 618 M.A., do complexo gnaissico de Miranda do Douro (LANCELOT *et al.*, 1985), ao Devónico superior.

O Domínio Transmontano, pelo contrário, caracteriza-se pela justaposição tectónica de unidades muito diferenciadas do ponto de vista da sua evolução paleogeográfica, disposta-se em bandas aproximadamente concéntricas relativamente aos maciços de Morais e Bragança. Neste Domínio, o metamorfismo é geralmente mais elevado que no do Douro Inferior e a tectónica é de tal forma intensa, que só foi possível estabelecer uma sequência estratigráfica por correlação — analizando as tendências das várias sucessões de fácies encontradas em cada unidade constituente do Domínio — e tomando como base as raras jazidas fossilíferas que ocorrem nestes terrenos.

No Domínio Transmontano distinguem-se, por sua vez, duas grandes unidades:

- 1) *Maciços de Morais e Bragança*, que, grosso modo, se podem definir como constituídos por rochas básicas e ultrabásicas, polimetamórficas, na base, e por rochas ácidas monometamórficas, de grau de metamorfismo mais baixo, no topo;
- 2) *Série Transmontana*, onde foram distinguidos dois subdomínios, devido ao facto da tectonização e o metamorfismo aumentarem com a proximidade dos maciços de Morais e Bragança: a) *Sub-Domínio Peritransmontano* mais afastado daqueles maciços, apresenta os caracteres originais melhor conservados, permitindo a conservação de fósseis — *Monograptus* e *Cruziana* — que se chegam a encontrar com alguma frequência, em várias das suas unidades litoestratigráficas. b) *Subdomínio Centro Transmontano* — situado na periferia dos maciços de Morais e Bragança. Este subdomínio apenas contém fósseis algumas intercalações de lítitos do Complexo Vulcano-Silicioso, que constitui uma das suas unidades litoestratigráficas mais recentes. Sobre este Complexo Vulcano-Silicioso assenta, ainda, a Unidade dos Xistos Verdes e Quartzo-Filtos Culminantes que corresponde ao topo do subdomínio.

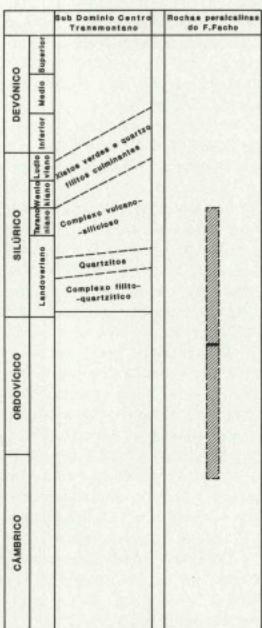


Fig. 2 — Comparação dos dados estratigráficos estimados por A. RIBEIRO (1974) e a datação obtida pelo método do Rb-Sr em M. L. RIBEIRO *et al.* (1985) para os vulcanitos peralcalinos da F. Facho, correspondente ao início do Complexo Vulcano-Silicioso na região de Macedo de Cavaleiros.

A área em estudo abrange parte das duas unidades do topo do Subdomínio Centro-Transmontano. A zona ocidental, inclui-se no designado «Complexo Vulcano-Silicioso» (CT 4), para o qual A. RIBEIRO (1974) definiu vários sectores devido à enorme variação lateral das fácies presentes. A zona mais oriental, faz parte da «Unidade dos Xistos Verdes e quartzo-filádios Culminantes» (CT 5).

O Complexo Vulcano-Silicioso apresenta espessura variável de região para região, sendo mais desenvolvida e com maior contribuição vulcânica nos sectores situados nas imediações dos maciços de Morais e Bragança e na zona de Mascarenhas — Macedo de Cavaleiros. Nos sectores mais afastados daqueles maciços, o Complexo Vulcano-Silicioso é constituído por xistos indiferenciados com pequenas intercalações

de rochas vulcânicas, ácidas ou básicas, ou simplesmente por fácies com contribuição vulcânica.

O vulcanismo básico parece ter sido mais efectivo na região de Mascarenhas — Macedo de Cavaleiros e no sector NE do maciço de Morais (região de Serapicos — Santa Combinha).

A área de Macedo de Cavaleiros é, sem dúvida, aquela onde existe uma série vulcânica mais espessa e variada.

De W para E (mapa anexo) distinguiram-se nesta região as seguintes formações:

- Formação do Alto da Sequeira (S);
- » do Facho (F);
- » de Carrapatas (C);
- » de Alto de Casais (A);
- » de Madorra (R);
- » de Macedo de Cavaleiros (M);
- Complexo de Valbenfeito (B).

As cinco primeiras formações pertencem ao citado Complexo Vulcano-Silicioso, enquanto as duas últimas deverão corresponder já, à Unidade dos Xistos Verdes e Quartz-Filitos Culminantes.

A excepção das Formações de Alto de Sequeira e de Madorra, que são constituídas essencialmente por material sedimentar, de natureza pelítica, todas as restantes Formações são essencialmente vulcânicas.

Os raros critérios de polaridade, como algumas figuras de carga (Est. I, fotog. D) e a granulotriagem observada nos tufo ríolíticos da Formação de Alto de Casais, e também os dados tectónicos, permitiram concluir que esta sequência está em posição normal, com a excepção do Complexo de Valbenfeito; este complexo está contido numa dobragem de 2.ª ordem que o inverte relativamente à Formação de Macedo de Cavaleiros (ver corte esquemático sobrelevado da fig. 4).

A Carta Geológica em anexo, apresenta uma coluna estratigráfica que dá a ideia aproximada da espessura relativa das várias formações. A espessura real das mesmas é impossível de determinar, dado o complexo estado de deformação em que se encontram.

Em nenhuma destas formações foram encontrados quaisquer fósseis. No entanto, o Complexo Vulcano-Silicioso, noutros sectores de Trás-os-Montes, apresenta graptólitos do Silúrico em algumas das suas intercalações lidíticas (ROMARIZ, 1962; 1969).

Existem, também, algumas determinações isotópicas. Assim, PRIEM *et al.* (1972), dataram uma amostra de rocha peralcalina da Formação do Facho, juntamente com granitos, granodioritos e granitos peralcalinos da região Galiza, de 430 ± 12 M.A. (com $87 \text{ Rb} = 1,47 \times 10^{-11}/\text{ano}$).

Porém, e embora neste trabalho os vulcanitos peralcalinos da Formação do Facho tenham sido correlacionados com aquele grupo de rochas intrusivas, os seus valores desviam-se significativamente da isócrona calculada.

Recentemente, foram feitas novas determinações pelo método do Rb-Sr que forneceram como idade dos vulcanitos da Formação do Facho, 473 ± 49 M.A. (com $87\text{ Rb} = 1,43 \times 10^{-11}/\text{ano}$) (M.L. RIBEIRO *et al.*, 1985).

Nestas circunstâncias, os dados estratigráficos e geocronológicos disponíveis para as formações do Complexo Vulcano-Silícios na região de Macedo de Cavaleiros, apontam para idades compreendidas entre o Ordovícico superior e o Silúrico.

A RIBEIRO (1974) propõe mesmo, idade devônica para as formações mais recentes (Macedo de Cavaleiros e Valbeneito), o que só poderá ser confirmado com dados geocronológicos, dada a natureza magmática destas unidades.

II.1 LITOESTRATIGRAFIA

As formações definidas e adiante descritas, foram também referenciadas por símbolos, os quais acompanham as designações litoestratigráficas em título. Estes símbolos são igualmente utilizados na Carta Geológica, nas tabelas e nos quadros anexos a este trabalho.

Por considerarmos útil, para o enquadramento geológico incluiremos também, algumas observações relativas às rochas ocorrentes imediatamente a W do carreamento do Facho e que se incluem na parte ocidental da Unidade Intermédia do Sector de Macedo de Cavaleiros-Mascarenhas.

LITO TIPOS A W DO CARREAMENTO DO FACHO

O carreamento do Facho separa a Formação do Alto de Sequira e a Formação do Facho dos xistos pelíticos da parte ocidental da Unidade Intermédia do Sector de Macedo de Cavaleiros-Mascarenhas.

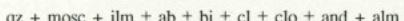
Este acidente tectónico passa próximo do topo da crista que se estende desde o Cabeço Gordo até à Serra do Facho, passando pelo V.G. Calveiro e Morgadio, sendo bem visível quando o contacto se faz com a Formação do Facho, por esta ser de natureza muito diferente das unidades inferiores.

A unidade litoestratigráfica, que se estende a W da zona cartografada, foi apenas estudada junto ao carreamento que faz o contacto, sendo afinal essencialmente constituída por alternâncias de quartzo-filitos, filitos quartzosos e filitos, muito deformados. As amostras estudadas foram recolhidas nas vizinhanças imediatas do carreamento do Facho, até uma distância de 200 m para W deste acidente.

Em amostra de mão, estas rochas caracterizam-se pela abundância de veios e «rods» quartzosos, paralelos à xistosidade principal (Est.V, fotog. A).

Em lâmina delgada foi possível distinguir dois tipos distintos, entre os quais se podem observar todos os termos intermédios:

- Os da região mais a Sul e Central, influenciados pelo contacto do granito do Romeu, que se situa a menos de 2 Km para W do citado carreamento, apresentam maior granularidade, com o desenvolvimento de porfiroblastos de andaluzite e almandina (rotacional), visíveis a olho nu. A andaluzite por vezes é muito abundante, ocorrendo nos planos de clivagem com distribuição isótropa dos seus cristais centimétricos. As associações mineralógicas encontradas foram:



Nalgumas amostras encontraram-se também, pequenas quantidades de turmalina;

- Os da região mais a Norte apresentam granularidade mais fina, e as suas associações mineralógicas diferem das acima citadas por não conterem andaluzite nem almandina e a biotite ser verde, enquanto que a dos xistas da região Sul é castanha (Est. XI, fotog. D).

As associações mineralógicas e as texturas das amostras recolhidas na parte Sul, reflectem assim o metamorfismo de contacto, provocado pela instalação do granito do Romeu.

Este granito (com 302 ± 7 M.A., Schermerhorn, comun. oral) parece ter-se instalado ainda durante a terceira fase de deformação como se pode deduzir da ocorrência de granadas rotacionais e andaluzites levemente deformadas (Est. V, fotog. D), vindo impôr condições às fácies anfibólitica nas regiões vizinhas.

O cloritoide apresenta distribuição aleatória sendo a última fase mineralógica a cristalizar — sendo mesmo tardio em relação à 3.^a fase de deformação, que se manifesta nesta região com uma crenulação fraca.

Outra característica comum destas rochas a W do carreamento do Facho, é a presença de grande quantidade de ilmenite.

S — FORMAÇÃO DO ALTO DE SEQUEIRA

Esta formação, de pequena expressão cartográfica, encontra-se espacialmente ligada aos metavulcanitos ácidos que constituem a Formação do Facho.

Nalguns locais, como é o caso das regiões a sul do Cabeço Gordo, dada a semelhança dos caracteres lítológicos desta formação com os da Unidade a W do carreamento do Facho, anteriormente descrita, tornou-se por vezes difícil traçar o limite cartográfico quando ambas se encontram em presença. Na prática, quando foi necessário limitar estas duas formações, adoptou-se como critério de separação, as diferenças texturais imprimidas pela deformação, como seja a presença de exsudação de quartzo nos planos de xistosidade, observável principalmente na unidade inferior ao carreamento. Verificou-se, ainda, que as fácies a E do carreamento nunca contêm porfiroblastos de andaluzite, ao contrário das situadas a W deste acidente, facto que serviu também como critério de separação entre as duas formações.

Noutros casos, como o da mancha a NW do Canzal, cartografada na linha do caminho de ferro, o limite não foi fácil de traçar dada a semelhança das duas fácies presentes, o grau de metamorfismo e a alteração das próximas rochas. No entanto, verificou-se que algumas rochas, especialmente as máficas, junto do plano de carreamento apresentam modificações sensíveis no que respeita à textura e composição mineralógica, facilitando assim a separação dos materiais de cada um dos lados do carreamento, mesmo que o plano esteja mal definido.

Nas restantes regiões, esta formação ocorre apenas em contacto com os metavulcanitos do Facho, não pondo grandes problemas à sua cartografia dado o grande contraste das fácies em presença.

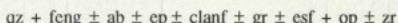
Os litotipos observáveis nesta formação variam entre filitos, filitos quartzos e filitos quartzo-feldspáticos (estes, provavelmente derivados de tuftos, com maior ou menor contribuição vulcânica) constituindo um único conjunto (S). Em algumas zonas, individualizam-se ainda neste conjunto, pequenos leitos centimétricos de felsitos, correspondentes a metavulcanitos. Incluíram-se, também, na descrição desta formação, alguns filões básicos intrusivos (SB).

A granularidade dos metassedimentos é sempre fina, muito inferior a 1 mm.

A textura assume expressões bastante variáveis e dependentes da litologia das rochas. Assim, apresenta-se planar-lepidoblástica ou facoidal, nos filitos, filitos quartzos e filitos quartzo-feldspáticos, nos quais apa-

rece mais ou menos obliterada por recristalização posterior das micas; os metavulcanitos que ocorrem intercalados naquele conjunto sedimentar, em bancadas centimétricas lenticulares, apresentam uma matriz feldspática, foliada, sobreposta por «feixes» de cristais alongados de anfibola com biotite associada.

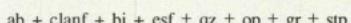
A composição mineralógica nos filitos, filitos quartzos e filitos quartzo-feldspáticos é a seguinte:



A anfibola é de cor verde e pertencente à série da actinolite-horneblenda. O epidoto, a anfibola e a granada ocorrem apenas ocasionalmente.

Como já foi referido, na região mais meridional, os filitos a E do carreamento do Facho não contêm andalusite, ao contrário dos filitos e quartzo-filitos a W. Este facto, podendo indicar movimentação posterior ou contemporânea da 3.^a fase de deformação, possivelmente rejogo, como falha normal, no plano de carreamento do Facho é, no entanto, suscetível de outras interpretações, o que analizaremos posteriormente (ver Cap. IV).

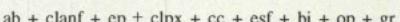
Os metavulcanitos felsíticos apresentam-se constituídos por:



A anfibola é de cor verde e pertencente à série da actinolite-horneblenda. A stilpnometiana é tardia relativamente aos restantes componentes actuados pela 1.^a e 2.^a fases de deformação. A mineralogia, a textura e o modo de jazida destas rochas são semelhantes às de outros litotipos presentes na Formação do Facho. Os metavulcanitos felsíticos representam as primeiras manifestações vulcânicas mais efectivas da região.

Os filões de rochas máficas (SB) apresentam texturas mais ou menos orientadas. No entanto, se nalguns casos se podem classificar de nematoblásticas ou mesmo transversas («discussate»), na maior parte das amostras, as texturas apresentam-se como uma mistura de vários tipos, resultantes da sobreposição dos vários episódios tectónicos e metamórficos que as actuaram.

Os filões máficos intrusivos na Formação do Alto de Sequeira apresentam as seguintes associações mineralógicas:



A observação das texturas presentes nas rochas da Formação de Alto de Sequeira permitem estabelecer as seguintes observações gerais:

O primeiro episódio tectónico-metamórfico originou texturas planolineares, nematoblásticas, facoidais e lepidoblásticas. Nos filões mais espessos, onde as rochas possuem maior granularidade, as texturas relativas ao primeiro episódio tectono-metamórfico são menos penetrativas, o que permitiu a conservação de alguns metadissolus residuais, actualmente saussuritzados. Nos metassedimentos e nos felsitos desta formação não se observaram texturas originais.

A segunda fase de deformação produziu uma série de microcisalhamentos que actuaram a foliação anterior e provocaram o seu deslocamento segundo planos ligeiramente oblíquos àquela superfície. Este tipo de textura é visível em todos os tipos litológicos, com exceção dos filões máficos, onde está mascarada pela recristalização posterior dos minerais.

De facto, o clímax metamórfico que acompanha esta fase é ligeiramente tardio em relação à 2.^a fase de deformação, produzindo texturas fasciculares nas anfíbolas e porfiroblásticas, na albite, difíceis de separar das outras gradientes posteriores, devido à ausência de marcadores da 3.^a fase.

Próximo do carreamento do Facho, e noutras locais vizinhos de zonas de movimentação tectónica, observam-se algumas vezes, em rochas máficas, fenómenos metassómáticos que produziram texturas comparáveis às descritas nos skarns e de que falaremos mais tarde, ao descrever algumas fácies da Formação de Carrapatás, onde esses fenómenos são mais intensos.

F — FORMAÇÃO DO FACHO

Esta formação é constituída por um conjunto variado de metavulcanitos ácidos, raros intermédios e máficos, e algumas intercalações de fácies sedimentares e vulcano-sedimentares (tufitos, filitos e quartzo-filitos) associadas. No topo da formação predominam as fácies com contribuição sedimentar. Cortando este conjunto, ocorrem ainda alguns filões básicos, os quais não ultrapassam 1 m de espessura. Incluem-se ainda, nesta formação, os vulcanitos da dobra de Sortes, que se encontram isolados da Formação de Carrapatás.

Os metavulcanitos apresentam fácies diversificadas, de cores, texturas e composições mineralógicas bastante diferentes. A granularidade é muito fina, invisível a olho nu, com exceção dos pequenos porfiroblastos de albite, milimétricos, que são frequentes nalgumas fácies destas

rochas. A deformação é sempre evidenciada pela presença de dobras e filonetes de quartzo, quer dobrados, quer sublinhando os planos de foliação (Est. I, fotog. B), quer ainda, cortando todas as estruturas.

Podem apresentar-se em bancadas espessas, de vários metros, com características semelhantes durante extensões razoáveis, ou ocorrer em leitos bandados, com ritmos de várias ordens, decímetricos e milimétricos.

Bascando-nos na espessura relativa das bancadas, podemos fazer uma primeira classificação dos metavulcanitos ácidos da Formação do Facho, em Maciços e Bandados. Esta classificação poderá eventualmente ter um significado genético, correspondendo à presença de fácies, respectivamente, mais ou menos proximais da fonte vulcânica.

F. I — *Os metavulcanitos maciços.* Apresentam-se em bancadas que chegam a atingir mais de vinte metros de espessura com fácies bastante uniformes. Podem distinguir-se três tipos principais que apresentam cores distintas, refletindo diferente composição mineralógica:

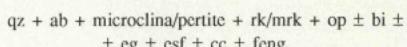
- c/ riebequite predominante (F.Ia) - (azul muito escuro)
- c/ egrína predominante (F.Ib) - (verde maçã)
- s/ anfíbolas nem piroxenas sódicas (F.Ic) - (rosa)

F.Ia — *Metavulcanitos com riebequite predominante.* Distribuem-se de norte a sul da mancha cartografada, em bancadas mais ou menos contínuas e geralmente muito espessas, chegando a atingir 30 m. Nalguns afloramentos, a deformação interna é evidenciada por uma série de veios milimétricos, de quartzo de exsudação, paralelos entre si, por vezes com dobrar muito apertadas.

Estas rochas possuem granularidade muito fina, desenvolvendo, muitas vezes, pequenos porfiroblastos de albite milimétrica, que geralmente se distribuem de forma isotrópica, mas podendo, nalguns casos, dar à rocha um aspecto bandado devido ao crescimento selectivo, segundo determinadas bandas, paralelas à foliação (Est. IV, fotog. A).

Na periferia, as bancadas espessas destes metavulcanitos maciços tornam-se gradualmente mais finas, bandadas, passando lateralmente aos outros tipos.

A composição mineralógica é a seguinte:



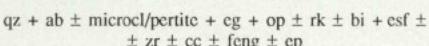
A cor da rocha provém da grande quantidade de óxidos de ferro e de riebequite presentes.

Em lâmina delgada é possível observar algumas texturas residuais constituídas por pequenos porfiroblastos (inferiores a 0,3 mm) de microclina-pertíte isolados numa matriz de granularidade mais fina e constituída por grãos alongados de todos os restantes componentes (Est. VII, fotog. C).

No entanto, a textura mais frequente nestas rochas é porfiroblástica (Est. VIII, fotog. B), constituída por porfiroblastos poecilíticos de albite, com formas grosseiramente arredondadas e limites geralmente denteados, evidenciando sinais de subgranulação anterior (Est. IX, fotog. B). Algumas vezes, esta subgranulação persiste e pode ser de tal modo importante que a rocha se apresenta cataclástica, apenas com alguma blastese de albite. Noutros casos, a blastese da albite está fortemente desenvolvida ocupando quase toda a superfície com porfiroblastos que incluem pequenos grãos dos outros minerais e «empurram» os restantes para os seus limites.

F.Ib — *Metavulcanitos com egirina predominante*. São menos frequentes que os anteriores com os quais ocorrem espacialmente associados e a que passam lateralmente. Formam também bancadas espessas (inferiores a 20 m) de granularidade muito fina. Quando alteradas, estas rochas ficam de cor esbranquiçada. Nos afloramentos mais compactos verificou-se que, quando percutidos os vulcanitos com egirina dominante exalam um forte cheiro a enxofre. A porfiroblastese de albite nunca é tão penetrativa como nos vulcanitos com riebequite dominante, e sempre que ocorre, possui dimensões muito mais discretas do que naqueles.

A composição mineralógica é a seguinte:



A cor da rocha deve-se à presença de egirina em quantidades apreciáveis.

Embora em amostra de mão estas rochas se apresentem maciças, ao microscópio revelam sempre uma textura facoidal, parcialmente obliterada por uma deformação posterior mais ou menos intensa e que chega a provocar o esmagamento dos grãos produzindo milonitação.

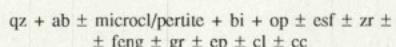
Muitas vezes é ainda possível reconhecer figuras residuais, nesta textura, como sejam os porfiroblastos de microclina-pertíte que se apresentam partidos, envolvidos pela foliação e apresentando sombras de pressão preenchidas por quartzo. Nalgumas lâminas observaram-se, ainda, alguns cristais de feldspato pertítico com sinais de corrosão pela matriz (Est. VII, fotog. D).

F.Ic — *Metavulcanitos sem anfíbolas nem piroxenas sódicas*. Ocorrem em bancadas geralmente muito menos espessas que os anteriormente descritos e freqüentes passagens laterais aos vulcanitos bandados.

Por vezes contêm numerosos fragmentos, mais ou menos angulosos, de material escuro, atingindo dimensões sempre inferiores a 8 cm, os quais facilmente resaltam da matriz mais clara da rocha (Est. VI, fotog. A, B e C). Estes fragmentos, provavelmente de natureza piroclastica, são essencialmente constituídos por magnetite e alguns grãos de quartzo, biotite verde e epidoto. Apresentam sempre granularidade muito fina, forte deformação exibindo sombras de pressão preenchidas por quartzo.

Ocasionalmente podem-se também observar nestas rochas, pequenas cavidades com formas ovóides (inferiores a 5 cm) parcial ou totalmente preenchidas por calcite (Est. I, fotog. C), e que deverão corresponder a antigas vesículas de gás e, ou, a pequenas amígdalas de carbonatos.

A composição mineralógica é a seguinte:



O quartzo e os feldspatos são os principais constituintes modais destas rochas. A magnetite é relativamente abundante e está mais ou menos uniformemente distribuída à exceção da existente nos clastos, onde é muito predominante. Todos os outros minerais se encontram em percentagem inferior a 5%. A textura destas rochas é facoidal com grãos de quartzo e feldspato muito alongados e orientados, apresentando-se mais ou menos obliterada por microsuperfícies de origem tectônica devidas a microcislamentos posteriores.

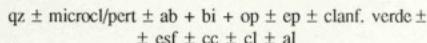
F.II — *Metavulcanitos bandados*. Estas rochas apresentam bandado compositonal de espessura variável, da ordem de 0,5 m, chegando nalguns casos a cerca de 1 m. Nestas bandas, por sua vez, evidencia-se geralmente, um bandado de 2.^a ordem, centimétrico a milimétrico, facilmente observável pela alternância de cor, cinzentobranco-rosado dos vários leitos. Ocasionalmente observam-se intercalações de bandas finas, lenticulares, de cor verde (com epidoto).

A granularidade é sempre muito fina (inferior a 1 mm).

Distinguiram-se quatro tipos principais (F.IIa, b, c, d):

Tipos F.IIa e F.IIb — Quando o bandado é suficientemente largo, individualizando níveis com certa homogeneidade, podem-se formar bandas claras rosadas (F.IIb) de composição mineralógica semelhante à já descrita para os metavulcanitos (F.IIc), bandas cinzentas

(F.IIa), de composição ligeiramente diferente. Nestas últimas, podemos encontrar as seguintes associações mineralógicas:



Em geral a percentagem de microclina é superior à de albite. A quantidade de óxidos de ferro é variável em ambos os tipos de bandas, observando-se muitas vezes, nas bandas claras, os mesmos fragmentos angulosos referidos para os vulcanitos maciços sem fénicos sódicos. Bandas quase exclusivamente constituídas por óxidos de ferro são raras mas existem (Est. VI, fotog. D).

Se o bandado é muito fino, milimétrico, ocorrem composições mineralógicas intermédias entre as acima descritas, isto é, com maior ou menor predominância de um dos feldspatos, maior ou menor quantidade de biotite verde, epídoto, óxidos, etc.

Tipo F.IIc — Ocasionalmente há uma certa concentração de epídoto, biotite verde, carbonatos, esfena e óxidos dando origem a pequenas bandas lenticulares correspondendo aos designados metavulcanitos bandados com epídoto (F.IIc). Na região da Vinha Grande estas bandas apresentam a sua maior expressão, que, no entanto, nunca chega a ultrapassar 0,5 metros de espessura.

As texturas presentes nos metavulcanitos bandados são muito mais variadas que nos metavulcanitos maciços, devido à anisotropia inerente ao seu bandado, sendo as suas fácies os melhores marcadores da deformação regional.

A textura mais penetrativa é do tipo facoidal, com alguns domínios de tendência lepidoblástica, atribuível à 1.^a fase de deformação. Nalgumas amostras foi possível encontrar pequenos porfiroblastos residuais de feldspatos pertíticos, zircão, alanite, óxidos de ferro, com formas mais ou menos arredondadas, por vezes fragmentadas, rodeadas pela foliação e apresentando, ocasionalmente, sombras de pressão (Est. III, fotog. B e C).

A estas texturas sobrepõem-se pequenos planos resultantes de microcisalhamentos, geralmente fazendo ângulos muito pequenos com a foliação e que correspondem ao plano axial das dobras de 2.^a fase. Estas estruturas provocaram o esmagamento e subgranulação de quartzo e feldspatos, gerando, muitas vezes, verdadeiros milionitos.

Posteriormente, o metamorfismo regional produziu certa porfiroblastese da albite e da microclina, e recristalização das micas e epídotos e em geral de toda a rocha.

Tipo F.IId — Rochas maficas intercaladas nos metavulcanitos bandados do Facho. Embora sem expressão cartográfica foram encontradas, intercaladas nestes metavulcanitos, algumas bancadas lenticulares decimétricas de rochas maficas. Nesta formação, as intercalações maficas assumem, por vezes, uma forma elíptica com bordos mais escuros e deformados que o interior. O seu aspecto no terreno sugere a presença de antigas lavas em almofada. Estas rochas poderão pois corresponder a manifestações vulcânicas de natureza semelhante às que produziram as fácies F.IIc, das quais, no entanto, se individualizam pelos critérios apontados. Neste caso corresponderiam a episódios de vulcanismo básico mais intenso que os que produziram as fácies F.IIc.

Estas rochas, apenas observadas na região da Vinha Grande, apresentam textura porfiroblástica foliada, que foi dobrada por (relativamente) forte crenulação de 3.^a fase.

A composição mineralógica é a seguinte:

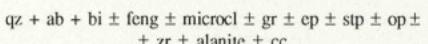


A calcite pode ser abundante ocorrendo não só na matriz de rocha como, e principalmente, em vénulas, associada a algum quartzo.

A biotite tem cor verde e está associada a zonas feníticas e epidóticas, provavelmente resultantes da retromorfose de minerais anteriores.

F.III — Fácies sedimentares e vulcano-sedimentares associadas aos metavulcanitos. São constituídas por pequenas intercalações de amplitude métrica, de natureza pelítica e quartzo-pelítica, com maior ou menor contribuição vulcânica, associadas aos metavulcanitos. Apresentam-se dobradas, com foliação muito evidente, reflectindo a textura lepidoblástica, na qual se podem observar maiores ou menores percentagens de porfiroblastos milimétricos de albite.

A sua composição mineralógica é a seguinte:



Localmente a porfiroblastese da albite assume tal importância que toda a rocha se torna porfiroblástica — xistos com porfiroblastos de albite (A. RIBEIRO & M.L. RIBEIRO, 1972).

A textura destas rochas resulta principalmente, como as descritas anteriormente, de sobreposição da recristalização dos vários minerais condicionada pelas tensões ligadas aos dois principais episódios tectónicos contemporâneos do metamorfismo regional.

Durante a 1.^a fase produziu-se a orientação das micas nos planos de clivagem e o alongamento dos grãos de quartzo e feldspato segundo o eixo cinemático *a*. No conjunto, esta textura é do tipo lepidoblástico nos domínios mais pélíticos e facoidal nos domínios mais quartzo-feldspáticos. A sobreposição de outro episódio metamórfico condicionado por microcisalhamentos fazendo ângulos geralmente inferiores a 45°, com a foliação anterior, veio obliterar parcialmente a textura anterior (Est. VIII, fotog. A e B). Embora raramente, observaram-se algumas texturas em rede em que a sobreposição dos dois episódios tectono-metamórficos adquirem igual desenvolvimento mas S2 produziu planos de cisalhamento com inclinações muito variáveis (Est. XII, fotog. C).

No entanto, relacionado com a 2.^a fase, iniciou-se o processo que originou a porfiroblastese da albite, o qual, continuando-se até depois desta fase cessar, produziu albites rotacionais e helicíticas.

F.IV — *Os vulcanitos bandados presentes na dobra de Sortes*. Estas rochas, isoladas na Formação de Carrapatás devido a uma dobra secundária (ver corte C-D, da carta geológica) são macroscópica e microscopicamente semelhantes aos descritos em F.IIa e F.IIb.

FB — *Filões básicos intrusivos na Formação do Facho*. O maior destes filões ocorre na vertente SE do Alto da Sequeira e tem aproximadamente 200 metros de comprimento por 20 metros de largura. Todos os outros filões intrusivos nesta unidade possuem dimensões bastante mais reduzidas. No terreno apresentam-se bastante alterados e a exposição é fraca. Em amostra de mão, têm o aspecto de xistos verdes normais.

Em lâmina delgada apresentam textura foliada que resulta já da sobreposição de pelo menos duas paragéneses mineralógicas distintas. Quando a deformação é mais pronunciada e se desenvolve uma verdadeira foliação, é possível observar uma certa recristalização fascicular, principalmente dos minerais epidóticos, partindo das bandas de anfíbola para as de plagioclase.

A associação mineralógica presente é:

ab + plag + clanf + cl + ep + csf/leucox + bi + op

A recristalização da anfíbola pertence à última paragénese. Nalguns casos é possível observar agregados policristalinos de plagioclase e de epidoto, constituindo pequenos porfiroclastos milimétricos por vezes com sombras de pressão em clorite.

Junto do contacto de alguns destes filões, nomeadamente na região de Canzal, ocorrem algumas fácies com fortes aspectos metassomáticos semelhantes às da região de Cabeço Gordo, na Formação de Carrapatás.

Algumas amostras apresentam uma crenulação tardia sem clivagem associada que corresponde à 3.^a fase de deformação.

C — FORMAÇÃO DE CARRAPATAS

A Formação de Carrapatás está intercalada entre as formações essencialmente meta-riolíticas do Facho, a W e de Alto de Casais, a E. Apresenta grande variedade de tipos litológicos, embora na sua maioria seja constituída por xistos verdes resultantes de vulcanitos básicos (C.I).

No topo e na base desta formação, existem duas intercalações de metavulcanitos felsíticos com características semelhantes às de algumas fácies encontradas na Formação do Facho (C.II).

A sul, na região do Cabeço Gordo e na parte ocidental de Vale do Prado ocorrem, com alguma frequência, fácies vulcânicas bastante claras, de composição intermédia (C.III) e granularidade resolúvel a olho nu (aproximadamente 1 ou 2 mm) não obstante a intensa deformação. Estas rochas encontram-se geralmente em blocos soltos, embora se tenham também observado pequenos afloramentos isolados de escassos metros de extensão.

Nesta mesma região existem, também, determinadas fácies que evidenciam fenômenos metassomáticos (C.IV) que serão estudadas à parte.

Dadas as más condições de afloramento e às reduzidas dimensões, não foi possível cartografar qualquer destes dois tipos de fácies (C.III e C.IV).

No topo da Formação de Carrapatás, justamente no contacto com a Formação de Alto de Casais, podem observar-se extensos filões e pequenos «stocks» de metadiabases, por vezes de grão grosseiro, chegando os cristais de feldspato a atingir 5 cm (CB).

De notar, ainda, a presença de um pequeno afloramento de chert hematítico, referenciado na carta geológica e localizado a 1 Km a SE da povoação de Carrapatás, indicando que a deposição do material vulcânico correspondente a esta formação, se efectuou em ambiente marinho.

C.I. — XISTOS VERDES

Conforme referimos, os xistos verdes são os litotipos predominantes desta formação. Ocorrem geralmente com fácies heterogéneas, bandadas, devido a descontinuidades da composição mineralógica (C.Ia) ou devido à alternância com leitos centimétricos ou milimétricos, contínuos, lenticulares, ou amigdaloides, de rochas felsíticas (C.Ib)

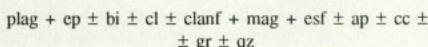
(Est. V, fotog. C). Encontram-se, ainda, algumas fácies que, embora possuam alternâncias finas epidóticas, apresentam textura um pouco mais grosseira, porfioclástica (C.Ic).

Estes xistos verdes apresentam sempre cristais de magnetite, abundante, visíveis a olho nu (os quais podem chegar a atingir dimensões até 8 mm). Estão fortemente deformados apresentando frequentes veios e «rods» quartzo-epidóticos.

No corte da estrada Cortiços-Carrapatás, mesmo à entrada leste desta última povoação, pode observar-se um bom afloramento deste tipo de rochas. Neste local é possível individualizar alguns corpos de forma elíptica e dimensões inferiores a 20 cm, onde a composição mineralógica se torna mais homogénea que o fundo bandado do afloramento. Tais corpos poderão corresponder a antigas lavas em almofada ou, então, a antigas vesículas agora preenchidas por epidóto e calcite.

O dobramento é sempre muito evidente devido ao bandado composicional, e chega a ser espectacular devido às figuras de interferência, nas regiões onde há maiores intercalações de rochas félscicas, como nas imediações da bancada superior de vulcanitos félscicos com afinidades peralcalinas, ao sul da povoação de Carrapatás (Est. II, fotog. A).

A composição mineralógica dos xistos verdes é a seguinte:



O bandado composicional destas rochas reflecte, principalmente, diferentes proporções das quantidades de plagioclase, epidóto e clorite-anfíbolas presentes.

Note-se que as anfíbolas destas rochas nunca apresentam zonamento, correspondendo apenas a um tipo mineralógico, ao contrário do que acontece noutras fácies.

C.II — *Rochas félscicas de afinidades peralcalinas*

Como se disse atrás, trata-se de duas intercalações, uma das quais na base da formação (C.IIb), muito próxima dos metavulcanitos ácidos do Facho e a outra no seu topo (C.IIa), igualmente próxima de metavulcanitos ácidos, de Formação do Alto de Casais.

As bancadas não são contínuas como se pode observar da cartografia apresentada (carta geológica) e a sua espessura é variável, mas geralmente de amplitude métrica.

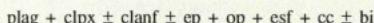
As fácies presentes são geralmente semelhantes às descritas para os metavulcanitos bandados da Formação do Facho. Nalguns afloramentos, como é o caso do pequeno afloramento situado a leste da Vinha Grande, encontram-se fácies verdes claras com algumas afinidades com os metavulcanitos com egirina dominante.

A composição mineralógica destas rochas, além de apresentar as associações já descritas para os metavulcanitos bandados, F.IIa e b, inclui, também, com alguma frequência, alguns minerais aluminosos tais como granadas e fengites.

C.III — *Rochas félscicas de composição intermédia*

É sobretudo na região a W de Vale de Prado e nas vizinhanças do caminho que liga o sítio do Capelão com o Cabeço Gordo, que as fácies vulcânicas claras (C.III) têm maior expressão, ocorrendo em dois pequenos afloramentos, métricos.

A composição mineralógica é bastante semelhante à das bandas claras associadas aos xistos verdes do Cabeço Gordo, embora apresente algumas diferenças. Assim, temos como composições ocorrentes nestas rochas:



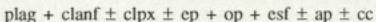
As relações geométricas destas rochas com o encaixante não puderam ser observadas. No entanto, parece provável que constituam diferenciados félscicos (benmoritos e traquitos) deste conjunto vulcânico que constitui a Formação de Carrapatás, posteriormente perturbados pela deformação e metamorfismo regionais. No entanto, as paragéneses correspondentes ao Cabeço Gordo foram sujeitas a processos metassomáticos que aparentemente não atingiram as rochas do Vale do Prado, embora, também aqui, se observem frequentes veios epidóticos.

C.IV — *Fácies metassomáticas do Cabeço Gordo e Vale de Prado*

Estas fácies ocorrem, quer em blocos soltos dispersos e nos muros que dividem as propriedades, quer em pequenos afloramentos, apresentando características particulares e devendo, por isso, ser descritas à parte.

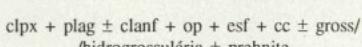
Os principais afloramentos localizam-se no alto do Cabeço Gordo, onde as rochas, embora bastante alteradas à superfície permitem distinguir bandas centimétricas descontínuas de xisto verde e bandas centimétricas a decímetrinas de rochas claras. Os xistos verdes

são de grão fino (inferior a 1 mm), possuindo sempre textura fascicular e contendo as seguintes associações mineralógicas:



As clinoanfíbolas ocorrem geralmente zonadas e são as fases mais abundantes, logo seguidas da plagioclase. Estas últimas, algumas vezes, apresentam-se idiomórficas e muitas vezes também zonadas. A clinopiroxena aparece sobre tudo junto do contacto com as bandas claras. O epídoto, nesta região, é pouco frequente nestas associações. Este mineral, é no entanto, extremamente abundante em filões e veios tardios, onde ocorre mais ou menos puro ou associado ao quartzo.

As bandas claras têm granularidade superior à das bandas de xistos verdes, chegando alguns minerais, como por exemplo, as granadas (grossulárias), a atingir dimensões de aproximadamente 1 cm. Em amostra de mão apresentam um bandado ténue e incipiente ou com o aumento de grão, assumem um aspecto irregular semelhante ao que muitas vezes se observa em skarns. A composição mineralógica destas rochas é a seguinte:



A clinopiroxena pode ser muito abundante chegando a perfazer mais de 50% da moda.

CB — Metadiabases

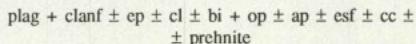
Trata-se principalmente de filões e de alguns pequenos «stocks» de rochas maficas, com granularidade e textura variável que se situam no contacto entre as Formações de Carrapatás e Alto de Casais.

Como se observa da cartografia (ver mapa geológico), vários afloramentos correspondendo a vários filões, ou ao mesmo tectonizado, instalaram-se no citado contacto ao longo das extensões razoáveis. A sua espessura é sempre inferior a uma dezena de metros. No contacto, a SW do Alto de Casais, pode observar-se também um corpo mais volumoso (menos de 80 m de largura) e que parece corresponder a um pequeno «stock» de rochas da mesma natureza. Aqui, as fácies variam de grão fino (inferior a 1 cm) na periferia da massa intrusiva até granularidades muito superiores (até 5 cm) no seu interior. As fácies mais grossas possuem, geralmente, grandes quantidades de feldspatos, parecendo corresponder a cumulados (Est.V, fotog. B). A deformação é sempre evidente, tendo sido possível medir no campo uma ou duas superfícies de clivagem.

A extensão e disposição das rochas filoneanas sugere que o mecanismo de intrusão dos magmas que deram origem a esta Formação, terá sido do tipo fissural.

Em lâmina delgada apresentam texturas «mortar», nematooblásticas e ainda algumas fasciculares.

A composição mineralógica é a seguinte:



É de notar nestas rochas, a presença quase constante, de duas anfíbolas cárquicas que ocorrem geralmente sobre a forma de zonamento (Est. XI, fotog. B). Estes minerais dispõem-se, por vezes, em prismas muito alongados que estão relativamente pouco deformados, sobre uma matriz constituída por feldspatos completamente triturados e instáveis. Estes últimos vão dando lugar à formação de epídoto e prehnite. Tanto o epídoto como a clorite e a biotite estão geralmente presentes.

A — FORMAÇÃO DE ALTO DE CASAIS

Esta formação identifica-se facilmente na paisagem pelo facto de constituir um pequeno relevo de erosão diferencial.

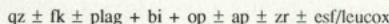
Esta pequena «crista» é constituída por metatufos riolíticos (A.Ia), que poderiam ser cartografados separadamente das fácies vulcânicas com contribuição sedimentar (A.Ib), (metatufitos, filitos e pequenas intercalações de chertes). Sobretudo intercalados nestas últimas fácies encontram-se, ainda, alguns filonetos centimétricos de felsícios (A.II).

Ocorrem, frequentemente, filões de metagabros nos contactos entre as várias litofácies, ou, mais raramente, no seu interior, como é o caso do pequeno afloramento na barreira da linha do caminho de ferro.

A. Ia — Metatufos riolíticos de Alto de Casais

Os metatufos riolíticos constituem uma unidade estratigráfica bastante monótona, dando bons afloramentos onde se pode observar certa variação da granularidade dos megacristais e da quantidade de matriz, o que parece corresponder a graduação relativa à deposição original destes materiais. A granularidade destas rochas é bem visível a olho nu, chegando alguns locais a atingir a ordem do centímetro. O metamorfismo e a deformação obliteraram parcialmente as texturas originais, apresentando-se estas rochas completamente cristalinas e fortemente deformadas pelas três fases de deformação regionais.

As associações mineralógicas presentes são as seguintes:



Podem ainda ocorrer, esporadicamente, pequenas quantidades de epidoto, clorite, carbonatos e granadas.

A textura dominante é porfiroclástica foliada.

O quartzo ocorre sempre na matriz e, mais raramente, em pequenos fenocristais, a maior parte dos quais subgranulados. Em alguns casos, foi possível identificar pequenos golfos de corrosão que persistem em certas fácies menos deformadas.

O feldspato potássico está sempre presente sob a forma de pertite, de microclina ou de ambas. Originalmente, o feldspato potássico poderá ter sido uma ortose ou uma pertite que, dadas as posteriores condições físico-químicas a que foi submetido, exsolveu, produzindo microclina e albite. Em dois afloramentos da bancada mais ocidental dos tufos (barreira do caminho de ferro e no caminho que atravessa o Alto de Casais), os feldspatos potássicos apresentam-se negros em amostra de mão, devido à presença de grandes quantidades de poalha de minerais opacos-disseminados.

A plagioclase ocorre maclada, com maclas largas, polissintéticas, sempre encurvadas pela deformação. Tanto a plagioclase como os feldspatos potássicos apresentam fracturação, extinção ondulante e sombras de pressão em quartzo, constituindo excelentes marcadores de deformação (Est. III, fotog. D).

As micas apresentam alguma deformação, sendo, no entanto, geralmente tardias relativamente às fases de deformação principais. A biotite tem cor castanha clara e nalguns casos, esverdeada.

A apatite e o zircão são minerais acessórios sempre presentes. A esferna, também acessório, existe nalgumas fácies, associada aos minerais opacos.

Como minerais tardios, relativamente à segunda fase de deformação, observam-se epidoto, clorite e carbonatos.

Raras vezes, aparentemente em locais situados nas vizinhanças dos filões de metagabro, observa-se ainda a presença de granadas, geralmente deformadas e instáveis.

A. Ib — Fácies riolíticas com contribuição sedimentar

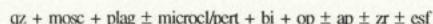
Esta unidade situa-se cartograficamente a W da dos metatufos riolíticos, constituindo uma pequena percentagem do volume total da Formação. É constituída por metatufitos, filitos e chertes hematíticos. É sobretudo nesta unidade que se encontram intercaladas as rochas

félscicas seguintes (A.II). Esta associação de fácies indica bem o seu carácter vulcâno-sedimentar depositado em meio marinho.

Estas rochas são constituídas por alternâncias centimétricas e milimétricas de filitos, quartzo-filitos e siltitos, com maior ou menor percentagem de porfiroblastos de feldspato pertítico e/ou plagioclase. Estes porfiroblastos, geralmente, não ultrapassam um centímetro na sua maior dimensão.

As texturas presentes variam entre lepidoblásticas a facoidais e porfiroclásticas.

As associações mineralógicas presentes são as seguintes:



A apatite e o zircão são acessórios quase constantes. A esferna ocorre muito esporadicamente. Detectou-se, ainda, granada, clorite e turmalina, numa ou noutra amostra.

Os chertes hematíticos constituem uma bancada bastante contínua, de cerca de 40 cm de espessura e que pode aparecer repetida devido ao dobramento. Tem cor negra, dada pelos minerais opacos presentes. A sua granularidade é inferior a 0,5 mm.

A. II — Felsitos intercalados na Formação de Alto de Casais

Em alguns locais detectou-se a presença de felsitos em pequenos leitos com alguns centímetros de espessura, os quais ostentam «agulhas» de anfíbolas verdes (A.II) sem qualquer orientação preferencial. Esta rocha parece corresponder a material vulcânico de quimismo ácido. A sua composição mineralógica é a seguinte:



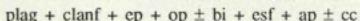
A textura desta rocha consiste numa matriz fina afectada por planos de cisalhamento da segunda fase de deformação, os quais apresentam espaçamentos micrométricos que as longas «agulhas» de anfíbola mimetizam (Est. VIII, fotog. C).

AB — Rochas maficas intrusivas na Formação de Alto de Casais

Os metagabros que ocorrem no interior desta Formação dispõem-se, principalmente, em filões ao longo dos contactos entre a unidade dos metatufos riolíticos e as fácies riolíticas com contribuição sedimentar. A única exceção é o pequeno filão da barreira do caminho de

ferro que se apresenta isolado no interior da mancha dos metatufos riolíticos. No contacto com a Formação de Madorra podem ver-se, também, alguns filões destas rochas.

Os metagabros e metamicrogabros de todos os filões, à exceção dos da barreira do caminho de ferro, apresentam características texturais e mineralógicas semelhantes às descriptas para os filões (CB) instalados no contacto desta formação com a de Carrapatas. As associações mineralógicas presentes são as seguintes:



A clinio-anfíbola ocorre sempre zonada, tal como já foi referenciado nos citados filões de contacto com a Formação de Carrapatas.

Nalgumas zonas do contacto da Formação de Alto de Casais com a Formação de Madorra cartografaram-se, também, dois filões de metamicrogabros, o maior dos quais desenha uma clareira bastante pronunciada.

São rochas escuras, de grão fino (inferior a 1 mm) com associações mineralógicas semelhantes às anteriores. A diferença mais significativa entre os filões estudados e estes dois filões, que aliás se situam mais a norte que os restantes, está na presença de maiores quantidades de clorite associada à biotite verde acastanhada.

O afloramento do caminho de ferro apresenta aspectos diferentes, quer no terreno, quer em lâmina delgada. Trata-se de uma rocha bastante escura, compacta, de grão fino, cortada por filonetes de quartzo.

Ao microscópio a textura é foliada e o tamanho do grão é inferior a 0,2 mm. A associação mineralógica é semelhante à anteriormente referida para os outros filões, variando apenas nas proporções modais: a biotite tem cor verde acastanhada e é o mineral mais abundante; a anfíbola é incolor, não zonada, apresentando cristais bem desenvolvidos, por vezes cortando a foliação. A plagioclase por vezes possui figuras de antiperite. Observaram-se, ainda, pequenos porfiroblastos de microclina tardia. O epidoto possui tintas de polarização relativamente baixas e ocorre bem desenvolvido. A esfena ocorre em inúmeros agregados de grãos minúsculos.

É possível que este pequeno filão tenha a mesma origem dos restantes e que as diferenças observadas resultem apenas de efeitos metassomáticos, dadas as reduzidas dimensões do filão (inferior a 1 m) e o contraste entre o seu químismo e o do seu encaixe.

R — FORMAÇÃO DE MADORRA

Sobrepondo-se à Formação de Alto de Casais, a Formação de Madorra estende-se de norte a sul da área cartografada, apresentando espessura bastante variável. Em planta, ocupa duas manchas individualizadas, devido à ação dos movimentos tectónicos.

É uma formação de natureza essencialmente pelítica, constituída por filitos de cor violácea e cinzenta-esverdeada.

Na parte sul da área estudada, na região do Capelão, muito próximo do contacto com a Formação de Macedo de Cavaleiros, observou-se uma pequena intercalação centimétrica de chertes.

Na base da formação, a SE do Alto de Lamelas, cartografaram-se algumas intercalações de xistos verdes de dimensões reduzidas. No entanto, estas intercalações de xistos verdes são muito mais frequentes na região de Valbenfeito, onde esta formação foi intruída por filões e massas gabróicas, actualmente metamorfizadas. No contacto com estas rochas eruptivas observam-se, embora raramente, «xistos mosquedados».

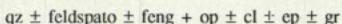
Estas observações e os dados da tectónica, indicam que a actual disposição geográfica das duas manchas desta formação é inversa da original, o que se deve à presença de uma dobra secundária de flanco normal, como se pode observar nos cortes C-D e E-F apresentados na carta geológica.

A análise das fácies desta formação, dada a sua fina granularidade e uniformidade, bem como a ocorrência (rara) de chertes são compatíveis com deposição em mar relativamente profundo sob a influência de vulcanismo básico, inicialmente episódico e depois persistente. Mais tarde, terão sido intruídas por material máfico correspondente às câmaras magmáticas e respectivos filões de alimentação daquele vulcanismo.

A deformação destas rochas é sempre muito forte, apresentando uma textura foliada, por vezes associada a dobrar, e crenulações várias, correspondentes à ação das três fases de deformação. No campo, é sempre possível medir duas superfícies de clivagem.

Ao microscópio, as rochas pelíticas possuem texturas lepidoblástica, granolepidoblástica ou porfiroblástica, foliada.

Quanto à composição mineralógica podem distinguir-se dois tipos extremos: filitos com clorite e epidoto (R.Ia) e filitos com sericite e clorite por vezes com laminação milimétrica de silte (R.Ib). Globalmente as associações mineralógicas podem descrever-se da seguinte forma:



Como acessórios observaram-se apatite e turmalina. Os xistos verdes associados apresentam texturas nematoblásticas e porfiroblásticas. A composição mineralógica é constituída por:



Muitas vezes estas rochas ocorrem atravessadas por filonetos de quartzo e feldspato, concordantes com a xistosidade.

M — FORMAÇÃO DE MACEDO DE CAVALEIROS

A formação de Macedo de Cavaleiros é uma unidade estratigráfica extremamente monótona, ocupando uma vasta área na região cartografada.

É constituída por xistos verdes (M.I) em bancadas cuja granularidade é ligeiramente variável, mas sempre fina, inferior a 1 mm. Nalguns locais podem, ocasionalmente, observar-se algumas intercalações centimétricas a decimétricas de rochas epidóticas de cor mais clara (M.II).

Este conjunto de natureza vulcânica é localmente interrompido por pequenas bancadas de filitos e quartzo-filitos (M.III), correspondentes, provavelmente, a períodos em que a menor actividade vulcânica permitiu que a sedimentação normal da bacia se pudesse exprimir.

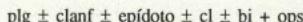
M.I e M.II — Xistos verdes de Macedo de Cavaleiros e rochas epidóticas intercaladas

Embora não tenha havido dificuldade na obtenção de amostras sás, algumas foram recolhidas em poços, as condições de afloramento não são muito boas pois a cobertura de solo é geralmente espessa. O melhor corte observado foi feito ao longo da Estrada Nacional Macedo-Moncorvo.

Todas as amostras de xistos verdes (M.I) apresentam, geralmente, uma textura plano-linear à qual se sobrepõe uma crenulação, por vezes com clivagem associada, estruturas estas atribuíveis respectivamente à 1.^a e 3.^a fase de deformação. A 2.^a fase de deformação é dificilmente observável nesta formação, dada a sua homogeneidade à escala mesoscópica, devendo estar confundida com a 1.^a fase.

Ao microscópio a textura é mais variável, podendo encontrar-se texturas nematoblásticas, granonemato-blásticas, granolepidoblásticas (raras) e, também, fasciculares. Estas últimas observam-se, sobretudo, ao longo do contacto oriental com a Formação de Madorra.

Os xistos verdes apresentam a seguinte composição mineralógica:



O quartzo pode ocorrer na matriz da rocha, embora seja raro, e também, mais frequentemente, em veios associados com a albite, calcite e epídoto.

Como acessórios observa-se esfena e rara apatite. Ocasionalmente ocorre, ainda, granada em pequenos cristais.

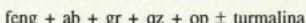
As proporções modais são muito variáveis podendo as anfíbolas com o epídoto constituir 98% da moda, contribuindo ambas em partes iguais ou muito diferentes. No entanto, se as anfíbolas são geralmente predominantes nos xistos verdes (M.I), elas são muito escassas nos xistos albito-epidóticos que constituem as pequenas intercalações claras atrás citadas (M.II).

As plagioclases são igualmente o segundo ou terceiro mineral a contribuir nas proporções modais, logo depois das anfíbolas ou destas e dos epídos; no entanto, em casos raros de pequenas intercalações de xistos actino-epídoto-albiticos, este mineral pode ser o primeiro contribuinte da moda, com mais de 40% do total.

As clorites e as biotites, quando ocorrem, estão sempre em quantidades inferiores a 15%.

M.III — Filitos e quartzo-filitos intercalados nos xistos verdes de Macedo de Cavaleiros

Estas rochas são, em tudo, semelhantes às descritas na Formação de Madorra, apresentam-se, geralmente, constituídos por:



A textura é lepidoblástica a porfiroblástica.

Geralmente, observa-se uma clivagem de crenulação relacionada com a 3.^a fase de deformação.

A albite pode ocorrer como porfiroblastos rotacionais relativamente a esta fase, apresentando inclusões rodadas e macias transgressivas.

As granadas são geralmente de pequenas dimensões, chegando a ser bastante abundantes.

B — COMPLEXO DE VALBENFEITO

A região que se estende entre a povoação de Valbenfeito e a Falha da Vilariça, a norte daquela povoação, numa extensão de cerca de 1,5 Km, é constituída

essencialmente por filões e massas de metagabros (B.I) intrusivos nos filitos da Formação de Madorra. Associados a este conjunto máfico ocorrem raros filões de composição intermédia a ácida de dimensões reduzidas cuja espessura não ultrapassa os 2 m (B.II).

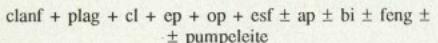
Todas estas rochas, intrusivas nos filitos da Formação de Madorra, foram designadas por Complexo de Valbenfeito.

B.I — Metagabros

Na maior parte dos casos, estas rochas máficas encontram-se bem expostas. A sua granularidade é geralmente média a grosseira, com cristais de anfíbola atingindo, muitas vezes, dimensões entre 0,5 cm e 1 cm, o que se reflecte na textura, a qual adquire assim um aspecto grosseiramente planar. Nalguns pontos pode, ainda, observar-se uma crenulação grosseira afectando esta superfície.

Ao microscópio a textura assume aspectos blastomyloníticos com porfiroblastes de anfíbolas numa matriz constituída sobretudo pelo recocimento, «annealing», de plagioclases subgranuladas (Est. IX, fotog. A).

A composição mineralógica nos metagabros é a seguinte:



A clinoanfíbola é geralmente prismática zonada mas ocorre também em agregados fibrosos.

B.II — Filões felsicos de Valbenfeito

Estes filões foram apenas observados no caminho que liga a povoação de Valbenfeito a Pendão, num local que dista aproximadamente 250 m do cruzamento da estrada nacional. Dadas as suas reduzidas dimensões não aparecem assinaladas na carta geológica.

Possuem uma matriz fina, onde sobressaem cristais mais ou menos alongados ou fibrosos de anfíbola verde, que chegam a atingir 1,5 cm de comprimento e que estão dispostos de forma aleatória na superfície de clivagem (textura planar). Esta superfície é, portanto, anterior à sua geração.

Ao microscópio, a matriz apresenta textura porfiroclástica-facoidal a facoidal-porfioblastica sendo essencialmente constituída por albite (85%-95% da moda). Os restantes constituintes mineralógicos observados nestas rochas são:



As características petrográficas destas rochas correspondem às de albititos resultantes da dessilificação de plagiogranitos e queratofíros, em ambientes especiais, devido à ação da tectónica.

III. ESTRUTURA

A Tectónica de Placas veio introduzir a possibilidade de formulação de novos modelos geodinâmicos interpretativos das características particulares da cadeia hercínica. Assim, os modelos actualmente propostos podem agrupar-se em dois tipos extremos:

- a) Modelo ensílico, proposto por ZWART & DORSNSIEPEN (1978) em que todos os aspectos da orogénese são explicados pela ascensão de diapiros mantélicos e consequente subida das isogeotérmicas nas suas imediações; este modelo procurava, sobretudo, justificar o contraste existente entre a enorme quantidade de granitoides presente na Cadeia Hercínica, a forte expressão do seu metamorfismo de Baixa Pressão e a raridade de ofiolitos nesta cadeia, relativamente a outras orogenias, como por exemplo, a Cadeia Alpina.
- b) Modelo por colisão continental, inicialmente esboçado por vários autores e finalmente formulado por COGNÉ (1977) (ver também BARD *et al.*, 1980) que procura adaptar os mecanismos da tectónica de placas aos terrenos do Paleozóico.

Os estudos paleomagnéticos efectuados até ao presente, têm favorecido este último modelo (PERROUD *et al.*, 1984).

A diferenciação da Cadeia Varisca em zonas tectónicas, aproximadamente coincidentes com as zonas paleogeográficas, foi há longo tempo observado por SUÈSS (1897-1902). Desde então, os tectónistas, sedimentólogos e paleontólogos têm constatado esse facto e tentado explicá-lo à luz dos dados recolhidos nos domínios das várias especialidades (LOTZE, 1950; MATTE & RIBEIRO, 1975; BARD *et al.*, 1980; FRANKE & ENGEL, 1986 e bibliografia inclusa). O conhecimento actual aponta no sentido de que aquela característica dos Hercinides, sublinha as zonas de sedimentação sinorogénicas, correspondentes a diferentes frentes orogénicas.

Nas zonas internas da Cadeia, encontram-se os terrenos simultaneamente mais antigos (desde o Precámbrico), mais deformados e mais metamórficos, enquanto que nas zonas mais externas, os terrenos são de idade paleozóica superior, pouco metamórficos e, foram actuados por tectónica superficial (do tipo «thin skin»).

Na Península Ibérica, a Cadeia Varisca apresenta, como característica principal, a disposição arqueada das estruturas, definindo uma virgação, com «vergência» convergente, a qual passa da direcção E-W nas Astúrias a N-S na Galiza e finalmente a E-W na região a Sul de Trás-os-Montes.

Este fenômeno, que se manifesta mesmo na variação das declinações magnéticas com a orientação das estruturas dos maciços autóctones, corresponde assim à intervenção de mecanismos tectónicos profundos que envolveram toda a crusta. BACHTADSE & VAN DER VOO (1986) apresentaram os quatro modelos geodinâmicos que têm sido avançados pelos vários autores, para explicar a forma arqueada das Hercinides Ibéricas:

Movimentos de «strike-slip» tardíos ou pós orogénicos de direcção NW-SE, direitos;

Compressão NE-SW da microplaca Armórica, durante os estádios finais de suturação entre as placas Gondwana e Norte-Europeia;

Influência de heterogeneidades das placas intervinientes na colisão;

Indentação da parte W Europeia por um «promontório» africano ou a presença de uma microplaca actuando no mesmo sentido.

A. RIBEIRO (1970; 74; 81); JULIVERT *et al.* (1974); BARD *et al.* (1980); IGLESIAS *et al.* (1983) e A. RIBEIRO *et al.* (1983) têm vindo a definir as principais unidades estruturais do NW Peninsular.

Na figura 3 procura-se fazer uma correspondência entre as várias unidades geológico-estruturais da Península Ibérica e as identificadas na restante Europa hercínica (ver tb. MUNHÁ *et al.*, 1984).

A província de Trás-os-Montes, onde se localiza a região estudada, está situada na Zona Centro-Ibérica que se inclui na parte mais interna da cadeia atrás caracterizada.

No entanto, as características particulares da região — principalmente a presença de maciços básicos e ultrabásicos, em parte polimetamórficos que posteriormente se verificou estarem carreados — induziu os geólogos estruturais a criarem a subzona Galiza Média — Trás-os-Montes (A. RIBEIRO, 1974, 1981 e *ibid.*). Com efeito, em Trás-os-Montes, sobre o autóctone — representado pelos ortognaisse de Miranda do Douro, com 618 ± 9 M.A. (LANCELOT *et al.*, 1985), em que reposam o Complexo dos Xistos e Grauvaques, atribuído ao Câmbriico superior (A. RIBEIRO, 1974; IGLESIAS & RIBEIRO, 1981; REBELO, 1983; SOUSA, 1983) e as séries

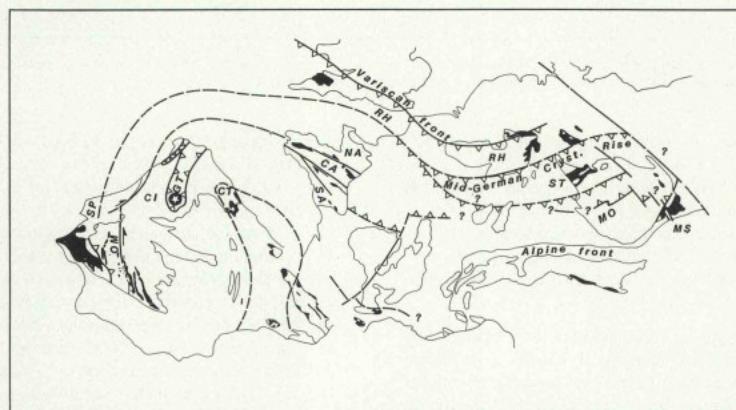


Fig. 3 — Enquadramento geológico da região estudada, dentro das grandes unidades paleogeográficas e estruturais definidas na Cadeia Varisca (mod. a partir de FRANKE & ENGEL, 1986).

C — Zona Cantábrica;
CA — Zona Centro Armórica;
CI — Zona Centro Ibérica;
GT — Subzona de Galiza Média — Trás-os-Montes;
MO — Zona Moldanúbia;
MS — Moravosilesiana;

NA — Zona Norte Armórica;
OS — Zona de Ossa Morena;
RH — Zona Reno-hercínica;
SA — Zona Sul Armórica;
SP — Zona Sul Portuguesa;
ST — Zona Saxoturingia.

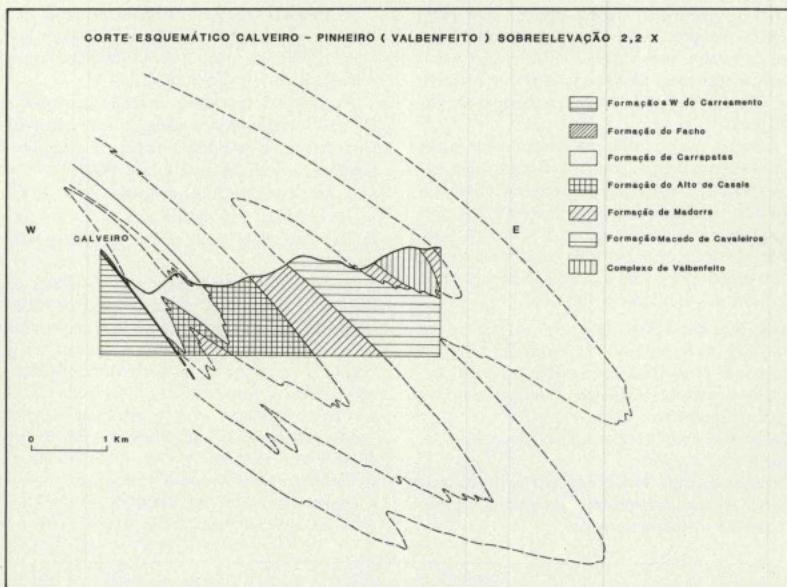


Fig. 4 — Corte interpretativo da estrutura do «Duplex» de Macedo de Cavaleiros. (A sobreelevação introduzida, para melhor compreensão da estrutura, provocou, no entanto, uma distorção da estrutura que deverá ser tomada em conta).

metassedimentares e metavulcano-sedimentares, ordovícicas, silúricas e devónicas — assenta uma unidade parautóctone, datada do Silúrico e Devónico e designada Unidade Peritramontana (A. RIBEIRO, 1974).

Em cima deste conjunto desenvolve-se ainda uma sucessão de mantos de carreamento que se podem enumerar, ordenando-se de baixo para cima, da seguinte forma (IGLÉSIAS *et al.*, 1983):

- 1) Manto Inferior — correspondendo às *Unidades centro-transmontanas* (ver cap. II) datadas do Silúrico e Devónico e constituídas por metassedimentos e metavulcanitos, sendo estes principalmente de químismo ácido (incluindo riolitos peralcalinos) ou básico (vulcanismo bimodal).
- 2) Manto Intermédio — correspondente à *Unidade de Morais*, a qual é constituída por peridotitos, flazergabros e anfibolitos, cuja idade não é conhecida, mas que tem sido considerada paleozóica (A. RIBEIRO *et al.*, 1983). Esta Unidade, que foi correlacionada

com a Unidade de Soeira situada mais a NW, parece corresponder a uma sequência ofiolítica (IGLÉSIAS *et al.*, 1983; WILLIAMS, 1983; Badham *et al.*, relat. inéd. (1).

- 3) Manto Superior — correspondente à *Unidade de Lagoa*, a qual é constituída por metaperidotitos na base, granulitos, eclogitos e finalmente gabros. Sobre este conjunto polimétamórfico assentam os gnaisses e micaxistas monometamórficos de Lagoa, atribuídos ao Complexo dos Xistos e Grauvaques por correlação de fácies (A. RIBEIRO, 1974). Esta unidade corresponde, na região de Bragança, ao Complexo de Bragança, que é constituído, da base para o topo, por metaperidotitos, granulitos, eclogitos, paragnaisse e anfibolitos.

(1) J.P.N. Badham, J.P. Williams & D. Wraith (1982) — «Geochemical characterization of metabasites in N Portugal and lithogeochemical prospection for Cu-Fe sulphides»



Fig. 5 — Mapa de clivagens de 1ª fase

Fig. 6 — Mapa de lineações de 1^a fase

Fig. 7 — Mapa de clivagens de 2^a fase

Dentro deste contexto, a zona agora estudada situa-se no topo do Manto Inferior, correspondente às unidades centro transmontanas, junto ao bordo W do Maciço de Moraes. Constitui um «duplex» (comun. oral de A. Ribeiro) isto é, uma pequena unidade carreada entre dois planos de carreamento.

O mapa geológico anexo a este trabalho contém três cortes geológicos que permitem obter uma ideia precisa das estruturas locais. Também a figura 4, em que se apresenta um corte interpretativo, possibilita uma visão de conjunto, embora, neste caso, seja necessário ter em consideração a distorção introduzida pela sobrelevação do corte.

III. 1. UNIDADES ESTRUTURAIS

A. RIBEIRO (1974) fez um estudo exaustivo das unidades estruturais presentes na tectónica hercínica de Trás-os-Montes oriental, tendo referido que elas se devem à sobreposição de três fases de deformação principais e de algumas tardias, menos intensas.

PRIMEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO

No NE transmontano a primeira fase foi a responsável pelo essencial da estrutura, tendo produzido dobras deitadas com clivagem de plano axial, em toda a região. A clivagem da 1.^a fase é de todas as estruturas presentes, a mais penetrativa.

Também na área de Macedo de Cavaleiros é esta fase que condiciona toda a estrutura, como se observa nos cortes geológicos anexos ao mapa geológico. As dobras à escala mesoscópica, correspondentes a esta fase, são bem visíveis nos metavulcanitos felsícios intercalados na Formação de Carrapatas, nos lítidos de Alto de Casais e nos vulcanitos bandados da Formação do Facho. Na Formação de Alto de Casais e nos vulcanitos maciços do Facho estas estruturas são de mais difícil observação devido à maior homogeneidade das fácies à escala do afloramento. Nas restantes formações, as dobras de 1.^a fase são praticamente inexistentes, devido à sua transposição pelas fases posteriores. As dobras observadas possuem uma geometria própria (dobras em baína) apresentando eixos curvos, clivagem de plano axial e vergência para E.

O mapa da figura 5 apresenta uma projecção de direcções e inclinações de clivagens de 1.^a fase, medidas na região cartografada. Como se pode concluir, esta clivagem tem grosso modo uma direcção N-S semelhante

à das unidades cartografadas, aparecendo ligeiramente rodada na parte mais setentrional e também ondulada pelas fases posteriores. A inclinação desta superfície, embora variável é, em média (aproximadamente) 45° para E.

Como foi referido no Cap. II, a clivagem de primeira fase assume aspectos diversos nas várias fácies existentes, sendo melhor observada nas fácies mais competentes e heterogéneas em que faz pequenos ângulos com a clivagem de segunda fase. Nos xistos verdes, corresponde a uma verdadeira clivagem xistenta, coincidente com a clivagem de segunda fase, apresentando recristalização dos minerais (micas e anfíbolas).

Normalmente, estes minerais, sobretudo as anfíbolas, mas também o quartzo e o feldspato, estão orientados paralelamente ao eixo de fluxo — o eixo cinemático *a* — produzindo uma linearização penetrativa de alinhamento de minerais. Na figura 6 apresenta-se a cartografia das linearizações de 1.^a fase. Embora sejam muito mais raras, apresentam-se também neste mapa algumas linearizações de intersecção da estratificação com a clivagem de 1.^a fase, que foram observadas principalmente em vulcanitos ácidos e quartzo-filitos. Todas estas estruturas se apresentam, geralmente, curvas e dobradas pelas fases posteriores. A obliquidade relativa das linearizações de alinhamento e intersecção coexistentes, visíveis no mapa atrás referido, demonstra a natureza das dobras em baína.

Como estrutura maior, produzida por esta fase, pode citar-se a dobra de Sortes, correspondente a um anticlinal mergulhante de vulcanitos do Facho, isolado na Formação de Carrapatas. Como se observa no corte Calveiro-Valbenfeito, anexo ao mapa geológico, esta dobra constitui pois, uma dobra menor da macroestrutura, gerada por esta fase na região.

SEGUNDA FASE DE DEFORMAÇÃO

A segunda fase de deformação foi extremamente intensa e penetrativa na área cartografada.

As dobras têm um estilo próprio, não isoclinal, diferente do das de primeira fase. Ao contrário das dobras de primeira fase, são estruturas muito frequentes, embora, tal como aquelas, sejam também mais facilmente observáveis nas fácies menos homogéneas e mais competentes (que referimos atrás), nas quais, geralmente, produzem fortes interferências de dobras (Est. II, fotogr. B). Muitas vezes apresentam-se extremamente apertadas aproximando-se bastante do estilo das dobras de primeira fase.

No Cap. II já se descreveram alguns aspectos microscópicos da clivagem de segunda fase que em geral se traduzem na produção de planos de microcisalhamento que afectam a clivagem primária, com a qual fazem pequenos ângulos (Est. X, fotog. D). Em afloramento, nas fácies mais competentes, a clivagem de segunda fase, é facilmente identificável, estando relacionada com as dobras correspondentes.

A figura 7 apresenta a cartografia das superfícies de clivagem de segunda fase.

Relativamente às clivagens de primeira fase, estas superfícies possuem maior variação da sua orientação e menor inclinação. Na parte NW da região, junto do V.G. Facho, a estrutura ligeiramente divergente citada em I, aparece agora acentuada, provavelmente porque o estilo da segunda fase, menos uniforme que o da fase de deformação anterior, favorece essa expressão.

A orientação do sentido de movimento relativo às duas principais fases de deformação — a 1.^a e a 2.^a fases — está, muitas vezes, fossilizada e pode ser deduzida a partir dos porfiroblastos e piroclastos deformados das Formações de Alto de Casais e Facho. As fotografias A e D da Estampa III; B da Estampa VI apresentam um dos aspectos assumidos por esse material onde a disposição das sombras de pressão indica movimentação de W para E (SIMPSON & SCHMID, 1983).

Relacionados com as duas primeiras fases de deformação, e provavelmente mais estreitamente ligados com a segunda fase, ocorrem dois importantes acidentes tectónicos: o carreamento do Facho e a falha de Torto. Esta última estrutura parece ter constituído a superfície limite de deslizamento do próprio «duplex». Estas estruturas tectónicas parecem ter desempenhado um papel importante no desenvolvimento dos processos metassómáticos ocorrentes na região, como veremos no Cap. IV. A cataclase e a recristalização posterior são bem visíveis nas amostras recolhidas na parte sul da região, sobretudo nos vulcanitos intermédios da Formação de Carrapatas (Est. IX, fotog. C e D).

TERCEIRA FASE DE DEFORMAÇÃO

A terceira fase foi pouco intensa e pouco penetrativa na região de Macedo de Cavaleiros.

Ocasionalmente está expressa em pequenas dobras de estilo concéntrico, com clivagem de crenulação subvertical associada, ou em dobras em galão, «kinks». É visível, sobretudo, nas fácies vulcano-sedimentares de Alto de Casais (Est. II, fotog. C).

Nos xistos verdes, filitos e nos restantes vulcanitos, apenas é possível observar uma linearidade de crenulação fina, correspondente a esta fase (Est. II, fotog. D).

Como grande estrutura imputável a esta fase de deformação refere-se o encurvamento das estruturas da zona setentrional da região, anteriormente mencionado, e visível nos mapas de clivagens apresentados.

FRACTURAS TARDIAS

A região estudada é limitada a W e a S pelos acidentes tectónicos atrás considerados como contemporâneos das duas primeiras fases de deformação — o Carreamento do Facho e a Falha do Torto. No entanto, esta região também está limitada por falhas a E e a N, as quais, embora mais tardias, constituem acidentes importantes. A falha da Vilariça, a leste, foi considerada por A. RIBEIRO (1974) como uma estrutura recorrente, datando desde o final da terceira fase e provavelmente ainda em actividade.

No mapa geológico observam-se, ainda, três grandes falhas orientadas de NW-SE a W-E que cortam todas as estruturas. Estes acidentes correspondem a deslizamentos subsidiários relacionados com o sistema de tensões que originou a falha da Vilariça.

IV. METAMORFISMO

O estudo do metamorfismo de uma região, cuja área ronda os 30 Km², possuindo uma litologia tão variada (e cartograficamente anisótropa) e um grau e tipo de deformação como os assinalados em III, constitui um projecto arriscado. Acresce ainda o facto de não haver um conhecimento regional do fenómeno metamórfico que possibilite extrações. Alguns dos aspectos observados nas transformações das fases mineralógicas das diferentes litologias, relativamente ao espaço e ao tempo (medido em função das fases de deformação) afugurou-se-nos, contudo, significativo na interpretação das condições físicoo-químicas prevalecentes durante e após a instalação dos terrenos ocorrentes na região de Macedo de Cavalcinos. No entanto, este capítulo, dadas as limitações expostas, deve ser considerado como uma primeira abordagem do tema. Trabalhos detalhados estão já em curso, com a cartografia da região à escala 1/50 000.

O metamorfismo que tem sido observado na subzona de Galiza — Trás-os-Montes oriental (FERREIRA, 1964, 1966a, b e 1968; ANTHONIOZ, 1972; A. RIBEIRO, 1974; M. L. RIBEIRO, 1976; A. RIBEIRO *et al.*, 1983; MUNHÁ *et al.*, 1984; SCHIEMERHORN & KOTSCHE, 1984; IBARGUCHI & GIRONE, 1981) assume aspectos muito diferentes do de outras partes da Zona Centro Ibérica

(SCHERMERHORN, 1956; SOEN, 1970; FLOOR *et al.*, 1970; MARTINEZ, 1974; GODINHO, 1974; M. L. RIBEIRO, 1978; BARD, 1978).

a) A principal característica do metamorfismo da Zona Centro Ibérica resulta da presença de várias «cinturas metamórficas» mais ou menos concéntricas, onde o gradiente de P/T produziu paragéneses de intermédia e baixa pressão, mas onde os gradientes elevados foram predominantes, o que tornou possível a fusão de enormes quantidades de material crustal, em extensas áreas. O material assim fundido subiu na crista su-

perior em múltiplos batólitos graníticos de várias dimensões e composições, produzindo gradientes térmicos locais, intersectando-se mutuamente. O clímax deste processo parece ter sido atingido durante a 3.^a fase de deformação (ou seja, entre o Viseano e o Westefaliano). No entanto, os maciços graníticos resultantes deste processo começaram a instalar-se anteriormente, mesmo nas regiões onde o gradiente geotérmico era relativamente mais baixo como se deduz de alguns gradientes regionais quase completamente retranspostos (MARTINEZ, 1974; NORONHA

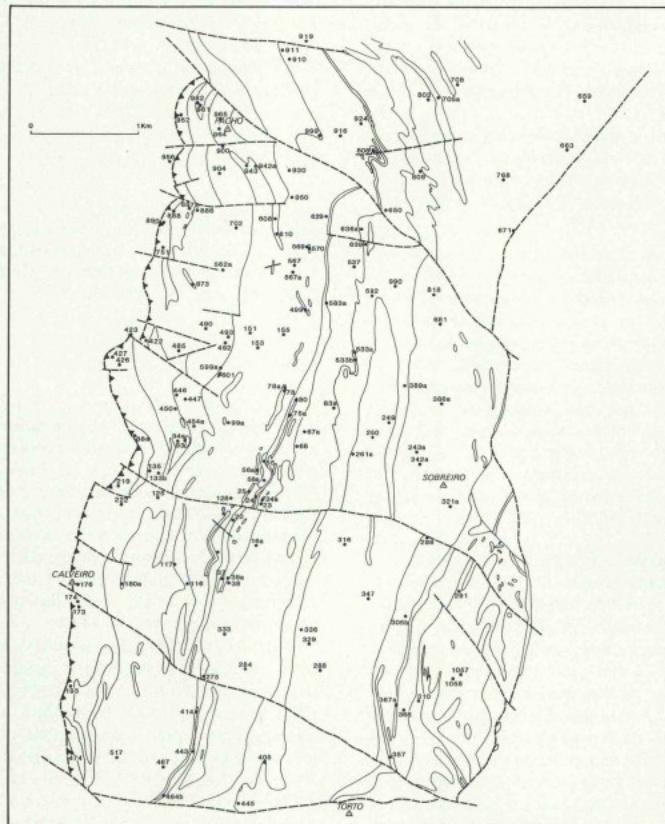


Fig. 8 — Localização das amostras com minerais analisados à microsonda electrónica (Tab. I-XVI) e de amostras com análises químicas (Tab. XVII-XXVI).

et al., 1979; M. L. RIBEIRO, 1978; MARTINEZ & IBARGUCHI, 1983).

O modelo que tem sido avançado para explicar estas características do metamorfismo na Zona Centro Ibérica, baseia-se na influência que a estrutura do soco Precâmbrico, já fracturado, poderá ter tido no regime de fluidos (favorecendo a sua passagem através das zonas de fratura) e na produção de sobrepressões de origem tectónica (BARD, 1978).

As rochas maficas associadas a este plutonismo são raras, mas podem-se observar alguns pontos (Antime, Bertiandos, Aregos, etc.) e os diversos autores discutem ainda o seu papel na origem e evolução do magmatismo-metamorfismo da Cadeia Varisca. Serão elas originárias do manto superior, e ao subirem na crusta terão sido capazes de produzir o calor suficiente para iniciar a fusão (FOURCADE & ALLEGRE, 1981)?

No entanto, a anomalia térmica subjacente ao metamorfismo da Zona Centro Ibérica instalou-se, sem dúvida, numa extensa região, desencadeando fusão crustal em proporções difíceis de compreender (BECKINSALE *et al.*, 1979).

- b) Na subzona da Galiza Média — Trás-os-Montes oriental, pelo contrário, os batólitos graníticos são muito raros, especialmente nas zonas onde os mantos de carreamento que caracterizam esta unidade geotectónica (cf. Cap. III) são mais espessos. As isógradas de metamorfismo encontram-se muitas vezes invertidas e, além disso, têm sido encontradas várias ocorrências de xistos azuis, normalmente localizadas na base do manto inferior. Estas ocorrências de xistos azuis têm sido relacionadas com a 2.^a fase de deformação, e consequentemente são anteriores ao paroxismo metamórfico da Zona Centro Ibérica (M. L. RIBEIRO, 1976; MUNHÁ *et al.*, 1984).

Embora a história do metamorfismo, nos mantos superiores, seja bastante complexa e, não tenha sido ainda, completamente esclarecida, não existem dúvidas sobre a presença, no manto intermédio, de granulitos e eclogitos, associados a rochas ultrabásicas e básicas polimetamórficas de médio e alto graus, formando um conjunto intruído por filões maficos monometamórficos.

Assim, alguns autores têm sugerido que o manto intermédio constitui uma sequência ofiolítica obductada (WILLIAMS, 1983) e transportando consigo parte dos bordos do oceano de onde provém (incluindo parte da litosfera subcontinental lherzolítica, e da crusta inferior, granulitos e eclogitos já com diferente evolução metamórfica entre si (A. RIBEIRO *et al.*, 1983).

No manto superior, uma sequência de gnaisses e filitos de médio e baixo graus de metamorfismo, sobrepõe-se em discordância ao manto subjacente constituindo uma parte da crusta continental e a sua cobertura paleozóica, também obductadas.

O regime metamórfico observado no decurso da 1.^a e 2.^a fases de deformação, tanto no paleozóico subautóctone como no manto inferior, é distinto do relacionado com a 3.^a fase de deformação, correspondendo este último, ao derivado do afrouxamento das elevadas pressões iniciais por erosão do orógeno (MUNHÁ *et al.*, *op. cit.*).

A região de Macedo de Cavaleiros constitui uma unidade tectónica isolada entre a Unidade das Masmarenhas a W, onde foi assinalada a presença de xistos azuis e o manto intermédio a E, onde, como foi referido, é conhecida a presença de granulitos, eclogitos e outras rochas de elevado grau de metamorfismo.

IV.I. QUÍMICA-MINERALÓGICA

As composições químicas dos minerais estudados foram determinadas à microsonda electrónica na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (FCUL) e Laboratório da Direcção Geral de Geologia e Minas (LDGGM), (ver Apêndice 1).

ANFÍBOLAS

As anfíbolas são minerais muito frequentes na região, ocorrendo em todas as formações estudadas. Os dados ópticos e analíticos levam-nos a considerar dois grupos principais de acordo com a classificação de LEAKE (1978), figura 8: anfíbolas cárnicas e anfíbolas alcalinas. Apenas duas análises, correspondentes a um pequeno filonito milimétrico pertencente a um metavulcanito com egirina dominante, caem no campo das anfíbolas calcossódicas. Os dois grupos referidos estão estreitamente relacionados com a litologia das rochas que os contêm, ocorrendo em formações distintas.

Nas Tabelas I e II figuram algumas análises químicas representativas e os respectivos quantitativos iónicos, deduzidos segundo a fórmula geral $A_{(O,OH)} X_2 Y_5 Z_8 O_{22} (OH)_2$ em que X Y e Z correspondem, na terminologia cristalográfica respectivamente a (M4) (M1,2,3) e T, e tendo o Fe_2O_3 sido estimado pelo método proposto por ROBINSON *et al.* (1982). As fórmulas estruturais das anfíbolas foram calculadas com base em 23(O,OH) e 13 catiões excepto o K, Na, Ca. Estes cálculos têm a vantagem de permitir, no caso das anfíbolas cárnicas, uma

distribuição razoável do Na nas posições (A) e (M4) que é comum neste grupo, excluindo ao mesmo tempo o F^{2+} , Mn e Mg da posição (M4), o que elimina qualquer componente cumingtonítica.

Quanto à natureza das anfíbolas sódicas, nota-se que o processo de cálculo utilizado, forçou o sódio a entrar na posição M4, prejudicando eventualmente a posição A (fig. 9A). No entanto, verificou-se que este método produziu resultados mais equilibrados do que calculando as fórmulas como base em 15 cátions, excepto o K.

Anfíbolas cárquicas — pertencem a este grupo as anfíbolas ocorrentes nas Formações de Macedo de Cavaleiros, Carrapatas, Complexo de Valbenfeito, de todos os filões maficos, de alguns leitos de rochas felsicas incluídos nas restantes formações e ainda de algumas

rochas situadas nas vizinhanças de planos de movimentação tectónica.

Todas as anfíbolas cárquicas estudadas possuem baixos teores de Ti, inferiores a 0,50%, não incluindo portanto kaersutite.

As figuras (9B e C) apresentam a distribuição dos vários tipos de anfíbolas analisadas, para as várias formações citadas atrás, nos campos definidos segundo os parâmetros de LEAKE (*op. cit.*) e HAWTHORNE (1981). Como se pode ver na figura 9B as suas composições cobrem quase todo o espectro possível de anfíbolas cárquicas — desde a actinolite às tschermakites, passando pelas horneblendas — reflectindo assim, não apenas as diferentes composições químicas da rocha total (nota-se que a mesma formação apresenta grande variedade de

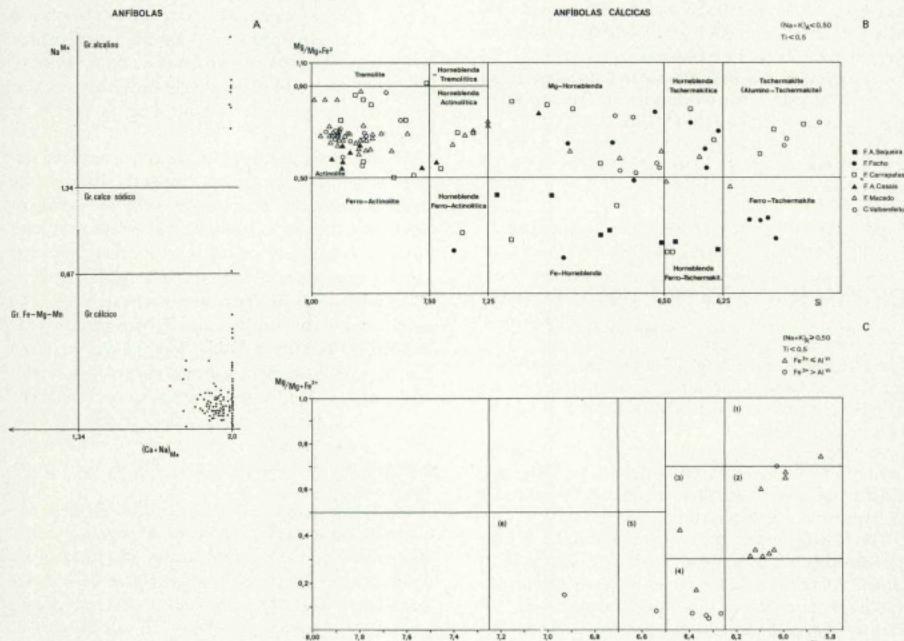


Fig. 9 — Projeção da composição das anfíbolas nos diagramas de LEAKE (1978) e HAWTHORNE (1981). Os números da fig. C correspondem respectivamente a:

- (1) — Δ (Pargasite);
○ (Magneso-hastingsite);
- (2) — Δ (Pargasite ferrífera);
- (3) — Δ (Pargasite ferrífera-homebléndica);

- (4) — Δ (Ferro-pargasite homebléndica);
○ (Horneblenda hastingsítica);
- (5) — ○ (Horneblenda ferro-edenítica);
- (6) — ○ (Ferro-edenite).

composições) mas também as diferentes condições de PT a que foram sujeitas.

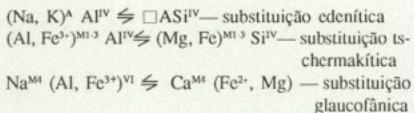
Na figura 9C observa-se ainda a existência de algumas anfíbolas do tipo pargasítico (principalmente pargasites ferríferas) e horneblendas hastingsíticas.

Todos estes minerais possuem cor verde, hábito prismático ou acicular, e cristalizaram em pelo menos dois episódios distintos, da história das rochas que as contêm, o que é evidenciado pelo diferente estado de deformação dos cristais e suas relações texturais.

De uma forma geral, pode-se dizer que as primeiras anfíbolas cárnicas a cristalizarem têm hábito prismático, são de natureza actinolítica, e apresentam fortes sinais de cataclase, estando geralmente moldadas pela foliação. A segunda geração possui cor verde, mais intensa que a anterior, é de natureza hornebléndica (tschermakítica, pargasítica ou hastingsítica) e, o cristaliza em torno dos cristais de actinolite, produzindo zonamento, ou constitui agregados fasciculares ou fibrosos.

As anfíbolas da série actinolite-horneblenda são minerais frequentes em metabasitos de vários tipos e graus de metamorfismo (MIYASHIRO, 1978).

As principais substituições que geralmente se verificam na estrutura desses minerais podem ser definidos como (GRAPES & GRAHAM, 1978):



As duas primeiras são frequentes nos metamorfismos dos tipos de baixa e média pressão e a terceira ocorre no metamorfismo de alta pressão (GRAPES & GRAHAM, 1978 e referências).

As projeções dos parâmetros $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}\text{-}\text{Na}^{(\text{M4})}$; $(\text{Al}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti})^{\text{VI}} - \text{Al}^{\text{IV}}$ e $\text{Na}^{(\text{M4})} - (\text{Al}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti})^{\text{VI}}$ (fig. 10), indicam que os principais tipos de substituições existentes são edeníticas e tschermakíticas.

Nos metagabros, onde a granularidade é bem desenvolvida e que provavelmente possuam posição estrutural favorável, a estrutura resultante da combinação das duas gerações de anfíbolas assume aspectos particulares (Est. XI, fotog. A), que põem alguns problemas de interpretação. De facto, o aparecimento de orlas de horneblenda sobre as faces de actinolite pode constituir um sobrecrescimento epitáxico (devido à semelhança da rede dos dois minerais) normal em metamorfismo e, resultante da evolução das condições físicas e químicas durante o processo. No entanto no

caso dos metagabros de Valbenfeito, a horneblenda cristalizou ao longo das próprias superfícies de clivagem da actinolite, com o mesmo desenvolvimento que nas faces externas — produzindo o efeito de uma textura «em mosaico» ou granoblástica. A sua «nucleação» a partir das clivagens indica que houve um episódio em que a componente mecânica durante o processo metamórfico excedeu a componente térmica causando o aparecimento de clivagem e subsequentes deslocações entre elas. Neste caso, este tipo de textura, granoblástica, deve ter o mesmo significado que a nucleação em fibras coalescentes ao longo dos planos de clivagem «columnar impingements» de horneblenda, observada com frequência nos metavulcanitos da região sul (SPRY, 1969).

Anfíbolas sódicas — este tipo de anfíbolas, de cor azul escura e, embora raramente, apresentando pleocroísmo azul violáceo, são frequentes apenas nos metavulcanitos da Formação do Facho. No terreno, estes minerais, aciculares, são muitas vezes visíveis sob a forma acicular, de pequenas dimensões, atapetando os planos de clivagem e de diaclase.

Algumas composições químicas representativas e respectivas fórmulas estruturais de anfíbolas sódicas foram já apresentadas em M.L. RIBEIRO (1987a), correspondendo principalmente a riebequite e magnesio-riebequite. Raras ocorrências de crossite e magnesio-arfvedsonite vieram, no entanto, levantar o problema da existência de relíquias — relíquias de metamorfismo de alta pressão como o descrito na vizinha região de Mascarenhas (M.L. RIBEIRO, 1976; MUNHÁ *et al.*, 1984) no que respeita à crossite, e relíquias de fenômenos magmáticos ou pós-magmáticos no que respeita a arfvedsonite. Porém, embora não seja possível justificar uma origem pré-metamórfica para esta anfíbola, esta hipótese é viável, sobretudo pela sua associação com piroxenas do tipo egirina-augite.

Em lâmina delgada, as anfíbolas azuis ocorrem normalmente em cristais idiomórficos de pequenas dimensões (inferiores a 0,5 mm) na matriz das rochas e um pouco maiores (< 1 mm) nas superfícies de diaclasamento (Est.I, fotog. A). Só no caso de um metavulcanito com egirina dominante, recolhido 150 m a SE do V.G. Calheiro, se observaram escassos leitos essencialmente constituídos por anfíbolas azuis que chegaram a atingir dimensões superiores a um centímetro.

Normalmente estes minerais sublinham na rocha, duas superfícies principais que correspondem às clivagens de 1.^a e 2.^a fases de deformação (Est. VII, fotog. A).

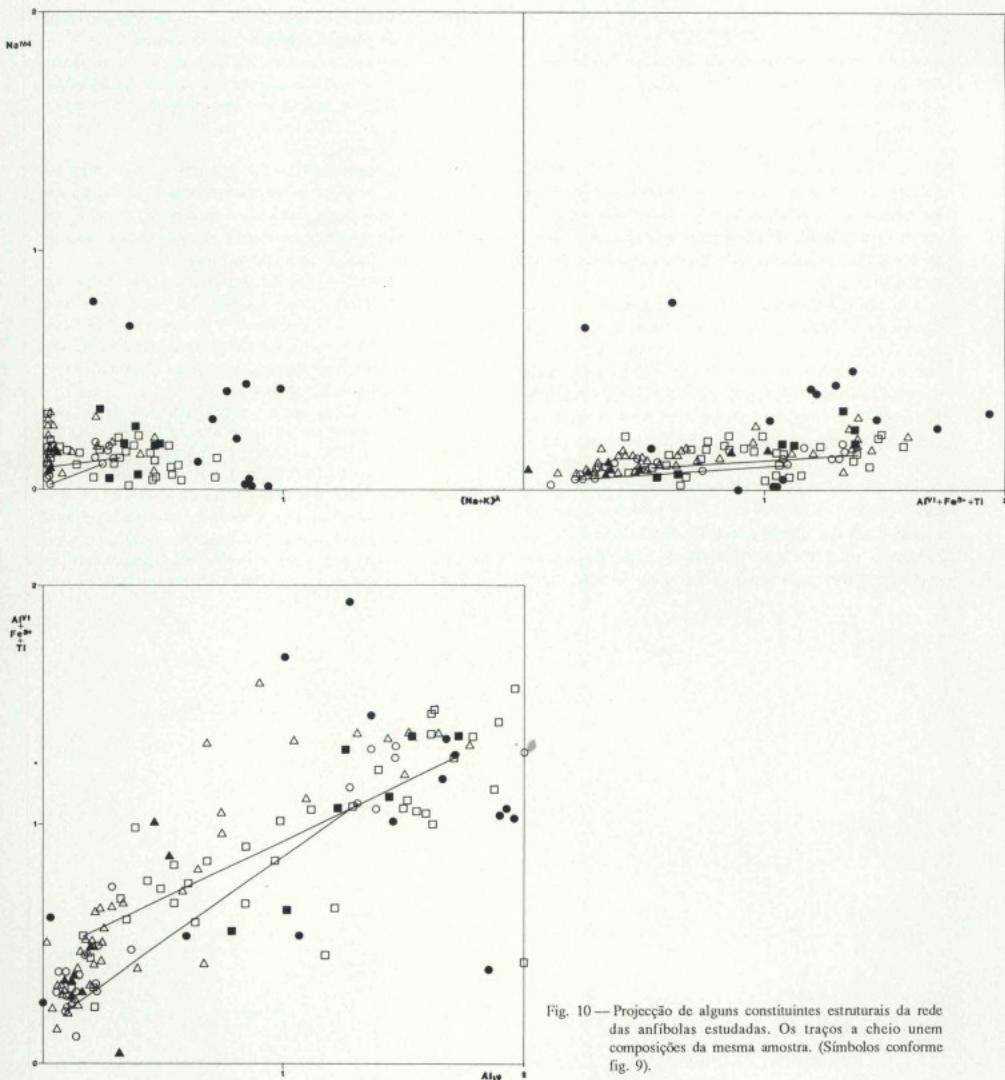


Fig. 10 — Projecção de alguns constituintes estruturais da rede das anfíbolas estudadas. Os traços a cheio unem composições da mesma amostra. (Símbolos conforme fig. 9).

EPÍDOTO

É um mineral extremamente frequente especialmente nas formações maficas, estando presente em todas as unidades litoestratigráficas da região, mesmo que apenas em pequenas vénulas.

Nalguns locais da Formação de Carrapatas (como foi referenciado no Cap. II) observam-se blocos decimétricos soltos de epídoto provavelmente provenientes de veios, geralmente com fraca exposição. Estes filões parecem ser o resultado de remobilização química de minerais diversos nas vizinhanças de planos de movimentação tectônica.

Em lámina delgada o epídoto pode ocorrer em agregados e alinhamentos de cristais muito pequenos ou, mais frequentemente, em grãos isolados de maiores dimensões (embora geralmente não excedendo 0,5 mm), dispersos na matriz da rocha. Normalmente, os contornos dos grãos são anédricos embora se possam encontrar, frequentemente, cristais euédricos; nalguns casos observaram-se cristais maclados (Est. IV, fotog. C).

Relativamente às estruturas tectónicas, observou-se que o epídoto cristalizou em vários períodos da história metamórfica das rochas estudadas podendo ocorrer rotacional ou helítico, relativamente à 2.^a fase de deformação, e, embora raramente, moldado pela foliação corres-

pondente a esta fase, apresentando, nalguns casos, mesmo sombras de pressão preenchidas por clorite.

Em algumas amostras da Formação de Madora observam-se também alguns cristais de epídoto com fracturas frágeis, atestando o seu comportamento rígido relativamente às últimas acções tectónicas quando em ambiente favorável.

Análises representativas de epídotos provenientes das diversas formações da região estudada e o cálculo das fórmulas estruturais, com base na fórmula geral $X_2 Y_1 Z_1 O_{12}(OH)$, figuram na Tabela IV, juntamente com os respectivos componentes pistacíticos.

Considerando-se que na série clinzozoisite-epídoto os valores de componente pistacítico (definido como $Ps=100.Fe/(Fe+Al)$) inferiores a 10 correspondem à clinzozoisite (MYER, 1965) e os valores superiores, ao epídoto, pode-se afirmar que todos os grãos analisados caem dentro do campo do epídoto.

Tendo em conta que a composição total de rocha é um factor determinante na composição do epídoto, HOLDAWAY (1972) e LIOU (1973), projectaram-se os diferentes componentes pistacíticos dos epídotos referentes às amostras das várias formações (fig. 11), o que nos permite verificar a existência de forte variação total dentro de cada formação litológica e mesmo em cada amostra, o que indica variação das condições intensivas (T, TO_2) a que as rochas foram sendo submetidas.

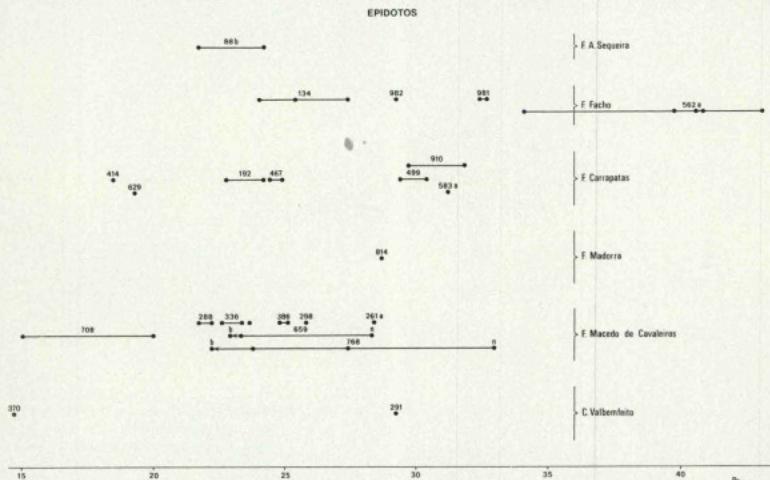
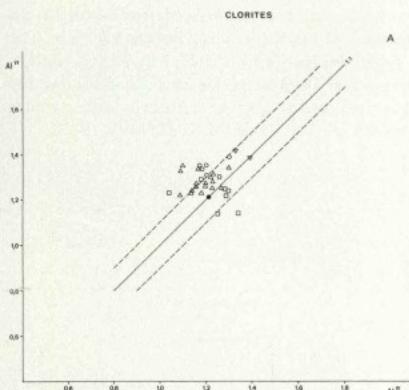


Fig. 11 — Projecção dos componentes pistacíticos dos epídotos provenientes de amostras das várias formações (n-núcleo; b-norte). Os traços a cheio unem composições do mesmo mineral.

Nota-se que a Formação do Facho detém os mais elevados teores de componente pistacítico, bastante diferentes dos observados nas outras formações, o que provavelmente reflecte as características de composição global de algumas das unidades litológicas.

De uma forma geral, observa-se que os valores mais baixos do conteúdo pistacítico são mais persistentes nas fácies situadas na parte sul da região.

Sempre que se analisaram vários pontos do mesmo grão zonado (fig. 11), verificou-se que os núcleos são mais pistacíticos do que os respectivos bordos, o que corresponde a um zonamento normal, progradado (NAKAJIMA *et al.*, 1977; NAKAJIMA, 1982).



CLORITE

A clorite é um mineral abundante em todas as formações da região, à excepção das de Alto de Casais e Facho, onde é escassa.

De uma forma geral, pode-se dizer que as proporções modais deste mineral nas diferentes associações mineralógicas, aumentam de sul para norte, na região.

Aparentemente todas as clorites são tardias em relação às estruturas.

A Tabela III apresenta algumas análises representativas obtidas à microsonda, e as respectivas fórmulas estruturais com base na fórmula geral $Y_6 Z_4 O_{10}(OH)_8$ (recalculadas com base em 14 oxigénios).

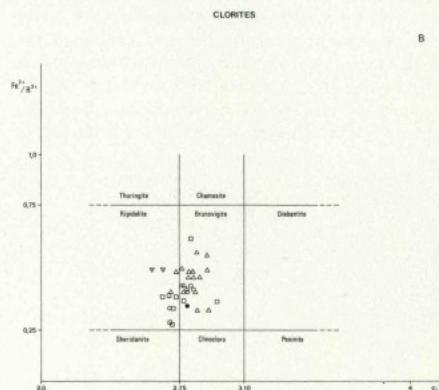


Fig. 12 — Diagramas Al^{VI}/Al^{IV} e a classificação das clorites segundo FOSTER (1962). (Símbolos conforme fig. 9)

FOSTER (1962) considera que o Fe^{3+} deve ser considerado um constituinte normal das clorites dado que o seu efeito na rede deste mineral, como catião trivalente, é o de contrabalançar a saída de Al da posição octaédrica para a posição tetraédrica. No entanto, e dadas as condicionantes analíticas na distinção do estado de oxidação dos elementos, verificou-se que, calculando todo o Fe como Fe^{3+} , a projeção dos Al^{VI}/Al^{IV} das clorites estudadas (fig. 12) cai aproximadamente sobre, e acima, da recta que define o caso ideal — equivalência entre o Al^{VI} e Al^{IV} . Assim, dado que as clorites estudadas possuem $Al^{VI} > Al^{IV}$, a quantidade de Fe^{3+} que substitui o Al^{VI} deverá ser muito pequena e pode ser desprezada.

Utilizando a classificação de FOSTER (*op.cit.*) observa-se que as clorites constituem um grupo homogéneo constituído por ripidolites e brunsvigites (fig. 12B).

A composição química das clorites é também bastante uniforme dentro de cada amostra, reflectindo a composição global da rocha. A maior variação da razão $Fe/(Fe + Mg)$ observou-se numa amostra sem anfíbolas proveniente da parte N da região, sendo de 0,058. No geral, a variação daquele parâmetro é inferior a 0,020 (ver Tab. III).

FELDSPATOS

Todas as amostras estudadas contêm feldspatos. Estes minerais assumem composições e texturas muito variáveis conforme a composição total da rocha e as suas relações com a deformação e o metamorfismo regionais. Algumas análises químicas representativas, respectivas fórmulas estruturais, com base na fórmula geral $X_4 Z_{16}$

$O_{2\%}$ e os seus componentes extremos, constam das Tabelas V e VI.

Relíquias de feldspatos originais, ígneos, foram apenas observados em algumas amostras de granularidade muito fina da Formação do Facho (Est. III, fotog. A, D) e como porfiroclastos deformados, numa matriz foliada, na Formação de Alto de Casais (Est. III, fotog. D). Em ambos os casos, estes feldspatos apresentam muitas vezes formas anêdricas ou esqueletiformes, e na Formação do Facho possuem geralmente texturas pertíticas muito finas e uniformes, e composições variáveis que se projectam nos campos da anortoclase e da sanidina (fig. 13B). Alguns autores têm observado que nas rochas peralcalinas a composição dos fenocristais de feldspato é restrita, e independente da composição global da rocha, o que acarreta determinadas implicações petrogenéticas (CARMICHAEL & MACKENZIE, 1963; THOMPSON & MACKENZIE, 1967; GARBARINO & MACCIONI, 1968).

Porém, no caso presente, as composições observadas só ocasionalmente representarão composições originais,

devendo a maior parte dos casos, corresponder a composições intermédias entre as duas fases exsolvidas, durante os processos geológicos que se seguiram à deposição destas rochas. Nalgumas amostras de metagabros da pequena mancha a W de Alto de Casais, observaram-se grandes cristais centimétricos de feldspatos, em fácies de acumulado (Est. V, fotog. B). Estes minerais ocorrem no entanto extremamente subgranulados e alterados, mantendo apenas a sua forma original.

A grande maioria dos cristais de feldspato é poe de origem metamórfica.

Nas Formações do Facho e Alto de Casais são frequentes albites e microclinias, quer em cristais alongados e orientados pela primeira e segunda fases de deformação, quer em porfiroblastos milimétricos rotacionais ou helicíticos, relativamente à 2.ª fase (Est. IV, fotog. B; Est. XII, A e B; Est. XI, C). A porfiroblastose de albite é especialmente abundante quer nas rochas peralcalinas quer nos filitos e xistos verdes associados (A. RIBEIRO & M. L. RIBEIRO, 1972).

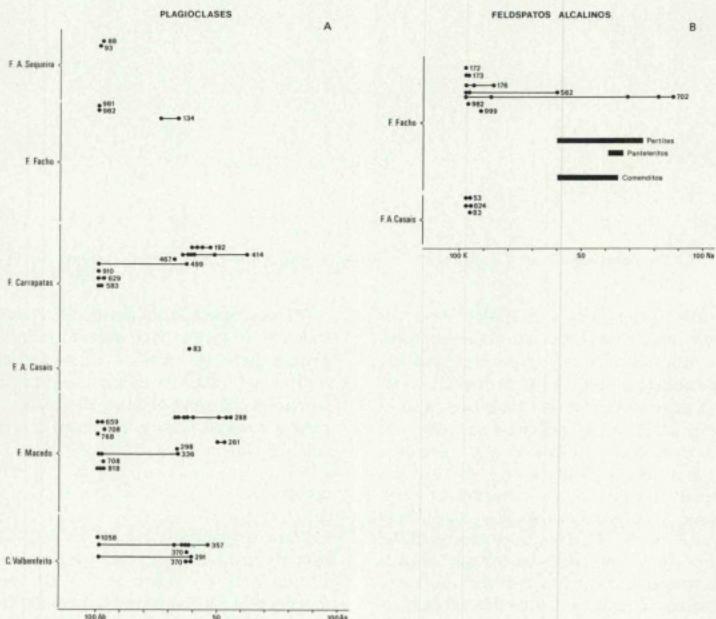


Fig. 13 — Composição dos feldspatos das várias formações em termos de componentes extremos: Albite-Anortite e Albite-Ortose

A figura 14 representa um esboço cartográfico dos locais onde se observou a ocorrência de rochas com desenvolvimento de porfiroblastese de albite. Como se pode observar, a albite milimétrica desenvolveu-se preferencialmente ao longo dos contactos entre as diferentes formações.

Nos xistos verdes e metagabros das Formações de Carrapatas, Macedo de Cavaleiros e do Complexo de Valbenfeito, da metade sul da região, os feldspatos pertencentes à série das plagioclases, apresentam, na mesma amostra, composições muito variáveis, formando como que dois pólos extremos: albite pura (1% An) e andesina-labrador (32 a 62% An).

Tem sido frequentemente citado na literatura geológica a ocorrência de paragéneses com plagioclases diferentes,

devidas ao aumento do grau do metamorfismo. As composições de aproximadamente 5 a 10% An, com o aumento da temperatura de metamorfismo, passam a apresentar duas fases mineralógicas com composições variando entre 0-1% e 25-28% An, resultantes do intercrescimento dessas mesmas fases mineralógicas nas plagioclases dos domínios entre 2-20% An. Este fenômeno, designado «imiscibilidade peristerítica» foi detectado aos raios-X (MIYASHIRO, 1978). Nos últimos anos tem-se procurado utilizar o «peristerite gap» com propósitos quantitativos das condições P e T (ASHWORTH & EVIRGEN, 1985).

As composições observadas na região são, no entanto, bastante diferentes das resultantes de imiscibilidade

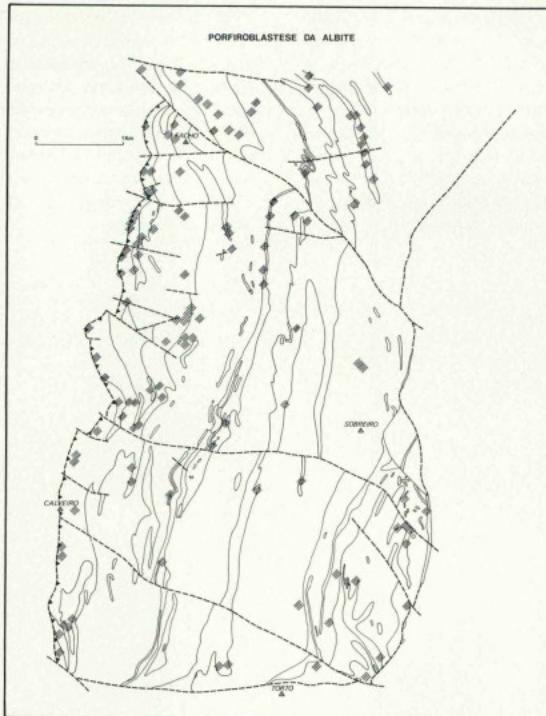


Fig. 14—A porfiroblastese de albite está estreitamente ligada às zonas de descontinuidade geológica (limites das formações e cavalgamentos). No mapa apresenta-se, a sublinhado, a localização das zonas onde se assinalou porfiroblastese de albite.

peristerítica e as texturas presentes nas rochas (forte cataclase e «annealing») são por seu lado, indicativas da ausência de equilíbrio de fases.

PIROXENAS

Piroxenas sódicas

As piroxenas sódicas foram apenas observadas algumas fácies da Formação de Facho quer constituindo o mineral máfico principal (como nos designados metavulcanitos com egirina dominante) quer em percentagens variáveis mas sempre bastante inferiores às dos restantes férmicos (como nos metavulcanitos com riebequite dominante).

Normalmente ocorrem em agregados de grãos muito pequenos (aproximadamente 0,05 mm) ou excepcionalmente, em cristais maiores (< 0,5 mm) com sinais de forte deformação-fracturação e extinção rolante sempre com tonalidade verde claro a verde intenso (Est. VII, fotog. B). Por vezes, parece observar-se a sua parcial substituição por anfibolas sódicas.

A Tabela XI apresenta algumas análises representativas de piroxenas sódicas e as respectivas fórmulas estruturais segundo a fórmula geral $X_2 Y_2 Z_4 O_{12}$ c

considerando todo o Fe como Fe^{3+} , o que produziu fórmulas próximas dos valores ideais.

No diagrama triangular da figura 15A a projecção dos elementos — Fe^{3+} ;Ca;Al como componentes extremos, mostra que estas piroxenas, contendo percentagens de Fe^{3+} superiores a 85%, ocupam o domínio das egirinas (DEER *et al.*, 1972).

No entanto, as relações entre os parâmetros ($Na+K$);Mg e $(Fe^{3+}+Mn)$ nestes minerais (fig. 15B) justificam a sua inclusão no grupo das egirinas-augites (veja-se HYTONEN & HAUTALA, 1985). Os dados analíticos são escassos e as relações texturais não fornecem indicações, porém, a ocorrência de piroxenas sódicas, bastante mais magnesianas, parece apontar no sentido de alguns destes minerais conservarem certas características geoquímicas das parageneses magmáticas.

As elevadas percentagens de acmite nestes minerais são também significativas do ponto de vista petrogenético. De facto, é conhecida a importância da fusão incongruente da acmite no controlo das tendências dos líquidos no «sistema peralcalino residual» desde que BAILEY & SCHAIER (1966) e YAGI (1962) demonstraram que no sistema Diópsido-Acmite só as piroxenas com percentagens superiores a 40% de acmite (como é o caso das amostras estudadas) podem fundir incongruentemente.

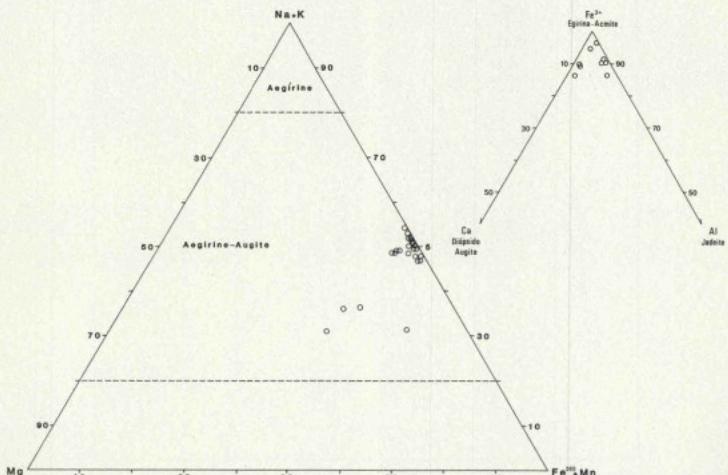


Fig. 15 — Composição das piroxenas sódicas segundo os vários componentes extremos (DEER *et al.*, 1972; HYTONEN & HAUTALA, 1985)

Clinopiroxenas cárnicas

Estes minerais ocorrem nas rochas maficas e felsicas da região entre o Cabeço Gordo e Vale de Prado, Formação de Carrapatas, e alguns afloramentos das Formações do Alto da Sequeira e Facho, situados simultaneamente nas proximidades do plano de carreamento do Facho e de filões maficos. Os seus cristais atingem dimensões milimétricas e ao microscópio apresentam-se intensamente fracturados. Normalmente encontram-se associados com horneblenda ou com hidrogrossularia.

A Tabela X apresenta algumas análises representativas de clinopiroxenos cárnicos e as respectivas fórmulas estruturais calculadas com base na fórmula geral $X_2 Y_2 Z_4 O_{12}$ assumindo que todo o Fe está sob a forma Fe^{3+} . Todos os minerais pertencem à série do diópsido-hedembergite (fig. 16). As quantidades de Al+Ti e Na são muito baixas indicando que a presença das moléculas de tschermakite e de jadeite é insignificante.

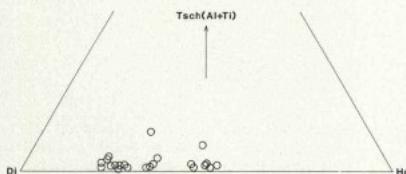


Fig. 16 — Composição das clinopiroxenas cárnicas em termos das suas proporções nos componentes:

Diópsido (Di)
Hedembergite (Hd)
Tschermakite (Tsch).

ESFENA

Este mineral é frequente nos xistos verdes da Formação de Carrapatas onde forma alinhamentos contínuos de grãos de minúsculas dimensões, geralmente muito inferiores a 0,10 mm, os quais aumentam de tamanho até 0,2 mm, nas fácies metassomáticas ocorrentes na mesma formação. Nos metavulcanitos felsicos do Facho, Alto de Casais, Alto da Sequeira e Valbenfeito ocorrem raramente e sempre em cristais esparsos, por vezes subgranulados que chegam a atingir dimensões de aproximadamente 0,5 mm.

A Tabela XII apresenta algumas análises químicas de esfena e respectivas fórmulas estruturais calculadas segundo a fórmula geral $XY Si(O,OH,F)$ considerando: Si=4,00; Y=4,00 (preenchido com Al, Ti e Fe^{3+}); o Fe

excedente, considerado como Fe^{2+} , preenche a posição X conjuntamente com o Mg, Mn, Ca, Na e K (ver HIGGINS & RIBBE, 1976; COOMBS *et al.*, 1976; KAWACHI *et al.*, 1983 e referências).

E embora HOLLABAUCH & ROSENBERG (1983) tenham observado a existência de substituição do Si por Ti, na posição tetaédrica a altas temperaturas (que pode chegar até 6%), esta não foi aqui considerada, por se tratar essencialmente de esfenas incluídas em rochas metamórficas.

A figura 17 evidencia que a maior parte das esfenas analisadas são bastante ricas em Ti projectando-se algumas amostras pertencentes a fácies litológicas muito distintas (metavulcanitos ácidos de Alto de Casais e metavulcanitos maficos ou intermédios com horneblenda) na mesma região do diagrama [Al;Ti;Fe] o que indica ação do metamorfismo.

ESFENA

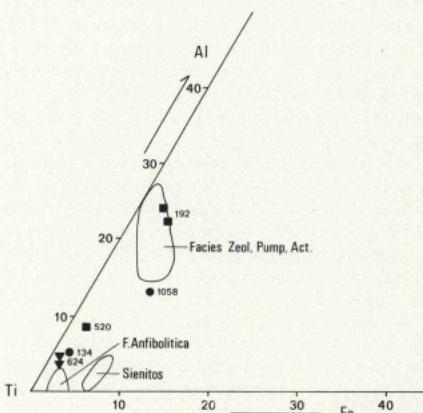


Fig. 17 — Projecção da composição química das esfenas estudadas em termos dos componentes Al-Ti-Fe. A traço cheio figuram os campos correspondentes às fácies indicadas.

Também, na referida figura, se pode observar que a composição das esfenas varia entre a encontrada por outros autores em xistos verdes e na fácies anfibólitica (BOLES & COOMBS, 1977; MUNHÁ, 1983; KAWACHI *et al.*, 1983).

MICAS POTÁSSICAS

Micas (dioctaédricas)

Estes minerais (micas brancas) constituem geralmente mais de 60% da moda das rochas das Formações de Alto da Sequeira e Madorra e são ainda relativamente frequentes nalgumas fácies das Formações do Facho e Alto de Casais. Podem ocorrer em cristais tabulares mais ou menos alongados, por vezes apresentando sinais de deformação pela 3.^a fase ou em pequenas palhetas tardias, muitas vezes associadas à clorite.

Algumas análises químicas representativas deste tipo de micas, são apresentadas na Tabela VIII tendo as fórmulas estruturais sido calculadas com base em 22 cargas catiônicas, segundo o processo proposto por FOSTER (1960). Desta maneira resulta que a compensação da deficiência de cargas na ocupação tetraédrica se fez à custa das cargas excedentárias na posição octaédrica. Este método faz com que algumas análises apresentem fórmulas estruturais cuja ocupação catiônica difere ligeiramente das previsões teóricas definidas por VELDE (1965). Todas as fórmulas foram calculadas tomando o Fe (total) como Fe^{3+} . Apesar disso, as fórmulas obtidas não se apresentam deficitárias na ocupação octaédrica, permitindo inferir que a presença de Fe^{3+} não deverá ser significativa.

A projeção das razões atómicas Al versus Si, na figura 18B, com os dois elementos muito próximos da recta ideal de substituição binária, indica também que as substituições $\text{Fe}^{3+} - \text{Al}$ não terão sido importantes. A ausência de distinção entre Fe^{2+} e Fe^{3+} impossibilita, no entanto, ideia mais exacta de eventuais substituições $\text{Fe}^{3+} - \text{Al}^{VI}$, por vezes frequentes nestes minerais.

As fórmulas obtidas correspondem a micas dioctaédricas e desviam-se significativamente das da moscovite devido a substituições $(\text{Mg}, \text{Fe})^{VI} \text{Si}^{IV} = \text{Al}^{VI} \text{Al}^{IV}$ (subst. tschermakítica). Na figura 18A as composições destes minerais projectam-se perto da linha ideal de substituição tschermakítica (GUIDOTTI, 1984). Assim, estes minerais devem ser classificados como fengites.

Relativamente à ocupação dos intercitos destes minerais, pode-se dizer (exceptuando a amostra M509, proveniente dos filitos situados a W do carreamento do Facho, onde o Na aparece em pequenas quantidades) que todas as amostras, apresentam essas posições quase exclusivamente preenchidas por K, mesmo quando os teores de sódio são relativamente abundantes na composição global da rocha.

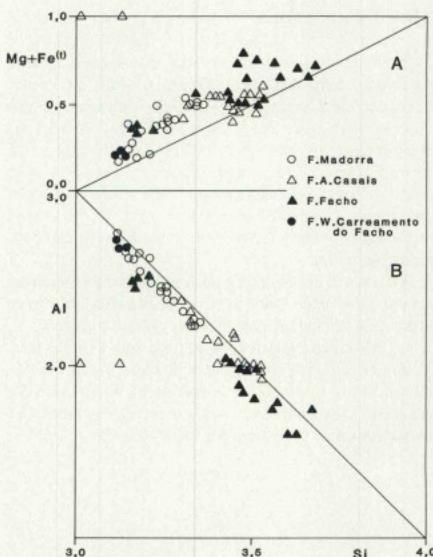


Fig. 18 — Projecção das razões atómicas — $(\text{Mg} + \text{Fe}^{6+})/\text{Si}$; Al/Si nas fengites estudadas na região de Macedo de Cavaleiros, evidenciando as principais substituições observadas.

Os teores de Si^{IV} das fengites estudadas, varia entre 3,1 e 3,7 (fig. 18), tendo-se observado diferentes valores na mesma amostra. Nalgumas láminas, onde foi possível estabelecer uma ordem cronológica para o seu desenvolvimento, verificou-se que geralmente as fengites mais antigas possuíam menores valores de Si^{IV} .

Micas (trioctaédricas)

As biotites ocorrem em todas as formações sendo relativamente frequentes em algumas fácies das Formações de Carrapatas, Facho e Alto de Casais e excepcionais nas Formações de Alto da Sequeira, Madorra, Macedo de Cavaleiros e Complexo de Valbenfeito. São sempre tardias relativamente à deformação visível (Est. X, fotogs. A, B e C; Est. XII, D).

Geralmente as biotites das rochas máficas, dos metavulcanitos bandados e dos maciços com egirina dominante, possuem cor verde enquanto que as dos metavulcanitos maciços, com riebequite dominante, dos sem anfíbolas nem piroxenas sódicas e as dos meta-riolitos e

metatufitos de Alto de Casais, são castanhas. As biotites castanhas apresentam valores de $0,073 < \text{Ti} > 0,135$ na sua fórmula estrutural, enquanto as biotites verdes possuem maior variação dos valores de Ti (com teores compreendidos entre 0,003-0,174). Assim, a cor da biotite é provavelmente determinada pela relação entre os teores de TiO_2 e de $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$ (HAYAMA, em DEER *et al.*, 1967) e não depende exclusivamente dos teores em Ti, como tem sido indicado por alguns autores, ROBBINS & STRENS (1972), LAIRD & ALBEE (1981).

A Tabela IX apresenta algumas análises de biotites e respectivas fórmulas estruturais, representativas das várias litofácies estudadas, calculadas conforme o indicado para as micas dioctaédricas. Nota-se, neste tabela, os baixos teores de Al_2O_3 das biotites das amostras (M.172; M.702.2; M.888.1 e 2) correspondentes às rochas peralcalinas do Facho. Estes são os únicos casos em que parece existir substituição do Si por Ti na posição tetraédrica. Este tipo de substituição do Ti não é a mais fre-

quentemente citada na bibliografia (ver GUIDOTTI, 1984), sendo necessário mais dados para se poderem retirar conclusões.

A figura 19 adaptada de FOSTER (1960) apresenta a projeção dos principais componentes de ocupação octaédrica-Mg; ($\text{Al} + \text{Ti}$); ($\text{Fe}^{2+0} + \text{Mn}$). Pelo facto de o Fe ter sido projectado como Fe^{2+} a projeção está afectada por um pequeno desvio na localização da composição das biotites em relação ao vértice R^{3+} o que não tem efeitos práticos na classificação.

Nesta figura se pode observar ainda que a composição das biotites é bastante dependente da composição total da rocha. As amostras da Formação de Carrapatas caem dentro do campo das biotites magnesianas enquanto as das outras formações são sobretudo ferro-biotites mas abrangem composições que vão até ao campo das siderofilites. A Formação do Facho, dada a sua grande variedade de fácies, está representada em todos os tipos de biotites observadas.

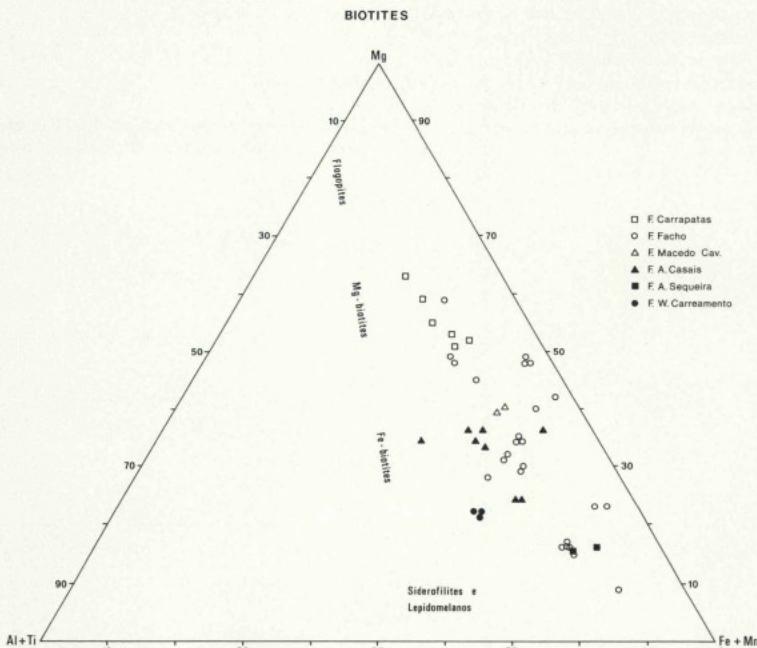


Fig. 19 — Classificação das micas trioctaédricas em termos dos componentes $\text{Al} + \text{Ti}$; Mg; $\text{Fe} + \text{Mn}$ (FOSTER, 1960)

GRANADAS

As granadas são minerais muito selectivos nesta região, ocorrendo em dois tipos paragenéticos e texturais distintos: o primeiro tipo pode-se observar no campo, apenas em alguns afloramentos de metabasitos na zona sul da região, na Formação de Carrapatás e na Formação do Facho. Neste caso as granadas apresentam-se idioblásticas e com dimensões milimétricas. Em amostra de mão, as fácies que contêm este tipo de granadas apresentam-se levemente bandadas, por vezes, dando a impressão de se tratar de escarnitos cujas ocorrências parecem estar condicionadas à sua posição estrutural (ver Cap. II). Ao microscópio, observa-se que determinados leitos possuem um núcleo constituído por clinocianofíbola + + plagioclase + granada, ladeado por clinopiroxena com estrutura em «comb», relativamente aos leitos vizinhos.

O segundo tipo de granadas é apenas visível ao microscópio, ocorrendo nos filitos das Formações de Madorra e Macedo de Cavaleiros. Estes minerais apresentam-se também idioblásticos, mas de dimensões muito inferiores às citadas para o primeiro tipo (Est. IV, fotog. D). Nalguns casos, chegam a atingir proporções modais importantes. Alguns destes minerais, de dimensões microscópicas, ocorrem, ainda, esporadicamente, em algumas rochas da Formação do Facho.

A Tabela VII apresenta as composições químicas de algumas granadas representativas de ambos os tipos descritos, tendo-se calculado as fórmulas estruturais com base em 24 oxigénios depois de deduzidos Fe^{2+} e Fe^{3+} , com base na relação estoquiométrica ($\text{R}^{4+}=3/2\text{R}^{3+}=\text{R}^{2+}$). Os componentes extremos foram calculados com base no método de RICKWOOD (1968).

A figura 20 apresenta quatro grupos, considerando os 3 termos extremos mais representativos de cada amostra.

Aqui se pode observar que as granadas das diferentes formações se projectam em campos distintos, demonstrando haver estreita relação entre a composição química destes minerais e a litologia da formação do qual provém. Assim, pode-se dizer que as granadas da Formação de Carrapatás são ricas em molécula grossulária; as de Formação de Madorra são principalmente soluções sólidas de espessartina-grossulária-almandina; as ocorrentes na Formação do Facho, são, quer grossulárias (no caso dos metabasitos) quer andradites com pequenas substituições de pirope e espessartina (no caso dos metavulcanitos ácidos).

STILPNOMELANA

Este mineral foi observado em duas litologias muito distintas — xistos quartzo-feldspáticos, provavelmente

GRANADAS

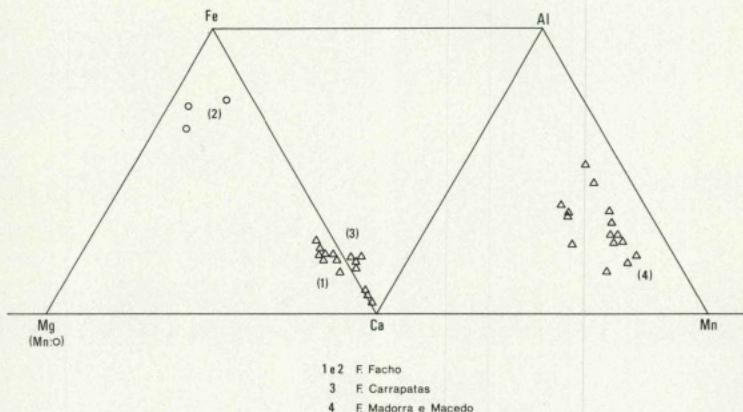


Fig. 20 — Projecção das granadas segundo as relações de três componentes tomados como extremos: (Ca, Al, Mn); (Ca, Al, Fe); (Ca, Fe, Mg); (Ca, Fe, Mn).

derivados de tufitos ácidos (Formação do Facho) e em metavulcanitos básicos (Formação de Carrapatas). Não é um mineral frequente na região. Ocorre sempre em cristais alongados, de cor castanha dourada e fortemente pleocroicos, tendo cristalizado quer mimetizando algumas estruturas anteriores, quer de forma fascicular sendo neste caso, tardio em relação à segunda fase de deformação (Est.X, fotog. D).

A Tabela XIII apresenta algumas análises de stilpnomelanitas e as respectivas fórmulas estruturais, com base em $(Si+Ti+Al+Fe+Mg+Mn) = 7,5$ catões, das duas associações encontradas.

ÓXIDOS DE FERRO E TITÂNIO

Mesmo que em pequenas percentagens, estão presentes em todas as lâminas delgadas estudadas. Algumas vezes, como nos metabasitos da Formação de Carrapatas, ocorrem em cristais milimétricos, bem visíveis em afloramento mas, geralmente, formam cristais mais pequenos, dispersos na matriz das rochas. Na Formação de Alto de Casais observaram-se dois pequenos afloramentos (um na linha do caminho de ferro e outro no Alto de Casais), de fácies cujos cristais de feldspato potássico apresentam tal densidade de poalha de óxidos de ferro que em amostra de mão se assemelham a megacristais milimétricos de magnetite.

A Tabela XIV apresenta algumas análises de magnetites e ilmenites.

As rochas peralcalinas contêm principalmente magnetite e, também, soluções complexas de titânio, ferro, nióbio e terras raras. Os titanatos de ferro e nióbio foram identificados utilizando microsonda electrónica equipada com um sistema de detecção por energia dispersiva mas não puderam ainda ser doseados (J.M.F. Ramos & M.L. Ribeiro, em prep.). Os dados disponíveis parecem indicar que são estes minerais os principais depositários dos elevados teores de elementos incompatíveis presentes nas rochas peralcalinas.

Nas restantes fácies foram exclusivamente analisadas magnetite e menos frequentemente ilmenite. A magnetite ocorre geralmente sobreposta às estruturas, devendo estar relacionada com o processo metamórfico. No entanto, as ilmenites de Alto de Casais apresentam aspectos distintos das restantes, ocorrendo em agregados de pequenos grãos alinhados e formando fiadas separadas entre si de intervalos regulares parecendo pseudomorfizar um mineral alterado que lhes deu origem. Alguns destes minerais apresentam percentagens de MnO até 4%.

Frequentemente as ilmenites destes riolitos estão alteradas para limonites.

Desde os trabalhos de BUDDINGTON & LINDSLAY (1964) que se conhece a importância dos óxidos de ferro e titânio na determinação das condições de gênese das rochas vulcânicas (fugacidade do oxigénio e geotermometria). Estes óxidos constituem três séries principais de soluções sólidas, das quais a série cúbica e a série hexagonal, quando se formam em condições de equilíbrio, possuem composições dependentes da fO_2 e da T.

No entanto, as relações texturais acima referidas indicando a não contemporaneidade das fases descritas e, sobretudo a não coexistência dessas mesmas fases, são indicativos de que as duas fases estudadas não resultam da mesma paragênese, impedindo assim, quaisquer determinações dos parâmetros referidos.

PREHINITE

A prehnite ocorre apenas como mineral tardio nas fácies maficas metassomatizadas situadas ao sul da região estudada, entre Monte Gordo e Vale de Prado, associada com clinopiroxena e granadas.

A Tabela XV dá uma análise de um destes minerais e as respectivas proporções catónicas, com base em 11 oxigénios.

CARBONATOS

A Tabela XVI apresenta algumas análises de carbonatos estudados. Em todos os casos trata-se de calcite com pequenas percentagens de siderite (3,2%) e por vezes quantidades apreciáveis de rodocrosite (embora inferiores a 8,5%). Exemplares deste último tipo de carbonatos foram detectados em pequenos grãos, nos metavulcanitos peralcalinos do Facho em amostras situadas nas proximidades do carreamento do Facho (M.172 e M.173).

Mais vulgarmente os carbonatos ocorrem em pequenos filonetes ou vénulas tardias, um pouco por toda a área.

OUTROS MINERAIS

Apatite, zircão, alanite, turmalina e sulfuretos são minerais que também ocorrem na região, embora em pequenas quantidades. A apatite é, talvez, de todos estes minerais, a mais frequente, ocorrendo sobretudo nas rochas maficas, principalmente na Formação de Carrapatas; o zircão e a alanite, pelo contrário, são mais frequentes nas rochas felsicas (principalmente na F. Facho); pequenos cristais (20-160 μ) de turmalina verde-azulada foram

observados com certa frequência na Formação de Madora. Os sulfuretos são visíveis a olho nu, principalmente na Formação de Macedo de Cavaleiros e Complexo de Valbenfeito, tendo sido identificados, embora qualitativamente, com auxílio do espectrómetro de energia dispersiva, como pirite e calcopirite, por vezes contendo algum manganês.

IV.2. TRANSFORMAÇÕES MINERALÓGICAS EM FUNÇÃO DA PRESSÃO E TEMPERATURA DE METAMORFISMO

Na região de Macedo de Cavaleiros existe, como vimos, grande variedade de tipos litológicos que grossiamente, se podem agrupar em: rochas básicas, pelíticas e quartzo-feldspáticas.

No quadro I onde se apresenta um resumo da composição mineralógica dos vários litotipos das diferentes formações referidos em II, ressaltam as grandes diferenças de comportamento entre estes grupos principais — presença de anfíbolas, piroxenas e plagioclases, cáticas, clorites e epidotos, nas rochas básicas; presença de quartzo, feldspato potássico, albite e biotite, nas rochas quartzo-feldspáticas; presença de fengite, albite, clorite e granada (espessartina), nas rochas pelíticas.

Dadas as características da região, referidas em IV, procuramos em primeiro lugar estudar as variações mi-

nerológicas dentro dos grupos agora definidos e avaliar o seu significado por comparação com outras regiões conhecidas da literatura geológica.

ROCHAS BÁSICAS

As rochas básicas constituem o grupo mais sensível às transformações metamórficas. A figura 21 permite visualizar as associações mineralógicas presentes nas rochas maficas no sistema [Ca; Al; Fe³⁺; (Fe²⁺+Mg)].

Os dados petrográficos evidenciam, nos metabasitos, um incremento modal de anfíbola em detrimento dos seus teores em clorite e epidoto de norte para o sul da região. Este processo culmina com o aparecimento esporádico de algumas associações contendo clinopiroxena e grossularia. Observações semelhantes têm sido normalmente reconhecidas, neste tipo de metamorfitos, na passagem da fácies dos xistos verdes para a fácies anfibólitica (MIYASHIRO, 1978; BARD, 1970; LAIRD & ALBEE, 1981; ROBINSON *et al.*, 1982).

Geralmente, os xistos verdes, com o aumento do grau de metamorfismo, começam a perder a tonalidade clara devida à abundância de clorite e epidoto, e assumem uma cor bastante mais carregada correspondendo ao incremento da percentagem de horneblenda. No entanto, esta diferença de coloração não é significativa na região estudada, e não pode ser observada no campo,

QUADRO I
Associações mineralógicas das várias fácies das diferentes formações

Formações	Facies	Qz	Ab+Ad-	Maf/Pert	RK/MRK	Eg	Bl	Hm-Mag+Ilm+	Esf	Cc	Feng	Turm-Zr+	Al-Ap+	Gr	Ep+Pf-	Cl	Anf	Clpx	Spt-pump+
A.Sequeira	S Ia	+	(+)					(+)	(+)			(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(-)
Fecho	S Ib	(+)	+					(+)	(+)			(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	
	F Ia	+	+	+	+	(+)		(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)		
	F Ib	+	+	(+)	(+)	+		(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)		
	F Ic	+	+	(+)	(+)			(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)		
	F II	+	(+)	(+)				(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(-)	(+)	(+)	(+)	(+)	
	F III	+	+	(+)				(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(-)	(+)	(+)	(+)	(+)	
Carregapatas	F IV	+	+					(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	
	C I	(+)	+-					(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	
	C II	+	(+)	(+)		(+)		(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	
	C III	+-						+	+	+	+	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	
	C IV	+-						+	+	+	+	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	
	C V	+	+-					(+)	+-	*	(+)					(+)	(+)	(+)	
Casais	CB																		
	A Ia	+	+	+	+			+	*+	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)					
	A Ib	+	+	+	+			+	+	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)					
	A II	+	+	(+)				+	+	(+)	(+)	(+)	(+)	(+)					
Madora	R Ia	+	+					+	+			(-)	(-)	(+)	(+)	(+)	(+)		
	R Ib	+	+					+	+			(-)	(-)	(+)	(+)	(+)	(+)		
Macedo	M Ia	+-						(+)	(+)					(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	
	M Ib	+-						(+)	(+)					(+)	(+)	(+)	(+)	(+)	
C.Valbenfeito	B I	+-						(+)	*+	+		(+)	(+)						(+)
	B II	+-	+					(+)	+	+		(+)	(+)						(+)

+, - : Presente; (-) : Ausente.

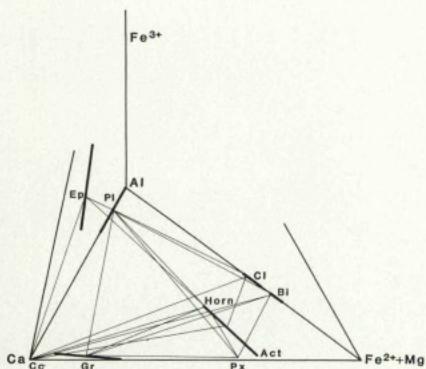


Fig. 21 — Representação das associações mineralógicas dos metabasitos no sistema [Ca, Al, (Mg+Fe²⁺), Fe³⁺], tomando as soluções sólidas na sua média, por ocorrerem todas as associações intermediárias independentemente (à exceção da homeblenda nas associações com clinopiroxena):

Símbolos:

Cc — calcite;	Ep — epidoto;
Gr — granada;	Horn — hornblenda;
Cl — clorite;	Act — actinolite;
Px — clinopiroxena;	Pl — plagioclase.

provavelmente apenas porque as diferenças composticionais entre as duas principais formações maficas se sobrepõem a este efeito.

Relativamente às transformações mineralógicas pode-se salientar, com base no estabelecido em IV.1, as seguintes observações:

A composição do epidoto varia fortemente dentro de uma mesma lámina delgada e a sua $X_{\text{Fe}}^{\text{Ep}}$ medida como $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+4\text{Al})$, apresenta tendência para decrescer para o topo da série estratigráfica e no sul da região. A composição dos grãos zonados apresenta diminuição de $X_{\text{Fe}}^{\text{Ep}}$ para o bordo dos grãos, indicando substituição do Fe³⁺ por Al³⁺ resultante de condições de temperatura crescente (WINKLER, 1974; NAKAJIMA, 1982).

Na clorite, a $X_{\text{Fe}}^{\text{Cl}}$ medida como $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, não apresenta qualquer relação com a variação do $X_{\text{Fe}}^{\text{Ep}}$ (fig. 22) mas também não é exclusivamente dependente da composição global da rocha. Verificou-se que clorites das associações isentas de anfíbolas, recolhidas a N da região (amostra M.910 na fig. 22) possuem maior variação do $X_{\text{Fe}}^{\text{Cl}}$ que as restantes, e evidenciam alguma substituição tschermakítica.

A ocorrência de biotite nos mafitos é fortemente dependente dos teores globais da rocha em K₂O. Assim, na

Formação de Macedo de Cavalciros é bastante escassa e normalmente (como é o caso da amostra M.298) circunscreve-se a áreas nas proximidades de contactos litológicos ou de acidentes tectónicos enquanto que na Formação de Carrapatas é um mineral relativamente frequente que, muitas vezes, acompanha a clorite. Todas as biotites analisadas têm baixos teores de Ti ($\text{Ti}<0,174$) o que está de acordo com as observações de GUIDOTTI (1984) nas biotites das fácies sub-anfíbolíticas. Na figura 23 pode-se observar a dominância das substituições Fe=Mg relativamente às substituições tschermakíticas, nas biotites estudadas. Nos metabasitos observa-se um leve aumento da substituição tschermakítica das biotites, com o incremento de Mg. Estas variações químicas da composição das biotites estão naturalmente relacionadas com o aumento do grau de metamorfismo (GUIDOTTI, *op. cit.*; MIYASHIRO & SHIDO, 1985) devendo corresponder, pelo menos em parte, à diminuição progressiva da clorite.

A plagioclaque é um dos minerais que apresenta maior variação da sua composição química, na região. Os seus teores de anortite vão de aproximadamente zero a 61,8%, podendo coexistir, na mesma lámina delgada, teores diferindo de mais de 30% An.

Vários autores têm discutido o incremento dos teores de anortite na plagioclase com o aumento do grau de metamorfismo e alguns chegaram a propor determinadas percentagens de anortite na delimitação das fácies e graus de metamorfismo (ver WINKLER, 1974 e TURNER & VERHOOGEN, 1968). A descoberta da ocorrência de imiscibilidade peristerítica no domínio das plagioclases (dentro da gama dos 2-20% An) veio dificultar um pouco (ou melhor, modificar) a utilização dos teores de anortite da plagioclase na determinação do grau de metamorfismo.

As plagioclases dos mafitos da parte norte da região estudada, apresentam sempre composições com teores de anortite muito baixos < 5%, enquanto que nas plagioclases da parte sul se observaram associações com duas fases — albite/andesina; oligoclase/andesina; andesina/labrador — ou apenas uma fase — albite ou andesina. Neste último caso (que é raro), é possível que o número de determinações tenha sido insuficiente, pois as associações mineralógicas são semelhantes às anteriores, com presença de actinolite e hornblenda. Existe, pois, uma forte descontinuidade na composição das plagioclases dos mafitos situados a N e a S da linha que passa por Morgadio-Carrapatas-Sobreiro 3°. Aparentemente, as plagioclases a sul desta linha encontrar-se-iam acima do «peristerite gap», enquanto que as situadas a N dessa linha, poder-se-iam situar abaixo desse

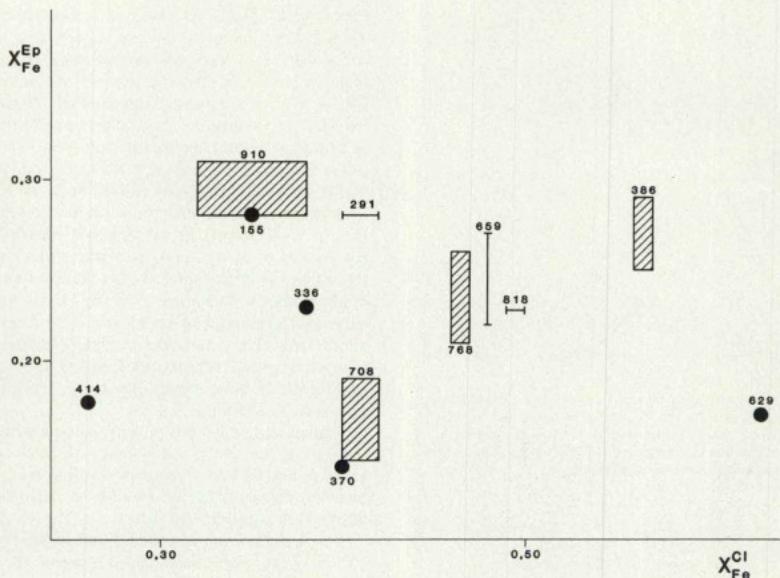


Fig. 22 — Relações entre parâmetros químicos nos epídotos/clorites das rochas maficas.

ponto — correspondente a uma determinação;
área — correspondente a várias determinações.

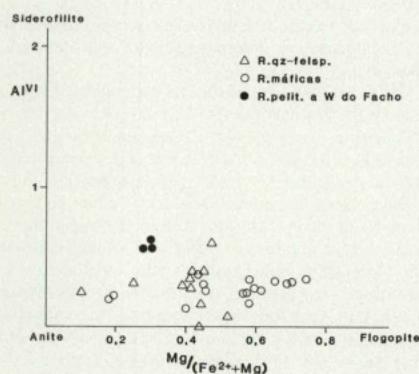


Fig. 23 — Substituições Mg=Fe e $(\text{Mg};\text{Fe}^{2+}) \cdot \text{Si}^{\text{IV}} = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$ nas biotites, projectadas como Al^{VI} versus $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$, diagrama de GIDDOTTI (1984). Nos metabasitos, $0,49 < \text{Al/Si} < 0,60$.

«gap». Na figura 24 fez-se a projecção dos teores de anortite das plagioclases de várias amostras cobrindo a área cartografada. Aí se pode observar que a zona correspondente a um maior enriquecimento em horneblenda, com diminuição de epídoto e clorite, apresenta duas plagioclases cujas composições se encontram muito distanciadas das composições peristeríticas. Se existe uma zona de imiscibilidade, então o limite inferior dos termos mais evoluídos não foi detectado com o actual número de análises.

A reacção da albite com o epídoto originando plagioclase cálcica é dependente não só da composição global da rocha, da Ps e T, como também do $^{\text{H}_2}\text{O}$, $^{\text{O}_2}$, $^{\text{CO}_2}$. No caso presente, a ocorrência de associações de epídoto e grossularia com calcite e quartzo, é segundo BIRD & HELGESON (1981) indicativa da presença de soluções ricas de H_2O (com $x\text{CO}_2 < 0,02$ a 400°C e 1 Kb). As associações deste tipo que ocorrem de forma esporádica na parte sul da região, indicam que a quantidade de H_2O disponível durante o processo metamórfico foi elevada

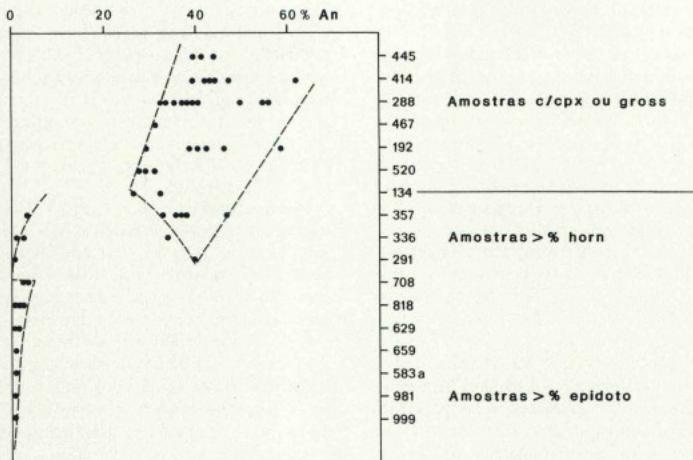


Fig. 24 — Projeção das percentagens moleculares de anortite da plagioclase de algumas amostras representativas. As curvas a tracejado indicam os limites máximo e mínimo de enriquecimento em anortite dos pares de minerais coexistentes.

nesta zona, assim como a actividade química do Ca (ver Am M192a, Tab. XVII) as quais podem ter sido a causa principal das descontinuidades compositionais observadas nas plagioclases. As características da distribuição das fácies com grossulária e/ou clinopiroxena dão ainda indicações sobre a irregularidade da distribuição do regime de fluidos.

As transformações observadas nas anfíbolas cárnicas são visíveis na mesma amostra, em grãos zonados, e correspondem a substituições edeníticas e tschermakíticas. As substituições glaucofánicas são pouco significativas. Na figura 25 apresentam-se algumas razões de parâmetros significativos das condições petrogenéticas das anfíbolas, comparando as anfíbolas cárnicas de Macedo de Cavaleiros às de outras regiões consagradas na literatura geológica (IWASAKI, 1963; BANNO, 1964; ERNEST *et al.*, 1978; GRAHAM, 1974; SHIDO & MIYASHIRO, 1959; LAIRD & ALBEE, 1981). As fórmulas estruturais foram todas calculadas pelo mesmo processo (ver Cap. IV) minimizando assim, as diferenças relativas aos cálculos dos diferentes parâmetros químicos utilizados e possibilitando a comparação da sua evolução nas diferentes regiões. As substituições verificadas em Macedo de Cavaleiros são bastante semelhantes às dos terrenos metamórficos de Abukuma e Dalradian

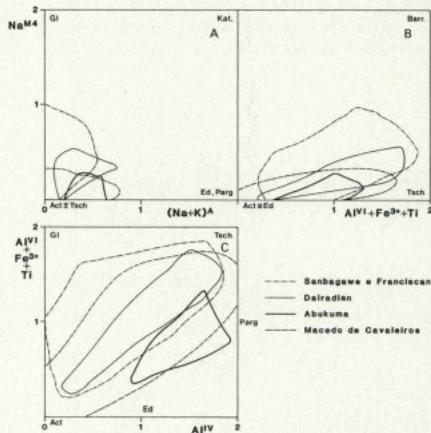


Fig. 25 — Comparação das razões entre vários parâmetros químicos das fórmulas estruturais das anfíbolas cárnicas de Macedo de Cavaleiros e de outras regiões consagradas na literatura. A:Na^{M4}/(Na+K); B:Na^{M4}/(Al^{IV}+Fe²⁺+Ti); C:(Al^{IV}+Fe²⁺+Ti)/Al. Símbolos: Gl-glaucofana; Kat-catoforite; Barr-barroisite; Act-acitomilite; Ed-edenite; Parg-pargasite; Tsch-tschermakite.

respectivamente referidos na literatura como dos tipos de baixa e média pressão.

A predominância das substituições tschermakíticas sobre as pargasíticas ou edeníticas (fig. 25C) como acontece no metamorfismo dalradiano de pressão intermédia e a baixa participação de componente glaucofânica (fig. 25A) são aspectos diferentes dos que normalmente ocorrem no metamorfismo de alta pressão e apontam no sentido de uma intervenção moderada daquele parâmetro (*P*) durante o processo metamórfico, em Maceio de Cavaleiros.

Estas observações estão de acordo com os trabalhos de FERREIRA (1964; 1966a, b; 1968) na região de Rebordelo-Vinhais, 140 Km a NW da região estudada, e também situada dentro da subzona da Galiza Média — Trás-os-Montes oriental.

Dada a discrepância observada nos teores de anortite das plagioclases situadas a N e S da linha Morgadião-Carrapatás-Sobreiro 3.^º procurou-se observar o comportamento das anfíbolas cárquicas de cada um dos lados dessa mesma linha. Os dados obtidos, expostos na figura 26, demonstram que também a evolução das anfíbolas é diferente nas duas zonas. As anfíbolas da parte norte (por exemplo 768 e 659, fig. 26), apresentam incremento contínuo de $\text{Na}^{(\text{M4})}$ relativamente ao Al^{IV} , superior ao das restantes, verificando-se mesmo, nas amostras com clinopiroxena ou grossulária, um decréscimo de $\text{Na}^{(\text{M4})}$ quando se considera apenas a

variação total em Al^{IV} . No entanto, a evolução destes últimos minerais não é contínua e os seus estádios intermédios de enriquecimento em Al^{IV} , apresentam aspectos semelhantes aos observados nas anfíbolas da zona norte (fig. 26A).

Estes factos demonstram a sobreposição gradual de um último episódio metamórfico com condições físicas diferentes do primeiro e que reflectem menor pressão e mais alta temperatura.

Piroxenas cárquicas (diopsídicas) e hidrogrossulárias surgem em associações mineralógicas esporádicas algumas locais da zona Sul. Os aspectos texturais dessas associações denunciam desequilíbrios com as associações encaixantes (ver Cap. II). No entanto, são estes minerais que claramente correspondem ao limite superior das condições de metamorfismo na região.

A coexistência de determinadas fases mineralógicas nestas associações permite-nos estimar as temperaturas prevalecentes ao tempo do metamorfismo. Assim, recordando que as fases mineralógicas das associações acima referidas, correspondem às amostras como as M.520, M.192 e M.134, com respectivamente:

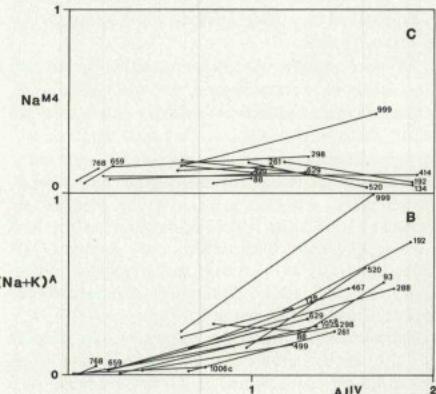
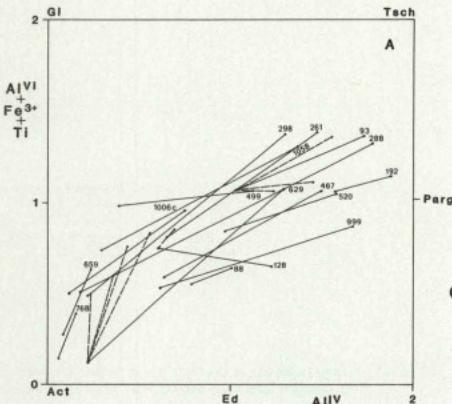
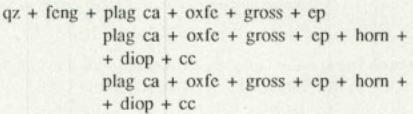


Fig. 26 — Projecção de alguns constituintes estruturais das fórmulas das anfíbolas (Al^{IV} , Fe^{3+} , Ti); $\text{Na}^{(\text{M4})}$ e $(\text{Na}+\text{K})^{\text{A}}$ versus Al^{IV} . A tracjado, em A, figuram pontos intermédios da composição das amostras M.629 e M.499.

e utilizando o diagrama publicado por ANDREW (1984) apresentado na figura 27, para $\text{P}^{\text{fluido}} = \text{P}^{\text{total}}$, podemos recolher as seguintes informações relativas aos limites inferior e superior das suas condições de equilíbrio.

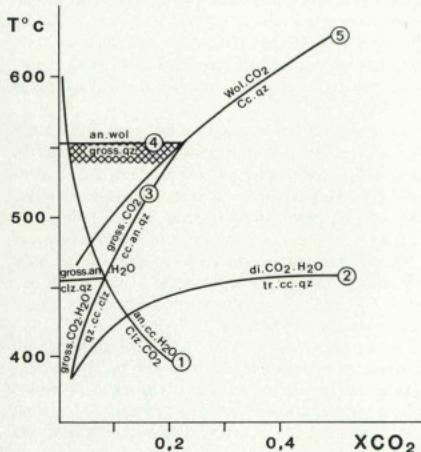
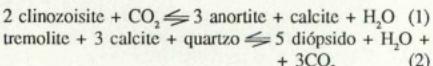


Fig. 27 — Diagrama de equilíbrio de fases no sistema $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ para diferentes condições de T e X_{CO_2} com $P_{\text{total}}=P_{\text{fluido}}=1\text{Kb}$.

- Curva (1) — 2 clinozoisite + $\text{CO}_2 \rightleftharpoons$ 3 anortite + calcite + H_2O
 (2) — tremolite + 3 calcite + quartzo \rightleftharpoons 5 diópsido + H_2O + 3 CO_2
 (3) — calcite + anortite + quartzo \rightleftharpoons grossularia + CO_2
 (4) — grossularia + quartzo \rightleftharpoons anortite + wolastonite
 (5) — calcite + quartzo \rightleftharpoons wolastonite + CO_2

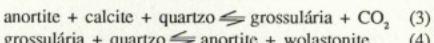
A área sublinhada corresponde às condições estimadas na região estudada para as fácies mais metamórficas.

A associação plagioclase cárquica + diópsido resultante da intersecção das curvas (1) e (2) correspondentes às reacções:



é frequente nos basitos metamorfizados, a partir de temperaturas superiores a 425°C e 1Kb. (O aumento da P^{CO_2} tem, como efeito, aumentar essa temperatura mínima de equilíbrio).

Outro par de reacções que nos permite estimar o limite superior das temperaturas no processo metamórfico são respectivamente:



A presença simultânea de grossularia, plagioclase cárquica e epidóto indica temperaturas superiores a 460°C e a ausência de wolastonite, restringe essa gama de temperaturas possível, para valores inferiores a 570°C . A localização da reacção (3) no diagrama da figura 27 indica ainda que a presença de grossularia é indicativa de elevadas H_2O (STORRE & NITSCH, 1972). Granadas com elevados teores de componente grossularítico, como é o caso das granadas de Macedo de Cavaleiros (68-89%), são estáveis a $550^\circ \pm 30^\circ\text{C}$ e $\text{xCO}_2 < 0,4 + 0,1$ (TAYLOR & LIOU, 1978; KERRICK, 1977). Também a presença de prehnite mineral indicativo da presença de fluidos extremamente ricos em H_2O nalgumas associações, corroboraria esta afirmação (KERRICK, 1974).

A ocorrência de prehnite em amostras contendo associações com hornfelsita, clinopiroxena e grossularia (Am. 192), deverá corresponder a paragénese tardias, tal como indicam as próprias relações texturais. Assim, a presença deste mineral é indicativa de que durante o declínio da temperatura o regime de fluidos foi importante. O limite superior de estabilidade da prehnite foi determinado por Liou (referência em MIYASHIRO, 1978), como 400°C para 2-5Kb H_2O .

Associações com hidrogrossularia do tipo das encontradas na região de Cabeço Gordo têm sido referidas na literatura geológica, como incluídas em dois tipos de rochas — os skarns (e rochas afins) e os rodingitos. Em ambos os casos, a sua gênese pressupõe, principalmente, metassomatismo cárquico (e também algum Fe, Mg, Si, Na, K, etc.), cuja origem é, no entanto, diversa conforme o caso.

As análises do Gr. CIV evidenciam mobilidade de alguns elementos (Ca, Sn, Ba, etc.), como se pode observar por comparação com as médias do Grupo Carrapatas (Tab. XVII e XX). No entanto, o desenvolvimento do processo metamórfico — aumentando de N para S, o esmagamento (milonitização) e recristalização existentes nas imediações da Falha de Torto e, ainda, a relação temporal de todo o processo metamórfico, são indicadores de que no caso presente, a gênese destes minerais daquele Grupo está relacionada com metassomatismo resultante, provavelmente, do esmagamento de minerais cárquicos naquela estrutura tectônica e com a circulação de fluidos na sua superfície.

Nalgumas associações foram, também, observadas algumas stiltipomelanitas, mineral que geralmente é reconhecido nos baixos graus de metamorfismo e frequentemente em regimes de alta pressão (BROWN, 1977). No entanto, as condições de estabilidade da stiltipomelana são fortemente dependentes da composição global da rocha e não são ainda conhecidas com exactidão.

ROCHAS PELÍTICAS

Rochas desta natureza são típicas da Formação de Madora e existem também em pequenos retalhos na Formação do Alto da Sequeira. As suas composições globais (ver Tab. XXIV) apresentam elevadas razões de $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$; o potássio domina largamente sobre o sódio e o CaO é inferior a 0,3; Fe_{2+} , (total) apresenta valores compreendidos entre 6 a 7%; MgO varia de 1,1-1,6% e o MnO, de 0,16-0,47%; (CO_2 não foi analisado). O quartzo é uma fase presente em todas as associações mineralógicas.

Considerando o sistema [Al; Fe; Mg; Mn] podemos representar as associações mineralógicas presentes nos metapelitos conforme a figura 28. Os restantes componentes não presentes neste sistema estão normalmente contidos numa só fase (Na-albite; K-fengite; Ti-esfena; P-apatite) à exceção do Ca que embora esteja principalmente acomodado na granada, pode também existir nalguns cristais quer de epídoto quer de calcite, por vezes presentes.

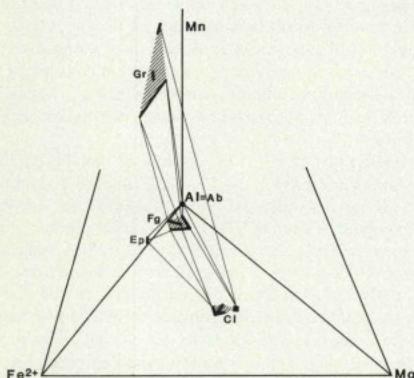


Fig. 28 — Projeção no sistema [Al, Fe, Mg, Mn] das associações mineralógicas nas rochas pelíticas de Macedo de Cavaleiros.

O mineral dominante neste grupo é a fengite, que chega a perfazer quantidades superiores a 90% da moda.

A observação petrográfica indica também que as associações com granada são mais frequentes na parte sul da região, ao contrário do que acontece com as que contêm epídoto e clorite.

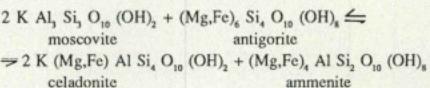
No figura 18 pode-se observar a existência de forte substituição tschermakítica nas fengites de todas as formações, incluindo as que cabem dentro do grupo agora estudado.

Vários autores têm relacionado este tipo de substituição com o aumento da temperatura de metamorfismo (a substituição tschermakítica é independente da P, ocorrendo em todos os tipos de metamorfismo (ERNEST, 1973; VELDE, 1965; MIYASHIRO & SHIDO, 1985).

Como já foi referido, sempre que se pudermos observar as relações texturais, verificou-se que os cristais mais recentes possuíam maior substituição Si por Al^{IV} o que indica progressão das condições de temperatura com o desenvolvimento do processo.

Foi atrás referido que embora não se tenham feito análises com o objectivo de distinguir os Fe^{2+} e Fe^{3+} , algumas relações estruturais (fig. 18) apontam no sentido de fraça substituição Fe^{3+} -Al. Esta substituição, ao contrário da substituição tschermakítica é influenciada pela P(t), havendo maior substituição de Al por Fe^{3+} no metamorfismo de tipo Alta Pressão. Assim, os dados apontam, também, no sentido de as condições de gênese das rochas pelíticas terem sido pouco influenciadas pela pressão, como aliás se conclui para os metabasitos.

A figura 29 mostra que a fracção celadonítica da moscovite diminui rapidamente, enquanto que a fracção antigorítica da clorite coexistente, mantém-se praticamente estável. Se os dois minerais estivessem relacionados pela equação:



Ao decréscimo da fracção celadonítica da moscovite deveria corresponder um aumento na fracção antigorítica da clorite.

MIYASHIRO & SHIDO (1985) observaram, no entanto, que o conteúdo celadonítico da moscovite decrece com o grau de metamorfismo, independentemente do seu tipo bárico, enquanto que o conteúdo antigorítico da clorite sobe nas zonas da clorite e da biotite, mas decrece na passagem para as zonas de grau médio de metamorfismo. Este abaixamento que deverá estar provavelmente relacionado com a produção de granada, acontece também nas associações encontradas na região estudada.

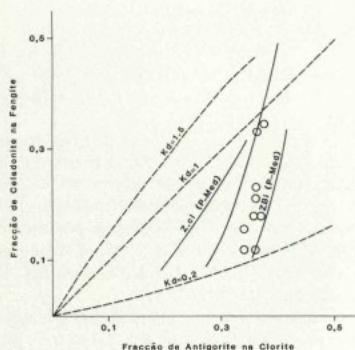
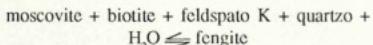


Fig. 29 — Projecção da fracção celadonítica da moscovite (Si-3) versus a fracção antigorítica da clorite ((Si-2)/2), nas rochas pelíticas da F. Madorra. Os valores de Kd referem os coeficientes de distribuição para a equação referida no texto deduzidos por MIYASHIRO & SHIDO (1985); Z.cl e Z.bi correspondem também às linhas tracejadas para as zonas da clorite e biotite em terrenos de Pressão Intermédia; linha a chioio entre as Z.cl e Z.bi representa uma média entre o Kd e os teores celadoníticos da moscovite.

Na figura 29 a maior parte das amostras cai na proximidade da zona da biotite definida por MIYASHIRO & SHIDO (*op. cit.*), em terrenos de pressão intermédia.

É pois interessante notar a ausência de biotite nestas rochas. No entanto, este problema não é novo em petrologia metamórfica. VELDE (1965) nos seus estudos experimentais observou que o campo de estabilidade da fengite é favorecido por elevadas $^9\text{H}_2\text{O}$. Este autor, para explicar a ocorrência de micas fengíticas em corpos isolados, encaixados em gnaisses moscovito-biotíticos, cita uma equação enunciada por Van Der Plas:



e procura justificá-la, considerando constantes as condições de pressão (P_t e $^9\text{H}_2\text{O}$) enquanto se dava o baixamento da temperatura. Porém, as substituições observadas na região estudada, são do tipo progrado, evidenciando aumento de temperatura metamórfica e não poderão ser explicadas por esse tipo de reacções.

A biotite é um mineral cujo campo de estabilidade, em alguns metamorfitos de baixa pressão, começa com a própria recristalização da rocha e noutros, de baixa e média pressão, segue-se à isógrada da clorite

(MIYASHIRO, 1978). A sua ausência nos metapelitos em estudo, é um facto que parece dever-se à extensão da substituição antigorítica da clorite e posterior reacção deste mineral aumentando os componentes andradite e piropo da granada, devido quer à composição global das rochas, quer a especiais condições de $^9\text{H}_2\text{O}$. Assim, em vez de um decréscimo da temperatura metamórfica como na citada explicação de VELDE (1965), os dados obtidos parecem apontar não somente na modificação do gradiente metamórfico, mas especialmente no aumento da pressão de água.

A presença de granada em soluções sólidas: espessartina-almandina-grossularia (nas proporções de 61-60%; 16-28%; 10-15%) especialmente abundante na parte sul da região, leva a pensar no desenvolvimento da reacção da clorite manganesifera com quartzo + fluido para produzir espessartina. Esta reacção foi estudada por HSU (1968). A estabilidade da espessartina é independente da fugacidade do oxigénio para condições definidas pelo tampão magnetite-hematite, enquanto que, pelo contrário, a estabilidade da almandina depende fortemente da fO_2 .

A proporção da molécula espessartina na granada tende a aumentar com o incremento do estado de oxidação da rocha (com fugacidades de oxigénio superiores ao tampão mag-hm) (CHINNER, 1960; KAWACHI *et al.*, 1983).

A ocorrência de soluções sólidas espessartina-almandina (Esp.(70-80)-Alm.(30-20)), associada a óxidos de ferro, favorece a hipótese da presença de elevadas fugacidades de oxigénio e temperaturas superiores às dos limites da estabilidade inferior definidas para a espessartina (HSU, 1968), (fig. 30).

O granito de Romeu apresenta (ver Cap. II) uma orla de metamorfismo de contacto que atinge os metamorfitos da Unidade de Mascarenhas até ao carreamento do Facho, cujos filitos contêm porfiroblastos milimétricos de andalusite. Porém, (ver Cap. II) os filitos e quartzo-filitos, imediatamente a E daquele carreamento, não apresentam as mesmas associações mineralógicas, nem as mesmas características texturais. Este facto levou-nos a pôr a hipótese de movimentação normal, na superfície de carreamento do Facho, posteriormente à instalação do granito que possibilitasse o contacto de dois níveis estruturais diferentes. No entanto, até ao presente não foi observada evidência geológica desse tipo de movimentos na região.

A sub-unidade de Macedo de Cavaleiros sobrepõe-se estratigráficamente à sub-unidade de Mascarenhas, mas a terminação brusca do metamorfismo de contacto, exactamente no limite entre as duas unidades, é estranho.

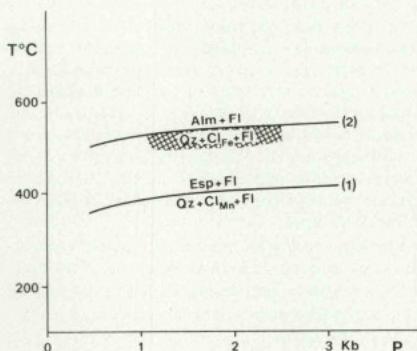
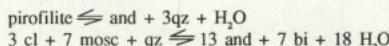


Fig. 30 — (1) — limite inferior de estabilidade da espessartina
 (2) — limite inferior de estabilidade da almandínia para fO_2 controladas pelo tampão Fe-Qz-Fayalite (Fl=fluído). O sublinhado indica as condições prováveis na região estudada.

A presença de rochas metamórficas de grau médio de metamorfismo (com clinopiroxena, andesina-labrador e grossularia/hidrogrossularia, na presença de epídoto, calcite e quartzo) na região sul, em locais situados nas imediações dos contactos anormais (carreamento do Facho e Falha do Torto) evidencia a presença de fluidos aquosos, através desses mesmos contactos, e temperaturas da ordem dos 500°C. Estas condições estão de acordo com a persistência do gradiente metamórfico de contacto de qualquer dos granitos vizinhos ou, mais provavelmente, com a presença de um gradiente do tipo semelhante, mas relacionado com a proximidade da rampa lateral do carreamento — a Falha de Torto. Esta estrutura, contemporânea da instalação dos mantos de carreamento, terá provocado o aumento da temperatura nas suas imediações devido à transformação da energia mecânica em energia térmica, segundo o processo definido em BRUN & COBBOLD (1980), e designado «strain heating». Segundo estes autores, nas principais zonas de cisalhamento as temperaturas podem subir de algumas centenas de graus centígrados. Além disso, esta estrutura terá facilitado, também, a circulação dos fluidos aquosos com os elementos mais móveis dissolvidos (Ca, Si, Na, K, Ba, Sn, etc.) provocando algum metassomatismo nas imediações. As condições metamórficas embora tenham sido suficientes para

conduzir à formação de andalusite através de qualquer das reacções:



onde a pirofilite atinge o seu limite de estabilidade em 410°C e 1,8 Kb; 430°C e 3,9 Kb (Kerrick, referência em MIYASHIRO, *op. cit.*), este mineral nunca ocorre.

Também a composição química de pelo menos algumas destas fácies (ver Tab. XXIII) se projectadas no diagrama ACF de THOMPSON (1957) situar-se-iam no subtetraedro $[\text{Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-KAl}_4\text{O}_8]$ e por isso não é inibitiva da presença de andalusite.

A inexistência de andalusite nos filitos e quartzo-filitos da região em estudo, bem como a persistência de fengite e a ausência de biotite, deverão ter resultado da circulação de um regime especial de fluidos, devido às características tectónicas regionais (ver Cap. III).

ROCHAS QUARTZO-FELDSPÁTICAS

Este grupo inclui metavulcanitos ácidos e intermédios com quantidades globais de alumina e de ferro e magnésio, muito variáveis.

A Formação de A. Casais e os filões félscicos da Formação de Valbenfeito contêm médias de Al_2O_3 de aproximadamente 14% e 18% respectivamente, e baixos teores de $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(\text{w})}$ e MgO (< 4%) enquanto que na Formação do Facho, os metavulcanitos apresentam valores de Al_2O_3 e Fe_2O_3 muito variáveis (com Al_2O_3 entre 7,7 e 14,4% e Fe_2O_3 entre 1,7 e 11,7%). Estas grandes diferenças refletem-se naturalmente, nas associações mineralógicas presentes nos dois tipos de rochas como sobressai nas figuras 31 e 32. Além do quartzo e feldspato, a biotite é um mineral geralmente comum às várias associações, as quais, como veremos, não fornecem bons indicadores petrogenéticos.

A presença de biotite nas rochas quartzo-feldspáticas, ao contrário do que acontece nas rochas pelíticas, demonstra, só por si, a dependência deste mineral relativamente à composição global da rocha. Como se observa na figura 31 este mineral ocorre, neste grupo, em algumas associações com fengite e feldspato K embora nunca assuma forte expressão. A sua presença não permite, no entanto, estabelecer qualquer limitação na gama de P e T já estimadas por intermédio dos metabasitos, dado o seu vasto campo de estabilidade.

As granadas (andradites) ocorrem nos metamorfitos derivados de vulcanitos ácidos (77% de SiO_2 , aproxi-

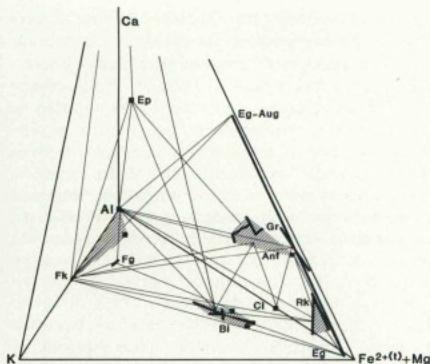


Fig. 31 — Projecção das associações mineralógicas das rochas quartzo-feldspáticas (F. Alto de Casais) no sistema [Al, K, (Fe^{2+} + Mg), Ca]. Os metavulcanitos intermédios projectam-se apenas no plano [Ca, Al, (Fe^{2+} + Mg)].

madamente) com composição química bastante exótica (7,7% de Al_2O_3 ; de 2% CaO; de 2% Na_2O ; de 3% K_2O ; de 7,7% FeO). As associações mineralógicas que as contêm, incluem também clorite além de actinolite e horneblenda. Estes dados levam a supor que as granadas terão resultado principalmente da particular composição da rocha.

LOU (1974) verificou que a andradite é estável numa larga gama de pressões, temperaturas e fugacidades de oxigénio, existindo também, referências da ocorrência de

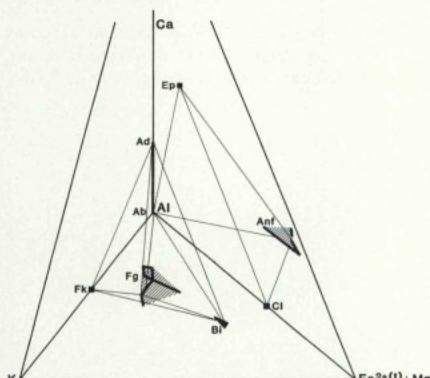


Fig. 32 — Associações mineralógicas no sistema [Al, K, (Fe^{2+} + Mg), Ca] das rochas quartzo-feldspáticas da F. Facho.

soluções sólidas — andradite-grossulária — em metamorfismos de muito baixo grau (COOMBS *et al.*, 1977).

Outro tipo de granadas observado apenas na amostra M.891 corresponde a soluções sólidas com proporções moleculares equivalentes de espessartina-almandina-grossulária (por ordem decrescente de participação). Esta amostra, foi recolhida na parte norte da região, a W do V.G. do Facho, e difere apenas dos filitos e quartzo-filitos da região sul nas proporções relativas de alcalis e CaO, embora as suas granadas contenham maior participação da componente almandina. Este facto, embora só por si não possa fornecer indicações seguras sobre um aumento da fO_2 na parte sul da região, reforça as indicações já sugeridas, neste sentido, pelas associações nas rochas básicas.

As associações mineralógicas que contêm estas granadas incluem também clorite e ferristilpnomelana. Este mineral embora seja fortemente dependente da composição total da rocha, como já foi referido, apresenta-se porém sob a sua forma oxidada nestas rochas quartzo-feldspáticas, ao contrário do que se observou nos metabasitos, o que parece indicar mais elevada P_2O_5 nesta zona.

As anfíbolas cálcicas de composições correspondentes a actinolite-horneblenda ocorrem nas rochas de composições intermédias de toda a região, associadas ou não à clorite e epidoto. As substituições nas observadas são idênticas às já descritas nas rochas básicas.

A riebequite-magnesio-riebequite, associada à egirina (e/ou à egirina-augite) com baixo teor de molécula jadeítica é, também, um mineral estável numa vasta gama de P-T. ERNEST (1962) observou que a estabilidade da riebequite a pressões de oxigénio tamponadas por hematite-magnetite vai até 469 e 515°C a pressões de vapor de 250 e 2000 bars, respectivamente. Mais baixas fugacidades de oxigénio favorecem o aumento da componente arfvedsonítica. A figura 11 mostra que as anfíbolas sódicas observadas caem geralmente dentro dos campos da riebequite e magnésio-riebequite, havendo apenas algumas amostras de composição crossítica e magnesio-arfvedsonítica. Neste último caso, as amostras que contêm estas anfíbolas situam-se muito próximo do carreamento do Facho e incluem principalmente anfíbolas de composição riebequítica.

A presença de crossite pode estar relacionada com o episódio de alta pressão observado na região de M. L. RIBEIRO, 1976; A. RIBEIRO *et al.*, 1983; MUNHÁ *et al.*, 1984); porém, os dados actuais permitem apenas considerar esta ocorrência esporádica, como indicativa da mais elevada pressão do metamorfismo regional contemporâneo da 1.^a e 2.^a fases de deformação.

A magneso-arfvedsonite pode estar relacionada com o metamorfismo, ou com fenômenos magmáticos tardios relacionados com a instalação das rochas peralcalinas.

IV. 3. CONCLUSÕES SOBRE O DESENVOLVIMENTO DO PROCESSO METAMÓRFICO

As relações texturais indicam que o processo metamórfico na região estudada deverá ser referenciado relativamente à segunda fase de deformação. A terceira fase é extremamente suave, como foi acentuado no Cap. III, dificultando a delimitação do processo metamórfico. Entre a primeira e a segunda fase de deformação, a razão P/T aparece como suficientemente elevada para produzir exclusivamente efeitos cisalhantes com esmagamento da granulometria, cataclase, milonitzação, por vezes deixando algumas relíquias de corpos litológicos estirados e menos esmagados que a restante matriz. Efeitos deste tipo são mais persistentes nas rochas quartzo-feldspáticas, sobretudo nas litologias mais competentes e variadas, e têm sido descritos em regiões onde (como em Trás-os-Montes) a tectônica tangencial teve um papel muito importante. Este episódio deverá corresponder ao que permitiu o desenvolvimento dos designados filonitos da região de Rebordelo-Vinhais (FERREIRA, 1964).

O gradiente metamórfico aumenta, pois, no final da segunda fase de deformação. O Quadro II apresenta as relações entre a cristalização das diferentes fases mineralógicas e as fases de deformação evidenciando que o clímax metamórfico se atingiu posteriormente à segunda fase.

A análise da evolução das fases mineralógicas permitiu verificar que o gradiente metamórfico aumentou de norte para o sul da região. O estudo da evolução química dos

parâmetros estruturais das anfíbolas, permitiu também observar que esse gradiente foi inicialmente semelhante em toda a região, modificando-se posteriormente sobre tudo na zona Sul, abaixo da linha Morgadio-Sobreiro 3°. As associações mineralógicas e a composição de alguns minerais correspondentes ao primeiro episódio tectono-metamórfico, correspondem a condições da fácies dos xistos verdes em gradiente de pressão intermédia (do tipo Barroviano). As características mineralógicas e texturais, na região sul, indicam que houve então um incremento de temperatura relativamente à pressão total, embora com concomitante aumento da H_2O e, sendo o regime de fluidos extremamente irregular. O principal efeito deste regime foi o de facilitar o desenvolvimento da recristalização dos minerais metamórficos, nas zonas de maior circulação de fluidos (como planos de carreamento e outras superfícies de discontinuidades geológicas). As temperaturas atingidas neste último episódio foram da ordem dos $520^{\circ}C$ ($> 465^{\circ}$ e $< 565^{\circ}$) e $\text{e}^{\text{CO}_2} < 0,4+0,1$ e portanto, situando-se já dentro da fácies anfibólita. O tipo bárico deste último episódio possui características mais próximas do metamorfismo de tipo de baixa pressão.

A posição estrutural da região estudada corresponde a um «duplex» com uma «rampe lateral» (a Falha do Torto) deverá ter contribuído de forma decisiva, para a evolução do gradiente metamórfico na zona sul da região (ver GRAHAM & ENGLAND, 1976; WINCHESTER & MAX, 1984).

A figura 33 apresenta uma estimativa da evolução do gradiente metamórfico nesta região durante o período compreendido entre a segunda e a terceira fases tectónicas.

A ausência de texturas correspondentes ao metamorfismo de contacto (como sejam: porfiroblastese de andalusite, biotite, etc.) é interpretada como resultado das

QUADRO II

Relações recristalização-deformação

Fases de deformação	1 st + 2 nd	3 rd
az	-----	-----
ab	-----	-----
micr	-----	-----
cros/rk/mrk	cross rk/rk	mrk/rk
eug/eq	-----	eq -----
mag/hm/ilm	-----	-----
bi	-----	-----
feng	-----	-----
clanf	-----	act horn
clpx	-----	-----
gr	-----	-----
ep	-----	-----
stp	-----	-----
preh	-----	-----
cc	-----	-----

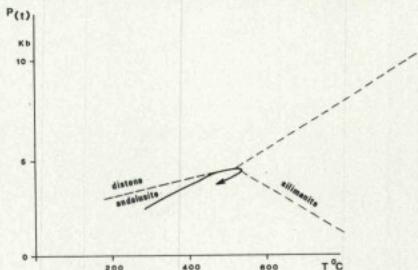


Fig. 33 — Evolução do gradiente metamórfico na região de Macedo de Cavaleiros.

elevadas ^{18}O que expandiram o campo de estabilidade de certos minerais (fengite) durante este episódio metamórfico.

Outro aspecto relacionado com o metamorfismo regional é a porfiroblastese da albite evidenciada em toda a região especialmente nas imediações dos contactos litológicos (ver fig. 14). Este fenômeno principalmente contemporâneo do final da segunda fase de deformação demonstra que uma das componentes da natureza química dos fluidos prevalecentes, terá sido o Na_2O . Este aspecto deverá ser tomado em consideração quando se estudarem outras zonas em posição tectônica semelhante, onde não ocorra porfiroblastese de albite para se poder concluir sobre a influência deste tipo de fluidos na recristalização metamórfica.

A idade geocronológica do granito sintectônico Romeu, ainda actuado pela terceira fase de deformação, corresponde a $302 \pm 7\text{ Ma}$ (Schermerhorn, comun. oral). Assim, o espaço de tempo que medeia entre o início da segunda fase de deformação e a instalação deste granito, deverá ser bastante longo, segundo os dados disponíveis, mas o metamorfismo observado na região estudada deverá situar-se mais próximo da 2.^a que da 3.^a fase de deformação. Este último período de tempo corresponde, em Trás-os-Montes, ao afrouxamento de tensões por destruição do orógeno e à subida das isogeotermas por reequilíbrio isostático depois da instalação dos mantos de carreamento (MUNHÁ *et al.*, 1984).

A evolução do gradiente metamórfico na região estudada é do tipo do previsto naquele modelo, no entanto, as causas da subida do gradiente parecem estar principalmente dependentes da tectónica (M. L. RIBEIRO, 1988).

V. MAGMATISMO

Com base nalguns elementos-traço mais significativos, estabeleceu-se já a presença de dois grupos de rochas maficas nesta região (M. L. RIBEIRO & A. RIBEIRO, 1982, 1983; M. L. RIBEIRO, 1987a):

- O Grupo de Carrapatas constituído pelos mafitos da Formação com o mesmo nome, e os filões intrusivos nas Formações do Alto da Sequeira, Facho e Alto de Casais, correspondendo a uma série alcalina transicional. Esta série, por um complexo processo de imiscibilidade líquida e cristalização fracionada, produziu os vulcanitos peralcalinos da Formação do Facho;
- O Grupo Macedo, constituído pelos mafitos da Formação de Macedo de Cavaleiros e do Complexo de Valbenfeito, correspondendo a uma série toléitica tipo MORB transicional.

Por outro lado, demonstrou-se, também, que os vulcanitos felsicos peralcalinos da Formação do Facho e os filões trondjemíticos do Complexo de Valbenfeito, são geoquímica e petrologicamente diferentes entre si e dos riolitos calco-alcalinos da Formação de Alto de Casais (M.L. RIBEIRO, 1987a, b).

Resta-nos agora apresentar alguns dados complementares de geoquímica das diferentes formações litológicas e ao mesmo tempo tratar alguns aspectos relativos à origem e ambiente tectónicos de instalação dos magmas regionais.

Dada a inexistência de mineralogia magnmática original, os resultados obtidos baseiam-se essencialmente na análise química de 146 amostras (obtidas por FRX), cujas médias e desvios se apresentam nos Quadros IV e V.

V.I. ROCHAS MÁFICAS

No grupo das rochas maficas estão incluídas: a quase totalidade de amostras da Formação de Carrapatas (C.Ia, b, c; C.III e CB); todas as amostras da Formação de Macedo de Cavaleiros (M.I e M.II); os metagabros do Complexo de Valbenfeito (B.I); todos os filões intrusivos nas Formações de Sequeira, Facho e Alto de Casais (SB, FB e AB).

Alguns elementos incompatíveis permitiram já definir nestas rochas dois grupos correspondentes a séries de diferenciação distintas (RIBEIRO, *op. cit.*). A figura 34 permite visualizar a variação das quantidades globais de todos os elementos analisados relativamente ao Manto Primitivo dos dois grupos definidos:

- Grupo Carrapatas (constituído pelas rochas da F. Carrapatas e filões intrusivos em F. Sequeira, Facho e Alto de Casais);
- Grupo Macedo (constituído pelas rochas de F. Macedo de Cavaleiros e metagabros do C. Valbenfeito).

Nas amostras estudadas, todos os elementos se apresentam enriquecidos relativamente às concentrações típicas do M.P., excepto em Ni, Cr, Co e Mg. Os desvios verificados relativamente aos metais de transição são, em parte, devidos à mobilidade destes elementos durante os processos subsequentes ao magmatismo. Nota-se que cerca de uma dezena de quilómetros a N da região estudada existiu na mina de manganês (mina da Amendoeira).

Relativamente ao Grupo Macedo, o de Carrapatas contém teores mais baixos de Ni, Cr, Mg, Co e Sc e mais elevados de Zr, P, Nd, Nb, Sr, Ce, La, Ba, Th e

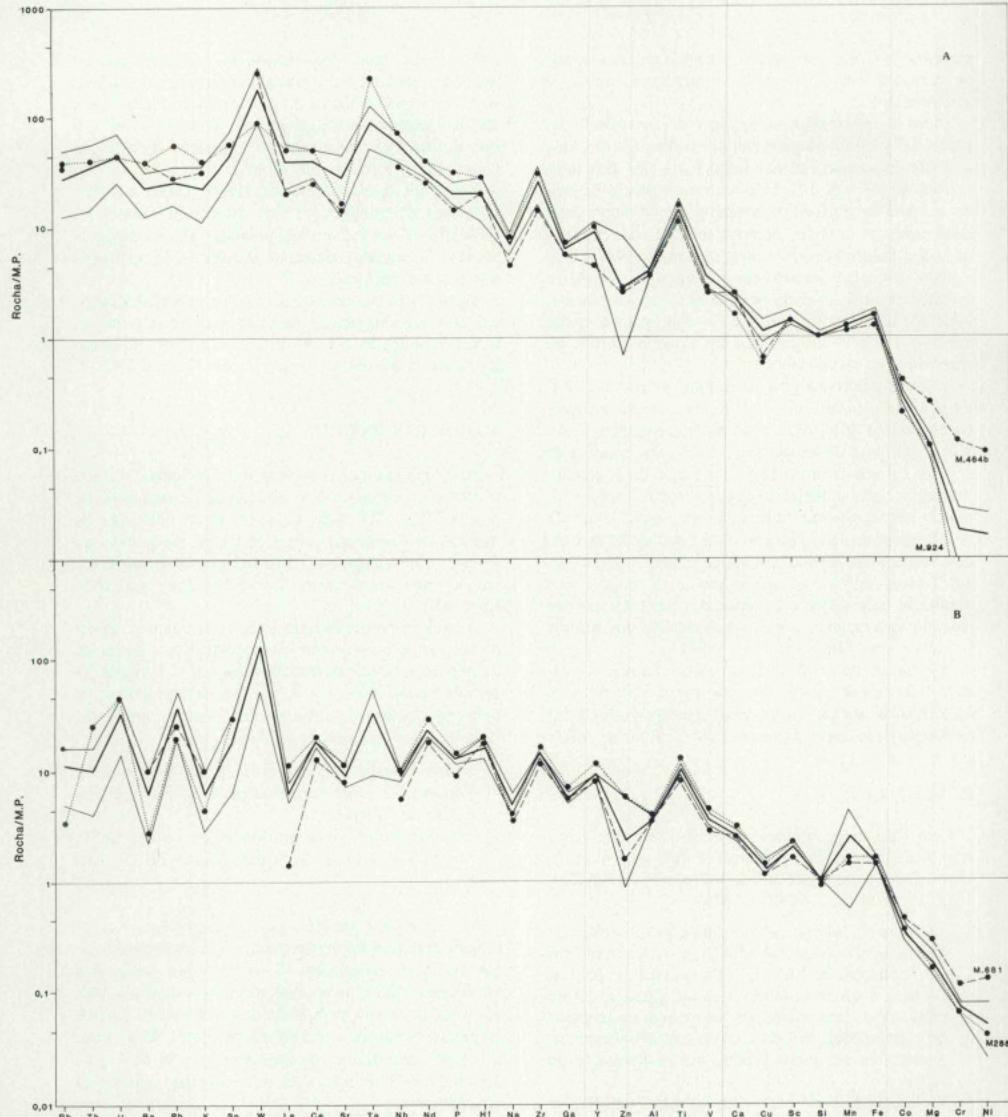


Fig. 34 — Diferentes aspectos de composição química dos dois grupos de rochas maficas e de algumas amostras da região de Macedo de Cavaleiros normalizados para o Manto Primitivo (apêndice 2). A-Gr. Carrapatas; B-Gr. Macedo. (A traço cheio figuram as médias e desvio padrão).

Rd. É no Grupo Carrapatas que o Cr apresenta maior dispersão e se encontram os mais baixos valores de Y. Por outro lado, é no Grupo Macedo que surgem os mais elevados teores de Mn.

Relativamente aos elementos maiores, e não obstante a sua mobilidade nesta região, já evidenciada nos capítulos anteriores pela referência à porfiroblastese de albite e magnetite e presença de vénulas de calcite, quartzo e epídoto, verifica-se que permitem ainda evidenciar as características fundamentais dos magmas originais.

Assim, a análise dos diagramas da figura 35 revela as seguintes características específicas de cada grupo:

— A razão $Mg' = 100Mg/(Mg+Fe)$, geralmente tomada como um índice evolutivo, apresentando no Grupo Carrapatas a sua maior amplitude de variação, atribuindo-lhe maior grau de diferenciação magnética, enquanto que o Grupo Macedo, detendo os valores geralmente mais elevados, corresponde a rochas mais primitivas, no sentido de menos diferenciações. Ainda relativamente a este índice, verifica-se que existe uma correlação positiva de FeO (bastante nítida no Grupo Macedo) e do TiO_2 , com a diferenciação.

A evolução do FeO% relativamente a Mg' indica forte enriquecimento daquele óxido nos termos intermédios e portanto a inexistência da tendência de Bowen, ou calco-alcalina (MIYASHIRO, 1975). O diagrama AFM corrobora esta afirmação, dado que as amostras apresentam forte enriquecimento em FeO projectando-se geralmente acima do campo calcocalciano (MIYASHIRO, *op. cit.*).

— A figura 35 evidencia a existência de um incremento geral relativo de TiO_2 e de P_2O_5 , em que os valores mais baixos pertencem ao Grupo Macedo e valores muito mais altos ao Grupo Carrapatas. Os altos teores de $P_2O_5\%$ e $TiO_2\%$ observados no Grupo Carrapatas são semelhantes aos presentes nos basaltos alcalinos descritos na literatura (NOCKOLDS, 1954).

— A sílica apresenta diferentes padrões de frequência (fig. 36A), evidenciando-se maior variação no Grupo Carrapatas (46,5-55% SiO_2) relativamente ao Grupo Macedo (48,5-50,5% SiO_2). Este facto aponta no sentido de uma maior diferenciação do Grupo Carrapatas. Existe sobreposição relativa dos valores de SiO_2 nestes dois conjuntos.

— A figura 35E indica a existência de diferentes teores de alcalis relativamente à SiO_2 , nos dois Grupos: o Grupo Carrapatas, apresenta, em geral, razões mais baixas SiO_2 /alcalis, projectando-se no campo alcalino definido por MacDONALD & KATSURA (1964) e IRVINE & BARAGAR (1971); o Grupo Macedo, com razões mais elevadas para aqueles óxidos, projecta-se, sobretudo, no campo subalcalino.

A definição mais rigorosa e a caracterização dos tipos magnéticos só pode ser feita com base nos elementos-trânsito que evidenciam diferentes teores iniciais e diferentes razões elementares, impossíveis de correlacionar por cristalização fraccionada. Refiram-se algumas dessas razões mais significativas (RIBEIRO, *op. cit.*):

[Ce/Y] — 4,02 — G. Carrapatas
— 2,00 — G. Macedo

[La/Ce]N — 1,50 — G. Carrapatas
— 0,40 — G. Macedo

Zr/Nb — 7,20 — G. Carrapatas
— 22,50 — G. Macedo

Y/Nb — < 1,5 — G. Carrapatas
— > 2,5 — G. Macedo

V/Ti/ 10^3 — > 30 < 50 — G. Macedo
— > 50 — G. Carrapatas.

Estes dados permitem concluir que os mafitos do Grupo Carrapatas correspondem a uma série alcalina-transicional e os do Grupo Macedo, a uma série toléitica.

Na figura 37 apresentam-se os perfis normalizados, para os basaltos oceânicos das cristas médias (actuais), MORB típico (PEARCE, 1983), de um conjunto de elementos analisados em cada série estudada. Este conjunto de elementos apresenta-se ordenado (ver PEARCE, *op. cit.*) (exceptuando Sr, K e Rb) por ordem decrescente de incompatibilidade (relativamente ao ilherzolito com granada). Os três elementos atrás citados foram colocados à esquerda pelo facto de serem geralmente móveis (devido aos seus baixos potenciais iónicos, < 3) o que aliás acontece também com o Ba.

Como se pode observar, a configuração geral dos perfis é diferente nos dois casos: o Grupo Carrapatas apresenta um incremento contínuo, bastante mais rápido que o Grupo Macedo, dos elementos mais incompatíveis, desde o Y até ao Ta. No Grupo Macedo, além da uniformidade dos seus perfis salienta-se, ainda, a inflexão das curvas no Nb (pequena anomalia negativa). Do Ta ao Sr observa-se o decréscimo progressivo, de forma não sistemática em ambos os casos.

Os líquidos mais primitivos, representados respectivamente pelos perfis correspondentes às amostras M.464B (Gr. Carrapatas) e M.681 (Gr. Macedo), são igualmente distintos, seguindo as tendências gerais atrás observadas. Os perfis do Grupo Macedo apresentam maior semelhança com o MORB típico de PEARCE (1983) quer no que respeita a teores quer relativamente ao próprio tipo de evolução. Os perfis das amostras

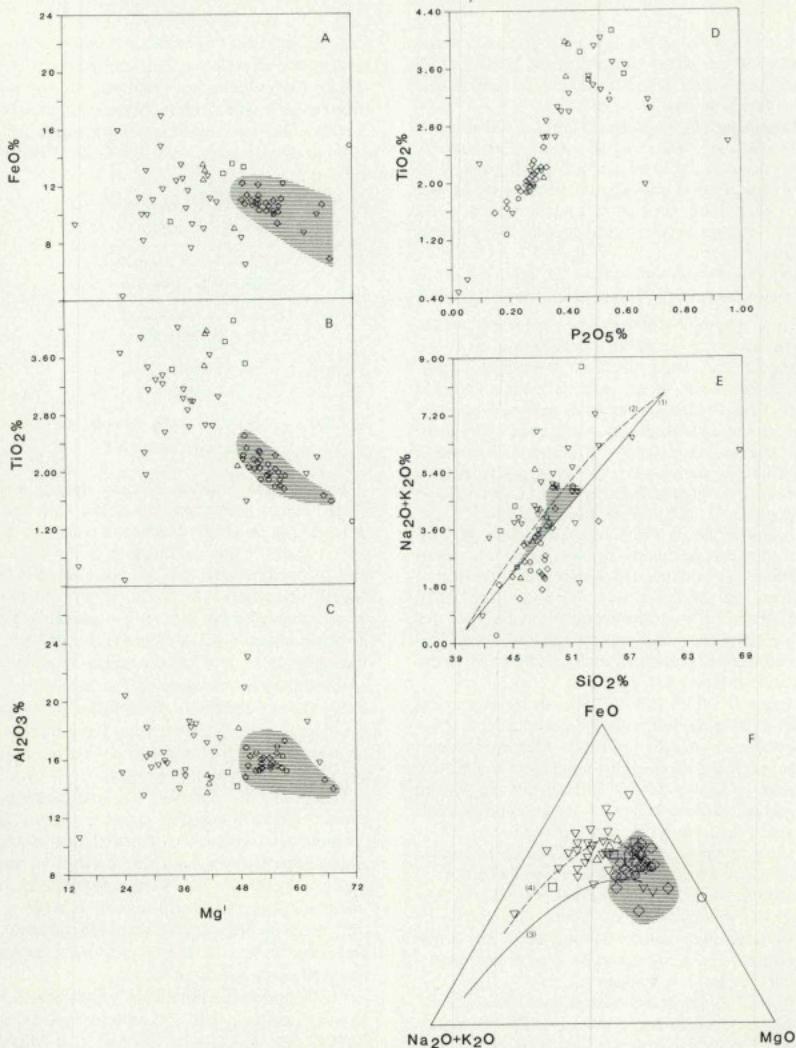


Fig. 35 — Vários diagramas discriminantes para as rochas maficas, construídos com elementos maiores.

Curvas: 1 (MacDONALD & KATSURA, 1964); 2 (IRVINE & BARAGAR, 1971); 3 e 4 (MIYASHIRO, 1975).

Símbolos:

□ — F. Facho e A. Sequeira; ▽ — F. Carrapatas; △ — F. A. Casais; ◊ — F. Macedo de Cavaleiros; ○ — Compl. Valbenfeito. O sublinhado facilita a observação do Gr. Macedo.

B

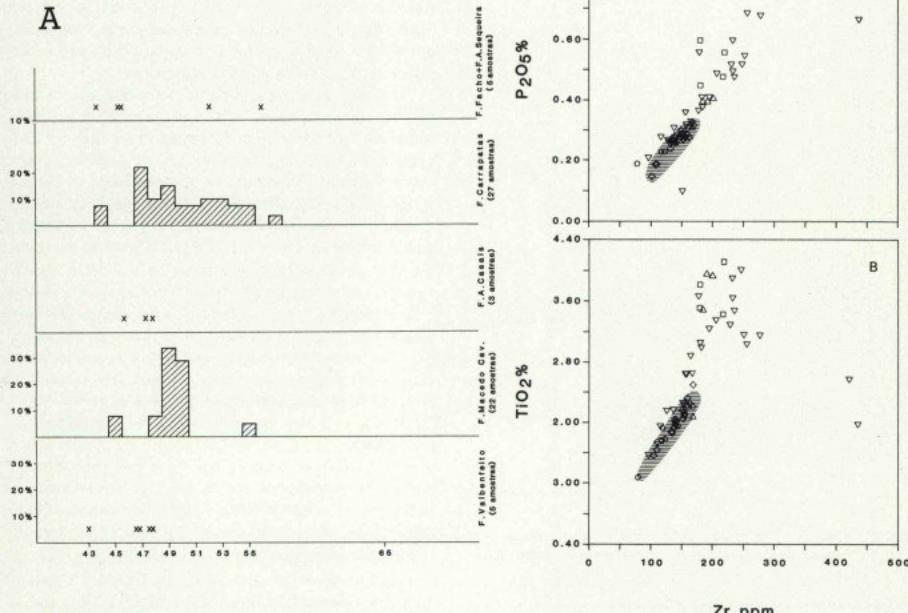


Fig. 36 A — Diagramas de frequência da sílica das rochas maficas das várias formações estudadas.
Fig. 36 B — Diagramas TiO₂ e P₂O₅, versus Zr nos Grupos Carrapatas e Macedo.

Símbolos:

▽ e □ — Gr. Carrapatas; ○ e ◊ — Gr. Macedo. (O sublinhado em A e B facilita a observação do Gr. Macedo).

M.924 (Gr. Carrapatas) e M.288 (Grupo Macedo) apresentando um incremento geral na concentração dos elementos incompatíveis, indicam a existência de fraccionamento em ambas as séries maficas.

SUN *et al.* (1979) discutem as características dos vários tipos de MORB baseados nos seus perfis de REE e nas razões entre alguns elementos incompatíveis. Assim, aqueles autores distinguem MORB dos tipos — Pluma (ou enriquecido), Normal (ou empobrecido) e Transicio-

nal. As razões de [La/Sm]N entre 0.98 e 1.08 encontradas nos metabasitos do Grupo Macedo indicam que este Grupo cabe no tipo Transicional.

Os perfis obtidos para os líquidos correspondentes aos mafitos do Grupo Carrapatas apresentam características dos basaltos alcalinos intraplaca — semelhantes aos apresentados por NORRY & FITTON (1983) para a «linha dos Camarões» e Quénia e por PEARCE (1983) para o Havaí, Etiópia e Antártida.

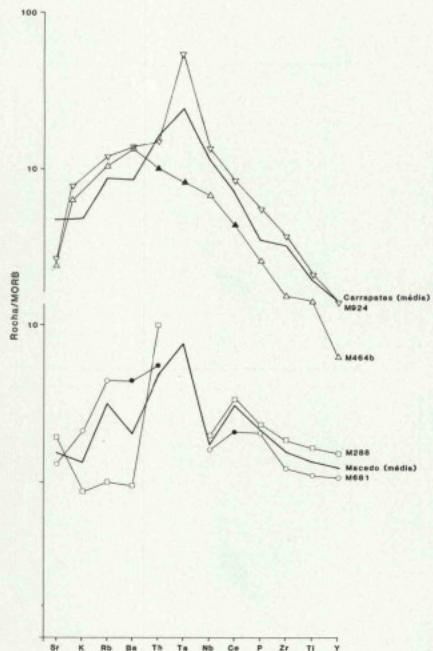


Fig. 37 — Diagramas de PEARCE (1983) para as séries maficas de Macedo de Cavaleiros (a traço cheio figuram as respectivas médias).

◆ ● — determinados por activação neutrónica.

Evolução dos Magmas Máficos

A figura 38 A, B e C, onde se projectaram Ni, Cr e Sc, elementos altamente compatíveis nas redes da olivina e da clinopiroxena respectivamente, versus o Zr que possui um coeficiente de distribuição global muito inferior ($D \ll 1$), verifica-se a existência de uma forte correlação negativa daqueles elementos com o Zr, demonstrando fraccionamento — a baixa pressão, dos minerais citados. A projeção do Ni/Cr (fig. 38D), mostra que estes dois elementos apresentam não só correlação positiva e distintos quantitativos nos dois grupos, como ainda diferentes razões. Embora os coeficientes de distribuição para estes dois elementos, quer para a olivina, como para a clinopiroxena, sejam bastante dependentes da temperatura (DRAKE, 1976), verifica-se,

que no Grupo Macedo, o Ni decrece mais rapidamente relativamente ao Cr, indicando uma maior capacidade de fraccionar olivina relativamente à clinopiroxena, que o Grupo Carrapatas. Este facto resulta, provavelmente, de o Grupo Macedo ser mais primitivo que o Grupo Carrapatas. No entanto, ambos os grupos demonstram forte fraccionamento de clinopiroxena. Também as relações Sc/Zr (fig. 38C) mostrando maior enriquecimento do Sc, no Grupo Macedo, para comparáveis graus de fraccionamento, reforça aquelas afirmações.

Naturalmente a plagioclase foi outra fase que fraccionou em ambos os casos. Aliás, esse facto é evidenciado, sobretudo na Formação de Carrapatas (ver Cap. II) com o aparecimento de pequenos maciços de cumulados com enormes cristais deste mineral (e quantidades de Sr que atingem 3560 ppm). No entanto, não faz qualquer sentido quantificar essa fraccionamento dado que os elementos maiores susceptíveis de dar informações como o próprio Sr, com coeficiente de distribuição > 1 para aquele mineral, são extremamente vulneráveis ao metamorfismo e à alteração (apresentando forte dispersão nos diagramas) e que as análises de REE de que dispomos (fig. 39) correspondem apenas às amostras consideradas mais primitivas, em cada série. A figura 38E, em que se pode observar uma correlação negativa da razão $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ com o titânio, permite-nos prever a existência de fraccionamento de plagioclase em ambos os Grupos (ter uma ideia da sua proporção), visto que este mineral possuindo elevados valores de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Ti}$ determinará, ao fraccionar, incremento relativo de Ti. No entanto, como demonstram os dados de campo, através da presença de cumulados de plagioclase, a fraccionamento deste mineral assume características particulares no Grupo Carrapatas. Também a diminuição dos teores de P_2O_5 e TiO_2 , com a diferenciação (fig. 36 A e B) indicam fraccionamento de apatite e magnetite ou titano-magnetite respectivamente a partir dos líquidos do Grupo Carrapatas.

Assim, poder-se-ão estabelecer, como prováveis para cada um dos Grupos de rochas maficas, as seguintes seqüências de fraccionamento:

Grupo Macedo: olivina; olivina + plagioclase + clinopiroxena.

Grupo Carrapatas: olivina; olivina + plagioclase + clinopiroxena; titanio-magnetite + apatite.

Outro processo normalmente considerado na evolução dos magmas é a contaminação produzida pelo encaixante nas câmaras magnéticas.

O tipo de contaminação pode dar informações muito importantes sobre o ambiente de instalação do magma.

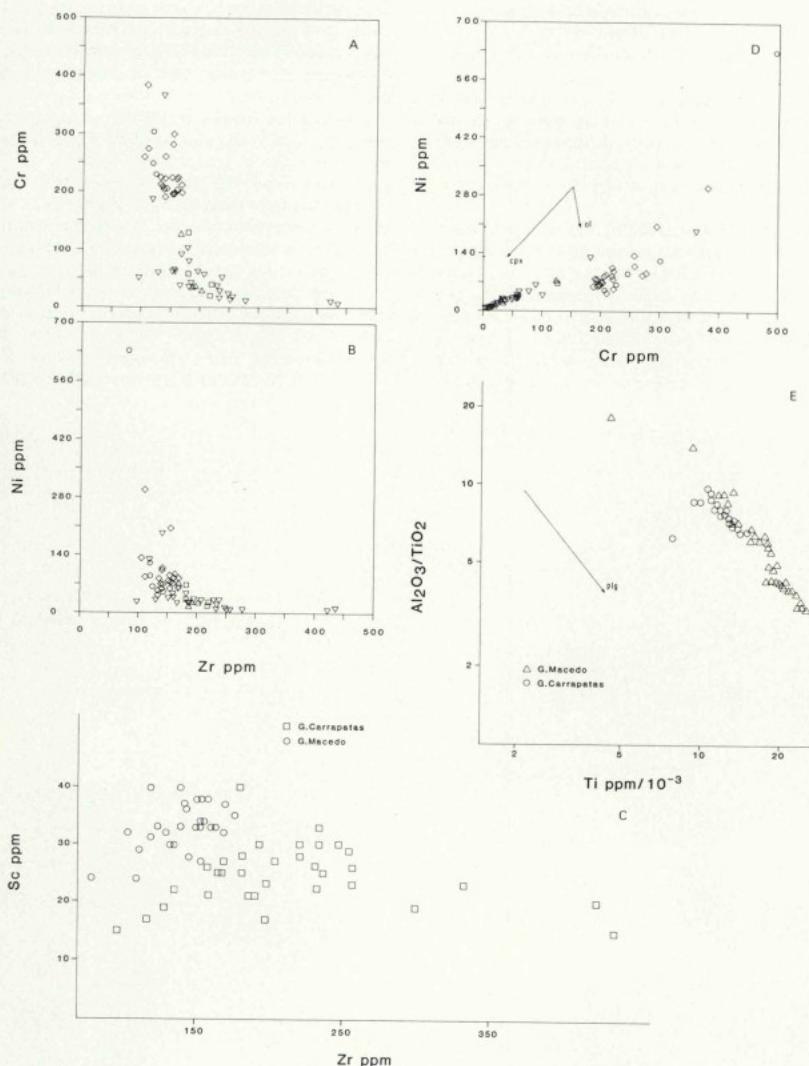


Fig. 38 — Variação dos elementos compatíveis, com a diferenciação. (Em A, B, D e E símbolos como na fig. 36). Setas indicam a tendência do líquido na fracionação de 5% de ol; 5% clpx; 10% plag.

No entanto, o efeito da contaminação é muitas vezes difícil de dissociar do efeito da fracionação, especialmente em séries de rochas antigas e que sofreram metamorfismo.

PEARCE (1983) calculou os principais tipos de contaminação magnética relativamente ao ambiente da sua instalação, comparando os perfis de elementos incompatíveis (semelhantes aos atrás referidos) de magmas extrusivos em regiões onde o tipo de contaminação é incontrovertido.

Relativamente à contaminação crustal aquele autor conclui que não sendo possível construir um modelo geral para descrever adequadamente os seus efeitos químicos dada a vasta gama de rochas crustais que podem participar na contaminação e dadas as probabilidades de algumas delas fundirem apenas parcialmente, este tipo de contaminação deverá ser estudado caso a caso, com base na análise simultânea

das características isotópicas de cada magma e dos seus elementos-traço. No entanto, altos valores de Th e Ba são, segundo PEARCE (*op. cit.*), os melhores indicadores de contaminação crustal, sem no entanto constituir um diagnóstico.

Utilizando os critérios de PEARCE (*op. cit.*) e presumindo que quer o aumento de cristalização fraccionada como a redução do grau de fusão parcial apenas terão produzido o desvio das curvas dos perfis de normalização mais ou menos paralelamente a si próprias no sentido do enriquecimento normal destes elementos incompatíveis, a observação da figura 40 mostra que existe principalmente um enriquecimento relativo de Ta e Th no Grupo Macedo, enquanto o Grupo Carrapatás apresenta sobretudo um enriquecimento relativo de Ta além de Ce, Nb e Th. Os elevados valores de Ta apresentados nos perfis correspondentes ao Grupo Macedo poderão reflectir o processo analítico (40% dos

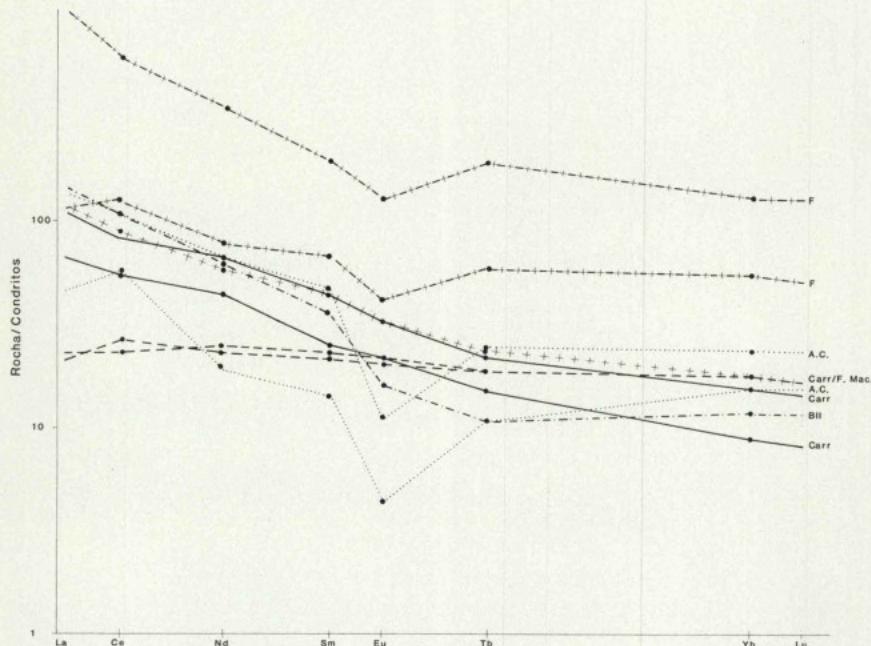


Fig. 39 — Perfis de REE normalizados para os condritos de algumas amostras representativas das várias Formações da região de Macedo de Cavaleiros. (As letras correspondem às iniciais dos nomes das formações a que pertencem as amostras).

valores situam-se abaixo do limite de detecção). No entanto, a homogeneidade deste Grupo permite prever a tendência de uma anomalia positiva deste elemento. Os elementos colocados à esquerda do Th, embora difíceis de avaliar pelas razões já atrás apontadas, não parecem apresentar anomalias significativas. As fontes prováveis de contaminação em Th e Ta poderão ser distintas como vimos atrás — sendo o Ta geralmente atribuível a contaminação mantélica, enquanto o Th poderá resultar de contaminação mantélica, da litosfera subcontinental ou ainda da crusta continental.

Na figura 40 pode-se observar que todas as formações apresentam um enriquecimento relativo em Th, mas apenas as séries maficas e a Formação do Facho possuem um enriquecimento anómalo em Ta. Nestas condições, a anomalia positiva de Ta deverá corresponder a uma característica da natureza do manto que gerou os magmas maficos, enquanto a anomalia positiva Th poderá estar relacionada com maior ou menor contaminação crustal.

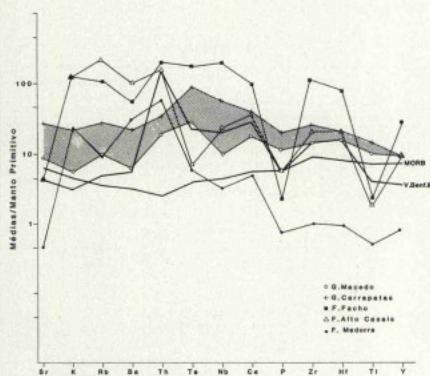


Fig. 40 — Projeção das médias das várias Formações da região de Macedo de Cavaleiros e da composição MORB (PEARCE, 1983) normalizadas para o Manto Primitivo. O sombreado representa-se o campo das rochas maficas.

Com base nos factos expostos, podemos concluir que os mafitos da região estudada apresentam indícios de alguma contribuição crustal e, também, exibem fortes probabilidades de possuirem alguma componente mantélica ou/e da litosfera subcontinental.

AMBIENTE TECTÔNICO DE INSTALAÇÃO DOS MAGMAS BASÁLTICOS

Nos diagramas Ti-Zr-Y.3 e Zr/Y-Zr pode-se observar que o Grupo Carrapatás corresponde a uma série intraplaca, enquanto o Grupo Macedo se projecta no campo dos basaltos dos fundos oceânicos (M. L. RIBEIRO, 1987a).

O Grupo Macedo com $0,98 < (\text{La}/\text{Sm})\text{N} < 1,08$ corresponde a MORB tipo transicional, semelhante ao de $61^{\circ}\text{--}63^{\circ}\text{N}$ em Reykjanes Ridge, ao Sul da Islândia e 45°N da crista média atlântica (SUN *et al.*, 1979).

No entanto, a presença de uma anomalia positiva de Th e também a presença dos filões felsíticos (B.II) resultantes de fusão parcial de metamorfitos básicos permitem inferir proximidade crustal (M. L. RIBEIRO, 1987b).

Quanto aos basaltos alcalino-transicionais do Grupo Carrapatás, o problema consiste em distinguir se o seu ambiente de instalação foi continental ou oceânico. Como vimos atrás usando os critérios de PEARCE (1983) os mafitos de Carrapatás não apresentam evidência de contaminação crustal. Contudo, recentemente NORRY & FITTON (1983) ao tentarem fazer a distinção entre basaltos alcalinos continentais e oceânicos na linha dos Camarões, chegaram à conclusão que a semelhança geoquímica entre esses grupos de rochas é flagrante e deve-se ao facto de eles resultarem da mesma fonte, inferior à litosfera e emergirem sem contaminação significativa dessa mesma litosfera. Para aqueles autores, a distinção entre os dois diferentes ambientes poderá ser feita quando existam diferenciados intermédios e/ou ácidos nessas séries, os quais apresentam geralmente os correspondentes efeitos de contaminação quando em ambiente continental.

O Grupo Carrapatás está geneticamente relacionado com os riolitos peralcalinos do Facho, cuja geoquímica não permite apoiar modelos de contaminação crustal, mas cujo ambiente de instalação é preferencialmente continental.

Também a presença da Formação de Alto de Casais, constituída por riolitos derivados de fusão crustal (como veremos adiante) em posição estratigráfica sobrejacente à Formação de Carrapatás, confirma a instalação desta formação naquele ambiente.

ORIGEM DOS MAGMAS MÁFICOS

Considera-se, hoje, perfeitamente estabelecido que as rochas basálticas primitivas derivam da fusão parcial do manto superior de composição ilherzolítica correspon-

dendo as variações dos seus elementos-traço a variáveis graus de fusão de qualquer dos seus três domínios — lherzolito com plagioclase, lherzolito com espinela e lherzolito com granada (ALLEGRE, 1980; RINGWOOD, 1975; HANSON, 1977; WOOD, 1979; FUJII & SCARFÉ, 1985). Na impossibilidade de observação directa da mineralogia original para determinação das fontes correspondentes às séries máficas em estudo, recorreu-se a alguns elementos-traço cujo fraccionamento, no decurso dos diferentes processos genéticos, é consideravelmente superior ao dos elementos-maiores (e portanto, mais discriminatório), permitindo estabelecer constrangimentos na dedução das composições dos líquidos primários e da própria fonte mantélica.

Nenhuma das análises das Tabelas XVII-XIX representam composições de magmas primários (FREY *et al.*, 1978). Seleccionaram-se no entanto, como menos evoluídas de cada grupo, as amostras M.464b (G. Carrapatas) e M.681 (Gr. Macedo) (Quadro I), por constituir os estádios mais próximos desses magmas primários, caracterizados por mais baixos índices de diferenciação (Mg') e por teores mais elevados de elementos compatíveis (Ni-192 e 298; Cr-364 e 382, respectivamente).

A partir da equação de fraccionação de RAYLEIGH(*), considerando como coeficiente de distribuição global do Ni durante a cristalização inicial $D_{Ni} = 10$ (GAST, 1968; FREY *et al.*, *op. cit.*), e assumindo que a concentração inicial de Ni no magma primário fosse $C_{Ni} = 350 \text{ ppm}$ (COX *et al.*, 1980), obtiveram-se valores de fraccionação. Assim, o líquido menos fraccionado do Grupo Carrapatas corresponderá, aproximadamente, à fraccionação de 7% do magma primário que originou a série magnética correspondente, enquanto o equivalente no Grupo de Macedo terá resultado de fraccionação de apenas 2% do seu líquido primário.

Para deduzir os efeitos da cristalização fraccionada e calcular os valores prováveis dos líquidos primários, considerou-se a olivina como a única fase a cristalizar até se atingir o estádio dos líquidos menos diferenciados, representados nas amostras estudadas. O quadro III apresenta a composição provável em elementos maiores, dos líquidos primitivos anteriores à fraccionação de 7% e 2% de forsterite (90) dos líquidos representados respectivamente pelas amostras M.464b e M.681.

Relativamente às REE, cujo comportamento geoquimicamente semelhante nos vai permitir a elaboração dos cálculos petrogenéticos atrás mencionados, a fraccionação

QUADRO III

Composições possíveis de elementos maiores dos líquidos originários das séries máficas

	Gr. Carrapatas		Gr. Macedo	
	M. 464b	+ 7 % Fo 90	M. 681	+ 2 % Fo 90
SiO ₂	46,41	47,92	45,64	45,16
Al ₂ O ₃	15,70	14,61	14,52	13,52
FeO	1,30	1,21	1,40	1,30
FeO *	8,69	9,73	9,35	9,34
MgO	9,64	12,31	10,93	13,46
MnO	0,16	0,16	0,19	0,19
CaO	9,43	8,77	9,70	9,02
Na ₂ O	2,20	2,05	1,73	1,61
K ₂ O	0,94	0,87	0,32	0,30
TiO ₂	2,17	2,03	1,65	1,55
P ₂ O ₅	0,31	0,29	0,19	0,18
Mg'	66,4	69,1	67,6	69,5

* (Calculado.)

da olivina terá tido pequeno efeito, dado os baixos coeficientes de partição relativamente àqueles elementos (WOOD, 1979). No Quadro IV figuram as composições dos líquidos primários relativamente às REE depois de deduzidas as percentagens de fraccionação atrás estabelecidas.

QUADRO IV

Composições possíveis, em REE, dos líquidos primários originários dos Grupos Máficos				Enriquecimento dos líquidos mais primitivos relativamente aos condritos.
Gr. Carrapatas M. 464b (M. 464b — 7 % Fracc.)	Gr. Macedo M. 681 (M. 681 — 2 % Fracc.)			Macedo Carrapatas

La	20,5	19,1	6,80	6,6	21x	65x
Ce	44	40,9	21,	20,4	25x	54x
Nd	26	24,2	14,	13,6	23x	44x
Sm	4,82	4,49	4,24	4,14	22x	25x
Eu	1,59	1,49	1,46	1,42	20x	22x
Tb	0,7	0,65	0,9	0,9	19	15x
Yb	1,85	1,72	3,75	3,64	18x	9x
Lu	0,27	0,25	0,54	0,52	16x	8x

No cálculo do grau de fusão utilizou-se a composição do modelo de Piroilito correspondente a 99% do peridotito do Lizard (GREEN, 1964) + 1% de nefelinito (VV3 — I KAY, 1971 referido em RINGWOOD, 1975) como fonte referencial e presumiu-se que o P_2O_5 foi inteiramente fraccionado para o líquido, pelo que o teor deste óxido no líquido primário define o seu grau de fusão (FREY *et al.*, 1978). (A utilização deste modelo deve-se ao facto de ele produzir resultados mais verosímeis que o de RINGWOOD (1966), o qual como o próprio autor

(*) Ver equação na pág. 70.

reconhece, apresenta valores demasiado elevados em TiO_2 , K, Na e P) (RINGWOOD, 1975).

Uilizando também as equações de fusão de equilíbrio (ver HANSON, 1980) (**) calculou-se em aproximadamente 7% e 10,5% o grau de fusão dos líquidos parentais relativos aos Grupos de Carrapatas e Macedo, respectivamente.

7% de fusão parcial é um valor típico para líquidos originais de uma série alcalina-transicional (SUN & HANSON, 1975), enquanto que basaltos toléticos do tipo dos observados no Grupo Macedo têm sido geralmente referidos como requerendo percentagens de fusão, superiores à encontrada para este (FREY *et al.*, 1978; LANGMUIR *et al.*, 1977; WOOD, 1979).

Na figura 41, apresentam-se os perfis de REE correspondentes aos líquidos primitivos originários dos Grupos de Carrapatas e Macedo (Q. IV), que se intersectam mutuamente devido aos diferentes teores e diferentes razões daqueles elementos presentes em cada Grupo.

LANGMUIR *et al.* (*op. cit.*), ao estudarem a pequena área de Famous na Crista Atlântica, observaram fortes heterogeneidades nos elementos-trço, como sejam, a ausência de correlação entre o enriquecimento em LREE e HREE, tendo então descrito o processo de fusão dinâmica, como um processo capaz de explicar as variações observadas em magmas derivados a partir de uma determinada fonte homogênea.

A fusão dinâmica permite variar o grau de fusão parcial do manto superior em ascensão nas zonas de rift e remover os líquidos sucessivamente gerados de forma incompleta misturando-se os líquidos que ficam com o resíduo de cada fusão, com os líquidos resultantes da fusão seguinte.

Por este processo, a fonte ficará sucessivamente empobrecida em elementos incompatíveis, originando magmas com razões elementares distintas — cujos perfis de REE se podem intersecar.

Um caso semelhante ao de Macedo de Cavaleiros é o descrito por WOOD (*op. cit.*) para as ilhas Skye, Escócia, onde os perfis de REE correspondentes aos líquidos primitivos da série de Skye Main Lava e os dos basaltos de Fairy Bridge, também se intersectam mutuamente.

O Grupo Carrapatas possui razões La/Yb elevadas e baixos teores de Y e HREE indicando que a granada era uma das fases mineralógicas presentes no resíduo da fusão; no Grupo Macedo, pelo contrário, as razões La/Yb são baixas e os teores daqueles elementos (Y e HREE)

são mais elevados, sugerindo que aquele mineral não fazia parte da mineralogia residual da fonte em que esta série se originou. Também os teores de Cr e Sc mais elevados no Grupo Macedo deverão estar relacionados com esse facto ou/e com uma maior participação de clinopiroxena na fusão durante a geração deste grupo.

A partir da fusão de um lherzolito com granada (57% ol, 20% opx, 15% cpx e 8% granada), e segundo um processo ligeiramente diferente do de LANGMUIR *et al.* (1977) e de WOOD (*op. cit.*), definiu-se a composição do líquido parental das duas séries, cujo perfil se apresenta na figura 41.

O Grupo Carrapatas terá resultado de 7% de fusão parcial («batch melting») não modal, daquela fonte, (nas proporções de 5% ol, 10% opx, 35% cpx e 50% gr). O Grupo Macedo poderá ter resultado da segunda fusão incremental (***) de 3,5% do resíduo deixado depois da remoção do líquido de Carrapatas (neste estádio o resíduo já não conteria granada). Durante o segundo e

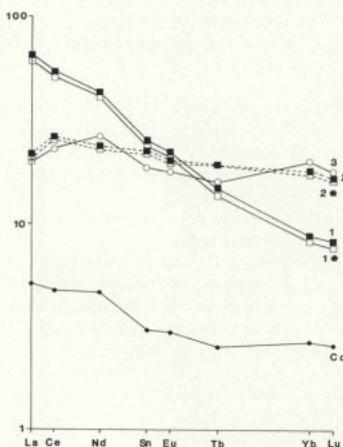


Fig. 41 — Perfis de REE dos líquidos mais primitivos dos Grupos de Carrapatas (1) e Macedo (2), dos líquidos parentais (respectivamente 1* e 2*) e da Fonte inicial Co. O perfil (3) representa a concentração obtida na segunda fusão incremental do resíduo deixado após a remoção do líquido 1*.

(**) Ver equação na pág. 70.

(***) Ver equação na pág. 70.

terceiro episódios de fusão, os minerais que participaram seriam essencialmente a clinopiroxena e a granada.

GAZZ (1970) propõe um modelo ligeiramente diferente para a evolução do vulcanismo na área do Mar Vermelho: as repetidas injeções de material fundido nas zonas de atenuação crustal provoca (ou acelera?) o afastamento dos blocos sílicos nos bordos do rift, levando à interposição de nova crista basáltica. A injeção repetida de magma básico intensifica o gradiente térmico provocando a extensão da zona de fusão até cerca de 10 Km da superfície.

Considerando este modelo, provavelmente mais realista, o Grupo Carrapatas poderia ter resultado da fusão do manto Iherzólico a mais alta pressão (Iherzolito com granada), e o Grupo Macedo, da fusão de um manto mais empobrecido em condições de baixa pressão.

$$(*) C/C_o = F^{(D-1)} \text{ — cristalização fraccionada}$$

F = fração de líquido remanescente

D = coeficiente de distribuição global do elemento para os minerais que cristalizam

C_i = concentração do elemento no líquido fraccionado

C_o = concentração do elemento no líquido original

$$(**) C_o = C_i [F + D(1-F)]; C_r = C_i D \text{ «batch melting»}$$

C_o = concentração inicial do elemento no sistema

C_i = concentração inicial do elemento no sistema líquido

C_r = concentração inicial do elemento no sistema resíduo

F = fração de líquido produzido

D = coeficiente distribuição global = X Kd quando se deu a remoção do líquido

X = fração de cada mineral no resíduo

Kd = coeficiente de distribuição do elemento = concentração do elemento no mineral / concentração do elemento no líquido

$$(***) C^{n+1} = C^n / F^{n+1} + D^{n+1} (1-F)^{n+1} \text{ — fusão incremental n e n+1 — correspondem à ordem dos episódios de fusão}$$

V.2. FORMAÇÃO DO FACHO

As rochas felsicas ocorrentes na região correspondem essencialmente às incluídas nas Formações do Facho e Alto de Casais.

Além destas duas formações riolíticas, ocorrem ainda alguns filões felsicos, de amplitude métrica, intrusivos nos metagabros do Complexo de Valbenfeito (BII).

As formações riolíticas apresentam características muito diferentes entre si, correspondendo a Formação do Facho a uma sequência riolítica.

Os principais aspectos geoquímicos e petrogenéticos desta formação são já conhecidos (M. L. RIBEIRO, 1987a).

Nunca breve resumo, as principais características são as seguintes:

Baixas $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) < 1$ nos vulcanitos maciços F.Ia e F.Ib e $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O) > 1$ nos vulcanitos maciços F.Ic, devendo os primeiros corresponder aos panteleritos e os segundos a comenditos (LACROIX, 1927).

Os vulcanitos bandados não apresentam acmite nas normas e algumas vezes possuem mesmo pequenas percentagens de corindo. Provavelmente estas fácies deverão representar interacções de material vulcânico com o meio de deposição podendo este, eventualmente, ter contribuído com introdução de material aluminoso, lixiviação dos alcalis, etc., dando origem a rochas de composição especial — riolitos mais aluminosos mas ainda com elevada percentagem de fénicos os quais atingem algumas amostras cerca de 15%. Estas razões levam-nos a considerar que os vulcanitos bandados poderão inicialmente ter correspondido também a fácies comendíticas e/ou panteleríticas.

O aspecto mais característico dos panteleritos e comenditos da região estudada é o seu excepcional conteúdo em $Fe_2O_3^{(t)}$ (ver Tab. XXI) geralmente superior ao descrito na literatura (NOBLE & HAFFTY, 1969; BOWDEN, 1974; BAILEY & MACDONALD, 1970; GIBSON, 1970 e 1972; BARBIERI *et al.*, 1975; NOBLE *et al.*, 1979; HAAS, 1985).

Os tufos soldados do rift da Etiópia, «Maii Ethiopian Rift», apresentam valores médios de 8,6% de $Fe_2O_3^{(t)}$ (GIBSON, 1970) que, apesar de ligeiramente inferior a alguns valores de vulcanitos maciços com riebequite ou com egirina dominante, são no entanto, entre os referidos na literatura, os que mais se aproximam deles.

Todos os restantes óxidos se encontram dentro das médias geralmente encontradas por outros autores, salientando-se os baixos valores de MgO e CaO característicos deste tipo de rochas.

Relativamente às várias sub-unidades definidas no campo e na petrografia — vulcanitos com riebequite dominante (Fla), vulcanitos com egirina dominante (Flb) e vulcanitos sem anfíbola nem piroxenas sódicas (Flc) — verifica-se que apresentam algumas características

geoquímicas específicas, sobretudo no respeitante às quantidades de SiO_2 e de CaO presentes para as quais: $\text{Fla} < \text{Flb} < \text{Flc}$; para os $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(w)}$, MgO , K_2O e TiO_2 em que: $\text{Fla} > \text{Flb} > \text{Flc}$. O Na_2O é máximo em Fla .

Relativamente, os vulcanitos bandados, felsícicos, apresentam aumento geral de SiO_2 e K_2O e uma diminuição do Na_2O .

As diferenças analíticas observadas entre vulcanitos bandados e maciços não são facilmente explicáveis por um processo de simples fraccionação e provavelmente refletem não só condições da sua origem, mas também outros fenómenos decorrentes da sua instalação.

Também os teores dos elementos em traço (Tab. XXI) estão contidos entre os citados por outros autores (GIBSON; BARBIERI *et al.*; BAILEY *et al.*; NOBLE *et al.*; *op. cit.*). Em rochas deste tipo são característicos os baixos valores de Sr e os altíssimos valores de todos os elementos incompatíveis.

Relativamente aos vários grupos de vulcanitos cartografados, verificou-se que apesar da grande gama de variação dos elementos dentro de cada conjunto é possível evidenciar certas características próprias em cada um deles. Assim, os valores mais elevados de V , Cr , Ni , Cu , W e Pb encontram-se no grupo Flb (vulcanitos maciços com egirina dominante); os valores mais elevados de Zn , Ga , Y , Zr , Nb , Sn , Hf , Ta , Th , U , La , Ce e Nd foram observados no grupo Fla (vulcanitos maciços com riebequite dominante); o grupo Flc (vulcanitos maciços sem anfíbolas nem piroxenas sódicas) contém mais Sc , Co , Sr e Ba que os anteriores. Os vulcanitos bandados apresentam composições intermédias entre as dos grupos anteriores.

Foram também determinadas algumas composições em REE em riolitos desta formação (Tab. XXV), as quais apresentam algumas diferenças significativas relativamente a alguns dados conhecidos na bibliografia (BOWDEN & WHITLEY, 1974; NOBLE *et al.*, 1979). De uma forma geral, os perfis normalizados da composição destas amostras (fig. 39) apresentam forte enriquecimento relativamente aos condritos, perfis regulares e fracas anomalias de Eu.

ORIGEM DOS VULCANITOS PERALCALINOS

Com base no facto de as rochas de Facho apresentarem as mesmas razões de elementos incompatíveis que os mafitos do Grupo Carrapatas (não-medadamente Nb/Zr , Y/Zr , La/Nb , Y/Ce) com que estão espacialmente associadas, concluiu-se que as duas séries de rochas estão geneticamente relacionadas,

constituindo os magmas peralcalinos o produto da diferenciação dos magmas máficos alcalino-transicionais.

Este tipo de evolução de magmas transicionais teoricamente admitido por COOMBS (1963) e observado por outros autores como BARBIERI *et al.* (*op. cit.*), nos Afar, é justificado exclusivamente através da cristalização fraccionada, o que na região de Macedo de Cavaleiros não pode ser inteiramente confirmado (ver também FITTON & UPTON, 1985).

De facto, a queda drástica de certos elementos (P e Ti) na passagem do líquido máfico para o felsico, durante o processo de diferenciação, conduziu à hipótese de quer o fósforo quer o titânio, ou ambos, terem desempenhado um papel importante na evolução desta série ou então, de constituir, pelo menos, a primeira resposta a determinada evolução (cf. RIBEIRO, *op. cit.*).

Os líquidos, contendo silicatos de Na e K normativos e permitindo a cristalização de acmite, devem ser estudados no sistema $[\text{Na}_2\text{O} — \text{Al}_2\text{O}_3 — \text{Fe}_2\text{O}_3 — \text{SiO}_2]$ designado «sistema peralcalino residual» (BAILEY & SCHAIER, 1966).

Os resultados experimentais são geralmente resumidos num fluxograma e na projecção através do vértice acmite, no plano de composição $[\text{SiO}_2 — \text{Na}_2\text{O} — \text{Al}_2\text{O}_3]$ (fig. 42 A e B).

O plano Acmite — Dissilicato de sódio — Albite que se projecta na linha D da figura 42 A, poderia constituir o plano de saturação do sistema quaternário se não existisse fusão incongruente da acmite e a reacção da hematite com o líquido, produzindo albites e nefelinas ferríferas (EDGAR, 1974). Por esta razão a hematite é uma fase primária na maior parte dos líquidos. A cristalização deste óxido provoca o deslocamento do líquido no sentido do enriquecimento em sílica e composições sub-saturadas dentro do campo da hematite, podem mover-se através do plano de cristalização, para a parte sobre-saturada do sistema (fig. 42 D).

Os pontos mais significativos respeitantes aos líquidos peralcalinos sobre-saturados, são o quaternário — D (Acmite-Hematite-Tridimit-Albite) de reacção (Hm — $>$ liq) e o quaternário eutéctico — B (Quartzo-Albite-Acmite-Dissilicato de sódio) para o qual tenderão os líquidos cristalizando em equilíbrio (fig. 42 B).

Os líquidos dentro do campo [Ac-Ab-SiO₄], mais enriquecidos de Fe_2O_3 , podem terminar a cristalização em D (fig. 42 D). Porém, a cristalização fraccionada com remoção da hematite, ou a ausência da sua reacção com o líquido, pode conduzir os líquidos para o eutéctico B.

Estes dados experimentais são muito importantes e permitem-nos explicar alguns aspectos dos vulcanitos da região estudada.

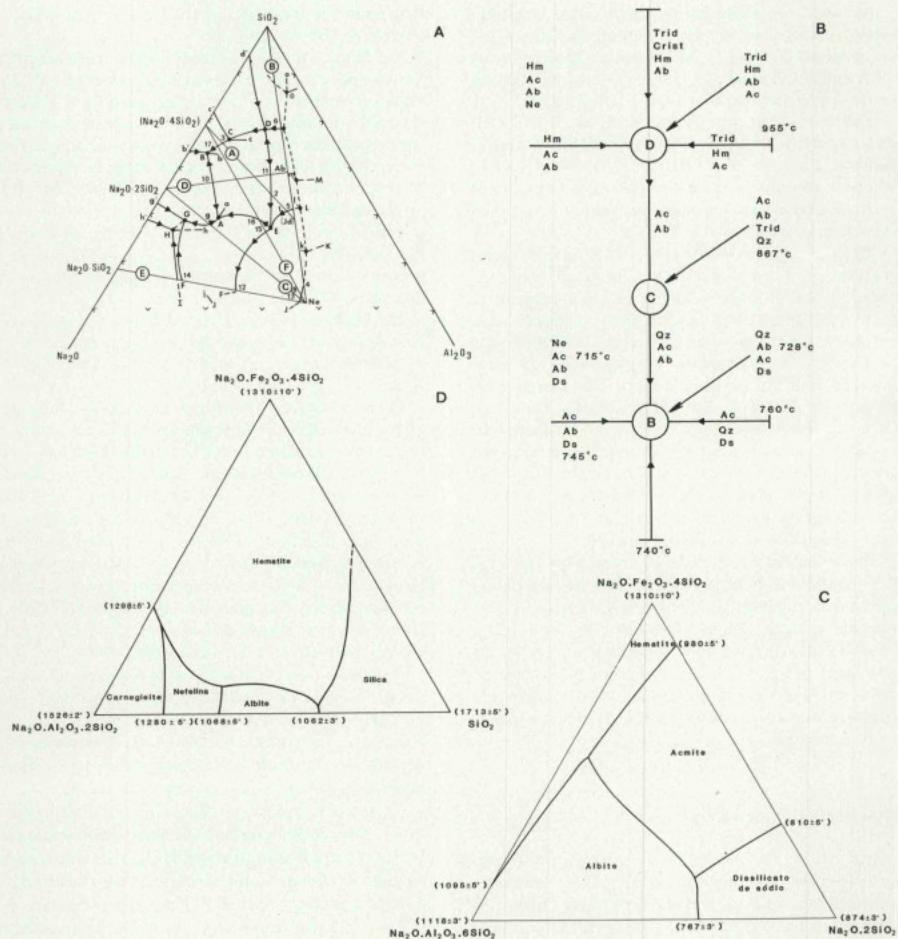


Fig. 42 — Diagramas de fase e tendência de cristalização no sistema peralcalino residual ($\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$), BAILEY & SCHAIRER (1966).

De facto, a precipitação de óxidos de ferro nos vulcanitos do Facho está muito bem documentada no campo em vários clastos desse material que se evidenciam, sobretudo na matriz clara de certas fácies, um pouco por toda a mancha cartografada (Est. VI).

A enorme variação dos teores $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(0)}$ (10 x) e a presença de egirina e riebequite em muitas amostras poderia levar a crer que ambas as condições (cristalização de equilíbrio em D e cristalização fraccionada de óxidos de ferro com a sua remoção do líquido em D) teriam sido conseguidas. No entanto, a remoção do $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(0)}$ parece corresponder a episódios bem definidos no tempo, mais consentâneos com a ocorrência de imiscibilidade que com qualquer processo contínuo de cristalização de equilíbrio ou fraccionada (PHILPOTTS, 1978; SHOOD, 1983 e referências).

Sabe-se que a imiscibilidade no sistema Or-Ab- FeO - Fe_2O_3 - SiO_2 aumenta com a fugacidade do oxigénio (SHOOD, *op. cit.*).

Como argumento a favor da elevada fugacidade do oxigénio na região em estudo pode-se invocar a fraca anomalia do Eu observada nestas rochas (fig. 39). Este elemento, quando é oxidado passando a Eu^{3+} , o seu raio iónico aumenta e impede a sua fácil incorporação na rede da plagioclase em fraccionamento o que provoca aumento do seu teor no líquido residual.

Os líquidos resultantes destes campos de imiscibilidade com teores de $\text{Fe}_2\text{O}_3^{(0)}$ entre 8 e 9% em certos casos, chegaram a atingir o ponto de reacção D da figura 42 B, mas nunca o eutéctico B.

As temperaturas calculadas para o peritéctico D, cujas fases sólidas em equilíbrio com o líquido são acmítie, hematite, tridimitite e albite, são da ordem dos 867°-955°C, no citado sistema, sem voláteis, e à pressão atmosférica (BAILEY & SCHAIRER, *op. cit.*).

Contudo, sabe-se que teores elevados de F, Cl e H_2O , não incluídos nas fases de cristalização, poderão ter efeito importante no abaixamento das temperaturas dos líquidos e de cristalização. Salienta-se que a presença de voláteis pode ser constatada na Formação do Facho, pela presença de pequenas amígdalas preenchidas por calcite (ver Cap. II e Est. I, fotog. C) embora o CO_2 possa ter pequeno efeito na gênese das rochas agpáticas (SHOOD, *op. cit.*).

Também o facto de os vulcanitos maciços com riebequite dominante, que apresentam os maiores índices de diferenciação, se situarem na base da série, leva justamente a admitir a possibilidade de alguma transferência de voláteis no interior da câmara magmática. Este fenômeno foi já anteriormente citado, tendo sido interpretado em termos do progressivo esvaziamento de uma pequena câmara superficial, fortemente zonada (GIBSON, 1970).

Por outro lado, HESS (1977) demonstrou a importância dos teores de Al_2O_3 e FeO na expressão dos campos de imiscibilidade e apresentou uma tabela com composições de líquidos imiscíveis coexistentes, determinados em laboratório, na qual se encontravam composições análogas às determinadas em Macedo de Cavaleiros (M. L. RIBEIRO, 1987a).

De facto, a indiscutível fraccionação de plagioclase (por ser uma evidência geológica) no caso dos mafitos do Grupo Carrapatas, na passagem dos líquidos máficos aos felsicos conduziu ao aumento da SiO_2 , e dos alcalis, e também, consequentemente, ao aumento da razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ (CARMICHAEL & NICHOLLS, 1967).

Ao aumento deste parâmetro associa-se o incremento de $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ que pode avaliar-se, não só pela existência de fraca anomalia do Eu, já assinalada, como também pelo diferente comportamento relativo do Fe e do Ti naquele mesmo período. Assim, a composição química do líquido original e as condições físicas entretanto desenvolvidas, favoreceram o desenvolvimento de campos de imiscibilidade líquida com teores muito diferentes de FeO .

Podemos então, concluir que os dados da petrologia e da geoquímica em concordância com as observações de campo apontam no sentido de que a série alcalina-transicional do Grupo Carrapatas, durante o seu processo de diferenciação, sofreu, em determinado momento da sua evolução, um forte empobrecimento de Al resultante da fraccionação maciça de plagioclase. O líquido resultante tornou-se então enriquecido em sílica, alcalis e ferro. O aumento do teor de alcalis e provavelmente o decréscimo da temperatura favoreceram a razão $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Nestas condições deu-se a primeira fraccionação de ferro e a completa remoção do TiO_2 . O novo aumento dos teores de sílica e de alcalis e o consequente aumento da fugacidade de oxigénio, outra vez conseguidos, promovem a imiscibilidade no líquido com precipitação de magnetite.

No entanto, embora a ${}^9\text{O}_2$ tenha diminuído com a cristalização dos óxidos de ferro, o seu decréscimo não foi contínuo, tendo ocorrido flutuações importantes como sugere a alternativa de bandas mais ricas de piroxena — feldspato e óxidos (pirox + feldsp; ox + feldsp; feldsp).

As bandas ricas de piroxena corresponderão a baixas condições de ${}^9\text{O}_2$; as bandas ricas de feldspato correspondem a altas condições de ${}^9\text{O}_2$; as bandas com óxidos de ferro correspondem às zonas de transição.

Um processo semelhante ao descrito foi já anteriormente invocado por FERGUSON (1964) ao estudar a intrusão de Himaussaq, Greenland do Sul (ver SHOOD, *op. cit.*).

V. 3. FORMAÇÃO DE ALTO DE CASAIS

Na Formação de Alto de Casais consideraram-se três fácies de vulcanitos felsicos (ver Cap. II) que estudaremos conjuntamente — os tufos riolíticos (Ala) e os felsitos com horneblenda (AlII), a que foram atribuídas natureza vulcânica e os tuftos (Alb) cujas figuras texturais são indicativas de natureza mista, vulcano-sedimentar.

Os dados analíticos relativos às amostras da Formação de Alto de Casais constam da Tabela XXII e na figura 43 apresenta-se a média e o desvio padrão dos elementos analisados para os meta-riolitos, normalizados para o Manto Primitivo (exceptuando o Cr e Ni, cujos valores são extremamente baixos).

Relativamente aos elementos maiores, os vulcanitos de Alto de Casais constituem um grupo bastante homogéneo como se pode observar nos diagramas de HARKER da figura 44.

Todas as amostras correspondem a composições riolíticas com teores de sílica compreendidos entre 68 e 76%. Os restantes óxidos situam-se dentro das médias normalmente encontradas para este tipo de rochas (TAYLOR, 1964; FLANAGAN, 1973).

Todos os óxidos apresentam correlação negativa com a sílica, à excepção do K_2O . O aumento deste óxido compensa, no entanto, o decaimento do sódio, mantendo-se constante a razão $SiO_2/Alkalís$.

A figura 45 apresenta a projecção das análises dos vulcanitos no diagrama AFM, as quais se situam dentro dos limites definidos para o campo calco-alcalino. Contudo toda a série se situa acima do índice de PEACOCK (com $Na_2O + K_2O > CaO$) e está isenta de quaisquer termos intermédios, o que torna difícil a determinação exacta da sua natureza.

Relativamente às fácies vulcano-sedimentares distinguidas no campo e na petrografia não apresentam grandes diferenças em teores de elementos maiores, situando-se entre a tendência geral definida pelos vários óxidos dos meta-riolitos indicando que, ou a contribuição sedimentar foi escassa, ou a sua composição era semelhante à daquelas rochas.

A amostra correspondente aos metavulcanitos com horneblenda apresenta, no entanto, algumas diferenças significativas relativamente ao conjunto acima observado — maiores percentagens de Al_2O_3 e CaO e menores percentagens de $Fe_2O_3^{(t)}$ e K_2O (para semelhantes quantidades de sílica).

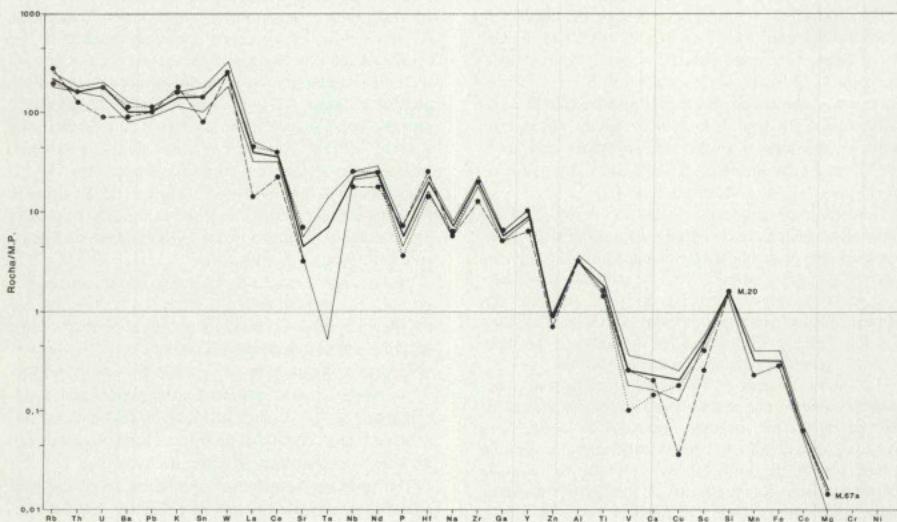


Fig. 43 — Composição das médias e desvio padrão de duas amostras significativas, dos riolitos de Alto de Casais normalizados para o Manto Primitivo.

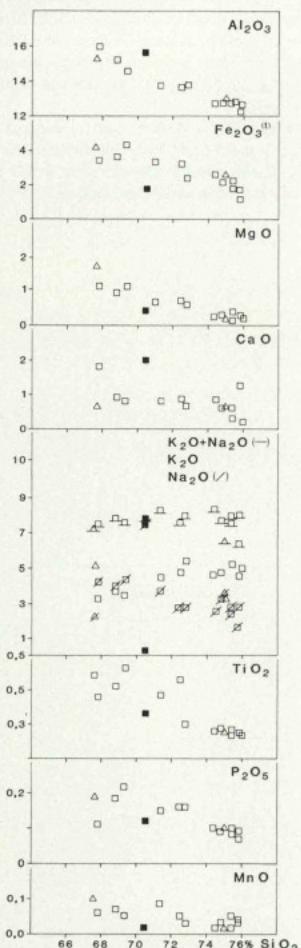


Fig. 44 — Diagramas de Harker nos riolitos da F. Alto de Casais.

Símbolos:

- — tufos riolíticos;
- — felito com homeblenda;
- △ — tufitos.

Estas características e outras, relativamente aos elementos menores, levaram à sua paralelização com os fílos felsicos de Valbenfeito (M. L. RIBEIRO, 1987b).

Relativamente aos teores de elementos em traço destes riolitos as suas diferenças relativamente aos da Formação peralcalina do Facho foram já assinaladas (M. L. RIBEIRO, 1987a).

Nas fácies vulcânico-sedimentares apresentam um ligeiro aumento dos metais de transição e uma pequena diminuição do Sr.

Estas variações estão em consonância com a composição química dos filitos de Madorra (Tab. XXIV) indicando alguma semelhança genética (contribuição sedimentar).

Os vulcanitos com horneblenda registam, como é óbvio, as diferenças mais significativas, relativamente ao conjunto — baixíssimos teores de Rb e Ba, baixos de Cr, Ni, Zn e Ga e mais elevados valores de Cu e Nb.

As médias dos valores de Rb e Ba (como também de K) encontradas em Ala são semelhantes às médias desses elementos nos granitos (TAYLOR, 1964). O Sr apresenta, no entanto, teores abaixo dessa média, sendo também destes elementos o que apresenta maior desvio (ver Tab. XXII).

No entanto, considerando a relação Rb-Ba-Sr, as amostras da Formação de Alto de Casais situam-se junto do vértice do Ba, nos campos dos «granitos normais» e dos «granitos anómalos» de EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975). Estes últimos (apenas uma amostra) diferem dos primeiros por conterem demasiado Sr.

O comportamento dos riolitos da Formação do Facho, relativamente a estes três elementos, é bastante distinto do citado para a Formação de Alto de Casais, projectando-se as amostras ao longo da aresta Ba-Rb, isto é, numa vasta gama que vai dos «granitos normais» aos «fortemente diferenciados» daqueles autores.

Na figura 46 apresenta-se a projeção de vários elementos incompatíveis versus Ce, elemento que, além de ser altamente incompatível apresenta também, nesta formação, um largo espectro de variação.

A principal característica que ressalta da figura 46 é a grande homogeneidade da série, os baixos teores de elementos incompatíveis e a sua fraca amplitude de variação, muito diferente da Formação do Facho.

As correlações dos elementos incompatíveis La, Zr, Y com o Ce estão bem definidas e são positivas (fig. 46). Apenas o Nb, se apresenta praticamente constante com o aumento de Ce.

Estas relações entre os elementos incompatíveis apontam no sentido da existência de uma sequência

resultante, quer de diferenciação de um líquido magmático por fracionamento de fases mineralógicas com baixos coeficientes de distribuição para aqueles elementos, quer derivada de fusão parcial.

O comportamento do Nb versus Ce, distinto do observado nos riolitos do Facho, é provavelmente indicativo da natureza da fonte e do processo de geração do líquido resultante.

As razões Th/U=3 observadas nestas rochas (fig. 46 E) (não obstante alguma dispersão) são semelhantes às calculadas para a crusta continental e que é de 3,5 (TAYLOR, *op. cit.*). Este parâmetro apresenta, assim, valores tam-

bém muito diferentes dos correspondentes aos riolitos do Facho ($\text{Th}/\text{U} < 0,3$).

As concentrações em REE apresentam-se enriquecidas relativamente aos condritos (variando entre 70 e 35x) mas as razões Ce/Yb mantêm-se constantes ($\text{Ce}/\text{Yb} = 3,8$) (fig. 47). Estes valores são semelhantes aos observados nos granitos e próximos dos dos sedimentos (COCHERIE, 1978).

Na figura 39 pode-se observar que a diferença fundamental entre os padrões de REE dos riolitos de Alto de Casais e do Facho resulta dos elevados teores que se observam nesta última série (variando 90x e 400x os condritos).

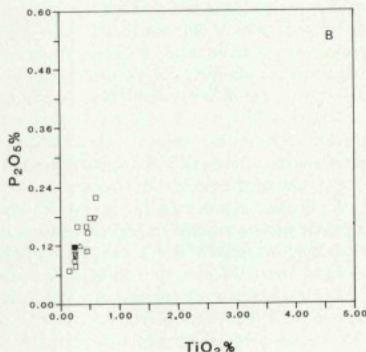
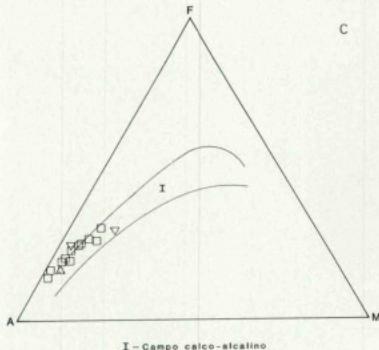
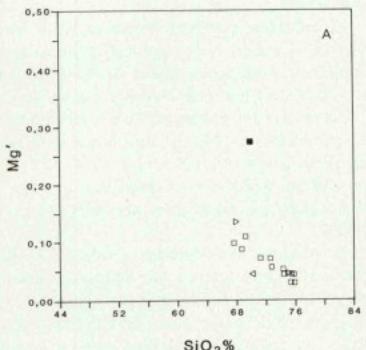


Fig. 45 — Vários diagramas discriminantes da geoquímica da F. Alto de Casais. Símbolos como na fig. 44. (Na delimitação de I ver legenda da fig. 35).

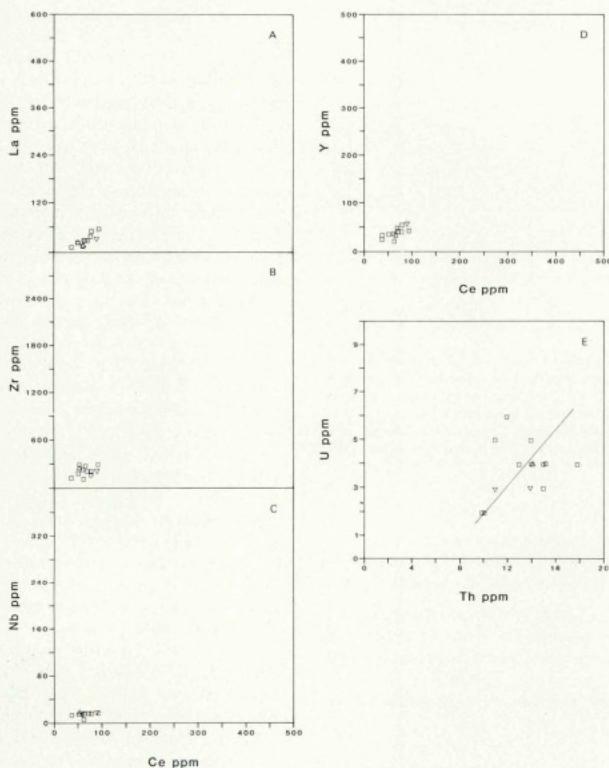


Fig. 46 — Diagrama de variação dos vários elementos incompatíveis

CONSIDERAÇÕES SOBRE A ORIGEM DOS RIOLOTOS DE ALTO DE CASAIS

A figura 48 mostra que os riolitos de Alto de Casais (ao contrário dos do Facho) possuem raízes elementares distintas das dos Grupos máficos regionais, demonstrando assim, a impossibilidade de poderem constituir o produto de diferenciação (cristalização fraccionada ou fusão parcial) de qualquer daqueles magmas básicos.

Por outro lado, a multiplicidade de origens (fontes e condições de P, T e $P_{\text{H}_2\text{O}}$) atribuíveis aos magmas de composição granítica torna impossível abordar o pro-

blema da sua gênese de uma forma directa. Normalmente o principal propósito dos estudos petrogenéticos neste domínio da petrologia consiste em eliminar modelos não possíveis (HANSON, 1978).

Os riolitos de Alto de Casais contactam a W com os mafitos alcalino-transicionais do Grupo Carrapatas sem quaisquer fácies de transição ou passagens laterais. O limite é sempre nítido e geralmente sublinhado pela presença de filões de metagabros correspondentes ao Grupo máfico. Do lado E, o limite com os metasedimentos da Formação de Madorra é também nítido, sem a ocorrência de quaisquer migmatitos ou metamorfitos de alto grau.

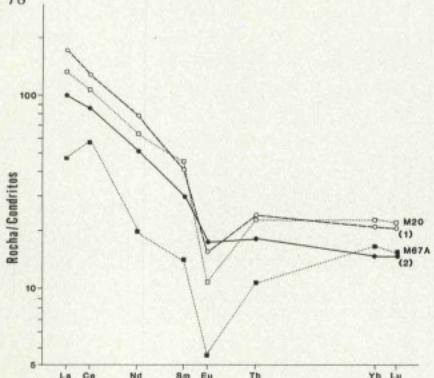


Fig. 47 — Diagrama de normalização para os condritos de duas amostras representativas da F. Alto de Casais (M20 e M67A). As curvas 1 e 2 representam respectivamente as composições médias para os granitos (HERRMANN, 1974) e para os sedimentos N.A.S. (WILDEMAN & HASPIN, 1973; COCHERIE, 1978), também normalizados para os condritos.

Nestas condições, e dada a natureza sub-alcalina dos riolitos de Alto de Casais, os modelos genéticos mais plausíveis podem esquematizar-se da seguinte forma:

- 1) Diferenciação a partir dos magmas toleíticos de Macedo (com os quais fariam, então, uma sequência bimodal); diferenciação a partir de outros magmas sub-alcalinos;
- 2) Fusão parcial de sedimentos (metamorfitos) ou de granitos.

No capítulo precedente estabeleceu-se já a impossibilidade de relacionar geneticamente os riolitos de Alto de Casais com qualquer das séries maficas regionais devido a estas apresentarem teores de elementos incompatíveis semelhantes (notar a sobreposição nos gráficos, fig. 48) e distintas razões elementares.

A sua diferenciação a partir de magmas básicos sub-alcalinos não expostos no actual nível de erosão, põe alguns problemas petrogenéticos, comuns a grande parte dos granitos existentes. Assim, considerando os elevados teores de K e Ba, apresentados por estes riolitos (o Ba chega a atingir 1114 ppm, como consta na Tab. XXVI) verifica-se que eles implicariam proporções de fusão ou de cristalização fraccionada pouco realista. Uma fonte dessa natureza possui, por exemplo, em média, teores de Ba da ordem dos 250 ppm (TAYLOR, 1964) e para

gerar líquidos com 712 ppm (teor médio das amostras analisadas) necessitaria no mínimo 65% de cristalização fraccionada (utilizando a equação de RAYLEIGH e considerando $D_{Ba}=0$). Se utilizássemos os valores médios correspondentes aos basaltos regionais, aquela percentagem seria ainda superior (85%).

Também a pronunciada anomalia negativa de Eu (fig. 47) implicando semelhante fraccionamento ou a presença de uma fase residual com elevado Kd para aquele elemento (naturalmente plagioclase) e a baixa razão Sr/Ba, bastante diferente da correspondente à média dos basaltos (TAYLOR, *op. cit.*) necessitariam igualmente de enorme fraccionamento de plagioclase ou, a sua permanência, em elevados teores, no resíduo de fusão.

No entanto, um tal grau de diferenciação seria teoricamente possível, mas as considerações acima, juntamente com os dados relativos às relações Th/U, ao tipo de perfil de REE (semelhante ao dos granitos orogénicos e ainda, à própria natureza da ocorrência (isolada), leva-nos a propôr, para estes vulcanitos ácidos, uma origem crustal.

As razões Nb/Y = 0,38 localizam no próximo do ponto tripló que divide todos os campos possíveis, de instalação de granitos — intra-placas, cristas médias e oceânicas, arcos vulcânicos, margem da placa «collision granits»; as razões Rb/(Y+Nb) = 2,57, apenas excluem a hipótese da sua instalação em cristas médias oceânicas (PEARCE *et al.*, 1984). Estas relações poderão interpretar-se como correspondendo a uma origem especial, da fusão crustal em zona de crista attenuada.

Esta hipótese é também favorecida pelas razões K/Rb, Rb/Sr, K/Ba e Sr/Ba, pelos teores destes elementos e pelos próprios perfis de REE observados nestas rochas semelhantes aos da crista continental (TAYLOR, 1964).

Assim, a série de Alto de Casais poderá ter resultado de elevadas percentagens de fusão parcial a baixa pressão (dada a estabilidade da plagioclase na fonte e a ausência de equilíbrio com granada), quer de sedimentos pobres de plagioclase, deixando este mineral e, possivelmente hornéblenda (ver a forma curva côncava do perfil de M67, fig. 47) e apatite no resíduo de fusão, quer de granitos antigos (câmbricos ou precâmbricos) já empobrecidos em Sr e com pronunciada anomalia de Eu, quer ainda de uma mistura de ambas as rochas referidas.

A escassez de dados analíticos actualmente existente sobre os sedimentos e granitos antigos na Zona Centro Ibérica tornaria extremamente especulativas quaisquer tentativas de quantificação de percentagens de fusão. De facto, basta observar, por exemplo, a variação dos elementos-traço dos vários tipos de gnaisses e granitos da região de Miranda do Douro para se poder ter uma

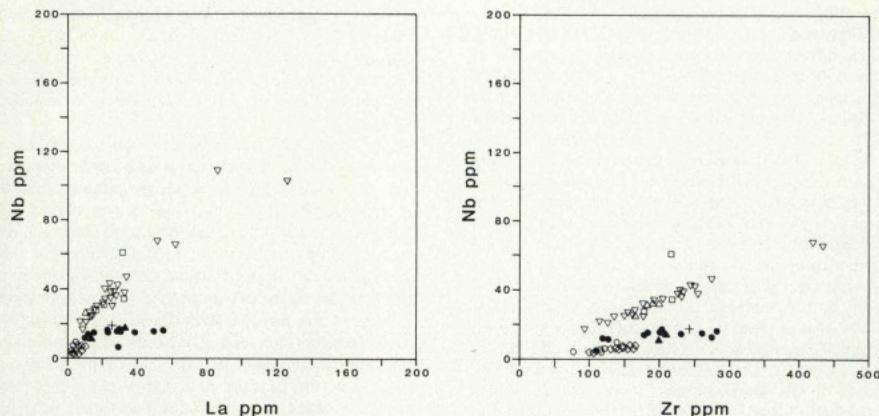


Fig. 48 — Diferentes razões de elementos incompatíveis na F. Alto de Casais e nas séries de rochas maficas da região de Macedo de Cavaleiros. Os símbolos fechados e cruz, correspondem às várias fácies da F. Alto de Casais; círculos e diamantes — Gr. Macedo; triângulos e quadrados — Gr. Carrapatas.

ideia da extrema gama de percentagens de fusão não modal, possíveis, conforme a fonte escolhida (SCHREIBER, 1985). Muitas das fácies gnáissicas desta última região apresentam também baixos teores de Sr e elevados teores de Y, Ce e Th, podendo ter servido como fontes dos riolitos do Alto de Casais (SCHREIBER, *op. cit.*). Algumas análises de xistos das Beiras apresentam teores de elementos-trço bastante próximos dos das rochas da Formação de Alto de Casais — confirmando a hipótese de poderem ter fundido em elevadas percentagens nas imediações das chaminés de rochas básicas para produzirem rochas riolíticas do tipo das do Alto de Casais (Schermerhorn, dados não publicados).

V.4. FILÓES FÉLSCOS DO COMPLEXO DE VALBENFEITO (B.II)

Os filões félscos do Complexo de Valbenfeito (B.II) constituindo pequenos filões métricos espacialmente associados aos metagabros foram já descritos do ponto de vista mineralógico e geoquímico dada a sua importância na definição do ambiente tectónico regional (M. L. RIBEIRO, 1987b).

Pode-se dizer que têm composições químicas características de trondjemitos aluminosos excepto no

que respeita ao seu elevado teor de Terras Raras pesadas (Tab. XIX). A sua origem foi estimada como resultante da fusão parcial a baixa pressão, de elevadas percentagens de leitos tonalíticos ou anfibolíticos de uma sequência metassedimentar, ficando alguma granada ou horneblenda como resíduo.

Nota-se que rochas com composição mineralógica semelhante à destes filões foram também citadas, na região de Trás-os-Montes, associadas às rochas básicas e ultrabásicas dos maciços de Morais e Bragança (FERREIRA, 1964; ANTHONIOZ, 1972).

VI. CONCLUSÕES

Não obstante as relativamente reduzidas dimensões da área estudada (cerca de 30 Km²) pode-se dizer que ela abrange um conjunto de fácies presentes (embora parcialmente) em todas as sequências estratigráficas do Sub-domínio Centro Transmontano.

A natureza do quimismo dos filões intrusivos nas formações mais antigas, semelhante ao dos maftitos da Formação Carrapatas, permitiu confirmar a sequência estratigráfica estabelecida por intermédio de figuras sedimentares e que corresponde à descrita por A. RIBEIRO (1974).

As formações básicas existentes correspondem a duas séries quimicamente diferentes, as quais se estima terem sido depositadas em ambientes tectónicos muito distintos. Os diferentes parâmetros observados em ambas as séries maficas (como Zr/Nb, Zr/Y e La/Nb) permitiram o seu rápido reconhecimento quando as características litológicas e texturais não sejam suficientes para deduzir qual o nível estratigráfico presente no campo.

As duas séries felsicas, mais representadas, apresentam características texturais bastante diversas que (pelo menos na região estudada) são facilmente reconhecíveis. No entanto, os elevados teores de elementos incompatíveis característicos das fácies peralcalinas poderão ser um teste em casos menos nítidos.

A definição da estrutura tectónica (como o flanco normal de um anticlinal de primeira e segunda fases, assente sobre o plano de corteamento do Facho) indica que a posição original das formações da região era inversa da actual, tendo-se depositado a Formação de Macedo de Cavaleiros, na posição mais ocidental, e a Formação do Facho, na região mais oriental. Este ponto é muito importante dado o significado geotectónico desta formação, como será salientado mais adiante.

Os modelos geodinâmicos actuais prevêem translações, para Este, da ordem dos 200 Km o que colocará a região estudada no bordo W da Zona Centro Ibérica.

As idades geocronológicas obtidas nas rochas peralcalinas não foram suficientemente específicas para se poder delimitar no tempo o episódio distensivo que lhes deu origem e à subsequente formação de um rift continental. No entanto, a ocorrência de rochas do mesmo tipo e aproximadamente da mesma idade, em ambos os lábios da linha de sutura Porto-Badajoz-Córdoba, permite pensar que as tensões relacionadas com a génesis destas rochas actuaram antes da fragmentação da parte do paleocontinente Gondwana onde estiveram inseridas as zonas de Ossa Morena e Centro Ibérica. Os estudos paleomagnéticos e de análises de fácies prevêem que os primeiros movimentos que levaram à separação da Armórica-Ibérica datam do Silúrico. Atendendo a que a fracturação e separação das placas é um processo lento, pode-se estimar que ele se terá iniciado a partir do Ordovícico superior.

O químismo de todas as restantes formações vulcânicas apoiam o modelo atrás exposto da abertura de um rift continental até ao estado de oceano.

Assim, o magmatismo básico inicial, é de natureza alcalino-transicional, evoluindo posteriormente para tolético, do tipo encontrado nas cristas oceanicas, no topo da sequência litoestratigráfica (F. Macedo de Cavaleiro e C. Valbenfeito).

As primeiras manifestações básicas, ao ascenderem na crista continental, terão provocado a fusão do soco

(granítico e metassedimentar) dando origem aos riolitos sub-alcalinos que constituem a Formação de Alto de Casais.

Um aspecto interessante da natureza do vulcanismo da região de Macedo de Cavaleiros é a presença de riolitos peralcalinos, rochas cuja origem se mantém polémica.

Estas rochas que, como se sabe, são bastante raras em todo o mundo, aparecem aqui muito bem expostas, o que permitiu obter dados de campo preciosos para a sua interpretação. Assim, propôs-se que os riolitos peralcalinos de Macedo de Cavaleiros tenham resultado do magma alcalino-transicional de Carrapatas, por um processo inicial de precipitação de alumina (com a fraccionação maciça plagioclase — processo este identificável através dos cumulados da série Carrapatas) que juntamente com outros factores (decaimento de temperatura e fugacidade de oxigénio) vieram favorecer imiscibilidade no líquido, e, posterior precipitação de ferro. A presença de bandas alternantes mais ricas de riebequite, egirina e hematite nestes riolitos, foram interpretados com base nos dados geoquímicos, como resultantes de períodos de diferente fugacidade de oxigénio do magma.

A figura 49 apresenta um esquema da sucessão dos vários acontecimentos que levaram à deposição das várias Formações eruptivas da região estudada, respeitando as profundidades de geração dos respectivos magmas (BARKER *et al.*, 1978).

Outra questão importante abordada no decorrer deste trabalho foi a da evolução dos terrenos gerados durante os acontecimentos referidos e transportados para um local muito distante da sua origem.

Este problema prende-se, evidentemente, com os da génese da própria Cadeia Hercínica ou, pelo menos, com os do seu ramo Ibero-Armoricano.

A cadeia hercínica corresponde, para a maioria dos autores, a uma cadeia derivada por colisão continental, mas diferentes modelos têm aparecido na literatura pretendendo explicar as características particulares.

Alguns desses modelos (modelo dos carreamentos subcrustais) referem a evolução do metamorfismo como factor determinante para a sua confirmação.

O metamorfismo regional observado na região de Macedo de Cavaleiros aqui estudado, é de baixo grau (fácies dos xistos verdes), e do tipo de pressão intermédia na parte N tendo depois evoluído para metamorfismo do tipo de baixa pressão, sobretudo na parte sul da região, onde atingiu o grau médio. Nesta última zona é possível, ainda, ver a sobreposição dos dois tipos.

Nestas condições, a evolução do gradiente regional parece preterir a hipótese dos carreamentos subcrustais.

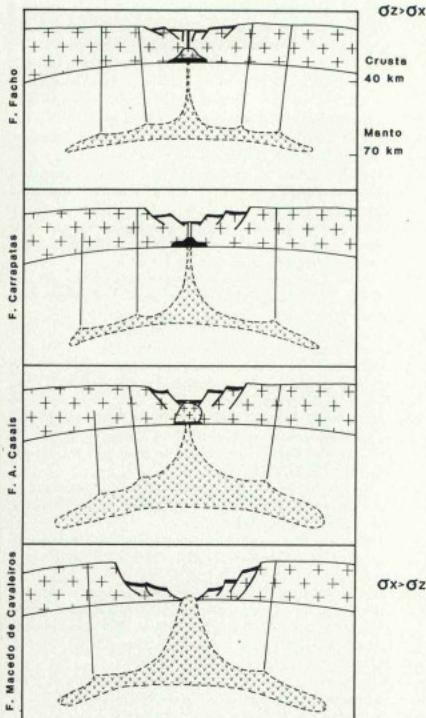


Fig. 49 — Esquema da sucessão de acontecimentos que determinou a deposição dos vários tipos magmáticos regionais.

$\sigma Z > \sigma X$ — tensão vertical superior à horizontal
 $\sigma X > \sigma Z$ — tensão horizontal superior à vertical.

De facto, além da evidência textural (ausência de cataclase ou milonitização posterior à segunda fase de deformação) também a natureza retrógrada do metamorfismo e o tipo de evolução encontrados (com diminuição da razão P/T) não avalizam um sistema de carreamentos subcrustais tardio relativamente à obdução. Pelo contrário, este modelo necessitaria de um desenvolvimento metamórfico inverso do observado.

Por outro lado, a sobreposição de gradientes com diminuição do tipo básico, junto da rampa lateral de carreamento que limita a região do lado sul, foi interpretada como indicativa de desenvolvimento de calor de tensão naquela estrutura, durante o processo metamórfico (M. L. RIBEIRO, 1988).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEGRE, C. J. (1980) — La géodynamique chimique. *Mem. H. Soc. Géol. France*, 10: 87-104.
- ANDREW, A. S. (1984) — P-T-X-(CO₂) conditions in mafic and calc-silicate hornfelses from Oberon, New Wales, Australia. *J. Metamorph. Geol.*, Blackwell Sc.Publ., Oxford, 2: 143-163.
- ANTHONIOZ, P.M. (1972) — Les complexes polymétamorphiques precambriens de Morais et Bragança (N-E du Portugal); étude petrographique et strurale. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 20: 192 p.
- ASHWORTH, J. R. & EVIRGEN, M. M. (1985) — Plagioclase relations in pelites, central Menderes Massif, Turkey. I. The peristerite gap with coexisting Kyanite. *J. Metamorph. Geol.*, Blackwell Sc.Publ., Oxford, 3: 207-218.
- BACHADSE, V. & VAN DER VOO, R. (1986) — Paleomagnetic evidence for crustal and thin-skinned rotations in the European hercynides. *Geophys. Res. Lett.*, 13 (1): 161-164.
- BAILEY, D. K. & MACDONALD, R. (1970) — Petrochemical variations among middle peralkaline (comendite) obsidians from the oceans and continents. *Contr. Min. Petrology*, Springer Intern., Berlin, 28: 340-351.
- BAILEY, D. K. & SCHARER, J. F. (1966) — The system Na₂O-Al₂O₃-Fe₂O₃-SiO₂ at 1 atmosphere, and the petrogenesis of alkaline rocks. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 7: 114-170.
- BANNO, S. (1964) — Petrology studies on Sanbagawa crystalline schists in the Bessi — Imi district, central Sikoku, Japan. *Tokio Univ. Fac. Sc. Journ.*, II, 15: 203-219.
- BARBIERI, F., FERRARA, SANTACROCE, G., TREUIL, M. R. & VARET, J. (1975) — A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 16 (1): 22-56.
- BARD, J. P. (1970) — Composition of homoblends formed during the hercynian-progressive metamorphism of the Aracena Metamorphic Belt (SW Spain). *Contrib. Min. Petr.*, Springer Intern., Berlin, 28: 117-134.
- (1978) — Contribution au problème de la signification des ceintures-metamorphiques dans les orogènes antémésozoïques: éléments d'approche dans la Virgation Galicio-Amorçaine. *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos de Sargadelos*, Ed. Castro, Coruña, 27: 72-92.
- BARD, J. P., BURG, J. P., MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1980) — La chaîne hercynienne d'Europe Occidentale en termes de tectonique de plaques, 26 I. *G. C.*, Paris, B. R. G. M. et S. G. N. (eds.), C6, 233-246.
- BARKER, B. H., CROSSLEY, R. & GOLES, G.G. (1978) — Tectonic and magmatic evolution of the southern part of the Kenya rift valley. *Petrology and Geochemistry of Continental Rifts*, Neuman & Ramberg (eds.), pp. 29-50.
- BECKINSALE, R. D., SUENSILPONG, S., NAKAPADUNGRAT, S. & WALSH, J. N. (1979) — Geochronology and geochemistry of granite magmatism in Thailand in relation to a plate tectonic model. *J. Geol. Soc. London*, 136: 529-540.
- BIRD, D. K. & HELGESON, H. C. (1981) — Chemical interaction of aqueous solutions with epidote-feldspar mineral assemblages in geologic systems. II. Equilibrium constraints in metamorphic/geothermal processes. *Am. J. Sci.*, Yale Univ., New Haven, 281: 576-614.
- BOLES, J. R. & COOMBS, D. S. (1977) — Zeolite facies alteration of sandstones in the southland syncline, New Zealand. *Am. J. Sci.*, Yale Univ., New Haven, 277: 982-1012.

- BOWDEN, P. (1974) — Oversaturated alkaline rocks: granites, pantellerites and comendites. *The Alkaline rocks. II*. Srensen (ed.) John Wiley & Sons, London, pp. 109-123.
- BOWDEN, P. & WHITLEY, J. E. (1974) — Rare earth patterns in peralkaline and associated granites. *Lithos*, Elsevier, Amsterdam, 7: 15-21.
- BROWN, E. H. (1977) — The crossite content of Ca-amphiboles as a guide to Pressure of metamorphism. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 18 (1): 58-72.
- BRUN, J. P. & COBOLD, P. R. (1980) — Strain heating and thermal softening in continental shear zones: a review. *Journ. Struct. Geol.*, Pergamon Press, Oxford, 2 (1/2): 149-158.
- BUDDINGTON, A. F. & LINDSLAY, D. H. (1964) — Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 5: 310-357.
- CARMICHAEL, I. S. E. & MACKENZIE, W. S. (1963) — Feldspar-liquid equilibria in pantellerites: an experimental study. *Am. Journ. Sc.*, 261: 382-396.
- CARMICHAEL, I. S. E. & NICHOLLS, J. (1967) — Iron-Titanium oxydes and oxygen fugacities in volcanic rocks. *Journ. Geol. Geoph.*, Univ. California, Berkeley, 72: 4665-4687.
- CHINNER, G. A. (1960) — Pelitic gneiss with varying ferrous-ferric iron ratios from Glen Clova, Angus, Scotland. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 1: 178-217.
- COCHERIE, A. (1978) — Geo chimie des terres rares dans les granitoïdes. *These 3^e cycle Univ. Rennes*.
- COGNÉ, J. (1977) — La chaîne hercynienne ouest européenne correspond-elle à un orogène par collision? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. *Ecolog. Géologie de l'Himalaya. Coll. Intern. C. N. R. S.*, 268: 111-129.
- COOMBS, D. S. (1963) — Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram. *Min. Soc. Am. Spec. Pap.*, Geol. Soc. America, New York, 1: 227-250.
- COOMBS, D. S., NAKAMURA & VUAGNAT, M. (1976) — Pumpellyite-Antolini facies schists of the Taveyanne formation near Loèche, Switzerland. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 17: 440-471.
- COOMBS, D. S., KAWACHI, Y., HOUGHTON, B. F., HYDEN, G., PRINGLE, J. J. & WILLIAMS, J. G. (1977) — Andradite and andradite-grossularia solid solutions in very low-grade regionally metamorphosed rocks in Southern New Zealand. *Contrib. Min. Petrol.*, Springer Intern., Berlin, 63: 229-246.
- COX, K. G., BELL, J. D. & PANKHURST, R. J. (1980) — The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, London, 450 p.
- DEER, W. A., HOWB, R. A. & ZUSSMAN, J. (1972) — Rock forming minerals. Vol. II, Longmans, Green & Co. Ltd., London.
- DELGADO, J. F. N. & CHOPPAT, P. (1899) — Carta Geológica de Portugal, escala 1:500 000. Divisão Trabalhos Geológicos, Lisboa.
- DRAKE, M. J. (1976) — Evolution of major mineral compositions and trace element abundances during fractional crystallization of a modal lunar composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Pergamon Press, New York, 40: 401-411.
- EDGAR, A. D. (1974) — The alkaline rocks: V. Conditions of Formation. Experimental studies. John Wiley & Sons, London.
- EL BOUSEILY, A. M. & EL SOKKARY, A. A. (1975) — The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, Elsevier, Amsterdam, 16: 207-219.
- ERNEST, W. G. (1962) — Stability relations of riebeckite and riebeckite-afvedsonite solid solutions. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Boulder, Colorado, 73: 1859 p. (abst.).
- (1973) — Interpretation Synthesis of metamorphism in the Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Boulder, Colorado, 84: 2053-2078.
- ERNEST, W. G. & DAL PIAZ, G. V. (1978) — Mineral parageneses of eclogite rocks and related mafic schists of the Piemont ophiolite nappe, Breuil — St. Jacques area, Italian Western Alps. *Am. Mineralogist*, Min. Soc. Am., Lawrence, Kansas, 66: 443-472.
- FERGUSON, J. (1964) — Geology of the Ilmaussaq alkaline intrusion, South Greenland. *Med. Greenland*, 1972, Kom. Videnskabelige Undersøgelse Gronland, Copenhagen, 4: 82 pp.
- FERREIRA, M. P. (1964) — Geologia e petrologia da região de Reboredelo-Vinhais. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 58.
- (1966a) — Sobre um piroxenito com hercinita, granada e corindo de Nunes (Vinhais — NE de Portugal). *Mém. Not. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 61: 1-19.
- (1966b) — As granadas e a sua paragenese em rochas de elevado grau de metamorfismo. *Mém. Not. Mus. Lab. Geol. Univ. Coimbra*, 61: 19-44.
- (1968) — Comentário sobre o metamorfismo no complexo de Vinhais (NE Portugal). *Mém. Not. Mus. Lab. Geol. Univ. Coimbra*, 63: 17-32.
- FITTON, J. G. & UPTON, B. G. J. (1985) — Alkaline igneous rocks: a review. *Symposium. J. Geol. Soc. London*, 142: 697-708.
- FLANAGAN, F. J. (1973) — 1972 values for international geochemical reference samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Pergamon Press, New York, 37: 1189-1200.
- FLOOR, P., KISCH, H. J. & SOEN, O. I. (1970) — Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du Nord du Portugal. *Bol. Geol. y Min. Inst. Geol. Min. Espanha*, Madrid, LXXXI (III): 242-244.
- FOSTER, M. D. (1960) — Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas. *Geol. Surv. Profess. Paper*, U.S. Geol. Survey, Washington, 354-B.
- (1962) — Interpretation of the Composition and Classification of the Chlorites. *Geol. Surv. Profess. Paper*, U. S. Geol. Survey, Washington, 414-A.
- FOURCADE, S. & ALLEGRE, C. J. (1981) — Trace elements in behaviour granite genesis: a case study — the calc-alkaline pluton association from the Querigut Complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, V. Springer Intern., Berlin, 76: 177-195.
- FRANKE, W. & ENGEL, W. (1986) — Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. *Bull. Soc. Geol. France*, 8, II (1): 25-33.
- FREY, F. A., GREEN, D. H. II & ROY, S.D. (1978) — Integrated models of Basalt-Petrogenesis: a study of Quartz tholeites to olivine melilitites from South Eastern Australia. Utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 19 (3): 463-513.
- FUJI, T. & SCARF, C. M. (1985) — Composition of liquids coexisting with spinel herzolite at 10 kbar and the genesis of MORBS. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Springer Intern., Berlin, 90: 18-28.
- GARBARINO, C. & MACCIONI, L. (1968) — Volcanic rocks of San Pietro Island (South West Sardinia). I. Comendites. *Period. Mineral. Roma*, 37: 895-983.
- GASS, I. G. (1970) — The evolution of volcanism in the junction area of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopian rifts. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A267:369-381.
- GAST, P. W. (1968) — Trace element fractionation and the origin of tholeitic and alkali magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Pergamon Press, New York, 32: 1057-1086.
- GIBSON, I. L. (1970) — A pantelleritic welded ash-flow tuff from the Ethiopian Rift Valley. *Contr. Min. Petr.*, Springer Intern., Berlin, 28: 89-111.
- (1972) — The geochemistry and petrogenesis of a suite of pantellerites from the Ethiopian Rift. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 13: 21-44.

- GODINHO, M. M. (1974) — Sobre o plutometamorfismo da região de Guardião (Caramulo-Portugal). *Mem. Not. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 78: 37-77.
- GRAHAM, C. M. (1974) — Metabasites amphiboles of the Scottish Dalradian. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Springer Intern., Berlin, 47: 165-185.
- GRAHAM, C. M. & ENGLAND, P.C. (1976) — Thermal regimes and regional metamorphism in the vicinity of overthrust faults: an example of shear heating in inverted metamorphic zonation from southern California. *Earth Plan. Sci. Lett.*, Elsevier, Amsterdam, 31: 142-152.
- GRAPES, R. H. & GRAHAM, C. M. (1978) — The actinolite-hornblende series in metabasites and the so-called miscibility gap: A review. *Lithos*, Elsevier, Amsterdam, 6: 2-78.
- GREEN, D. H. (1964) — The petrogenesis of the high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 5: 134-188.
- GUIDOTTI, C. V. (1984) — Micas in Metamorphic Rocks. *Min. Soc. Am. Review Mineral.*, Min. Soc. Am., Chelsea, Michigan, 13: 357-453.
- HAAS, A. (1985) — Der Alkali-Vulkanismus in Panterlier-Riftsystem (Zentrales Mittelgebirge) — eine Petrologische studie, Ph.D. Thesis, Karlsruhe.
- HANSON, G. N. (1977) — Geochemical evolution of the suboceanic mantle. *J. Geol. Soc. London*, 134: 235-253.
- (1978) — The application of the trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Develop. Petrology*, Elsevier Sc. Publ. Comp., Amsterdam, 5.
- (1980) — Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems. *Ann. Rev. Earth Planetary Sc.*, Elsevier Sc. Publ. Comp., Amsterdam, 8: 371-406.
- HAWTHORNE, F. C. (1981) — Crystal chemistry of the amphiboles. *Min. Soc. Am. Reviews in Mineralogy*, Chelsea, Michigan, 9A: 1-95.
- HERRMANN, A. G. (1974) — Yptrium and lanthanides. *Handbook of Geochemistry*, K.H. Wedepohl, 39: 57-71.
- HESS, P.C. (1977) — Structure of silicate melts. *Can. Mineral.*, Ottawa, 15:162-178.
- HIGGINS, J. B. & RIBBE, P. H. (1976) — The crystal chemistry and space groups of natural and synthetic titanites. *Am. Mineralogist*, Min. Soc. Am., Lawrence, Kansas, 61: 878-888.
- HYTONEN, K. & HAUTALA, T. (1985) — Aegirine and riebeckite of the alkali gneiss of Pikkukalani in the Honkamaki — Ottanmaki region, Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, Helsinki, 57 (1-2): 169-180.
- HOLDAWAY, M. J. (1972) — Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of fO_2 and Fe content. *Contrib. Mineral. Petrol.*, Springer Intern., Berlin, 37: 307-340.
- HOLLABAUCH, C. L. & ROSENBERG, P. E. (1983) — Substitution of Ti for Si in titanite and new end-member cell dimensions for titanite. *Am. Mineralogist*, Min. Soc. Am., Lawrence, Kansas, 68: 177-180.
- HSU, L. C. (1968) — Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 9: 40-83.
- YAGI, K. (1962) — A reconnaissance of the systems aluminite-diopside and aluminite-nepheline. *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 61: 98-99.
- IBARGUCHI, J. I. G. & GIRONE, E. O. (1981) — Características del metamorfismo en el sector septentrional de la unidad de Malpica-Tuy y terrenos adyacentes. (Galicia Occidental, España) — (Abs.). *VII Reunión de Geología del Oeste Peninsular* (Madrid).
- IGLÉSIAS, M. P. L. & RIBEIRO, A. (1981) — Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibérico-armoricain. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 67 (1): 85-87.
- IGLÉSIAS, M., RIBEIRO, M. L. & RIBEIRO, A. (1983) — La interpretación alcoionista de la estructura del noreste peninsular. *Libro Jubilar J. M. Ríos, Geología de España*, Inst. Geol. Min. España, Madrid, 1: 459-467.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. (1971) — A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sc.*, Nat. Research Council, Ottawa, 8: 523-548.
- IWASAKI, M. (1963) — Metamorphic rocks of the Katn — Bizan area, eastern Sikoku. *Tokyo Univ. Fac. Sc. Journ.*, II, 15: 1-90.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1974) — Memoria Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. España*, Madrid, 113 p.
- KAWACHI, Y., GRAPES, R. H., COOMBS, D. S. & DOWSE, M. (1983) — Mineralogy and Petrology of a piedmont-bearing schist, Western Ontario, New Zealand. *Journ. Metamorph. Geol.*, Blackwell Sc. Publ., Oxford, 1 (4): 353-372.
- KAY, R. W. & HUBBARD, N. J. (1978) — Trace elements in ocean ridge basalts. *Earth Plan. Sc. Letters*, Elsevier Sc. Publ. Comp., Amsterdam, 38: 95-116.
- KERRICK, D. M. (1974) — Review of Metamorphic Mixed-Volatile (H_2O-CO_2) Equilibria. *Am. Mineralogist*, Min. Soc. Am., Lawrence, Kansas, 59: 729-762.
- (1977) — The Genesis of Zoned Skarns in the Sierra Nevada, California. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 18 (1): 144-181.
- LACROIX, A. (1927) — Les rhyolites et les trachytes hyperalkalins quartzifères à propos de ceux de la Corrée. *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, 185: 1410-1415.
- LAIRD, J. & ALBEE, A. L. (1981) — Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the Polymetamorphic History of Vermont. *Am. Journ. Sc.*, Yale Univ., New Haven, Connecticut, 281(2): 127-175.
- LANCELLOT, J. R., ALLEGRET, A. & IGLESIAS, M. P. L. (1985) — Outline of upper Precambrian and lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons. *Earth Plan. Sc. Lett.*, Elsevier Sc. Publ. Comp., Amsterdam, 74: 325-337.
- LANGMUIR, C. H., BENDER, J. F., BEUCH, A. E., HANSON, G.N. & TAYLOR, S.R. (1977) — Petrogenesis of basalts from the Famous Area: Mid-Atlantic Ridge. *Earth Plan. Sc. Lett.*, Elsevier Sc. Publ. Comp., Amsterdam, 36: 133-156.
- LEAKE, B. E. (1978) — Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineralogist*, Min. Soc. Am., Lawrence, Kansas, 63: 1023-1052.
- LIOU, J. G. (1973) — Synthesis and Stability Relations of Epidote-Ca_{Al}FeSi₃O₁₀(OH). *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 14 (3): 381-413.
- (1974) — Stability relations of andradite-quartz in the system Ca-Fe-Si-O-H. *Am. Mineralogist*, Min. Soc. Am., Lawrence, Kansas, 59: 1016-1025.
- LOTZE, F. (1950) — Observaciones respecto a la división de los variscidos de la Mesta Ibérica. *Publ. extranjeras sobre geología de España*, Inst. Inv. Lucas Mallada, Madrid, V: 147-166.
- MACDONALD, G. A. & KATSURA, T. (1964) — Chemical composition of Hawaiian lavas. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 5: 82-133.
- MARTINEZ, F. J. F. (1974) — Estudio del área metamórfica y granítica de los arribes del Duero (Provincias de Salamanca y Zamora). *Univ. Salamanca (Tese)*.
- MARTINEZ, F. J. F. & IBARGUCHI, J. (1983) — El metamorfismo en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar de J. M. Ríos, Geología de España*, Inst. Geol. Min. España, Madrid, 1: 555-569.

- MASUDA, A., NAKAMURA, N. & TANAKA, T. (1973) — Fine structures of mutually normalized rare earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Pergamon Press, New York, 37: 239-248.
- MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1975) — Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galice. Relation avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'Arc ibero-armoricain. *C. R. Hebd. Séanc. Acad. Sci. Paris*, 280D: 2825-2828.
- MIYASHIRO, A. (1975) — Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.*, Elsevier Sc.Publ.Comp., Amsterdam, 3: 251-269.
- (1978) — Metamorphism and metamorphic belts. *George Allen & Unwin*, London.
- MIYASHIRO, A. & SHIBO, F. (1985) — Tschermak substitution in low- and middle-grade pelitic schists. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 26 (2): 449-487.
- MYER, G.H. (1965) — X-Ray determinative curve for epidote. *Am.Journ.Sc.*, Yale Univ., New Haven, Connecticut, 263: 78-86.
- MUNIÁ, J. (1983) — Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 29: 39-81.
- MUNIÁ, J., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. (1984) — Blueschistites in the Iberian Variscan chain (Trás-os-Montes: NE Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 70 (1): 31-53.
- NAKAJIMA, T. (1982) — Phase relations of pumpellyite-acidolite facies metabasites in the Sanbagawa metamorphic belt in Central Shikoku, Japan. *Lithos*, Elsevier Sc.Publ.Comp., Amsterdam, 15: 267-280.
- NAKAJIMA, T., BANNO, S. & SUZUKI, T. (1977) — Reactions leading to the disappearance of pumpellyite in low-grade metamorphic rocks of Sanbagawa metamorphic belt in Central Shi Koky Japan. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 18 (2): 263-284.
- NOBLE, D. C. & HAFTY, J. (1969) — Minor element and revised major-element contents of some Mediterranean panniculites and comendites. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 10 (3): 502-509.
- NOBLE, D. C., RIGOT, W.L. & BOWMAN, H. R. (1979) — Rare-earth element content of some highly differentiated ash-flow tuffs and lavas. *Geol. Soc. Am. Sp. Papers*, Boulder, Colorado, 180: 77-85.
- NOCKOLDS, S. R. (1954) — Average chemical composition of some igneous rocks. *Geol.Am.Bull.*, Boulder, Colorado, 65: 1007-1032.
- NORONHA, F., RAMOS, J. M. F., REBELO, J. A., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L. (1979) — Essai de corrélation des phases de déformation hercynienne dans le Nord-ouest péninsulaire. *Bol.Soc.Geo. Portugal*, XXI: 227-237.
- NORRY, M.J. & FITTON, J.G. (1983) — Compositional differences between oceanic and continental basic lavas and their significance. Continental basalts and mantle xenoliths. *Shiv.Geol. Series*, Hawkesworth & Norry (eds.), Birkhauser Boston, Inc. Cambridge, USA, pp. 5-19.
- PALACIOS, T.P. (1985) — Petrologia do Complexo Vulcânico de Lisboa. Tese (Univ.Lisboa), 260 pp.
- PEARCE, J.A. (1983) — Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins: continental basalts and mantle xenoliths. *Shiva Geol. Series*, Hawkesworth & Norry (eds.), Birkhauser Boston, Inc.Cambridge, USA, pp. 230-251.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. & TINDLE, A.G. (1984) — Trace element description diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journ. Petrology*, Clarendon Press, Oxford, 25 (4): 956-983.
- PERROUD, H., VAN DER VOO, R. & BONHOMMET, N. (1984) — Paleozoic evolution of Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, Geol. Soc. Am., New York, 12: 579-582.
- PHILPOTTS, A. R. (1978) — Rift associated igneous activity in eastern north America. Petrology and Geochemistry of Continental Rifts. *Nato Adv. Studies Inst. Series*, Serie C. Newman & Ramberg (eds.), Oslo, pp. 133-154.
- PONDAL, I. P. (1956) — Nota explicativa del mapa geológico de la parte N.O. de la provincia de La Coruña. *Leidse Geol. Mededelingen*, Geol. Min. Inst. Leiden, 21: 468-484.
- PRIEM, H. N. A., BOELRUK, N. A. I. M., HEBEDA, E. H., VERDURMEN, E. A. Th. & VERSCHURE, R. H. (1972) — Upper Ordovician-lower Silurian acidic magmatism in the prehercynian basement of Western Galicia, NW Spain. *Progress Report, Lab. Isot. Geol.*, Amsterdam, pp. 123-127.
- REBELO, J. A. (1983) — Contribuição para o conhecimento da base do Ordovícico em Portugal — Região de Moncorvo. *I Cong. Nac. Geologia*, Univ. Aveiro.
- RIBEIRO, A. (1970) — Position structurale des massifs de Morais et Bragança (Trás-os-Montes). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, LIV: 115-138.
- (1974) — Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 24.
- (1981) — A Geotraverse through the variscan fold belt in Portugal. *Geol.Mijnbouw*, Royal Geol. Min. Soc. Netherlands, Gravenhage, 16: 41-44.
- RIBEIRO, A., MARQUES, M. M. & REBELO, J. (1963) — Notas prévias sobre a geologia de Trás-os-Montes oriental. 3 — Alguns aspectos da região de Mogadouro. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, 15: 64-74.
- RIBEIRO, A., CRAMEZ, C. & REBELO, J. A. (1964) — Sur la structure de Trás-os-Montes oriental. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 258: 263-265.
- RIBEIRO, A., IGLESIAS, M., RIBEIRO, M. L. & PEREIRA, E. (1983) — Modèle geodynamic des Hercynides Ibériques. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 69 (2): 291-293.
- RIBEIRO, A., MEDEIROS, A. & REBELO, J. A. (1965) — Estado actual dos conhecimentos sobre a geologia de Trás-os-Montes Oriental. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, 16: 93-110.
- RIBEIRO, A. & REBELO, J. A. (1966) — Stratigraphie et structure de Trás-os-Montes oriental (Portugal). *Leidse Geol. Mededelingen*, Geol. Min. Inst. Leiden, 36: 293-300.
- RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M. L. (1972) — Rochas hiperkalínicas da região de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes Oriental). *Rev. Fac. Cien. Lisboa*, 2-S-C-XVII (1): 301-321.
- RIBEIRO, M. L. (1976) — Considerações sobre uma ocorrência de crosite em Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Not.Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 82: 1-16.
- (1978) — Algumas observações sobre o metamorfismo na região de Tourém (N Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, LXIII: 151-169.
- (1986 e 1987a) — Petrogenesis of early Paleozoic peralkaline rhyolites from the Macedo de Cavaleiros region (NE Portugal). *Jahrestagung der Geologischen Vereinigung*, 76, Giessen (abstract) e *Geol. Rundschau*, 7.
- (1987b) — The significance of Valbemfeito felsic dikes on determination of the regional tectonic setting. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 73 (1/2): 3-10.
- (1988) — Shear heating effects on the evolution of metamorphic gradients at Macedo de Cavaleiros Region (northeastern Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 74: 35-39.
- RIBEIRO, M. L., PRIEM, H. N. A., BOELRUK, N. A. I. M. & SCHERMERHORN, L. J. G. (1985) — Rb-Sr whole-rock age of peralkaline acidic volcanics in the Macedo de Cavaleiros area, Trás-os-Montes (NE Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 76 (1): 171-174.

- RIBEIRO, M. L. & RIBEIRO, A. (1982 e 1983) — Nouvelles données sur le volcanisme bimodal de l'unité Centro-transmontane dans la région de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes Oriental). V Semana de Geoquímica, Univ. Aveiro; *Terra Cognita*, 3: 202 (Abstract), Lab. Geoph. Geol. Univ. Paris.
- RICKWOOD, P. C. (1968) — On Recasting Analyses of Garnet into End-Member Molecules. *Contrib. Min. Petrol.*, Springer Intern., Berlin, 8: 175-198.
- RINGWOOD, A. E. (1966) — The chemical composition of the earth. *Advances in Earth Sciences*, Huerley (ed.), Cambridge, pp. 287-356.
- (1975) — Composition and Petrology of the Earth's Mantle. Summersgill & Bradley (eds.), (McGraw-Hill Intern. Ser. Earth Plan. Sciences), New York.
- ROBBINS, D. W. & STRENS, R. G. J. (1972) — Charge-transfer in ferromagnesian silicates: the polarized electronic spectra of trioctahedral micas. *Mineral. Mag.*, Min. Soc. London, 38: 551-563.
- ROBINSON, P., SPEAR, F. S., SCHUMACHER, J. C., LAIRD, J., KLEIN, C., EVANS, B. W. & DOOLAN, B. L. (1982) — Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory. *Reviews in Mineralogy*, Min. Soc. Am., Chelsea, Michigan, 9B: 1-11.
- ROMARIZ, C. (1962) — Graptólitos do Silúrico português. *Rev. Fac. Cienc. Lisboa*, 2ª série, 10: 115-312.
- (1969) — Graptólitos Silúricos do Nordeste Peninsular. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, LIII: 107-155.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956) — Igneous, metamorphic and ore geology of Castro-Daire — São Pedro do Sul — Sátão, região (northern Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, X: 617 p.
- SCHERMERHORN, L. J. G. & KOTSCHE, S. (1984) — First occurrence of lawsonite in Portugal and tectonic implications. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 70 (1): 23-29.
- SCHREIBER, M. (1985) — Petrographie und geochemie der gneise und der herzynischen graniteide im Gebiet von Miranda do Douro/NE — Portugal. *Tese U.L.Berlin*.
- SHIDO, F. & MIYASHIRO, A. (1959) — Homeblendes on the basic metamorphic rocks. *Tokyo Univ. Fac. Sc.*, II, 12: 85-102.
- SHOOD, M.K. (1983) — Modern Igneous Petrology. A. Wiley — interscience publication. John Wiley & Sons, New York.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S. M. (1983) — An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Boulder, Colorado, 94: 1281-1288.
- SOEN, O.I. (1970) — Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. *Bol. Geol. Min. España*, Inst. Geol. Min. España, Madrid, LXXXI (II-III): 271-298.
- SOUZA, M. B. (1983) — Considerações paleogeográficas e ensaios de correlação das Formações do grupo do Douro (C.X.C.O) com as formações ante ordovícias da Zona Centro Ibérica. *Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Geol. Univ. Coimbra*, 95: 65-68.
- SPRY, A. (1969) — Metamorphic textures. *Pergamon Press*, New York, 350 pp.
- STORRE, B. & NITSCH, K. H. (1972) — Die Reaktion 2 Zoisit + 1 CO₂ \rightleftharpoons 3 Anorthit + 1 Calcit + 1 H₂O. *Contr. Mineral. Petrol.*, Springer Intern., Berlin, 35: 1-10.
- SUÈSS, E. (1897/1902) — La face de la Terre (Das antlitz der Erde). Paris.
- SUN, S. S. & HANSON, G. N. (1975) — Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalts. *Depr. Earth Space Sciences*. State Univ. Stony Brook, New York.
- SUN, S. S., NESBIT, R. W. & SHARASKIN, A. Y. (1979) — Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Plan. Sc. Letters*, Elsevier Sc. Publ. Comp., Amsterdam, 44: 119-138.
- TAYLOR, B. E. & LIU, J. G. (1978) — The low-temperature stability of andradite in C-O-H fluids. *Am. Mineralogist*, Min. Soc. Am., Lawrence, Kansas, 63: 378-393.
- TAYLOR, S. R. (1964) — Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Pergamon Press, New York, 28: 1273-1285.
- TEIXEIRA, C. (1972) — Carta Geológica de Portugal na escala 1/500.000. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- THOMPSON, J.B. (1957) — The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am. Mineralogist*, Min. Soc. Am., Lawrence, Kansas, 42: 842-858.
- THOMPSON, R. N. & MACKENZIE, W. S. (1967) — Feldspar liquid equilibria in peralkaline acid liquids: An experimental study. *Am. Journ. Sc.*, Yale Univ., New Haven, Connecticut, V (265): 714-734.
- TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. (1968) — Igneous and metamorphic petrology. 2 ed. *McGraw-Hill Book Comp. Inc.*, New York.
- VELDÉ, B. (1965) — Phenigne micas: synthesis, stability, and natural occurrence. *Am. Journ. Sc.*, Yale Univ., New Haven, Connecticut, 263: 886-913.
- WILDEINE, T. R. & HASKIN, L. A. (1973) — Rare Earth in Precambrian sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Pergamon Press, New York, 37: 419-438.
- WILLIAMS, P. J. (1983) — The geochemistry of ophiolitic mafic rocks from the polymetamorphic Ordenes Complex, Spain. *J. Geol. Soc. London*, 140: 877-882.
- WINCHESTER, J. A. & MAX, M. D. (1984) — Element mobility associated with symmetamorphic shear zones near Scotchport, NW Mayo, Ireland. *J. Metamorph. Geol.*, Blackwell Sc. Publ., Oxford, 2: 1-11.
- WINKLER, H. G. F. (1974) — Petrogenesis of metamorphic rocks. 3rd ed. Springer Verlag, Berlin.
- WOOD, D. A. (1979) — Dynamic partial melting: its application to the petrogeneses of basalts erupted in Iceland, the Faroe Islands, the Isle of Skye(Scotland) and the Troodos Massif (Cyprus). *Geochim. Cosmochim. Acta*, Pergamon Press, New York, 43: 1031-1046.
- ZWART, H. J. & DORNSIEPEN, U. F. (1978) — The tectonic framework of Central and Western Europe. *Geol. Mijnbouw*, Royal Geol. Min. Soc. Netherlands, Gravenhage, 57 (4): 627-654.

APÊNDICE I

Métodos analíticos

Rochas

Preparação de amostras

As amostras recolhidas no campo, embora geralmente frescas, foram cuidadosamente limpas das zonas eventualmente alteradas. Posteriormente foram cortadas em pequenos fragmentos com auxílio da serra diamantada, antes de introduzidos no almofariz de ágata para serem reduzidas a pó. As quantidades de amostras utilizadas, embora variáveis conforme a respectiva granularidade, foram da ordem do quilograma. Do pó obtido no almofariz de ágata, utilizou-se 1,25g (por cada amostra) para preparar os discos fundidos utilizados na análise dos elementos maiores. Depois do aquecimento, durante uma hora, a 900°C, para obter a perda ao rubro ($\text{GV} = \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) juntou-se 5g de uma mistura de 66% de tetraborato de lítio e 34% de metaborato de lítio, produzindo um fluxo de 4:1. A mistura homogeneizada foi aquecida durante 10 minutos a 1100°C e o fundido colocado num molde de ouro e platina, constituindo um disco.

Os elementos-traço foram analisados a partir de discos de pó prensado. Para esse efeito colocaram-se 8g de pó de cada amostra, numa suspensão aquosa, dentro de um micro-ionizador que permitiu obter uma granularidade em que 95% do material possuisse diâmetro inferior a 5 μm . Este material, depois de seco, foi misturado com 45ml de uma solução a 10% de acetona de um aglutinador orgânico (Du Port Elvacute 2044 — resina de n-butyl/metacrilato). Esta mistura foi seca com uma lâmpada e, então, prensada a uma pressão de 10t, durante 30 segundos, produzindo um disco resistente.

Análises

A análise de elementos maiores e traços foram obtidos num espectrómetro de fluorescência de raios-X no Instituto de Mineralogia da Universidade Livre de Berlin, F.R.G.. O aparelho utilizado foi um espectrómetro automático PW 1400, Philips. Utilizou-se um ânodo de Rd com uma corrente de 90KV e 30mA. O aparelho foi calibrado com padrões sintéticos. A correção do fundo foi feita, medindo a intensidade do fundo próximo do pico do elemento a determinar. As correções da matriz foram feitas normalizando a intensidade dos

elementos desconhecidos contra a intensidade de Rh-K Compton — radiação primária do tubo. A precisão das análises foi determinada por repetição durante mais tempo e o desvio padrão é da ordem de 0,25 (SiO_2) de 0,01, para os restantes elementos maiores e de +3,0-0,001 para elementos-traço.

A acurácia foi determinada por comparação com os resultados de outros laboratórios (utilizando não só análises por XRF, mas também outras técnicas analíticas como NA (activação neutrónica)).

As análises de REE e alguns traços apresentados na tabela XXV foram determinados por activação neutrónica do Neutron Activation Services, Hamilton, Ontario.

Minerais

Análises químicas dos silicatos

As análises químicas dos silicatos foram obtidas na microsonda electrónica JEOL JCA 733 no Centro de Geologia da Universidade Clássica de Lisboa, que dispõe dos espectrómetros TAP (2d=25,757), LIF (2d=4,028) e PET (2d=8,742).

As análises foram obtidas com um feixe fino ($d=5\mu\text{m}$), 15KV de potencial de aceleração e 25 mA de corrente de emissão. Os padrões utilizados eram minerais com composição conhecida. O tempo de contagem foi de 20 segundos. A precisão dos resultados é, no geral, melhor que 2% para os elementos maiores. (Para uma descrição mais pormenorizada das técnicas ver PALACIOS, 1985).

Análise dos óxidos

As análises dos óxidos foram obtidas na microsonda electrónica Cameca do Laboratório da Direção-Geral de Geologia e Minas no Porto, que dispõe do mesmo tipo de espectrómetros, tendo sido utilizado apenas o LIF.

As análises foram obtidas por um feixe fino ($d=5\mu\text{m}$), com 15KV de potencial de aceleração e 20 mA de corrente de emissão. O tempo de contagem foi de 10 segundos. Os padrões utilizados foram: wolastonite (para o Ca e Si); hematite (para o Fe); o corindo (para o Al); cromite (para o Cr); MnTiO_3 (para o Mn); MgO (para o Mg); NiO (para o Ni).

A precisão dos resultados é superior a 5%.

APÊNDICE II

Valores de normalização utilizados

Valores utilizados como composição do Manto Primitivo (Hofman, 1984, comun. oral):

Rb — 0,554	Sr — 0,07436
U — 0,0213	Ba — 6,26
Ba — 6,26	Pb — 0,193
Pb — 0,193	K — 270
K — 270	Sn — 0,035
Sn — 0,035	W — 0,011
W — 0,011	La — 0,636
La — 0,636	Ce — 1,659
Ce — 1,659	Sr — 18,9
Sr — 18,9	Ta — 0,044
Ta — 0,044	Nb — 0,640
Nb — 0,640	Nd — 1,232
Nd — 1,232	P — 90,4
P — 90,4	Hf — 0,277
Hf — 0,277	Na — 3524 (KAY & HUBBARD, 1978)
Na — 3524 (KAY & HUBBARD, 1978)	Zr — 9,59
Zr — 9,59	Ga — 3
Ga — 3	Y — 3,9
Y — 3,9	Zn — 50
Zn — 50	Al — 21011
Al — 21011	Ti — 1134
Ti — 1134	V — 77
V — 77	Ca — 25015
Ca — 25015	Cu — 28
Cu — 28	Sc — 15
Sc — 15	Si — 210960
Si — 210960	Mn — 1010
Mn — 1010	Fe — 60786
Fe — 60786	Co — 105
Co — 105	Mg — 230964
Mg — 230964	Cr — 3140
Cr — 3140	Ni — 2110

Valores de normalização utilizados para o MORB (valores de PEARCE, 1983):

Sr — 120
K ₂ O — 0,15%
Rb — 2
Ba — 20
Th — 0,2
Nb — 3,5
Ce — 10
P ₂ O ₅ — 0,12%
Zr — 90
Hf — 2,4
TiO ₂ — 1,5%
Y — 30

Valores de normalização para as terras raras (REE) para os condritos. (Valores de MASUDA *et al.*, 1973, divididos por 1,2):

La — 0,315
Ce — 0,813
Nd — 0,597
Sm — 0,192
Eu — 0,0722
Tb — 0,047
Yb — 0,208
Lu — 0,0323

APÊNDICE III

Análises químicas de minerais e rochas

Tab. I-XVI — Análises químicas de minerais de amostras localizadas na figura 8.

Tab. XVII-XXIV — Análises químicas de rochas localizadas na figura 8.
Tab. XXV — Análises de terras raras de algumas amostras significativas.

Tab. XXVI — Comparação entre algumas razões médias elementares das rochas felsicas regionais.

TABELAS

Tabela I - Anfíbolas cárnicas

	an134_2	an134_4	an174_2	an192_1	an192_3	an61a_3	an21a_5	an269_1	an286_5	an291_9	an291_10	an370_2
SiO ₂	36,78	39,33	55,75	39,70	45,99	51,47	44,76	41,38	54,05	54,71	44,06	55,65
CaO	11,92	11,95	8,52	11,77	11,56	12,10	11,62	11,97	11,73	12,13	11,59	12,60
Al ₂ O ₃	13,60	13,03	9,65	13,77	9,48	5,00	11,81	16,21	2,01	1,33	12,63	1,45
FeO	22,25	23,16	16,46	23,22	19,90	16,19	17,27	17,27	15,39	13,63	17,40	12,34
MgO	5,77	5,52	16,01	8,99	8,99	10,02	7,52	13,28	11,79	9,24	16,99	10,00
MnO	0,18	0,16	1,21	0,27	0,29	0,55	0,61	0,19	0,38	0,41	0,33	0,25
TiO ₂	0,66	0,29	0,07	0,59	0,43	0,17	0,21	0,45	0,03	0	0,24	0,02
Na ₂ O	1,47	1,64	3,14	1,63	1,67	0,43	1,33	1,70	0,33	0,21	1,33	0,14
K ₂ O	2,19	2,21	2,29	1,18	0,17	0,06	0,16	0,23	0,10	0,08	0,26	0,03
Cr ₂ O ₃	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
TOTAL	97,82	98,04	96,79	97,92	98,37	98,64	97,79	96,82	97,57	97,29	97,05	98,48

13 CATIONES EXCEPTO CA,NA,K.

Si	6,038	6,161	8,035	6,119	6,819	7,403	6,958	6,290	7,789	7,697	6,533	7,885
Al _{IV}	1,962	1,859	0,	1,821	1,181	0,597	1,492	1,780	0,211	0,163	0,367	0,115
Al _{VI}	0,533	0,539	0,110	0,420	0,475	0,251	0,297	1,092	0,130	0,123	0,739	0,127
Ti	0,077	0,034	0,008	0,068	0,048	0,018	0,023	0,051	0,003	0,	0,027	0,002
Cr	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
Fel _{II}	0,419	0,318	0,133	0,459	0,425	0,140	0,733	0,191	0,294	0,255	0,561	0,115
Fel _{III}	2,607	2,804	1,128	2,030	1,999	1,482	1,793	1,979	1,510	1,490	1,562	1,347
Mg	1,339	1,285	3,439	1,266	1,967	2,716	2,188	1,662	2,967	3,182	2,035	3,379
Mn	0,024	0,021	0,148	0,035	0,033	0,067	0,076	0,024	0,046	0,050	0,041	0,030
Ca	1,985	1,994	1,315	1,963	1,836	1,865	1,824	1,928	1,810	1,876	1,841	1,913
Na(Na)	0,02	0,02	0,02	0,05	0,044	0,120	0,176	0,072	0,092	0,059	0,159	0,038
Na(A)	0,432	0,495	0,193	0,470	0,316	0,	0,202	0,023	0,	0,	0,123	0,
K	0,435	0,440	0,164	0,332	0,322	0,011	0,030	0,044	0,018	0,015	0,049	0,005

	an370_5	an114_6	an114_11	an220_1	an229_3	an229_4	an659_1	an559_3	an768_2	an768_5	an1058_1	an1058_3
SiO ₂	44,57	55,48	40,76	46,07	46,06	51,24	53,33	54,56	54,95	54,03	45,30	53,62
CaO	11,77	12,00	11,91	11,75	11,61	10,87	11,54	11,55	12,32	11,28	11,78	11,78
Al ₂ O ₃	10,99	2,71	15,83	7,09	10,53	4,01	2,49	1,10	1,02	1,49	10,56	1,78
FeO	17,71	8,59	15,84	23,82	22,40	20,49	14,72	13,61	13,21	13,20	13,92	10,86
MgO	9,20	18,11	9,62	6,85	6,55	9,72	13,59	14,72	14,93	15,06	12,71	17,41
MnO	0,30	0,15	0,19	0,46	0,37	0,51	0,35	0,34	0,32	0,30	0,69	0,67
TiO ₂	0,18	0,07	0,25	0,07	0,07	0,03	0,	0,	0,	0,	0,02	0,18
Na ₂ O	1,15	0,38	2,02	1,19	1,23	0,70	0,	0,30	0,25	0,23	1,39	0,26
K ₂ O	0,12	0,12	0,26	0,28	0,25	0,17	0,13	0,08	0,05	0,09	0,13	0,07
Cr ₂ O ₃	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
TOTAL	96,19	98,07	96,33	97,47	97,25	97,78	96,90	96,56	96,82	96,74	96,66	96,69

13 CATIONES EXCEPTO CA,NA,K.

Si	6,692	7,754	6,095	7,022	6,702	7,563	7,761	7,928	7,959	7,885	6,628	7,644
Al _{IV}	1,308	0,246	1,905	0,978	1,298	0,437	0,239	0,072	0,041	0,155	1,372	0,298
Al _{VI}	0,637	0,201	0,823	0,296	0,590	0,261	0,207	0,116	0,133	0,099	0,440	0,
Ti	0,043	0,005	0,028	0,028	0,023	0,008	0,003	0,004	0,002	0,020	0,002	0,002
Cr	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
Fel _{II}	0,181	0,173	0,576	0,496	0,456	0,490	0,243	0,167	0,080	0,138	0,862	0,735
Fel _{III}	1,782	0,831	1,406	2,340	2,393	2,039	1,548	1,487	1,520	1,465	0,834	0,555
Mg	0,269	3,773	2,141	1,556	1,057	2,128	2,948	3,141	3,233	3,259	2,749	2,955
Mn	0,038	0,026	0,026	0,049	0,048	0,064	0,042	0,027	0,027	0,027	0,095	0,081
Ca	1,693	1,869	1,908	1,337	1,692	1,719	1,799	1,865	1,870	1,916	1,807	1,792
Na(Na)	0,107	0,103	0,092	0,163	0,108	0,200	0,152	0,085	0,070	0,065	0,193	0,077
Na(A)	0,228	0,	0,194	0,189	0,225	0,	0,	0,	0,	0,	0,200	0,
K	0,023	0,021	0,050	0,054	0,049	0,032	0,024	0,015	0,009	0,017	0,024	0,013

Tabela II - Anfíbolas sódicas

	m172.2	m173.1	m174.5	m185.2	m192.1	m188.5
--	--------	--------	--------	--------	--------	--------

SiO ₂	54,21	58,11	55,49	51,34	51,24	51,64
CaO	0,28	0,21	4,84	0,55	1,86	1,83
Al ₂ O ₃	0,23	0,23	0,23	0,05	1,00	1,03
FeO	30,53	28,06	17,12	33,52	31,37	28,64
MgO	3,67	2,76	13,11	2,80	3,26	5,87
MnO	0,36	0,40	0,85	0,75	0,98	1,10
TiO ₂	0,05	0,04	0,06	0,09	0,08	0,16
K ₂ O	0,29	0,34	0,29	0,26	0,24	0,22
K ₂ O	0,29	0,48	0,75	0,40	0,56	0,78
Cr ₂ O ₃	0,	0,	0,	0,	0,	0,
TOTAL	97,08	96,14	97,66	97,38	96,25	96,53

13 CATIONES EXCEPTO CA, NA, K

Si	8,167	8,690	7,943	7,808	7,896	7,827
Al _{IV}	0,	0,	0,057	0,108	0,114	0,173
Al _{VI}	0,112	0,130	0,044	0,	0,078	0,011
Ti	0,005	0,004	0,006	0,010	0,009	0,016
Cr	0,	0,	0,	0,	0,	0,
Fe _{III}	1,335	0,773	1,035	1,891	1,552	1,472
Fe _{II}	2,510	2,736	1,014	2,372	2,055	2,032
Mg	0,824	0,615	2,797	0,635	0,745	1,326
Mn	0,046	0,031	0,174	0,097	0,128	0,111
Cs	0,095	0,034	0,792	0,095	0,297	0,299
Nv(Mn)	1,995	1,548	1,258	1,910	1,693	1,703
Nv(A)	0,107	0,	0,085	0,118	0,049	0,213
K	0,056	0,092	0,137	0,078	0,110	0,143

Iões com base em 14,0 Oxigénios

Tabela III - Clorites

	m629	m614.1	m910.1	m910.4
--	------	--------	--------	--------

SiO ₂	25,17	24,79	25,85	26,12
CaO	0,94	0,05	0,07	0,06
Al ₂ O ₃	18,75	21,74	20,68	20,55
FeO	29,21	29,72	28,65	28,25
MgO	9,19	13,93	18,49	19,75
MnO	0,45	0,42	0,44	0,46
TiO ₂	0,12	0,05	0,06	0,40
Na ₂ O	0,11	0,	0,	1,36
K ₂ O	0,26	0,22	0,	0,20
TOTAL	89,52	85,97	86,57	91,13

Iões com base em 14,0 Oxigénios

Fe/Fe+Mg 0,628 0,498 0,382 0,324

Tabela IV - Epidotos

	m885.1	m885.2	m70	m814	m862a.1	m85/86.3	m708.1	m708.2	m765.2	m765.3	m765.4	m765.5	m765.6	m814.1	m910.1	m910.2
SiO ₂	37,80	37,78	38,58	38,26	41,44	37,16	38,83	39,11	38,39	37,71	37,17	36,47	37,26	37,17		
Al ₂ O ₃	24,25	24,41	28,09	26,80	18,83	18,56	25,91	27,85	23,98	24,87	21,12	23,36	22,94	21,98		
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	11,50	10,19	7,22	9,03	16,67	20,58	9,78	7,41	11,29	10,58	15,48	13,70	14,19	15,03		
MgO	0,03	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,59	0,41	0,13	0,10	0,26	0,30	0,13	0,15	0,12	0,17	0,13	0,41	0,31	0,39		
CaO	23,17	23,22	23,89	23,30	19,51	22,33	24,15	23,59	23,62	23,20	22,63	21,91	22,95	23,21		
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,45	0,02	0,00	0,07	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	1,40	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	
TiO ₂	0,07	0,08	0,12	0,08	0,00	0,07	0,05	0,15	0,05	0,07	0,06	0,05	0,03	0,19		
Total	97,41	96,12	98,04	97,58	98,56	99,03	98,88	98,31	97,47	96,61	96,63	99,91	97,68	98,11		

Iões com base em 12,5 oxigénios

Si	3,011	3,035	2,998	3,003	3,290	3,003	3,023	3,028	3,048	3,013	3,024	2,968	2,986	2,983		
Al _{IV}	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032	0,014	0,017		
Al _{VI}	2,277	2,311	2,570	2,479	1,762	1,768	2,377	2,541	2,244	2,342	2,025	2,208	2,152	2,061		
Ti	0,004	0,005	0,007	0,005	0,000	0,004	0,003	0,006	0,003	0,004	0,005	0,003	0,002	0,011		
Fe _{III}	0,689	0,616	0,422	0,533	0,996	1,251	0,573	0,432	0,675	0,636	0,948	0,839	0,856	0,908		
Mg	0,004	0,004	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mn	0,000	0,028	0,000	0,007	0,017	0,021	0,009	0,010	0,008	0,008	0,012	0,009	0,021	0,027		
Cs	1,977	1,188	1,289	1,959	1,660	1,933	2,014	1,956	2,009	1,986	1,973	1,910	1,970	1,955		
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,069	0,083	0,000	0,011	0,003	0,002	0,000	0,000	0,000	0,019		
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,142	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002		
PS	23,2	21,0	14,1	17,7	36,1	41,5	19,4	14,5	23,1	21,4	31,9	27,2	28,3	30,4		

Tabela V - Feldspatos Na-K

	m176_1	m652a_3	m652a_4	m702_1	m702_2	m702_3	m702_4	m702_5
SiO ₂	43,16	65,49	69,35	67,77	68,16	64,75	66,76	65,20
CaO	0,05	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,08	0,00
Al ₂ O ₃	5,29	18,18	17,81	18,78	18,95	17,58	17,61	18,34
FeO	2,71	0,00	0,00	0,09	0,02	0,18	2,44	0,10
MnO	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Li ₂ O	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	1,52	0,23	0,48	0,29	0,14	0,21	0,62	1,37
K ₂ O	14,92	17,30	4,79	5,23	3,22	15,77	2,11	13,88
TOTAL	99,12	101,20	100,46	99,46	99,50	99,41	99,62	98,89

Iões com base em 32,0 Oxigenios								
Si	11,96	12,018	12,272	12,081	12,056	12,122	12,039	12,054
AlIV	2,720	2,932	3,171	3,195	3,334	3,378	3,743	3,946
AlVI	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,	0,
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,050
FeII	0,429	0,000	0,000	0,013	0,003	0,016	0,368	0,015
FeIII	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,010	0,000	0,006	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000
Na	0,557	0,082	2,223	2,620	3,137	0,076	3,363	0,921
K	3,600	4,059	1,533	1,189	0,727	3,766	0,485	3,273

SAN-	0,2	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
ZAB-	13,4	2,0	59,1	68,7	81,1	2,0	87,0	13,0
ZBR-	86,4	98,0	40,7	31,2	18,9	98,0	12,6	87,0

Tabela VI - Feldspatos Na-Ca

	m192_3	m288_6	m288_7	m336_2	m336_3	m357_2	m357_5	mH14_1	mH14_2	mH14_4	mH60_1	mH20_3	mH20_2	mH18_4
SiO ₂	58,88	55,60	58,56	68,30	59,62	59,30	55,99	60,53	54,17	58,99	60,76	61,75	69,27	68,95
CaO	8,00	10,41	5,31	6,39	6,91	7,40	9,00	6,77	12,66	7,85	0,07	5,88	0,50	0,26
Al ₂ O ₃	26,24	27,91	25,18	19,75	29,11	24,84	27,84	25,39	29,49	26,27	19,29	24,07	19,62	19,26
FeO	0,04	0,00	0,00	0,17	0,21	0,09	0,05	0,11	0,00	0,10	0,15	0,41	0,29	0,23
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,09	0,00	0,00	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
Ru2O ₇	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01
K ₂ O	6,50	5,63	6,86	11,24	7,52	7,63	6,20	7,20	4,29	6,85	11,07	7,75	11,18	11,29
Na ₂ O	0,05	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,02	0,09	0,04	0,07	0,07	0,09	0,15	0,08
TOTAL	99,90	99,40	99,95	100,00	99,42	100,41	99,78	100,46	100,69	100,15	100,46	100,01	101,07	100,11

Iões com base em 32,0 Oxigenios														
Si	10,505	10,053	10,470	11,936	10,486	10,539	10,067	10,717	9,723	10,509	12,088	10,959	11,980	12,028
AlIV	5,495	5,947	5,516	4,064	5,304	5,941	5,911	5,283	5,491	3,912	5,034	3,999	3,956	3,956
AlVI	0,047	0,008	0,	0,004	0,	0,015	0,	0,016	0,	0,024	0,027	0,	0,	0,
Ti	0,008	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,001
FeII	0,006	0,000	0,000	0,025	0,031	0,013	0,059	0,028	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,034
FeIII	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,003	0,000	0,015	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007
Na	0,014	0,000	0,000	0,007	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007
Ca	1,529	1,968	1,592	0,073	1,337	1,409	1,864	1,341	2,436	1,498	0,013	1,118	0,093	0,049
Ns	2,246	1,973	2,378	3,808	2,613	2,560	2,165	2,499	1,493	2,366	3,719	2,666	3,748	3,818
K	0,007	0,014	0,009	0,013	0,011	0,009	0,005	0,020	0,009	0,016	0,015	0,020	0,033	0,018

SAN-	40,4	49,8	40,0	1,9	33,6	35,4	46,2	34,7	61,8	38,6	0,3	29,4	2,4	1,3
ZAB-	59,4	49,9	59,5	97,1	66,1	64,4	53,7	64,7	37,9	61,0	99,2	70,1	96,8	98,3
ZBR-	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,1	0,8	0,2	0,4	0,1	0,5	0,9	0,5

Tabela VII - Granadas

	m134,2	m134,7	m192,53	m192,85	mH03,2	mH03,6	mH05,3	mS33b,2	m999,3	m113b,1
Si	36,11	36,29	37,68	39,07	36,26	35,75	36,29	36,98	35,76	37,02
Ca	29,60	30,34	30,46	30,46	4,70	3,90	3,03	3,03	30,17	4,25
Al ₂ O ₃	17,97	15,93	26,40	21,65	15,16	19,73	19,77	20,34	5,15	19,45
Fe ₂ O ₃	5,14	6,35	3,02	1,96	21,18	12,11	7,26	12,47	23,89	13,22
Mn	0,29	1,37	0,18	0,11	0,94	0,20	0,18	1,63	0,67	
MnO	0,15	0,09	0,13	0,13	0,04	0,09	0,04	0,10	0,02	0,03
TiO ₂	0,62	1,19	1,01	0,02	0,11	0,05	0,26	0,14	0,79	0,50
Na ₂ O	0,10	0,17	0,04	0,02	0,05	0,02	0,01	0,03	0,00	0,03
K ₂ O	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02
TOTAL	96,98	96,98	98,93	99,97	99,85	98,36	98,17	99,81	98,79	99,78

IODES COM BASE EM 2% OXIGENIOS

Si	5,750	5,802	5,803	5,912	5,715	5,900	5,904	5,946	5,976	5,978
Al	3,232	3,192	3,202	3,231	3,670	3,773	3,791	3,716	3,777	3,777
FeIII	0,616	0,764	0,350	0,223	0,065	0,303	0,056	3,003	0,122	
Ti	0,076	0,143	0,117	0,009	0,013	0,067	0,029	0,017	0,099	0,060
Mn	0,140	0,322	0,041	0,025	0,221	0,048	0,044	0,384	0,000	0,159
MnO	0,020	0,111	0,018	0,017	0,249	0,314	0,041	0,127	0,000	0,025
Ca	4,811	4,098	4,911	4,989	4,796	4,026	4,513	4,952	5,399	1,029
Na	0,031	0,053	0,012	0,006	0,015	0,006	0,003	0,009	0,000	0,009
K	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000

andar

Si	31,57	44,72	14,66	8,05	6,46	4,39	5,98	8,61	92,67	7,87
Al	2,16	4,43	0,68	0,41	3,80	0,84	0,75	6,30	0,00	2,76
Sp	0,31	0,16	0,30	0,28	36,64	57,31	60,88	50,91	7,33	52,75
gross	65,96	50,29	84,15	91,27	8,98	14,20	20,60	11,35	0,00	12,43
slm	0,00	0,00	0,00	0,00	40,12	23,26	11,80	22,83	0,00	24,01

Tabela VIII - Micas dioctaédricas

Tabela IX - Micas trioctaédricas

	m53,1,2	m16,1	mH03,1	mS33b,2	mS24,7	mS24,10	mS24,11	mS25,5	m156,2	
SiO ₂	50,60	46,54	47,13	46,74	48,56	53,77	50,35	50,22	50,30	50,09
CaO	0	0,01	0	0,01	0,01	0	0	0,03	0	0,01
Al ₂ O ₃	26,71	30,50	34,50	27,52	29,51	30,57	29,67	29,10	29,91	29,91
FeO	5,00	5,48	1,40	5,36	5,39	5,52	4,19	5,06	4,24	4,24
MnO	2,65	0,53	1,29	0,60	2,10	2,74	1,98	2,21	1,26	1,09
MnO	0,03	0,04	0,03	0,02	0	0,08	0,07	0,07	0,24	0,19
TiO ₂	0,19	0,20	0,35	0,16	0,16	0,13	0,12	0,29	0,03	0,22
MnO	0,20	0,23	0,35	0,32	0,40	0,12	0,09	0,33	0,00	0,20
K ₂ O	10,02	11,80	10,01	9,96	9,68	9,03	9,46	8,79	10,10	16,28
TOTAL	95,90	95,87	92,72	95,15	93,82	97,21	96,99	96,40	92,63	94,54

IODES COM BASE EM 22 CATIONES

	m172	m702,2	m865,1	m865,2	
Si	36,99	36,46	37,73	38,93	
AlIV	0	0	0,02	0,01	
AlVII	10,60	9,86	9,13	10,43	
FeII	20,43	20,36	20,16	20,53	
FeIII	10,74	5,61	11,85	12,35	
MnO	0,33	1,10	0,64	0,61	
MnO	0,33	1,10	0,64	0,61	
TiO ₂	2,25	2,31	1,79	1,90	
MnO	0,00	0,15	0,15	0,07	
K ₂ O	8,51	8,85	9,08	8,92	
TOTAL	93,88	93,71	91,61	93,85	

IODES COM BASE EM 22 CATIONES

Si	3,405	3,172	3,209	3,119	3,334	3,521	3,300	3,316	3,517	3,510
AlIV	0,956	0,828	0,791	0,881	0,666	0,479	0,700	0,683	0,600	0,598
AlVII	1,524	1,644	1,816	1,834	1,561	1,498	1,662	1,624	1,502	1,320
Ti	0,010	0,010	0,001	0,006	0,008	0,016	0,016	0,014	0,002	0,012
FeII	0,281	0,312	0,080	0,143	0,309	0,302	0,230	0,279	0,365	0,591
FeIII	0,266	0,261	0,131	0,064	0,215	0,177	0,193	0,217	0,131	0,173
Mn	0,002	0,002	0,002	0,002	0	0,004	0,004	0,004	0,004	0,011
Ca	0	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0	0	0,002	0,001
Na	0,026	0,030	0,046	0,132	0,053	0,015	0,006	0,012	0,045	0,014
K	0,860	1,026	0,869	0,814	0,848	0,754	0,791	0,740	0,901	0,919

Mg/Fe+Fe₂O₃ 0,44 0,25 0,51 0,52

Tabela X - Piroxenas cárccicas

	m6bb-2	m467.3	m467.8	m520.4
SiO ₂	49,78	49,42	49,91	49,10
CaO	22,88	22,74	22,81	21,53
Al ₂ O ₃	0,30	0,30	0,30	0,26
FeO	18,23	22,35	21,13	23,48
MgO	5,58	3,93	4,66	3,54
MnO	1,52	0,78	0,94	0,81
TiO ₂	0,	0,01	0,05	0,14
Na ₂ O	0,15	0,19	0,16	0,22
K ₂ O	0,03	0,02	0,	0,
TOTAL	98,47	99,77	99,85	99,90

Iões com base em 6,0 Oxigenios

	Si	1,996	1,987	1,993	1,975
Al _{IV}	0,004	0,013	0,007	0,025	
Al _{VI}	0,010	0,003	0,002	0,026	
Ti	0,	0,000	0,002	0,004	
FeII	0,611	0,752	0,706	0,795	
FeIII	0,334	0,262	0,277	0,212	
Mn	0,052	0,027	0,032	0,028	
Ca	0,983	0,980	0,976	0,928	
Na	0,012	0,015	0,012	0,017	
K	0,002	0,001	0,	0,	

Tabela XI - Piroxenas sódicas

	m133,b2	m173.4	m174.2	m688.1
SiO ₂	52,30	51,23	52,05	52,57
CaO	0,93	2,94	2,47	0,15
Al ₂ O ₃	0,40	0,40	0,	0,76
MgO	0,51	0,58	1,35	0,09
MnO	0,09	0,32	0,14	0,16
TiO ₂	0,07	0,13	0,05	0,76
Na ₂ O	3,12	11,24	12,00	13,31
K ₂ O	0,	0,02	0,03	0,
Fe2O ₃	32,35	32,02	30,97	32,42
TOTAL	100,05	99,48	100,06	100,22

Iões com base em 6,0 Oxigenios

	Si	1,999	1,980	1,991	2,002
Al _{IV}	0,001	0,018	0,009	0,	
Al _{VI}	0,030	0,	0,009	0,034	
Ti	0,002	0,004	0,001	0,022	
FeII	0,930	0,931	0,875	0,929	
FeIII	0,029	0,029	0,027	0,029	
Mn	0,003	0,010	0,005	0,005	
Ca	0,038	0,122	0,101	0,006	
Na	0,972	0,887	0,934	0,983	
K	0,000	0,001	0,001	0,000	

Tabela XII - Esfenas

	m134	m192.1	m20.1	m624.1
SiO ₂	30,93	30,15	30,21	
CaO	28,61	29,16	27,90	28,17
Al ₂ O ₃	1,29	6,26	2,17	0,92
FeO	0,69	0,50	0,76	0,57
MgO	0,01	0,02	0,	0,00
MnO	0,13	0,03	0,05	0,06
TiO ₂	37,44	29,54	35,40	38,60
Na ₂ O	0,03	0,01	0,01	0,12
K ₂ O	0,	0,	0,	0,00
Fe ₂ O ₃	0,76	1,10	0,84	0,57
TOTAL	98,85	98,05	97,29	99,22

Cátions com base em 4 Si considerando Y(Al,Ti+FeIII)

	Si	4,000	4,000	4,000	4,000
Al	0,204	0,940	0,339	0,144	
Ti	3,768	2,874	3,532	3,483	
FeIII	0,028	0,108	0,084	0,013	
FeII	0,077	0,	0,06	0,006	
Mn	0,002	0,004	0,	0,	
Mg	0,015	0,003	0,006	0,006	
Ca	4,102	4,039	3,966	3,996	
K	0,008	0,002	0,003	0,031	

Tabela XIII - Stilpnomelanas

	m629	m181	m681.1
SiO ₂	43,98	43,56	44,08
CaO	0,10	0,10	0,07
Al ₂ O ₃	6,27	6,63	7,12
FeO	27,26	26,77	30,29
MgO	5,38	2,77	2,71
MnO	0,88	2,45	2,67
TiO ₂	0,	0,05	0,
Na ₂ O	0,09	0,17	0,10
K ₂ O	1,39	2,30	2,11
TOTAL	89,35	87,30	89,15

N. de cátions com base em (Si+Ti+Al+Fe+Mg+Mn)=7,5

	Si	3,980	3,931	3,922
Al	0,714	0,749	0,659	
Ti	0,233	0,	0,	
Fe	2,237	2,259	2,033	
Mg	0,377	0,360	0,715	
Mn	0,169	0,002	0,066	
Ca	0,110	0,006	0,010	
K	0,030	0,017	0,016	
	0,268	0,240	0,158	

Tabela XIV - Oxidos de ferro e titânio

magnetite

	m428.5	m428.6	m428.10	m428.11	m910.5
.SiO ₂	0,29	0,21	0,36	0,53	0,04
Al ₂ O ₃	0,00	0,03	0,02	0,00	0,02
CaO	0.	0.	0.	0.	0.
Fe ₂ O ₃ *	68,30	68,52	68,59	69,19	68,19
FeO	30,58	30,68	30,71	30,53	30,53
MgO	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02
MnO	0,13	0,17	0,18	0,05	0,05
TiO ₂	0,07	0,09	0,04	0,03	0,09
Na ₂ O	0.	0.	0.	0.	0.
K ₂ O	0.	0.	0.	0.	0.
TOTAL	99,40	99,71	99,91	99,33	99,05

Catíones com base em 32 Oxigenios

Si	0,090	0,065	0,111	0,164	0,012
Al	0,000	0,011	0,007	0,000	0,007
FeII	15,890	15,901	15,869	15,842	15,949
FeIII	7,906	7,912	7,896	7,882	7,935
Ti	0,016	0,021	0,009	0,007	0,021
Mg	0,014	0,005	0,000	0,000	0,009
Mn	0,034	0,044	0,047	0,013	0,013
Ca	0.	0.	0.	0.	0.
Na	0.	0.	0.	0.	0.
Cr	0,000	0,000	0,002	0,000	0,027

* Calculado a partir de FeO(t) por estequimetria

ilmenite + leucoxemas

	m53.1	m53.2	m288	m414
SiO ₂	0,09	0,35	0,03	0,07
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0.	0.	0.	0.
Fe ₂ O ₃ *	0.	0.	1,21	4,64
FeO	40,63	40,53	44,45	45,82
MgO	0,00	0,00	0,03	0,12
MnO	3,73	3,74	2,34	0,00
TiO ₂	54,80	53,50	51,20	49,92
Na ₂ O	0.	0.	0.	0.
K ₂ O	0.	0.	0.	0.
TOTAL	99,25	98,12	98,06	98,04

Catíones com base em 6,0 Oxigenios

Si	0,001	0,004
Al	0,000	0,000
FeII	0,023	0,091
FeIII	1,896	1,991
Ti	1,981	1,928
Mg	0,002	0,009
Mn	0,102	0,000
Ca	0.	0.
Na	0.	0.
K	0.	0.

* Calculados a partir de FeO(t) por estequimetria

Tabela XV - Prehnite

	a192
SiO ₂	43,48
CaO	28,06
Al ₂ O ₃	23,33
FeO	0,71
MgO	0.
MnO	0.
TiO ₂	0,03
Na ₂ O	0,12
K ₂ O	0,01
TOTAL	92,84

Catões com base em 11,0 Oxigenios

Si	3,069
AlIV	0.
AlVI	1,916
Ti	0,002
FeII	0,006
FeIII	0.
Mn	0.
Ca	1,916
Na	0,016
K	0,001

Tabela XVI - Carbonatos

	a134,1	a134,2	a155	a172	a173	a629	a614
CaO	54,28	54,53	53,08	50,47	51,69	52,96	52,18
FeO	0,04	0.	0,15	2,35	1,36	0,55	0,16
MgO	0.	0.	0,06	0,08	0,17	0,17	0.
MnO	0,01	0,03	0,01	5,99	3,78	0,99	0,05
CO ₂	42,63	42,61	41,82	40,85	40,92	42,14	41,08
TOTAL	96,96	97,37	95,12	103,74	100,90	95,91	93,97

Iões com base em 6,0 Oxigenios

Fe	0,001	0,000	0,000	0,004	0,038	0,020	0,005
Mg	0,000	0,000	0,003	0,000	0,008	0,000	0,000
Mn	0,000	0,001	0,000	0,166	0,106	0,003	0,001
Ca	1,999	1,999	1,992	1,766	1,847	1,971	1,994
C	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	1,998	2,000

(% mol. dos termos finais)

Tabela XVII - Formação Carrapatas

CIA	S102	Al203	Fe203	MgO	CaO	Na2O	K2O	TlO2	P2O5	MnO	Cl	Soma	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Hf	Ta	W	Pb	Th	U	
MEDIA (B)	48,30	16,54	12,59	3,36	8,64	3,04	0,71	2,99	0,44	0,19	1,54	99,33	24,00	291,75	48,25	32,12	29,12	38,38
DESV. PADRÃO	3,67	1,22	2,10	0,63	2,79	1,94	0,43	0,25	0,13	0,05	0,79	0,23	2,78	61,68	28,31	8,13	20,33	21,10
VAL. MÍNIMO	41,77	14,90	10,01	2,23	4,70	0,48	0,33	2,64	0,32	0,12	0,52	99,03	19,00	218,00	12,00	16,00	2,00	9,00
VAL. MÁXIMO	53,66	18,62	16,45	4,35	14,03	6,07	1,69	3,29	0,69	0,29	2,57	99,61	27,00	406,00	90,00	40,00	62,00	62,00
MEDIA (B)	97,62	19,12	14,38	457,50	29,62	215,12	33,12	1,30	180,12	21,62	58,62	40,38	3,42	3,92	2,10	3,62	2,50	0,98
DESV. PADRÃO	21,00	4,05	7,63	196,92	8,01	53,00	5,49	1,18	153,99	7,42	12,02	5,50	2,43	2,50	1,89	2,13	1,07	0,49
VAL. MÍNIMO	73,00	13,00	8,00	143,00	23,00	159,00	28,00	1,11	155,00	12,00	46,00	33,00	<1	<1	<1	1,00	1,00	<1
VAL. MÁXIMO	145,00	25,00	32,00	627,00	47,00	301,00	42,00	4,00	513,00	33,00	61,00	49,00	7,00	7,00	6,00	8,00	4,00	2,00
MEDIA (B)	49,62	14,79	14,59	2,88	7,10	4,92	0,61	3,76	0,51	0,16	0,43	99,36	31,25	366,75	47,00	30,50	21,25	22,75
DESV. PADRÃO	3,08	1,26	2,28	0,57	1,85	1,22	0,48	0,24	0,03	0,04	0,31	0,13	6,29	15,37	40,09	3,70	13,52	7,80
VAL. MÍNIMO	47,27	13,59	12,36	2,32	4,82	3,26	0,15	3,47	0,48	0,11	0,19	99,27	25,00	347,00	13,00	26,26	9,75	17,00
VAL. MÁXIMO	53,96	16,42	17,72	3,65	8,69	5,95	1,07	4,01	0,56	0,19	0,89	99,34	40,00	340,00	182,00	3,00	37,00	34,00
MEDIA (4)	49,62	14,79	14,59	2,88	7,10	4,92	0,61	3,76	0,51	0,16	0,43	99,36	31,25	366,75	47,00	30,50	21,25	22,75
DESV. PADRÃO	3,08	1,26	2,28	0,57	1,85	1,22	0,48	0,24	0,03	0,04	0,31	0,13	6,29	15,37	40,09	3,70	13,52	7,80
VAL. MÍNIMO	47,27	13,59	12,36	2,32	4,82	3,26	0,15	3,47	0,48	0,11	0,19	99,27	25,00	347,00	13,00	26,26	9,75	17,00
VAL. MÁXIMO	53,96	16,42	17,72	3,65	8,69	5,95	1,07	4,01	0,56	0,19	0,89	99,34	40,00	340,00	182,00	3,00	37,00	34,00
MEDIA (4)	100,50	19,25	16,25	206,00	31,50	224,75	36,75	1,75	154,20	22,25	65,00	42,25	5,00	7,25	0,95	1,50	2,10	1,50
DESV. PADRÃO	22,99	4,79	15,44	120,09	1,91	30,43	8,02	0,50	154,20	16,00	25,00	16,00	1,16	2,50	0,75	1,00	1,47	0,58
VAL. MÍNIMO	87,00	13,00	4,00	125,00	30,00	180,00	25,00	1,00	154,20	15,00	53,00	39,00	1,00	3,00	<1	1,00	<1	1,00
VAL. MÁXIMO	116,00	25,00	37,00	395,00	34,00	240,00	43,00	2,00	379,00	27,00	71,00	45,00	8,00	11,00	2,00	3,00	4,00	2,00
MEDIA (4)	101,50	18,33	13,17	875,33	29,33	234,17	32,33	1,57	127,50	21,33	57,33	37,50	6,80	8,00	1,73	5,57	1,67	0,87
DESV. PADRÃO	3,70	1,46	1,89	1,85	2,59	1,53	0,45	0,39	0,19	0,03	1,23	0,11	1,85	2,50	19,89	4,20	13,50	23,80
VAL. MÍNIMO	94,58	15,19	8,51	2,13	5,66	0,73	0,06	2,26	0,10	0,16	1,78	99,03	17,00	152,00	10,00	23,00	4,00	17,00
VAL. MÁXIMO	51,82	18,47	18,03	1,36	11,64	0,90	1,17	3,35	0,68	0,24	2,61	99,32	28,00	431,00	62,00	40,00	46,00	87,00
MEDIA (5)	101,50	18,33	13,17	875,33	29,33	234,17	32,33	1,57	127,50	21,33	57,33	37,50	6,80	8,00	1,73	5,57	1,67	0,87
DESV. PADRÃO	36,27	3,44	7,76	1316,85	8,85	54,28	7,94	0,70	86,73	8,43	9,09	4,39	3,10	0,91	4,00	0,52	0,63	
VAL. MÍNIMO	61,00	15,00	4,00	279,00	180,00	190,00	25,00	<1	35,00	12,00	43,00	29,00	<1	<1	<1	1,00	<1	<1
VAL. MÁXIMO	146,00	23,00	24,00	3560,00	42,00	333,00	47,00	2,00	279,00	34,00	85,00	53,00	12,00	10,00	3,00	12,00	3,00	2,00
MEDIA (5)	70,32	12,77	6,09	0,26	1,96	4,08	2,71	0,32	0,03	0,13	0,74	99,43	3,60	1,18	1,00	5,11	3,44	4,00
DESV. PADRÃO	2,23	2,49	2,13	0,14	1,01	2,11	0,78	0,12	0,03	0,02	0,38	0,39	2,33	0,80	0,77	1,36	1,42	2,03
VAL. MÍNIMO	67,56	9,24	3,79	0,08	0,53	0,34	1,85	0,19	0,01	0,09	0,01	99,04	<1	<1	<1	3,00	2,00	1,00
VAL. MÁXIMO	73,03	14,82	9,39	0,48	3,76	5,84	4,24	0,48	0,10	0,16	1,25	100,21	7,00	2,00	2,00	8,00	6,00	8,00
MEDIA (9)	175,22	31,11	49,67	186,22	117,00	866,78	113,67	10,11	514,11	94,89	164,67	81,07	19,56	6,00	1,51	9,11	12,78	4,33
DESV. PADRÃO	47,38	7,01	16,87	77,13	24,83	380,35	43,22	3,10	230,38	32,06	50,35	17,77	3,54	1,23	3,44	3,49	1,22	
VAL. MÍNIMO	135,00	25,00	23,00	42,00	45,00	495,00	82,00	7,00	204,00	52,00	96,00	58,00	12,00	3,00	<1	5,00	9,00	3,00
VAL. MÁXIMO	269,00	49,00	78,00	311,00	163,00	1533,00	194,00	16,00	974,00	151,00	255,00	177,00	33,00	13,00	4,00	17,00	19,00	7,00

Tabela XVII - Formação Carrapatas (cont.)

CIIb	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	CV	Soma	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
MEDIA	72,94	9,27	6,31	0,59	1,51	4,32	0,93	0,53	0,04	0,09	0,94	99,47	2,20	27,00	3,00	5,00	5,50	7,00
DESV. PADRÃO	5,50	1,89	2,80	0,35	0,35	0,44	0,64	0,18	0,02	0,04	1,32	0,41	2,55	2,83	1,41	0,00	5,71	5,66
VAL. MÍNIMO	60,20	7,94	5,27	0,39	1,25	3,01	0,40	0,40	0,02	0,06	0,	99,18	1,67	25,00	2,00	5,00	5,00	3,00
VAL. MÁXIMO	77,04	10,61	10,29	0,84	1,78	4,63	1,38	0,66	0,05	0,12	1,67	99,76	4,00	29,00	4,00	5,00	6,00	11,00

	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ca	Nd	Hf	Ta	V	Pb	Th	U
MEDIA (2)	100,00	18,50	14,00	224,00	90,50	747,00	86,50	8,00	68,00	81,00	153,50	75,50	14,50	7,50	2,70	5,00	12,50	1,50
DESV. PADRÃO	10,20	14,48	13,48	24,58	14,00	120,21	31,82	1,81	53,79	8,99	30,41	13,44	6,36	7,78	3,25	8,29	0,71	0,71
VAL. MÍNIMO	44,00	8,00	11,00	191,00	81,00	662,00	64,00	7,00	30,00	75,00	132,00	66,00	10,00	2,00	0,	5,00	12,00	1,00
VAL. MÁXIMO	156,00	29,00	17,00	258,00	100,00	832,00	109,00	9,00	106,00	87,00	175,00	85,00	19,00	13,00	5,00	11,00	13,00	2,00

CIII	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	CV	Soma	Sc	V	Cr	Co	Ri	Cu
sdH07 CIII	57,77	20,40	4,25	0,70	0,81	6,32	0,12	0,77	0,02	0,15	0,18	99,19	7	32	1	10	5	7

	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ca	Nd	Hf	Ta	V	Pb	Th	U
mDw7 CIII	41	24	3	594	149	1241	103	1	206	127	203	101	28	4	c1	8	16	5

CIV	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	CV	Soma	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
MEDIA (3)	47,88	12,74	10,69	3,87	16,37	3,06	0,25	2,72	0,84	0,23	0,65	99,30	21,00	201,33	33,00	29,33	25,00	10,00
DESV. PADRÃO	1,20	2,00	1,53	0,82	6,37	1,00	0,10	1,00	0,55	0,02	0,67	0,21	6,56	52,29	21,07	6,11	17,69	3,46
VAL. MÍNIMO	46,51	10,45	8,93	3,11	11,52	1,99	0,19	1,79	0,40	0,22	0,24	99,08	14,00	143,00	11,00	26,41	6,00	8,00
VAL. MÁXIMO	48,71	14,15	11,69	4,74	23,58	3,97	0,36	3,78	1,45	0,25	1,42	99,33	27,00	244,00	53,00	38,00	41,00	14,00

	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ca	Nd	Hf	Ta	V	Pb	Th	U
MEDIA (3)	113,00	19,67	9,00	307,67	22,67	144,33	20,33	29,67	168,33	16,00	49,00	37,67	4,67	0,60	4,13	3,67	1,13	2,00
DESV. PADRÃO	3,00	3,06	4,36	41,79	13,43	60,80	10,41	43,73	241,41	19,08	28,79	16,80	3,21	0,35	3,38	2,08	0,81	1,00
VAL. MÍNIMO	108,00	17,00	4,00	262,00	18,00	90,00	12,00	1,00	23,00	4,00	29,00	23,00	1,00	c1	2,00	0,	1,00	1,00
VAL. MÁXIMO	118,00	23,00	12,00	344,00	43,00	210,00	32,00	80,00	447,00	35,00	82,00	56,00	7,00	1,00	7,00	6,00	2,00	3,00

CB+FB+AB+SB	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	CV	Soma	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
MEDIA (16)	47,60	16,31	12,28	5,07	9,43	2,93	0,62	2,81	0,43	0,23	1,37	99,26	22,56	284,19	77,25	32,69	44,81	38,50
DESV. PADRÃO	3,71	2,56	1,99	2,66	0,99	1,04	1,03	0,21	0,19	1,08	0,19	9,72	3,27	195,52	91,46	11,51	50,41	25,85
VAL. MÍNIMO	43,62	13,21	10,20	1,77	5,08	0,46	0,10	0,74	0,08	0,11	0,34	99,05	7,00	2,00	4,00	1,00	2,00	17,00
VAL. MÁXIMO	55,96	23,03	15,02	9,64	15,60	9,49	1,31	4,11	0,96	0,21	4,46	99,62	33,00	508,00	364,00	46,00	192,00	110,00

	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ca	Nd	Hf	Ta	V	Pb	Th	U
MEDIA (16)	203,62	24,06	22,81	601,56	121,32	305,56	43,94	6,20	190,56	50,94	80,38	57,69	9,72	3,45	2,76	7,40	3,92	1,00
DESV. PADRÃO	400,58	8,76	57,91	63,08	43,11	46,06	17,33	196,03	112,10	85,94	69,75	1,72	3,05	2,00	8,01	7,39	c1	0,57
VAL. MÍNIMO	56,00	17,00	3,00	190,00	15,00	97,00	17,00	c1	17,00	8,00	33,00	25,00	1,00	c1	c1	c1	c1	c1
VAL. MÁXIMO	1701,00	49,00	129,00	2572,00	359,00	1813,00	208,00	71,00	683,00	467,00	389,00	315,00	42,00	14,00	8,00	35,00	31,00	2,00

Tabela XVIII - Formação Macedo

BT	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CV	Soma	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
MEDIA	48,11	15,64	11,77	6,83	9,95	2,71	0,22	2,05	0,27	0,24	1,58	99,36	32,95	289,45	230,86	34,82	94,95	37,73
DESV. PADRÃO	2,13	0,73	1,16	1,08	1,68	0,26	0,24	0,22	0,04	0,11	0,83	0,16	3,98	39,11	45,67	5,31	56,42	7,43
VAL. MÍNIMO	43,61	13,89	7,60	5,68	5,90	1,26	0,06	1,58	0,15	0,13	0,43	99,06	24,00	206,00	190,00	27,00	43,00	24,00
VAL. MÁXIMO	53,68	17,32	13,51	10,93	12,31	4,74	1,15	2,50	0,33	0,63	3,29	99,69	40,00	373,00	382,00	49,00	298,00	54,00

BT	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Hf	Ta	V	Cr	Co	Pb	Th	U
MEDIA	2,2	125,23	17,50	6,86	198,23	37,95	144,41	6,32	0,90	46,95	4,50	31,09	28,45	4,68	1,44	1,82	6,14	11,10	0,62	
DESV. PADRÃO	5,00	7,36	5,00	3,66	70,00	1,00	1,29	0,73	52,76	2,50	3,49	3,98	2,36	1,69	1,56	4,53	0,81	0,18		
VAL. MÍNIMO	4,00	12,00	2,00	32,00	220,00	49,00	100,00	1,00	22,00	20,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	
VAL. MÁXIMO	888,00	23,00	33,00	329,00	480,00	170,00	8,00	3,00	218,00	10,00	37,00	37,00	12,00	8,00	5,00	17,00	3,00	2,00		

BT	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CV	Soma	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	
MEDIA (2)	56,32	14,27	9,95	3,88	4,53	3,85	1,70	0,09	1,36	0,20	1,57	0,48	99,63	26,00	224,50	159,00	21,00	68,50	31,50
DESV. PADRÃO	10,25	1,63	2,50	0,53	3,33	1,79	0,04	1,14	0,15	2,11	0,10	0,40	11,31	144,96	115,79	11,31	40,21	31,52	
VAL. MÍNIMO	49,07	13,41	7,78	0,68	7,60	0,10	0,06	0,95	0,09	0,08	0,41	99,35	18,00	122,00	75,00	13,00	36,00	9,00	
VAL. MÁXIMO	63,57	15,72	11,32	7,09	13,04	2,50	0,12	2,16	0,30	3,06	0,55	99,91	34,00	327,00	243,00	29,00	93,00	54,00	

BT	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Hf	Ta	V	Cr	Co	Pb	Th	U
MEDIA (2)	65,00	21,00	7,00	2108,50	27,50	151,00	9,00	1,50	14,00	1,70	17,20	14,70	5,00	3,20	2,00	19,50	6,50	2,00	7,78	0,00
DESV. PADRÃO	42,00	2,85	4,20	2791,18	12,02	2,83	1,41	0,71	4,24	1,84	23,76	20,22	2,63	3,96	1,81	6,36	1,50	1,00	7,78	0,00
VAL. MÍNIMO	30,00	9,00	4,00	161,00	19,00	15,00	1,00	1,00	11,00	1,00	1,00	1,00	1,00	3,00	1,00	15,00	1,00	1,00	2,00	
VAL. MÁXIMO	100,00	23,00	10,00	4056,00	36,00	153,00	10,00	2,00	17,00	3,00	34,00	29,00	7,00	6,00	3,00	24,00	12,00	2,00	2,00	

Tabela XIX - Formação Valembeito

BT	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CV	Soma	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
MEDIA (5)	46,47	14,58	12,88	9,89	8,87	2,24	0,09	1,76	0,23	0,25	2,22	99,46	33,00	275,00	297,00	46,10	191,00	45,60
DESV. PADRÃO	3,63	3,63	2,15	5,98	2,80	1,30	0,06	0,29	0,03	0,04	1,60	0,13	6,12	43,98	118,76	19,46	274,91	22,61
VAL. MÍNIMO	42,14	6,19	11,09	6,02	4,51	0,05	0,05	1,28	0,19	0,20	0,89	99,35	24,00	212,00	208,00	34,00	50,00	28,00
VAL. MÁXIMO	67,89	16,90	16,39	20,41	12,23	3,35	0,19	2,03	0,28	0,29	5,00	99,64	40,00	319,00	500,00	81,00	632,00	83,00

BT	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Hf	Ta	V	Cr	Co	Pb	Th	U
MEDIA (5)	95,40	17,60	3,20	136,80	31,60	116,60	5,60	0,64	16,60	4,20	29,20	26,20	4,60	1,24	1,32	9,40	0,40	0,86		
DESV. PADRÃO	8,76	4,68	0,56	25,00	21,00	23,00	2,07	0,70	14,00	4,00	14,00	8,86	1,38	1,56	2,09	1,17	0,00	0,70	0,71	
VAL. MÍNIMO	80,99	10,00	2,00	25,00	21,00	19,00	4,00	0,11	3,00	2,00	24,00	23,00	3,00	1,00	1,00	2,00	0,11	0,00	0,71	
VAL. MÁXIMO	102,00	22,00	4,00	204,00	36,00	142,00	9,00	2,00	26,00	6,00	35,00	30,00	6,00	4,00	5,00	29,00	0,40	2,00	2,00	

BT	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CV	Soma	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
MEDIA (2)	68,10	18,78	1,47	0,73	1,11	10,44	0,10	0,77	0,12	0,04	0,48	99,15	17,00	56,00	60,50	9,00	26,50	24,00
DESV. PADRÃO	0,63	0,43	0,31	0,57	0,11	4,24	0,71	2,55	3,54	1,14	18,38	7,78	0,71	1,00	1,41	9,19	7,07	0,71
VAL. MÍNIMO	64,65	18,66	1,32	0,33	1,10	10,27	0,09	0,77	0,12	0,03	0,37	99,09	18,00	59,00	59,00	6,00	16,00	15,00
VAL. MÁXIMO	65,54	18,91	1,61	1,13	1,12	10,62	0,11	0,78	0,13	0,05	0,59	99,21	18,00	59,00	62,00	12,00	37,00	33,00

BT	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Hf	Ta	V	Cr	Co	Pb	Th	U
MEDIA (2)	10,00	18,00	3,00	93,00	15,00	136,00	13,50	2,20	36,50	24,00	51,00	29,50	4,50	0,80	3,00	13,50	13,00	1,50		
DESV. PADRÃO	12,73	0,00	0,00	7,07	4,24	1,61	0,71	2,55	3,54	1,14	18,38	7,78	0,71	0,00	1,41	9,19	7,07	0,71		
VAL. MÍNIMO	1,00	18,00	3,00	86,00	12,00	135,00	13,00	<1	34,00	14,00	28,00	4,00	<1	2,00	2,00	8,00	8,00	1,00		
VAL. MÁXIMO	19,00	18,00	3,00	98,00	18,00	137,00	14,00	4,00	39,00	34,00	64,00	35,00	5,00	0,40	4,00	20,00	18,00	2,00		

Tabela XX - Médias dos Grupos Máficos

GRUPO DE MACEDO

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CV	Soma	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
MÉDIA (31)	47,80	15,44	11,98	7,40	9,75	2,62	0,20	1,99	0,26	0,25	1,70	99,38	32,96	286,78	243,11	37,04	112,78	39,19
DESV. PÁDRÃO	2,16	1,62	1,41	2,81	2,06	1,02	0,22	0,26	0,04	0,10	1,01	0,16	4,31	39,57	67,38	10,26	116,09	11,53
VAL. MÍNIMO	43,14	8,19	7,60	5,68	4,51	0,05	0,05	1,28	0,15	0,13	0,43	99,06	24,00	206,00	190,00	27,00	43,00	24,00
VAL. MÁXIMO	53,88	17,32	16,39	20,41	12,31	4,74	1,15	2,50	0,33	0,63	5,00	99,69	40,00	373,00	506,00	81,00	632,00	83,00

	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Hf	Ta	U	Pb	Th	U
MÉDIA (31)	119,70	17,52	5,19	183,59	36,75	139,26	5,19	0,89	40,96	4,44	39,74	26,04	4,47	1,40	1,72	6,76	9,97	0,82
DESV. PÁDRÃO	154,02	3,30	6,78	72,86	4,50	21,76	1,44	0,71	49,25	2,34	37,76	3,86	2,18	1,64	1,63	6,12	0,78	0,54
VAL. MÍNIMO	46,00	10,00	2,00	25,00	21,00	79,00	4,00	<1	3,00	1,00	22,00	20,00	1,00	<1	<1	2,00	<1	<1
VAL. MÁXIMO	888,00	23,00	33,00	329,00	46,00	170,00	9,00	3,00	218,00	10,00	37,00	37,00	12,00	8,00	5,00	29,00	3,00	2,00

[(La/Ce)N]

0,40

[(Ce/Y)N]

2,00

La/Nb

0,70

Zr/Nb

22,50

GRUPO DE CARBAPATAS

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CV	Soma	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
MÉDIA (34)	48,40	16,42	12,45	4,05	8,78	3,53	0,72	2,91	0,43	0,20	1,39	99,28	25,40	283,00	59,23	31,37	34,49	36,83
DESV. PÁDRÃO	3,57	2,21	2,92	1,78	4,50	1,53	0,76	0,88	0,19	0,13	0,95	0,18	6,78	125,02	66,30	9,71	36,90	23,15
VAL. MÍNIMO	41,77	13,21	4,55	0,70	4,70	0,48	0,06	0,47	0,02	0,11	0,18	99,03	5,00	2,00	1,00	2,00	2,00	7,00
VAL. MÁXIMO	57,47	23,03	18,63	9,64	15,40	6,87	4,51	4,11	0,96	0,91	4,46	99,81	40,00	506,00	364,00	66,00	192,00	110,00

	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Hf	Ta	U	Pb	Th	U
MÉDIA (34)	145,46	21,40	17,91	569,86	43,03	290,14	40,34	3,64	173,66	37,86	73,20	49,76	6,68	4,37	2,16	5,57	3,35	1,14
DESV. PÁDRÃO	272,32	6,92	21,36	667,52	59,35	324,77	33,24	11,77	160,25	77,57	62,55	48,23	7,95	3,19	1,96	6,11	5,51	0,87
VAL. MÍNIMO	41,00	13,00	3,00	128,00	15,00	97,00	17,00	<1	17,00	6,00	33,00	25,00	<1	<1	<1	<1	<1	<1
VAL. MÁXIMO	1701,00	49,00	129,00	3560,00	359,00	1813,00	208,00	71,00	683,00	467,00	389,00	315,00	42,00	14,00	8,00	35,00	31,00	5,00

[(La/Ce)N]

1,50

[(Ce/Y)N]

4,02

La/Nb

0,90

Zr/Nb

7,20

Tabela XXI - Formação Facho

Fila	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CV	Sons	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
MEDIA (1)	69,37	10,20	9,25	0,69	0,37	4,44	4,28	0,50	0,03	0,17	0,23	79,56	0,66	0,45	1,77	4,46	4,31	3,34
DESV. PADRÃO	2,45	1,11	1,25	0,12	0,10	1,10	1,01	0,01	0,01	0,01	0,06	26,29	0,80	0,17	1,17	1,92	1,11	1,64
VAL. MÍNIMO	66,17	7,97	4,63	0,14	0,05	2,74	2,47	0,22	0,01	0,09	0,	99,03	0,	0,	1,00	3,00	2,00	1,1
VAL. MÁXIMO	73,69	12,90	11,65	1,26	1,29	6,27	6,60	0,76	0,05	0,24	1,05	100,14	3,00	1,00	5,00	6,00	6,00	5,00
Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Hf	Ta	U	Pb	Th	U	
MEDIA (13)	264,23	33,08	76,92	11,92	148,31	1419,6	177,58	15,31	235,23	132,08	201,08	110,31	29,31	9,62	2,00	13,08	20,46	6,62
DESV. PADRÃO	67,07	3,70	24,59	7,55	72,34	157,77	19,21	4,21	157,77	130,16	161,57	81,00	5,72	2,02	8,00	6,02	2,75	1,00
VAL. MÍNIMO	193,00	28,00	50,00	32,00	85,00	112,00	11,00	3,00	30,00	66,00	100,00	5,00	1,00	4,00	1,00	17,00	1,00	1,00
VAL. MÁXIMO	420,00	38,00	119,00	32,00	322,00	2188,00	244,00	24,00	605,00	359,00	370,00	253,00	48,00	16,00	6,00	100,00	33,00	12,00
Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Hf	Ta	U	Pb	Th	U	
MEDIA (7)	72,96	9,13	8,03	0,40	0,60	0,07	3,76	0,37	0,02	0,09	0,24	99,67	1,46	1,71	1,49	4,43	4,71	2,63
DESV. PADRÃO	17,48	1,26	1,74	0,25	0,69	1,09	1,69	0,08	0,01	0,09	0,05	0,42	1,20	3,22	1,06	1,13	1,90	1,52
VAL. MÍNIMO	71,23	8,07	5,69	0,12	1,41	0,32	0,21	0,09	0,03	0,08	0,09	0,	0,	1,00	0,	2,00	0,	0,1
VAL. MÁXIMO	79,00	11,78	10,14	1,51	1,56	6,45	5,28	0,95	0,04	0,13	0,67	100,12	3,00	9,00	3,00	5,00	7,00	6,00
Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Hf	Ta	U	Pb	Th	U	
MEDIA (7)	231,86	29,43	76,43	39,71	135,00	1424,86	173,71	14,43	273,57	117,57	200,86	98,29	29,43	10,71	1,60	12,57	19,00	4,57
DESV. PADRÃO	90,63	4,50	36,44	38,75	50,50	329,75	44,95	3,74	265,69	66,72	59,00	41,58	7,35	3,35	1,45	6,97	6,83	1,51
VAL. MÍNIMO	145,00	25,00	5,00	8,00	97,00	970,00	118,00	16,00	18,00	70,00	148,00	45,00	22,00	8,00	0,	7,00	13,00	3,00
VAL. MÁXIMO	409,00	37,00	120,00	97,00	232,00	1975,00	243,00	21,00	841,00	263,00	318,00	182,00	44,00	19,00	4,00	26,00	33,00	7,00
Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Hf	Ta	U	Pb	Th	U	
MEDIA (4)	73,39	11,23	6,19	0,30	1,16	3,87	2,84	0,38	0,06	0,12	0,28	99,83	5,10	0,40	0,85	5,75	4,00	2,10
DESV. PADRÃO	1,37	1,42	1,30	0,15	0,81	0,99	1,11	0,10	0,05	0,05	0,20	0,27	0,06	0,00	0,30	1,71	1,15	1,69
VAL. MÍNIMO	71,42	9,17	4,90	0,17	0,49	2,30	1,28	0,31	0,02	0,05	0,05	0,01	0,	0,	4,00	3,00	0,	0,1
VAL. MÁXIMO	74,41	12,40	7,87	0,47	2,07	5,34	3,60	0,52	0,11	0,48	100,21	14,00	1,00	1,00	5,00	5,00	4,00	4,00
Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Hf	Ta	U	Pb	Th	U	
MEDIA (4)	208,00	26,20	47,00	69,25	117,25	1100,75	121,75	11,00	491,75	86,25	152,50	81,25	24,25	7,50	1,30	11,25	12,75	5,50
DESV. PADRÃO	68,56	5,07	21,53	50,59	23,13	328,19	56,48	1,00	299,70	11,25	19,45	12,00	3,20	1,20	0,20	0,57	2,89	1,00
VAL. MÍNIMO	145,00	19,00	15,00	24,00	83,00	715,00	53,00	5,00	93,00	47,00	102,00	46,00	17,00	3,00	0,	5,00	7,00	2,00
VAL. MÁXIMO	299,00	30,00	61,00	116,00	133,00	1625,00	191,00	18,00	764,00	123,00	207,00	102,00	34,00	11,00	4,00	15,00	18,00	9,00
Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Hf	Ta	U	Pb	Th	U	
MEDIA (3)	78,55	9,98	6,43	0,73	0,41	2,32	4,51	0,29	0,02	0,11	0,40	99,85	2,47	0,40	0,60	5,00	4,00	3,00
DESV. PADRÃO	5,22	2,39	2,21	0,87	0,18	1,43	1,23	0,16	0,02	0,04	0,25	0,3	1,05	0,20	0,25	2,00	1,00	1,00
VAL. MÍNIMO	68,52	7,88	3,88	0,23	0,29	1,06	2,52	0,26	0,01	0,06	0,11	99,50	0,	0,	1,00	3,00	3,00	2,00
VAL. MÁXIMO	77,72	12,58	7,77	1,73	0,61	3,89	5,89	0,56	0,14	0,18	100,33	4,00	0,40	1,00	7,00	5,00	4,00	4,00
Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	Hf	Ta	U	Pb	Th	U	
MEDIA (3)	187,33	25,00	60,67	81,67	122,67	1035,67	125,67	11,33	469,33	123,00	174,00	97,67	23,33	9,33	1,47	10,33	14,33	4,67
DESV. PADRÃO	40,50	2,65	8,96	82,31	25,03	264,99	36,68	2,52	297,67	9,00	25,71	13,58	6,66	3,51	1,36	3,21	2,89	1,15
VAL. MÍNIMO	151,00	23,00	55,00	16,00	97,00	839,00	97,00	9,00	240,00	114,00	195,00	82,00	19,00	6,00	0,	8,00	11,00	4,00
VAL. MÁXIMO	231,00	28,00	71,00	174,00	147,00	1337,00	167,00	14,00	806,00	132,00	196,00	106,00	31,00	13,00	3,00	14,00	16,00	6,00

Tabela XXI - Formação Facho (cont.)

FIIb		S102	A1203	Fe203	MgO	CaO	Na2O	K2O	Tl02	P205	MnO	GV	Sone	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
MEDIA (8)	76,86	10,16	3,81	0,32	1,10	1,96	5,01	0,27	0,03	0,07	0,52	100,11	2,23	0,50	0,60	5,50	3,67	1,97	
DESV. PADRÃO	5,78	1,77	0,29	0,26	1,38	2,93	0,15	0,02	0,06	0,43	0,13	1,02	0,24	0,31	1,05	0,52	1,27		
VAL. MÍNIMO	75,74	7,70	1,08	0,13	0,67	1,62	0,07	0,01	0,04	0,38	0,09	99,98	c1	0,00	0,00	4,00	3,00	c1	
VAL. MÁXIMO	78,39	10,97	7,04	0,87	3,19	8,14	8,82	0,52	0,06	0,18	1,33	100,29	3,00	1,00	1,00	7,00	4,00	3,00	
<hr/>																			
Zn Gs Rb Sr Y Zr Nb Sn Ba La Ce Nd HF Ta V Pb Th U																			
MEDIA (8)	150,33	26,17	63,67	98,00	91,67	917,33	119,50	14,33	291,33	64,83	125,33	53,17	21,33	6,17	8,33	13,33	4,33		
DESV. PADRÃO	43,88	6,65	29,62	120,96	13,98	330,84	42,35	2,80	137,12	26,70	32,41	11,14	4,93	3,10	3,08	2,94	2,07		
VAL. MÍNIMO	86,00	21,00	16,00	15,00	68,00	389,00	85,00	10,00	84,00	35,00	81,00	41,00	13,00	1,00	c1	5,00	11,00	1,00	
VAL. MÁXIMO	189,00	39,00	106,00	338,00	110,00	1342,00	185,00	17,00	457,00	99,00	176,00	67,00	27,00	10,00	8,00	13,00	17,00	7,00	
<hr/>																			
FIIc		S102	A1203	Fe203	MgO	CaO	Na2O	K2O	Tl02	P205	MnO	GV	Sone	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
MEDIA (2)	60,30	13,99	11,75	1,25	2,47	3,14	4,93	1,00	0,18	0,25	0,34	99,60	13,50	38,70	6,00	6,50	5,50	10,00	
DESV. PADRÃO	1,81	0,01	0,18	0,81	0,27	2,98	3,08	0,45	0,04	0,03	0,49	0,16	6,36	54,16	4,28	4,95	2,12	5,66	
VAL. MÍNIMO	59,02	13,98	11,62	0,68	2,28	1,04	2,75	0,68	0,15	0,23	0,	99,98	9,00	c1	3,00	3,00	4,00	6,00	
VAL. MÁXIMO	61,58	14,00	11,98	1,82	2,66	5,25	7,10	0,20	0,27	0,69	99,71	18,00	77,00	9,00	10,00	7,00	14,00		
<hr/>																			
Zn Gs Rb Sr Y Zr Nb Sn Ba La Ce Nd HF Ta V Pb Th U																			
MEDIA (2)	299,50	36,50	102,00	282,30	134,50	1516,50	119,50	8,50	498,00	152,50	265,00	119,00	31,00	9,50	1,70	10,50	16,00	5,50	
DESV. PADRÃO	7,78	12,02	49,00	231,93	36,06	191,95	61,52	1,95	495,00	83,56	256,69	128,69	5,81	6,36	1,94	2,12	9,90	0,71	
VAL. MÍNIMO	244,00	28,00	67,00	118,00	109,00	1379,00	76,00	5,00	471,00	92,00	174,00	101,00	30,00	5,00	c1	9,00	9,00	5,00	
VAL. MÁXIMO	255,00	45,00	137,00	446,00	160,00	1654,00	163,00	12,00	517,00	213,00	356,00	137,00	32,00	14,00	3,00	12,00	23,00	6,00	
<hr/>																			
FIIb		S102	A1203	Fe203	MgO	CaO	Na2O	K2O	Tl02	P205	MnO	GV	Sone	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
#608 FIIb	52,28	15,11	10,51	2,66	5,16	3,71	4,99	3,43	0,46	0,40	0,39	99,72	16	232	19	27	16	46	
MED08 FIIb	162	27	145	77	44	219	61	3	218	32	66	38	4	6	2	4	4	-1	
<hr/>																			
Zn Gs Rb Sr Y Zr Nb Sn Ba La Ce Nd HF Ta V Pb Th U																			
MED08	Zn	Gs	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Ce	Nd	HF	Ta	V	Pb	Th	U	
MEDIA (2)																			
FIII	S102	A1203	Fe203	MgO	CaO	Na2O	K2O	Tl02	P205	MnO	GV	Sone	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	
MEDIA	59,57	11,86	11,20	2,38	0,95	4,61	3,11	0,94	0,22	2,28	99,32	4,20	0,70	1,50	3,00	5,00	7,00		
DESV. PADRÃO	7,60	0,87	4,04	2,14	1,17	1,75	3,48	0,04	0,03	1,58	0,24	5,37	0,42	0,14	1,41	1,51			
VAL. MÍNIMO	54,20	14,23	8,34	0,87	0,09	3,20	1,78	0,54	0,04	0,19	0,88	99,28	c1	c1	1,00	0,00	4,00	8,00	
VAL. MÁXIMO	64,95	15,46	14,06	3,89	1,75	5,66	4,44	0,59	0,08	0,24	3,12	99,34	8,00	1,00	2,00	4,00	6,00	8,00	
<hr/>																			
Zn Gs Rb Sr Y Zr Nb Sn Ba La Ce Nd HF Ta V Pb Th U																			
MEDIA																			
DESV. PADRÃO																			
VAL. MÍNIMO																			
VAL. MÁXIMO																			
MEDIA	452,50	45,00	121,00	78,50	286,00	1582,00	180,50	18,00	356,50	286,00	229,50	299,50	31,00	13,00	0,40	9,50	20,50	5,00	
DESV. PADRÃO	122,14	28,28	128,69	75,11	1101,67	170,41	9,90	304,76	313,96	149,00	333,05	21,21	11,31	0,00	2,12	17,68	4,24		
VAL. MÍNIMO	154,00	25,00	30,00	32,00	95,00	803,00	60,00	7,00	141,00	64,00	124,00	64,00	16,00	5,00	c1	8,00	8,00	2,00	
VAL. MÁXIMO	751,00	65,00	212,00	125,00	477,00	2361,00	301,00	21,00	572,00	508,00	335,00	535,00	46,00	21,00	0,40	11,00	33,00	8,00	
<hr/>																			
FIV		S102	A1203	Fe203	MgO	CaO	Na2O	K2O	Tl02	P205	MnO	GV	Sone	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu
MEDIA	72,46	14,03	3,09	0,16	0,35	4,16	3,96	0,15	0,02	0,06	0,79	99,23	0,70	0,40	0,40	7,00	3,00	0,70	
DESV. PADRÃO	1,55	0,47	1,00	0,06	0,03	0,37	0,52	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,42	0,00	0,00	1,41	1,81	0,42	
VAL. MÍNIMO	71,58	13,70	2,03	0,12	0,33	3,69	3,59	0,15	0,02	0,05	0,78	99,22	c1	c1	0,00	6,00	2,00	c1	
VAL. MÁXIMO	73,54	14,36	4,15	0,20	0,37	4,42	4,43	0,18	0,03	0,07	0,80	99,24	1,00	0,40	0,40	8,00	4,00	1,00	
<hr/>																			
Zn Gs Rb Sr Y Zr Nb Sn Ba La Ce Nd HF Ta V Pb Th U																			
MEDIA																			
DESV. PADRÃO																			
VAL. MÍNIMO																			
VAL. MÁXIMO																			
MEDIA PADM	123,00	31,00	85,00	54,50	104,00	441,00	90,00	11,50	952,00	121,00	202,00	64,50	14,00	4,50	2,20	5,50	13,00	3,50	
DESV. PADRÃO	41,01	5,66	5,66	9,19	57,98	104,65	0,00	3,54	164,05	57,98	73,54	21,92	4,24	3,54	2,55	0,71	1,41	0,71	0,71
VAL. MÍNIMO	94,00	27,00	81,00	48,00	63,00	367,00	90,00	9,00	836,00	50,98	150,00	49,00	11,00	2,00	c1	5,00	12,00	3,00	
VAL. MÁXIMO	152,00	35,00	89,00	61,00	145,00	515,00	90,00	11,00	1068,00	162,00	254,00	80,00	17,00	7,00	4,00	8,00	14,00	4,00	

Tabela XXII - Formação Alto de Casais

A1a	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P2O ₅	MnO	Cr	Soma	Sc	V	Or	Co	Ni	Cu
MEDIA (12)	72,09	13,61	2,70	0,59	0,81	3,13	4,55	0,37	0,12	0,04	0,87	99,68	7,92	20,92	8,95	6,75	7,17	5,08
DESV. PADRAO	2,93	1,17	0,85	0,33	0,43	0,78	0,67	0,14	0,02	0,38	0,15	2,39	14,30	8,39	1,06	4,13	3,00	
VAL. MINIMO	67,80	12,28	1,53	0,16	0,21	1,78	2,42	0,17	0,07	0,02	0,58	99,16	4,00	3,00	3,00	3,00	1,00	
VAL. MAXIMO	73,89	16,01	4,32	1,16	1,71	4,27	5,26	0,62	0,22	0,08	1,98	100,67	11,00	50,00	25,00	9,00	15,00	10,00

Zn	Ca	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Cr	Nd	Hf	Ta	V	Pb	Th	U	
MEDIA (12)	48,83	18,25	134,33	93,67	37,67	201,08	14,50	5,42	711,92	28,67	69,67	31,58	5,62	0,63	2,73	21,42	13,25	3,92
DESV. PADRAO	9,91	2,42	29,18	36,26	9,37	58,25	2,81	3,03	196,65	13,70	16,43	6,06	2,39	0,49	1,04	2,57	2,24	1,16
VAL. MINIMO	36,00	15,00	76,00	59,00	23,00	117,00	7,00	1,00	304,00	10,00	39,00	23,00	c1	c1	c1	19,00	10,00	2,00
VAL. MAXIMO	62,00	23,00	175,00	168,00	56,00	284,00	17,00	1,00	1111,00	95,00	45,00	10,00	4,00	28,00	18,00	6,00		

A1D	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P2O ₅	MnO	Cr	Soma	Sc	V	Or	Co	Ni	Cu
MEDIA (2)	71,40	14,16	3,36	1,01	0,61	8,68	1,06	0,43	0,14	0,06	1,32	99,43	9,50	27,50	13,50	8,50	9,50	4,00
DESV. PADRAO	5,17	1,68	1,17	0,96	0,04	0,91	1,36	0,23	0,06	0,06	0,33	0,28	0,71	20,51	14,85	2,12	6,36	2,83
VAL. MINIMO	67,17	12,97	2,53	0,33	0,58	2,24	3,10	0,27	0,10	0,02	1,09	99,23	9,00	13,00	3,00	7,00	5,00	2,00
VAL. MAXIMO	75,15	15,25	4,19	1,69	0,64	3,53	5,02	0,18	0,10	1,95	99,63	10,00	42,00	24,00	10,00	14,00	3,00	

Zn	Ca	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Cr	Nd	Hf	Ta	V	Pb	Th	U	
MEDIA (2)	71,00	21,00	188,50	61,50	47,50	206,00	14,50	3,50	700,00	24,50	75,00	33,00	6,00	0,70	4,00	24,50	12,50	3,00
DESV. PADRAO	15,56	2,83	36,06	10,61	13,44	7,07	3,54	2,12	246,00	10,61	21,21	4,24	0,00	0,42	1,91	2,12	2,12	0,00
VAL. MINIMO	60,00	19,00	123,00	54,00	38,00	201,00	12,00	2,00	526,00	17,00	60,00	30,00	6,00	c1	3,00	23,00	11,00	3,00
VAL. MAXIMO	82,00	23,00	174,00	69,00	57,00	211,00	17,00	5,00	874,00	32,00	90,00	36,00	6,00	1,00	5,00	26,00	14,00	3,00

A1I	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P2O ₅	MnO	Cr	Soma	Sc	V	Or	Co	Ni	Cu
n23 A1I	70,49	15,66	1,84	0,42	1,97	7,57	0,16	0,37	0,12	0,02	0,68	99,32	10	16	2	5	2	16

Zn	Ca	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Cr	Nd	Hf	Ta	V	Pb	Th	U	
n23 A1I	21	11	3	127	32	2w5	19	6	54	26	55	32	7	c1	4	5	14	4

Tabela XXIII - Formação Alto de Sequeira

S	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P2O ₅	MnO	Cr	Soma	Sc	V	Or	Co	Ni	Cu
MEDIA (3)	67,49	13,03	7,36	1,06	2,53	4,96	1,29	0,76	0,21	0,17	0,72	99,57	10,67	2,60	2,13	5,67	4,00	5,33
DESV. PADRAO	9,67	1,62	4,59	0,15	1,76	1,07	0,26	0,71	0,26	0,12	0,59	0,31	19,77	1,91	1,96	1,93	1,00	2,79
VAL. MINIMO	58,46	12,03	5,46	0,96	0,93	4,19	1,09	0,65	0,01	0,08	0,19	99,25	2,00	c1	4,00	3,00	1,00	1,00
VAL. MAXIMO	78,21	14,89	12,42	1,23	4,41	1,58	1,55	0,31	0,31	1,33	99,86	23,00	7,00	4,00	2,00	5,00	14,00	4,00

Zn	Ca	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Ba	La	Cr	Nd	Hf	Ta	V	Pb	Th	U	
MEDIA (3)	182,67	23,67	24,67	218,67	98,00	690,67	67,00	9,67	10,67	59,67	116,00	62,00	16,33	6,33	8,67	7,67	2,67	
DESV. PADRAO	40,15	4,04	15,89	57,05	60,56	361,44	22,61	6,43	226,42	31,94	39,13	17,35	8,02	3,79	2,42	3,06	6,03	1,53
VAL. MINIMO	118,00	20,00	15,00	163,00	45,00	340,00	52,00	5,00	242,00	36,00	90,00	51,00	8,00	2,00	c1	6,00	2,00	1,00
VAL. MAXIMO	189,00	28,00	43,00	277,00	164,00	1062,00	93,00	17,00	648,00	96,00	161,00	82,00	24,00	9,00	5,00	12,00	14,00	4,00

Tabela XXIV - Formação Madorra

Ria	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CV	Sesame	Sc	V	Cr ⁺	Co	Ni	Cu
MEDIA (2)	65,12	17,67	5,72	1,40	0,19	0,44	4,47	0,67	0,06	0,56	3,11	99,42	14,00	112,50	66,00	18,00	35,00	14,00
DESV. PADRÃO	0,01	0,81	0,83	0,02	0,11	0,11	0,25	0,04	0,04	0,13	0,14	0,34	0,00	28,99	5,66	4,24	7,07	2,83
VAL. MINIMO	65,00	17,10	5,13	1,29	0,17	0,36	4,04	0,63	0,04	0,47	3,01	99,16	14,00	92,00	62,00	15,00	30,00	12,00
VAL. MAXIMO	65,13	18,20	6,31	1,42	0,26	4,86	5,70	0,29	0,65	3,21	99,66	14,00	133,00	70,00	21,00	40,00	16,00	
Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Mn	Sn	Ba	La	Cr	Nd	Hf	Ta	W	Pb	Th	U	
MEDIA (2)	78,00	21,50	189,00	38,50	22,00	85,50	11,50	3,50	583,50	29,00	41,50	37,50	1,50	1,70	1,20	23,50	11,00	1,50
DESV. PADRÃO	5,66	2,12	19,80	4,87	4,00	4,20	2,12	1,74	7,17	1,20	0,10	1,00	1,00	1,13	13,44	1,41	0,71	
VAL. MINIMO	74,00	20,00	171,00	28,00	21,00	82,00	11,00	3,00	544,00	21,00	36,00	25,00	1,00	0,00	14,00	10,00	1,00	
VAL. MAXIMO	82,00	23,00	199,00	49,00	23,00	89,00	12,00	4,00	623,00	40,00	46,00	5,00	3,00	2,00	33,00	12,00	2,00	
Rib	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	CV	Sesame	Sc	V	Cr ⁺	Co	Ni	Cu
MEDIA (5)	65,64	17,02	6,80	1,28	0,18	0,56	4,16	0,66	0,09	0,21	3,00	99,59	13,80	84,80	67,60	13,20	34,80	3,48
DESV. PADRÃO	4,46	1,20	1,10	0,23	0,06	0,15	0,47	0,09	0,04	0,12	0,32	0,33	1,64	17,94	15,57	1,30	5,59	4,81
VAL. MINIMO	60,65	14,42	5,37	1,00	0,13	0,23	3,66	0,56	0,04	0,11	2,70	99,37	12,00	63,00	47,00	11,00	27,00	4,1
VAL. MAXIMO	71,80	19,61	8,19	1,57	0,25	0,72	4,74	0,75	0,14	0,42	3,49	100,16	16,00	106,00	86,00	14,00	41,00	12,00
Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Mn	Sn	Ba	La	Cr	Nd	Hf	Ta	W	Pb	Th	U	
MEDIA (5)	71,40	20,20	188,20	62,20	19,80	95,00	11,80	3,00	587,00	26,40	57,00	30,00	2,36	0,92	4,80	19,20	11,40	0,88
DESV. PADRÃO	16,58	2,77	14,41	36,13	8,25	34,41	1,79	1,22	59,78	10,78	9,57	3,81	2,09	1,15	1,10	1,82	0,27	
VAL. MINIMO	51,00	16,00	173,00	26,00	18,60	69,00	10,00	2,00	512,00	14,00	45,00	26,00	0,11	0,11	3,00	15,00	9,00	0,1
VAL. MAXIMO	86,00	23,00	208,00	121,00	27,00	153,00	14,00	5,00	664,00	39,00	69,00	34,00	5,00	3,00	6,00	27,00	13,00	1,00

Tabela XXV - REE de algumas amostras significativas

No. Am.	ELEMENTOS											
	Ba	Hf	Ta	Th	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
M20	773	4	<1	13	30	72	32	8.64	0.78	1.2	4.9	0.76
M67A	800	4.5	1	13	15	47	11	2.69	0.33	0.5	3.18	0.49
M173	344	40	9	33	272	370	192	35.4	8.72	8.6	25.7	3.84
M243A	84	7	1	3	6	27	23	4.34	1.59	0.9	3.55	0.53
MH64B	360	3.8	1.5	2	20.5	44	26	4.82	1.59	0.7	1.85	0.27
M499	128	7	1	3	26	66	44	8.11	2.40	1.0	3.11	0.46
M608	218	4	6	4	32	66	14	8.37	2.38	1.1	3.66	0.54
M681	90	3	<0.5	1.1	6.8	21	14	4.24	1.46	0.9	3.75	0.54
M702B	840	28	8.3	16	36.7	97	44	12.9	2.90	2.7	11.1	1.64
M1058	34	5	<1	8	37	64	35	6.58	1.18	0.5	2.34	0.37

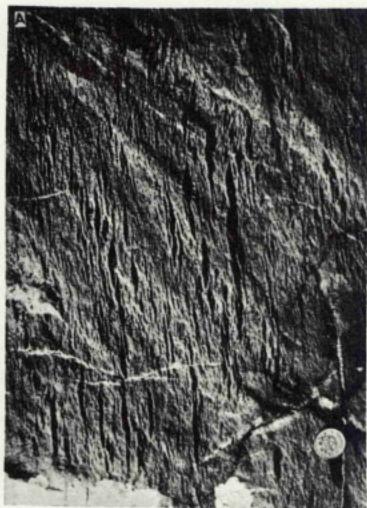
Tab. XXVI- Comparação entre algumas razões de médias elementares das rochas felicicas regionais

	Facho (Fia,b,c)	Aito Casais (Ala)	Valbem/feito (BII)	Gr. Macedo	Gr. Carrapatas	Taylor (1964) Basaltos Crusta	F. Madorra	
K/Rb	462; 408; 502	281	277	268	334	276	232	192
Rb/Sr	6,5; 2,2; 0,7	1,43	0,03	0,03	0,03	0,06	0,24	3,67
K/Ba	151; 114; 48	53,1	7,6	41,0	34,4	33,2	49,2	61,2
Sr/Ba	0,05; 0,13; 0,14	0,13	2,55	4,48	3,28	1,86	0,09	0,09
Th/U	~ 3,5	~ 3	~ 8,7					
Ca/Yb _N	3,7 - 2,2	3,8	7,0					
Σ REE/ condritos	92 - 402	35 - 70	65					
K		37772				8300	20900	35821
Rb		134				30	90	187
Sr		94				465	375	51
Ba		712				250	425	585

ESTAMPAS

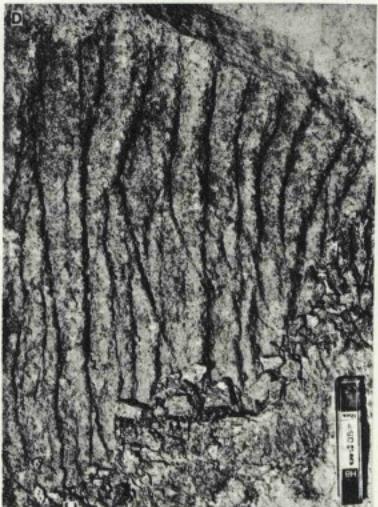
Estampa I

- A — Aspecto de um plano de cisalhamento com estrias preenchidas por riebequite.
Bancada superior de metariolitos da F. Carrapatas, prox. de Alto de Casais.
- B — Charneiras em quartzo, contemporâneas da 2.^a Fase de dobramento.
F. Facho, no Alto de Sequeira, junto ao carreamento de Facho.
- C — Amigdala de calcite preservada nos metavulcanitos da dobra de Sortes.
F. Facho.
- D — Figura de carga em metavulcanitos.
F. Facho, S do Cabeço Gordo.



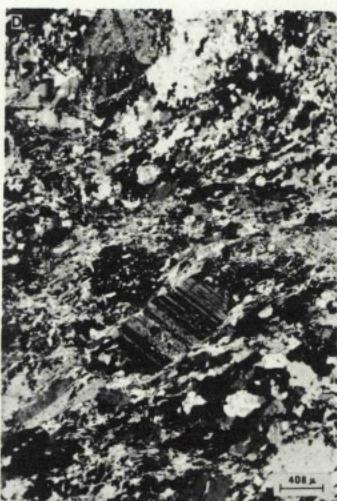
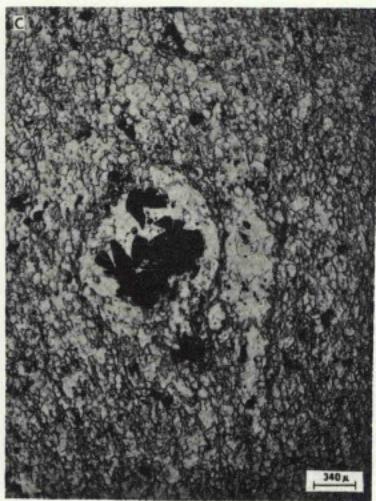
Estampa II

- A — Charneira de 1.^a Fase, redobrada pela 2.^a Fase, apresentando eixos aproximadamente perpendiculares.
F. Facho.
- B — Aspecto de interferência de dobras.
F. Facho, V. G. Facho.
- C — Dobras de 3.^a Fase.
F. Alto de Casais, região de Vale do Prado.
- D — Dobras de 3.^a Fase.
F. Macedo de Cavaleiros, N de Vale da Igreja.



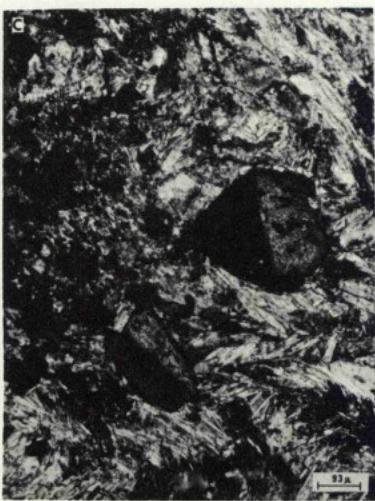
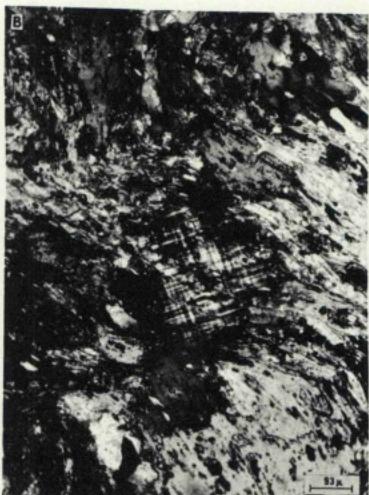
Estampa III

- A — Porfiroclasto de feldspato potássico com bordos assimétricos indicativos do sentido do movimento (esquerdo). N +.
F. Facho, W da Serra de Facho.
- B — Zircão partido, moldado pela foliação.
F. Facho, W de Canzal.
- C — Grãos de esfera moldados pela foliação.
F. Facho, N de Canzal.
- D — Porfiroclasto de plagioclase com sombras de pressão em quartzo.
F. Alto de Casais, Fragas de Gonso.



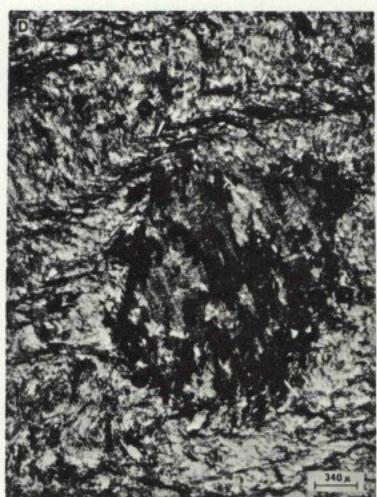
Estampa IV

- A — Aspecto do desenvolvimento preferencial dos porfiroclastos milimétricos de albite, simulando um bandado.
- B — Porfiroclasto de microclina cisalhado pelos últimos movimentos. N+.
F. Facho, Vinha Grande.
- C — Epidoto maclado em porfiroclastos tardios. N+.
F. Facho, região da Vinha Grande, junto do contacto com a F. Carrapatas.
- D — Espessartite posterior à 3.^a Fase de deformação.
F. Madorra, região de Vale de Ferreiro.



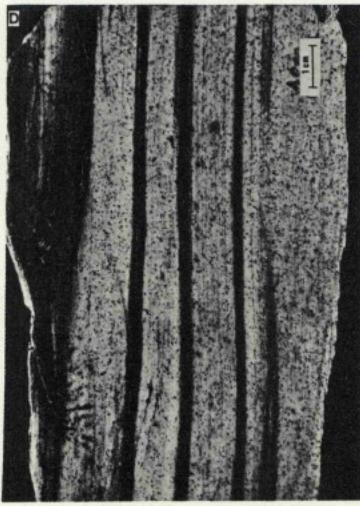
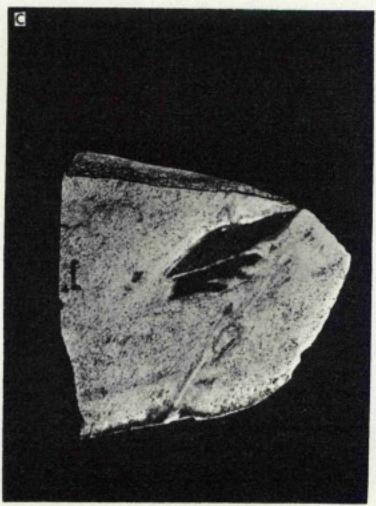
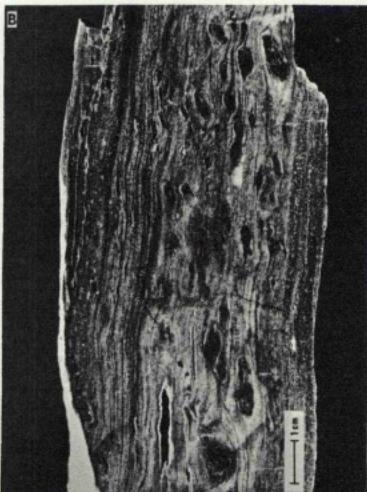
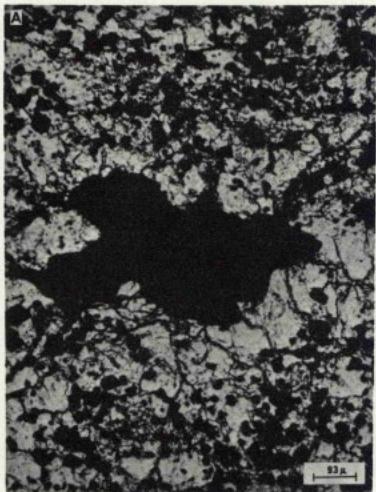
Estampa V

- A — Aspecto da deformação interna dos "rods" de quartzo nos filitos.
SE de Cortiços, a W do carreamento do Facho.
- B — Cumulado de plagioclase da F. Carrapatas.
S de Alto de Casais.
- C — Clastos de material riolítico em xistos verdes da F. Carrapatas.
Vinha Grande.
- D — Andalusite tardi 3.^a Fase, relacionada com o metamorfismo de contacto do granito do Romeu.
F. a W do carreamento de Facho.



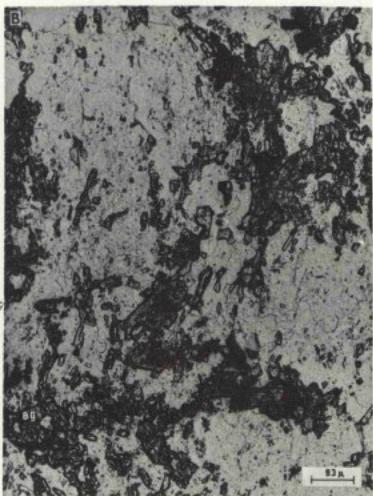
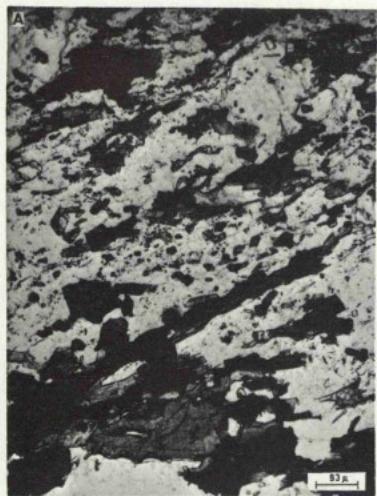
Estampa VI

- A — Concentração dos minerais opacos nos vulcanitos sem fénicos sódicos, da F. Facho.
N de Canzal.
- B — Aspecto dos porfiroclastos de material opaco nos riolitos da F. Facho (notar a assimetria do estiramento, a qual permitiu deduzir o sentido do movimento).
750 m a E de Morgadio.
- C — Clasto de material negro (magnetite) fracturado e isolado na matriz riolítica.
Mesma localização de B.
- D — Alternância de bandas claras, riolíticas, e bandas escuras com forte concentração de magnetite.
100 m a N de Morgadio.



Estampa VII

- A — Aspecto, em lámina delgada, de um metavulcanito maciço com riebequite dominante. Este mineral encontra-se orientado em pelo menos duas superfícies tectónicas, sobrepondo-se a uma matriz mais ou menos esmagada e recristalizada.
Amostra M423, Fig. 8.
- B — Aspecto, em lámina delgada, de um vulcanito maciço com egirina dominante (notar as reduzidas dimensões da piroxena, geralmente bastante tectonizada).
Amostra M427, Fig. 8.
- C — Textura microlítica relíquia observada numa chameira de um vulcanito da F. Pacho. N +. SW de Morgadio.
- D — Fenocristal, relíquia, com sinais de corrosão pela matriz.
Amostra M474, Fig. 8.



Estampa VIII

- A — Aspecto da foliação de um metariolito da F. do Facho (notar a presença de chameiras sinxistinas). N +.
Amostra M697, Fig. 8.
- B — Aspecto da foliação nos metavulcanitos ácidos. O alongamento dos cristais define dois planos de foliação correspondentes às 1.^a e 2.^a fases de deformação. N +.
Amostra M446, Fig. 8.
- C — Recristalização de homeblenda em longos cristais que mimeitizam S₂. N +.
F. Alto de Casais, 500 m a N do alto do mesmo nome.
- D — Blastese de albite associada à 2.^a fase de deformação. N +.
Amostra M423, Fig. 8.



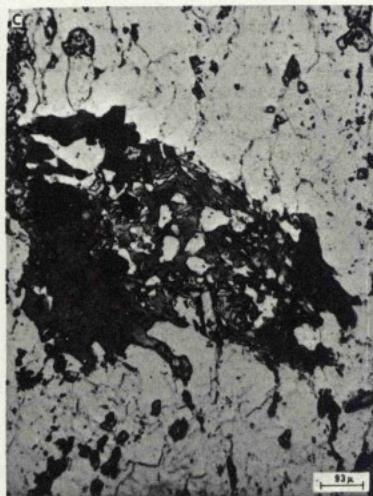
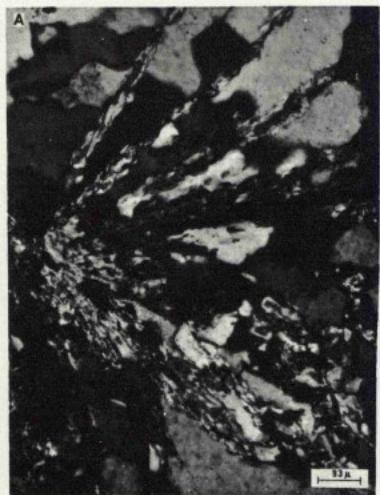
Estampa IX

- A — Aspecto da deformação e recristalização dos metabasitos do Complexo de Valbenfeito. Os megacristais de actinolite encontram-se cataclasados e envolvidos pela foliação.
Amostra M367.a, Fig. 8.
- B — Porfiroclasto poicilitílico de albite moldado por S_2 .
Amostra M952, Fig. 8.
- C — Cataclase de um metavulcanito intermédio da F. Carrapatas, situado na proximidade da Falha de Torto.
Amostra M952, Fig. 8.
- D — Filonete de quartzo afectado por cisalhamento tardio.
F. Facho, 800 m a SE de Morgadio.



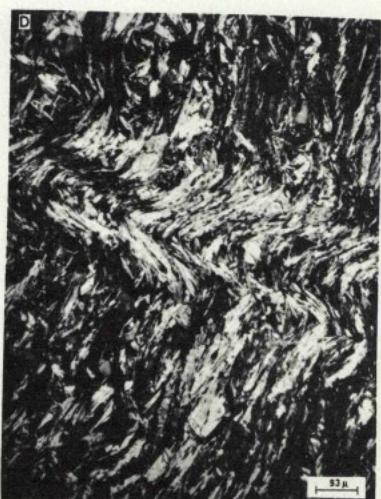
Estampa X

- A — Pormenor da recristalização em leque, tardi S_2 , da biotite verde. N +.
F. Facho, 500 m a W da povoação de Carrapatas.
- B — Outro aspecto da recristalização tardia da biotite verde.
Amostra M446, Fig. 8.
- C — Agregado de biotite verde, epidoto e magnetite, sobrepondo-se à foliação principal.
Mesma amostra de B.
- D — Recristalização tardia da stilpnomelana, quer em leque, quer mimetizando os planos S_1 e S_2 .
Amostra M981, Fig. 8.



Estampa XI

- A — Cristal de anfíbola, subgranaludo e recristalizado, nas metadiabases da F. Carrapatas.
Amostra M414, Fig. 8.
- B — Pormenor de uma anfíbola cujo núcleo é actinolítico e o bordo homeblêndico.
Mesma localização de A.
- C — Fácies de bordadura da F. Facho, no contacto com F. Carrapatas.
Notar as dobras de 3.^a fase e a porfiroblastese de albite e geração de magnetite, tardias.
Vinha Grande.
- D — Dobras de 3.^a fase com fraca recristalização dos filossilicatos.
F. W do carreamento do Facho, a W do V. G. Facho.



Estampa XII

- A — Porfiroclasto de albite anterior a F_2 , N +.
F. Facho, na linha do caminho-de-ferro, a S do Morgadio.
- B — Porfiroclasto poicilitico de albite, geminado. N +.
Amostra M174, Fig. 8.
- C — Textura resultante da deformação impressa pelas 1.^a e 2.^a fases de deformação, quando as direções dos planos axiais das dobras são aproximadamente perpendiculares.
Mesmo local da fotografia C, Est. X.
- D — Recristalização da biotite verde posteriormente a S_2 . Os extensos alinhamentos de cristais de biotite sublinham planos de cisalhamento conjugados, relacionados com a 2.^a fase de deformação.
Mesmo local de C.



Composto e impresso
na Imprensa Nacional-Casa da Moeda

Março de 1992

Depósito legal n.º 53 567/92

CARTA GEOLÓGICA DA REGIÃO A SW DE MACEDO DE CAVALEIROS

Levantamentos de
A. Ribeiro e L. Ribeiro (S.G.P.)

ESCALA 1:20 000

